



Эрланд Георгиевич Коломыц

Э.Г. КОЛОМЫЦ

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ
ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ
ЭКОЛОГИЯ**

Записки географа–натуралиста



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCE

Institute of Ecology
of the Volga River Basin

Institute of Basic
Biological Problems

E.G. Kolomyts

EXPERIMENTAL
GEOGRAPHICAL
ECOLOGY

The Records of Geographer–Naturalist

KMK Scientific Press Ltd
Moscow © 2018

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

Институт экологии
Волжского бассейна

Институт фундаментальных
проблем биологии

Э.Г. Коломыц

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ
ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ
ЭКОЛОГИЯ

Записки географа–натуралиста

Товарищество научных изданий КМК

Москва © 2018

УДК 502.5+574.9
ББК 20.1+26.82
К61

Ответственные редакторы: академик РАН В.А. Шувалов,
член-корреспондент РАН Г.С. Розенберг
Рецензент: член-корреспондент РАН А.А. Тишков

Экспериментальная географическая экология. Записки географа-натуралиста = Experimental geographical ecology. The Records of Geographer-Naturalist / Э.Г. Коломыц [отв. ред. В.А. Шувалов, Г.С. Розенберг]; Рос. акад. наук, Ин-т экологии Волжского бассейна, Ин-т фундамент. проблем биологии. – М. : Товарищество науч. изданий КМК. 2018. 716 с.– Доп. тит. л. англ.

Изложена авторская парадигма экспериментальной географической экологии и ее сердцевины – экологии ландшафтной. Описаны созданные автором эмпирико-статистические модели и разработанные на их основе эколого-географические концепции. Они раскрывают механизмы формирования ландшафтно-экологических систем регионального и локального уровней, их естественную и антропогенную динамику, а также эволюционные тенденции. Ландшафтно-экологический анализ проведен на конкретных примерах, с применением методов эмпирической имитации расчетных прогнозируемых ситуаций. В созданных моделях географическая экология приобретает эффективный формализованный инструмент анализа и прогноза, который использует методы дискретной математики для обработки и обобщения массового эмпирического материала, получаемого при полевых и камеральных ландшафтных исследованиях.

The author's paradigm of experimental geographical ecology and its core — landscape ecology — has been set forth. The empirical statistical models created by the author and the ecological geographical concepts developed on their basis are described. They disclose the mechanisms of formation of regional- and local-level landscape-ecological systems, their natural and anthropogenic dynamics and evolutionary trends. The landscape ecological analysis was performed using specific examples, and empirical simulation techniques for the estimated prognostic situations. In the constructed models, geographical ecology acquires an effective formalized tool for analysis and prediction using the methods of discrete mathematics for the processing and generalization of bulk empirical data obtained from field and laboratory landscape studies.

*Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований
по проекту 18-15-00023*



Издание РФФИ не подлежит продаже

ISBN 978-5-907099-46-3

© Э.Г. Коломыц, текст, иллюстрации, 2018
© Товарищество научных изданий КМК, издание 2018



*Моим незабвенным учителям
Гавриилу Дмитриевичу Рихтеру
и Владимиру Сергеевичу
Преображенскому
посвящаю*

Автор

Если я видел дальше других, то потому,
что стоял на плечах гигантов.

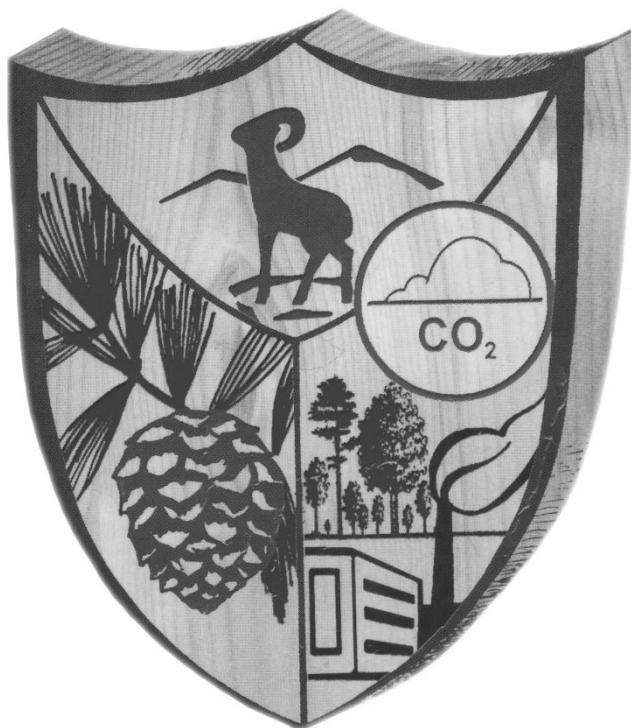
Исаак Ньютон

Всякая истина проходит в человеческом
уме три стадии: сначала – какая это чушь!;
затем – в этом что-то есть; наконец –
кто же этого не знает!

Александр Гумбольдт

Дар фантазии значит для меня больше,
чем моя способность впитывать знания.

Альберт Эйнштейн



ВВЕДЕНИЕ

Предмет экспериментальной геоэкологии

Кто дорожит жизнью мысли, тот знает очень хорошо, что настоящее образование есть только самообразование и что оно начинается только с той минуты, когда человек, распростившись со всеми школами, делается полным хозяином своего времени и своих занятий.

Д.И. Писарев

Сближение комплексной физической географии с экологией — одна из основных тенденций современного развития наук, изучающих природную среду. Эта тенденция открывает новые перспективы исследования природных режимов с использованием экспериментальных методов и системно-структурного анализа окружающей среды с целью оптимизации природы в ресурсном и экологическом отношениях (Сочава, 1974), а также для разработки методологии и способов охраны природной среды и ландшафтного планирования (Ruzicka, Miklos, 1982; Demek, 2000; Антипов и др., 2002).

Еще в 1952 г., излагая принципы геоботанических исследований, Л.Г. Раменский писал: «Экология — это единственный язык в нашей области, на основе которого только и возможно достижение подлинно комплексного охвата предмета в его многообразии и единстве» (1971, с. 157). Уже стала признанной трактовка экологии «...как науки о структуре и функциях природы» (Одум, 1975, с. 10), что весьма созвучно задачам учения о геосистемах (Сочава, 1970, 1978). Синтез этих научных направлений привел к становлению *ландшафтной экологии* (Д.Л. Арманд, 1975; Forman, Gordon, 1986; Forman, 1997; Виноградов, 1998; Розенберг и др., 1999; Wu, Hobbs, 2002), одна из основных задач которой состоит в изучении структуры и функционирования природных комплексов локального уровня (Охрана..., 1982).

Хотя современная ландшафтная экология выходит далеко за топологические рамки и рассматривается как наука, изучающая функциональное единство пространственных структур абиотических, биотических и антропогенных компонентов любой размерности (Lezer, 1997; Naveh, 2000), мы будем придерживаться первоначального, классического определения этой науки. По отношению же ко всей полимасштабной системе природных комплексов, начиная с ландшафтных фаций (биогеоценозов) и кончая зонально-поясными и крупными региональными

единицами континентальной биосферы, примем более общее понятие географической экологии.

«Время «лоскутной экологии» стремительно проходит, уступая место комплексному (сейчас говорят «системному») подходу к описанию процессов и явлений» (Шитиков и др., 2008, с. 215). Системный подход предполагает использование в исследовательском процессе весьма широкого понятия — организации, организованности ландшафтов или экосистем. Это понятие включает две взаимосвязанные части: 1) внутреннюю упорядоченность, согласованность и взаимодействие частей (элементов) целого; 2) совокупность процессов поведения (функционирования), управления и саморегуляции на каждом структурном уровне. Географический аспект организации систем состоит в поиске механизмов соединения разнородных по генезису, субстратным свойствам и темпам изменения природных компонентов, а также комплексов низшего ранга в единое целостное образование (Преображенский, 1986; Moss, 1999). Анализ связей внутри гео(эко-) системы и между системами составляет суть самого ландшафтно-экологического исследования.

Основным источником данных для ландшафтного анализа у зарубежных специалистов считается дистанционное зондирование, а в качестве теоретической структуры предлагается «иерархическая динамика участков (HPD)» для решения проблем гетерогенности масштаба, соседства, близости или гомогенности (Hay et al., 2001; Burnett, Blaschke, 2003). Главное внимание уделяется эффектам взаимодействия пространственной структуры и экологических процессов (Pickett, Cadenasso, 1995), причем учитывается, что отношения структура – процесс зависят от масштаба. Это лежит в основе парадигмы иерархической динамики пространственных единиц (Wu, David, 2002).

За последние десятилетия ландшафтная экология превратилась в «глобальную науку» (Wu, Hobbs, 2002), с двумя основными подходами — биоэкологическим и геоэкологическим (Moss, 1999). Тем не менее, вполне резонно мнение (Farina, 1998) о том, что ландшафтная экология не может служить всеобъемлющей наукой об окружающей среде.

Эффективность экологического подхода к изучению природы состоит в том, что, во-первых, исследуется весь замкнутый контур прямых и обратных связей в системе объект – среда (причем, не только ближайших, непосредственных, но и отдаленных, опосредованных), а во-вторых, появляется возможность прогнозировать состояние нужных природных компонентов при антропогенном нарушении тех или иных звеньев экологических связей.

Последнее обстоятельство следует подчеркнуть особо, так как необходимость широкого внедрения экологической концепции в науки о Земле, в практику мониторинга (Израэль, 1984) обусловлена возрастающей энерговооруженностью человечества и происходящим на наших глазах резким скачком техногенного воздействия человека на природу. Поскольку проблема состоит в сохранении не только биоконпонентов ландшафта, но и других жизненно важных для человека природ-

ных ресурсов (чистой атмосферы, природных вод, земных недр и т.д.), то можно говорить об экологии ландшафта в целом, включая и человека как биологического и социального индивида, т.е. — о *геоэкологии*. Хотя понятие геоэкологии было предложено К. Троллем в 1968 г., содержание этого понятия было раскрыто В.В. Докучаевым и Г.Ф. Морозовым еще 100 лет назад (Исаченко, 1971).

В географии обосновано положение о целесообразности и эффективности применения экологического подхода при изучении наземных систем любой физической природы (Минц, Преображенский, 1973). Это положение позднее было развито в обобщающем учебном пособии А.Г. Исаченко (2003), где рассмотрены принципы и методы эколого-географических исследований, включая анализ антропогенной трансформации ландшафтов и их устойчивости к техногенным нагрузкам. Автором проведено эколого-географическое районирование России и дан обзор современного состояния ландшафтов по крупным регионам страны.

В то же время географо-генетический подход широко внедряется в практику исследования сообществ растений и животных. Например, современная лесная типология опирается на закономерности структуры и эволюции природных ландшафтов как на необходимый методологический фундамент при разработке общей теории лесообразовательного процесса (Колесников, 1967; Рысин, 1980).

Внедрение экологического подхода во многие естественные науки связано со все большим пониманием роли биологических компонентов ландшафта в его стабилизации и саморегулировании, а также с резким обострением в последние десятилетия проблемы охраны природы в условиях мировой научно-технической революции и мощных социальных и культурных сдвигов в человеческом обществе. Развитие геоэкологической концепции выражается не только в наполнении старого понятия «ландшафтоведение» новым экологическим содержанием, но и в стремлении наметить первые шаги на пути создания конструктивно-преобразовательного направления в науках о Земле, в частности в географии и биологии (Герасимов, 1985).

В англоязычной литературе, особенно американской, предлагается сместить центр тяжести исследований с пространственных структур на природные процессы, порождающие эти структуры. Этот постулат выдается как провозглашение нового этапа развития ландшафтной экологии (Forman, Gordon, 1986; Neill et al., 1988; Forman, 1995; Farina, 1998; Wu, Hobbs, 2007; и др.). Подобные утверждения зарубежных коллег, мало знакомых с русскоязычной литературой, могут вызвать только недоумение.

Следует напомнить, что начало именно такого (генетического) направления в природной географии было положено В.В. Докучаевым (1881), и оно доминировало с первых же этапов развития отечественного ландшафтоведения, а затем ландшафтной экологии (Высоцкий, 1909, 1949; Раменский, 1971 (1930); А.Д. Арманд, 1967, 1975; Н.А. Солнцев, 2001 (1949); и др.) и биогеоценологии (Сукачев, 1960, 1972). Эти фундаментальные отечественные работы кардинально отличались от работ американско-западноевропейского хорологического (геттнеровского)

направления, которому неоправданно приписывается «период классической ландшафтной экологии» (Forman, Gordon, 1986; McGarigal, Marks, 1995; Хорошев и др., 2006, 2016; Хорошев, 2013; и др.).

В частности, проблемы описания пространственных структур через пространственные процессы в достаточно полной форме была поставлена И.П. Герасимовым (1986) еще в 1964 г. в его неодокучаевской парадигме в почвоведении: «среда (факторы почвообразования) – почвенные процессы (генезис) – свойства почвы», — при решении вопросов классификации почв и почвенного картографирования. Аналогичная функциональная триада «условия – процесс – структура» позднее была положена нами в основу концептуальной модели географического экотона как иерархической системы управления (Коломыц, 1987). Фундаментальное значение имеет теория А.А. Григорьева (1966) о многоплановом, но целостном по своей сущности физико-географическом процессе, формирующем зонально-поясную структуру географической оболочки. Глобальные биосферные процессы, создававшие основные природно-территориальные структуры Земли на всех этапах ее геологического развития, раскрыты в трудах М.И. Будыко (1975, 1984). На локальном и субрегиональном уровнях следует отметить концептуальные положения В.Б. Сочавы (1962, 1978) об эволюции и динамике геосистем, их факторально-динамических рядах и режимах саморегуляции, обусловленных взаимодействием гидротермики почв с растительностью. Еще раньше влияние местных гидроэдафических режимов на растительные сообщества в различных геоморфологических условиях было детально изучено Г.Н. Высоцким (1909, 1949) и Г.И. Танфильевым (1953). Д.Л. Арманд (1967, 1975) выделял особое физико-экологическое направление в ландшафтоведении, где изучаются вещественно-энергетические ландшафтообразующие процессы. Им же был предложен термин «геофизика ландшафта». Наконец, нельзя не упомянуть фито-эдафические аспекты учения Г.Ф. Морозова о лесе (1949), геоморфологические и климатические комплексы типов лесных сообществ Б.П. Колесникова (1956), а также выдвинутую В.Н. Сукачевым (1975) и развитую С.М. Разумовским (1981) концепцию экогенетических (демутационных) смен и экзогенных (филоценогенетических) преобразований биогеоценозов.

Многолетний научный поиск автора в области географической (ландшафтной) экологии опирается именно на этот богатейший опыт отечественного естествознания. Все содержание данной монографии представляет собой определенный логически упорядоченный ансамбль базовых и прогнозных эмпирико-статистических моделей и разработанных на их основе концепций, раскрывающих механизмы формирования ландшафтно-экологических систем как регионального, так и локального уровней, их естественную и антропогенную динамику, а также эволюционные тенденции (в геологических масштабах эволюции биосферы). Ландшафтно-экологический анализ проведен на конкретных примерах, с привлечением массы полевого фактического материала, в отличие от гораздо менее содержательных данных дистанционного зондирования, которыми

пользуются как отечественные, так и в особенности зарубежные аналитики (см. выше). Это, по глубокому убеждению автора, наилучшим образом может донести до заинтересованного специалиста физико-географа сущность рассматриваемых проблем и предлагаемые методы их решения. Именно в этом состоит специфика и научно-методическая значимость *экспериментальной географической экологии*. Здесь уместно привести известное высказывание великого Исаака Ньютона: «При изучении наук примеры полезнее правил».

Весь массив научно-методических разработок, представленный в монографии, был систематизирован и обобщен таким образом, чтобы представить экспериментальную географическую экологию на современном уровне развития наук о Земле, с применением системного анализа, обогащенного эмпирико-статистическим моделями базовых и прогнозируемых состояний гео(эко-)систем как целостных и динамичных природно-территориальных образований (в духе учений Г.Н. Высоцкого, В.В. Докучаева, Л.Г. Раменского, В.Н. Сукачева, Л.С. Берга, А.А. Григорьева, Н.В. Тимофеева-Ресовского, В.Б. Сочавы).

Наши исследования исходят из упомянутого выше наиболее общего понятия экологии. Это предполагает широкое комплексирование экологических и ландшафтно-географических методов исследования, с трактовкой природной среды с позиций теории систем, позволяющей установить механизмы экологических связей в том или ином геопространстве (Сочава, 1970).

Ландшафтная организация включает, как известно, два взаимосвязанных, но противоположных процесса — интеграцию различных геокомпонентов в целостные природные единства (ландшафты) и дифференциацию этих единств на относительно обособленные территориальные части разного масштаба, т.е. соподчинение их структурных уровней — локального, регионального и планетарного. Такая двойственность организации географического пространства (интеграция — дифференциация) находит отражение в двух ветвях иерархии гео(эко-)систем — компонентной и ареальной (Геттнер, 1930). Соответственно, различают два основных типа моделей ландшафтной организации — моносистемный и полисистемный (Преображенский, 1969). Весь комплекс связей между природными компонентами и факторами, благодаря которому существует многообразие экосистем, является предметом географической экологии.

Мы рассматриваем главным образом *физическую экологию*, где по аналогии с физикой ландшафта (Арманд, 1967) анализируются физические процессы взаимодействия биоты с абиотическими факторами, обуславливающие структурно-функциональную организацию природных экосистем с определенным уровнем их первичной продуктивности. Здесь стоит привести высказанные И.П. Герасимовым (1993) мысли о том, что «...тепло- и влагооборот в природной среде всегда и всюду является тем главным механизмом, который контролирует интенсивность и характер всех других форм обмена энергией и веществом между главными компонентами географической среды... Более того, следует считать, что различные пространственные вариации теплового и водного режима земной

поверхности, связанные с общими и местными факторами, более чем что-либо другое обуславливают разнообразные географические модификации в характере этого обмена» (с. 235). Не менее важное значение имеют, конечно, и биогеохимические круговороты, а также сами биотические взаимодействия в экосистемах, однако последний аспект экологии нами не рассматриваются.

Экологическая безопасность крупнейших по уровню развития экономических регионов нашей страны связана в значительной мере с проблемой сохранения и воспроизводства лесных ресурсов — прежде всего, на юге бореального пояса и на севере пояса суббореального, т.е. в критических условиях зональных переходов от леса к степи. Особенно актуальной данная проблема становится в условиях возрастающего антропогенного давления на природу, приобретающего в настоящее время общепланетарные масштабы. К таким феноменам относится уже начавшееся глобальное антропогенное изменение климата (глобальное потепление), с его весьма разнообразными и подчас трудно предсказуемыми экологическими последствиями (Global Change..., 2001).

В числе наиболее опасных экологических последствий глобального потепления и общей климатической аридизации природной среды может оказаться необратимое ухудшение лесорастительных условий на обширных территориях южных маргинальных лесов умеренного пояса. Дальнейшая же прогрессирующая климатическая аридизация может иметь катастрофические последствия для земной биоты в целом. Недавними исследованиями вулканических пород с берегов р. Тунгуски, проведенными в университете Сиракьюз (США), установлено, что «великое Пермское вымирание», когда с лица суши Земли исчезло до 95% живых существ, было обусловлено огромными вулканическими выбросами парниковых газов в атмосферу.

Наше будущее может оказаться повторением далекого прошлого. В публикации Proceedings of the National Academy of Sciences от 10.12.2018 г. показано, что примерно к 2100–2150 г. средняя температура планеты станет «эоценовой» (что была 55 млн. лет назад) — на 13 градусов выше современной.

В Ежегодном докладе Минприроды России «Об охране окружающей среды» за 2018 год отмечено значительное увеличение выбросов парниковых газов. Это привело к беспрецедентным, по крайней мере, за последние 800 тыс. лет уровням атмосферной концентрации диоксида углерода, метана и закиси азота. В результате за период с 1976 г. по 2017 г. в среднем по Земному Шару среднегодовая температура воздуха повышалась на 0,18 °C за каждые 10 лет. На территории России этот рост был гораздо более высоким и составил 0,45 °C/10 лет.

Предполагается также, что уже 2020 год может оказаться «точкой экологического невозврата», если не снизить глобальный поток техногенных выбросов парниковых газов в соответствии с положениями Киотского протокола.

Первоочередными эколого-географическими задачами решения проблемы глобального потепления являются:

1) установление механизмов реакции лесных сообществ умеренного пояса, находящихся у южных границ своего распространения, на неблагоприятные для них воздействия процессов общей аридизации природной среды, вызванных глобальным потеплением;

2) разработка модельных экологических сценариев структурно-функциональной организации, устойчивости и углеродного баланса лесных экосистем согласно глобальным моделям изменений климата на ближайшие 100–200 лет. Решению именно этих фундаментальных задач посвящена значительная часть данной монографической сводки.

Известные методы биоэкологического и геосистемного мониторинга, основанные чаще всего на сравнительном анализе аэрокосмических материалов, не оперируют параметрами биологического круговорота в гео- и экосистемах, поэтому они не в состоянии выявить функциональные связи между биотой и средой, а также спрогнозировать изменение этих связей. Соответственно, остаются нераскрытыми движущие силы функционирования и устойчивости биогеосистем в условиях изменчивой абиотической среды, что имеет прямое отношение к глобальному потеплению и его экологическим последствиям.

В авторской парадигме экспериментальная геоэкология как раз и ставит своей основной целью разработку научно-методических основ пространственного функционального мониторинга лесов на основе эмпирически устанавливаемых локальных и региональных ландшафтно-экологических связей, которые рассматриваются в качестве механизмов метаболической реакции лесных экосистем на те или иные климатические тренды. В таком аспекте проблема мониторинга еще не разрабатывалась, поскольку, во-первых, отсутствовала необходимая фактологическая база, а во-вторых, — не была разработана достаточно строгая методика самого локального и регионального экологического прогнозирования. Обе эти проблемы удалось решить, а насколько успешно — судить взыскательному читателю.

Монография состоит из 15 глав, объединенных в три части. В первой из них представлен базовый геоэкологический анализ, с эмпирико-статистическим моделированием разноуровневых ландшафтных связей. Вторую же часть составляют разработанные автором теория и численные методы региональных и локальных эколого-географических прогнозов и палеореконструкций, связанных с глобальными изменениями климата в прошлом и будущем. Описанная в этих частях авторская парадигма экспериментальной географической экологии представляет собой эмпирически обоснованную, логически упорядоченную и внутренне непротиворечивую научно-методическую конструкцию.

Работая в области географической экологии в течение последних 40 лет, автор выдвинул и в различной степени проработал следующие научно-методические концепции:

1) принципы и методы дискретного эмпирико-статистического моделирования пространственной организации разнопорядковых гео(эко)систем, а также создания прогнозных моделей их климатогенных преобразований;

2) положение о географических экотонах как первоочередных объектах изучения воздействия человека на природу;

3) численные методы регионального и локального ландшафтно-экологического прогнозирования;

4) региональная палео-прогнозная концепция (на примере Волжского бассейна), рассматривающая прогнозируемые эколого-географические сценарии и их палеогеографические аналоги как единую региональную систему глобальных изменений природной среды;

5) топо-экологическая прогнозная концепция «Глобальные изменения на локальном уровне» как научно-методическая основа геосистемного мониторинга.

Изложен также опыт применения методов ландшафтной экологии в оценках биологического круговорота, углеродного баланса лесных экосистем и биотической регуляции углеродного цикла при изменениях климата. В этой связи предложены новые положения теории устойчивости природных экосистем и разработаны методы исчисления функциональной устойчивости локальных и зонально-региональных лесных сообществ на основе дискретных параметров биологического круговорота.

Далее, на примере Центрального Кавказа, выполнено базовое и прогнозное ландшафтно-экологическое моделирование высокогорных экосистем, призванное способствовать дальнейшему развитию региональных аспектов физики биосферы и созданию научно-методической базы высокогорного мониторинга.

В третьей, заключительной части монографии рассматриваются 3 актуальные эколого-географические проблемы. Первая из них касается перспектив использования биосферных заповедников как объектов регионального и глобального геосистемного мониторинга. Анализ проведен на примере Приокско-террасного заповедника. Представлена также эволюционная ландшафтно-экологическая концепция как предвестник новой отрасли комплексной физической географии и геоэкологии — эволюционного ландшафтоведения. Концепция основана на эмпирико-статистических моделях организации и климатогенной динамики бореальных лесных экосистем в островодужном и окраинно-материковом секторах Тихоокеанского мегаэктона Северной Евразии.

Наконец, на примере крупного мегаполиса — Нижнего Новгорода проведен комплексный анализ механизмов организации лесных природных комплексов в урбосфере в целях дальнейшего развития биоэкологического и геосистемного мониторинга больших городов.

Адресуя свою работу широкому кругу специалистов физико- и биогеографов, автор стремился к тому, чтобы в созданных им ландшафтно-экологических моделях и в их содержательном анализе географическая экология смогла приобрести эффективный формализованный инструмент анализа и прогноза, который использует достаточно простые методы дискретной математики для обработки и обобщения массового эмпирического материала, получаемого при традиционных полевых и камеральных ландшафтных исследованиях.

ЧАСТЬ I

БАЗОВЫЙ ЭКОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Глава 1

МЕТОДОЛОГИЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ЛАНДШАФТНО-ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

1.1. Ландшафтно-экологическая система как объект базового и прогнозного моделирования

Основным инструментом системного анализа сложных природных объектов служат, как правило, методы математического моделирования. Они дают ту необходимую общность подхода к изучению процессов различной природы, без которой сегодня вряд ли можно представить успешное объединение усилий представителей различных научных дисциплин для решения единой задачи. Моделирование становится особенно незаменимым при решении задач долгосрочного экологического прогнозирования, поскольку проблема слишком сложна, масштаб явления весьма велик, а разумный физический эксперимент поставить практически невозможно (Шнайдер, 1993).

При этом необходимо иметь в виду, что малые внешние воздействия способны вызвать существенные глобальные изменения (Котляков, 2001). Палеоданные показывают, что неожиданные и резкие катастрофические изменения являются всеобщей особенностью Системы Земли, поэтому важно понять долгосрочные кумулятивные эффекты воздействия человека в прошлом и природу специфических экологических порогов, за которыми начинается снижение устойчивости природных экосистем (Global Change..., 2001).

Итак, сущность экспериментального ландшафтно-экологического исследования состоит в разработке количественных эмпирико-статистических моделей и в проведении численных экспериментов с моделями для решения поставленных задач. Уже первые опыты ландшафтного моделирования убедили в «... нереальности замысла всесторонне охарактеризовать в одной модели даже главные функциональные зависимости гомогенного участка геосистемы... Любая геосистема может быть описана только комплексом моделей, в котором каждая из моделей имеет определенную целевую установку» (Сочава, 1978, с. 51, 53).

Идеология моделирования биосферных процессов предполагает также, что «... нецелесообразно детально рассматривать в одной и той же модели процессы, для которых характерные времена очень резко отличаются друг от друга» (Ляпунов, 1981, с. 16).

Г.С. Розенбергом (1984) проведен достаточно разносторонний и глубокий разбор различных типов моделей сложных экологических систем. Численные прогнозы биосферных процессов и явлений основываются обычно на имитационных принципах моделирования. Имитационные модели предназначены для аналитико-механистического описания сложных систем в условиях априорной неопределенности и представляют собой ту или иную замену реальной «системной сложности» некоторой абстрактной структурой, с декомпозицией и упрощением рассматриваемых закономерностей структуры и функционирования (Лапко и др., 1999; и др.). Наибольшие успехи достигнуты в имитационном моделировании глобальных биосферных процессов (Моисеев и др., 1985; Тарко, 2005; и др.), в создании моделей состояния и динамики средообразующих факторов (Крутько и др., 1982; Зотов, 1993), концептуально-балансовых моделей различных типов географической среды (Теоретические..., 1983; Гильманов, Базилевич, 1986) и отдельных типов растительных сообществ (Innis, 1978; Чертов, Комаров, 1997), а также в построении моделей поведения экосистем в условиях техногенного загрязнения природных сред (Лапко и др., 1999; и др.) и т.п.

Следует подчеркнуть, что это в «чистом виде» экологические модели, они описывают прямые связи биоты с абиотической средой либо движение потоков вещества и энергии по трофическим цепям, позволяя оценить степень замкнутости биологического круговорота. Вся система вещественно-энергетических балансов разбивается здесь на отдельные блоки, что позволяет более адекватно моделировать реакцию различных компонентов экосистемы на внешние воздействия на основе известных методов изучения частных биосферных процессов. Немаловажным достоинством имитационных моделей является также возможность экстраполяции в будущее данных измерений (Моисеев и др., 1985; Тарко, 2005).

Вместе с тем, давая достаточно глубоко проработанные прогнозные сценарии по отдельным геокомпонентам, имитационные модели не могут дать нам целостного представления о будущем облике самой экосистемы, о степени ее устойчивости при новых сочетаниях средообразующих и функциональных параметров. Как справедливо отметил А.А. Тишков (1988), прогностические построения на основе чисто математических моделей не отражают комплексный характер происходящих в системе изменений. Это может быть связано с двумя методическими трудностями описания сложных экосистем имитационными моделями (Пегов и др., 1986): несовместимостью пространственно-временных масштабов и нестыковкой отдельных блоков модели, — что обусловлено разнокачественностью вещественно-энергетических процессов, происходящих в отдельных геокомпонентах. К тому же подобные модели не охватывают территориального многообразия

сукцессионных смен при одном и том же фоновом воздействии (Тишков, 1988), т.е. они могут быть «неадекватны в пространстве» (Lischke et al., 1998).

Как существенный недостаток следует отметить также априорность имитационных моделей (Розенберг, 1984) — «привнесение» в них собственных представлений исследователя о структуре и механизмах функционирования самой моделируемой системы, что снижает адекватность моделей и точность производимых по ним прогнозных расчетов. По этой причине имитационные модели, основанные на гипотезах и функциональных зависимостях, выполняющихся с определенной точностью, в значительной мере субъективны и каждая из них нацелена на решение строго определенного круга задач (Тарко, 2005).

Такие модели не позволяют воссоздавать близкую к реальности пространственную мозаику структурных и функциональных параметров экосистем на локальном и региональном уровнях, поскольку не учитывают многоплановую экологическую роль рельефа (самих же геоботанических или лесостроительных материалов для этого недостаточно). Сами специалисты по имитационному моделированию признают, что задача построения комплексной имитационной экосистемной модели остается нерешенной (Impact..., 1993).

Среди имитационных моделей широко известен класс гэп-моделей. Эти расчетные модели используются для описания динамики фитоценозов, прежде всего различных типов леса, в связи с естественными и антропогенными воздействиями, в том числе при глобальных климатических изменениях (Bonan et al., 1992; Рэнсон и др., 1997; Чертов, Комаров, 1997; и др.). Универсальность гэп-моделей позволяет прогнозировать качественную траекторию экзогенных сукцессий (смену породного состава и структуры насаждений) при изменениях параметров абиотической среды.

Объектом моделирования здесь служат отдельные древесные особи или их популяции, а ход фитоценотической сукцессии определяется по результатам расчетной динамики продуктивности конкурирующих древесных пород при заданном изменении параметров внешней среды. Сами же внутренние ценоотические взаимодействия не рассматриваются. Такие модели остаются чисто флористическими, хотя обобщения сукцессионной динамики доводятся до уровня природных зон (Sykes, Prentice, 1993; Dahl, 1993).

Гэп-модели в их традиционном виде не позволяют выйти за рамки ауто- и синэкологии и рассматривать более сложные биогеоценотические и тем более ландшафтно-экологические образования, с зарегулированными обратными связями. При этом эмпирические данные, в том числе материалы полевых исследований, используются в таких моделях главным образом для идентификации и верификации детерминированных или стохастических биосферных процессов, описываемых математическими конструкциями (Тарко, 2005). Примером весьма результативного имитационного моделирования могут служить прогнозные сценарии изменения структуры бореальных лесов Швеции и Норвегии на ближайшее столетие в свете удвоения концентрации CO₂, по модели GISS (Impact..., 1993).

Следует отметить также следующие особенности гэп-моделей. В них рассматриваются исключительно вертикальные (межкомпонентные) ландшафтные связи, а среди них — влияние главным образом прямодействующих экологических факторов: тепла, влаги, процессов тепло- и влагооборота в почве и приземном слое воздуха, запасов минеральных веществ в почве и др. В качестве параметров в модели вводятся: чистая первичная продукция, индекс листовой поверхности, фактическая эвапотранспирация, тип биома (Стеффен, Лангридж, 1997). За рамками исследования остается целый комплекс опосредованных геокомпонентных связей (обусловленных, прежде всего, литогенной основой ландшафтов), как прямых, так и обратных, которые могут иметь решающее экологическое значение. Успехи имитационного моделирования как раз и объясняются тем, что оно либо рассматривает слишком простые экологические связи (Виноградов, 1998), с наименьшим количеством переменных, либо идет по линии выбора достаточно однородных областей земной поверхности, с тем чтобы получить обобщенные прогностические характеристики (Пегов и др., 1986).

Важно также отметить, что имитационные модели — это конструкции с сосредоточенными параметрами (и в этом смысле безразмерные), не позволяющие получить территориальную развертку регионального и локального отклика биогеосистем как целостных образований на внешние фоновые возмущения. Важно подчеркнуть, что территориальное разнообразие отклика определяется не только вертикальными, но и горизонтальными (межкомплексными) связями, в том числе эффектами парагенетического взаимодействия гео(эко-)систем на мезо- и микрокатенах, а также характером и контрастностью почвенно-фитоценологических рубежей. Более того, при нарушении устойчивости гео(эко-)системы горизонтальные связи становятся ведущими в определении направлений и темпов ее экзогенных сукцессий (см. Главу 6).

В некоторых имитационных моделях состояния лесных экосистем за исходный объект берется доминирующая лесообразующая порода. Интегральным экологическим фактором служит тип условий местопроизрастания, выраженный усредненными гидротермическими и почвенно-эдафическими характеристиками. Полученные связи распространяются затем на крупные регионы либо на целые природные зоны, по которым и даются аналитические прогнозы (Заварзин, 2007). Создается весьма идеализированная модель, весьма далекая от реальности. Кроме того, результаты такого моделирования, при всей их эффективности, не могут быть использованы при прогнозе состояния лесного сообщества как целого (Шугарт и др., 1989) и не охватывают пространственного многообразия сукцессионных смен при одном и том же воздействии (Тишков, 2005).

Таким образом, универсальность и простота имитационных моделей, при достаточно глубокой проработке рассматриваемых ими связей и относительно высокой точности прогноза, оборачивается их неизбежной ограниченностью, обусловленной весьма узкими рамками экологических процессов и явлений, которые эти модели описывают. Несомненно, географическая экология должна исполь-

зовать имитационные модели для выявления наиболее общих закономерностей функциональной организации экосистем, однако она не может ограничиваться подобным типом моделирования, поскольку имеет дело с территориально дифференцированными экосистемами ландшафтного уровня. Экологический регион всегда в той или иной степени своеобразен и неповторим, поэтому адекватные ему модели должны базироваться на конкретном эмпирическом материале и учитывать определенные региональные и локальные ограничения в системе вещественно-энергетических связей.

При оценках реакции лесов на естественные и антропогенные воздействия некоторые авторы, используя имитационные модели, описывающие только видовой состав и структуру современного леса, неправомерно называют полученные конструкции моделями ландшафта (Impact..., 1993; Smith et al., 1992). В этих моделях отсутствуют такие важнейшие признаки ландшафта, как местоположение в рельефе, лито-эдафические характеристики, гидротермические параметры. В отличие от подобных чисто фитоценологических моделей, имеющих свое несомненное практическое значение для лесоводства, разработанный нами метод ландшафтного моделирования состояния лесных экосистем с гораздо большим основанием можно считать *методом биогеоэкологическим* — в духе учения В.Н. Сукачева (1972).

Гео(эко-)системы как многокомпонентные целостные образования с «плохой» структурой наиболее адекватно могут быть описаны с помощью *методов дискретной математики* (теории информации, теории множеств, кластерного анализа, геоморфометрии и др.). Эти методы позволяют формализованно описывать три фундаментальные географические закономерности, по (Сочава, 1978): интеграцию геокомпонентов в природные комплексы данного таксономического ранга, дифференциацию последних в пределах данного геопространства и, наконец, их иерархическую организацию.

При ландшафтно-экологическом моделировании, описывающем поведение экосистем как целостных образований, удастся оперировать сравнительно небольшим числом наиболее информативных признаков и получать результаты с гораздо более высокой степенью пространственного разрешения по сравнению с тем, что дают известные имитационные модели. При этом появляется возможность существенно снизить такое отрицательное свойство моделей как их эклектичность (смешение свойств объекта и формирующих его процессов), вызванную чрезмерно большим числом одновременно вводимых параметров (Галицкий, Тюрюканов, 1981). Преимущество дискретных (структурных) моделей над моделями континуальными (динамическими) состоит также в том, что они способны отображать многообразие качественных свойств исходных элементов структуры.

Выгодно отличаясь от имитационных моделей способностью более полно описывать свойства географического пространства, модели эмпирико-статистические имеют и свои существенные недостатки, которые особенно ощутимы в прогнозно-экологическом анализе. Главным из них является их «неопределен-

ность во времени» (Lischke et al., 1998). По этим моделям можно предсказывать только *потенциальные будущие состояния экосистем*, причем состояний нового равновесия с абиотической средой, время достижения которого остается неопределенным. Дискретные эмпирико-статистические модели природных экосистем относятся к классу *статичных моделей*, позволяющих давать быструю оценку состояний экосистем и их изменений на больших площадях (Lischke et al., 1998). В них могут быть адекватно отражены процессы стабилизирующего отбора (см. главу 6) как реакция биоты на климатические возмущения, превышающие порог ее адаптации.

Разработанные нами ландшафтно-экологические модели (см. также Коломыц, 1998, 2005) являются эмпирико-статистическими и их можно, по-видимому, отнести к типу самоорганизующихся моделей, по Г.С. Розенбергу (1984).

Следует подчеркнуть принципиальные отличия эмпирико-статистического, по существу *апостериорного*, ландшафтно-экологического моделирования от моделирования имитационного, *априорного*. Следуя разработкам (Крапивин и др., 1982), мы рассматриваем биосферу как *статистический ансамбль биогеоценозов* — слабо взаимодействующих между собой, но внутренне высоко скоррелированных элементарных биохорологических единиц, по определению Н.В. Тимофеева-Ресовского (Тимофеев-Ресовский, Тюрюканов, 1966).

Отсюда — правомерность использования информационно-статистических методов, в том числе с применением энтропийных мер, при описании биогеоценотического покрова. Экосистему же топологической размерности можно представить как сообщество биогеоценозов данного иерархического уровня, с приданием такому объединению определенных функциональных свойств, связанных со структурой вещественно-энергетических потоков. Такой подход позволяет выявлять и прогнозировать закономерности поведения экосистемы при сохранении статистических методов анализа.

Апостериорный же характер самого моделирования позволяет получать результаты, может быть, не столь точные, но с более высоким (географическим) уровнем общности, нежели при имитационном моделировании. В отличие, например, от гЭП-моделей, при эмпирическом ландшафтно-экологическом моделировании материалы натурных исследований используются не в качестве проверки тех или иных расчетных данных, а как фактологическая база самого моделирования, что сводит к минимуму влияние фактора субъективности при построении модели.

1.2. Сущность и типы эмпирико-статистического моделирования

Моделирование представляет собой мощное средство развития теории и методологии науки. Модель, в самом широком смысле, — это любая система, которая в некотором отношении способна заменять изучаемый объект, т.е. представляет собой объект-заменитель, в чем-то подобный оригиналу. Модель неизбежно упрощает действительность, но показывает в «обнаженном виде» те элементы и

связи в изучаемой системе, которые интересуют исследователя, при устранении второстепенных деталей. Модель позволяет увидеть в сложном географическом целом самостоятельные и вместе с тем взаимосвязанные части.

Это достигается обычно путем разделения сложного объекта на отдельные части — блоки, в которых исследователь старается выявить главные, с его точки зрения, черты «поведения» объекта и опустить второстепенные (Симонов, 1986). Статус физически осмысленной модели должен соответствовать оригиналу как нечто целому; отдельные же ее части могут быть регрессиями, т.е. (суб)-моделями. (Коровин и др., 2013).

Геоэкологический подход к изучению природной среды является по существу подходом системным, который учитывает в равной мере как экологические, так и географические аспекты природно-территориальной организации. Изучение экологических процессов и явлений с ландшафтных позиций предусматривает их пространственное многообразие, обусловленное определенной упорядоченностью вещественно-энергетических образований на земной поверхности и их интеграцией в некоторые территориальные единства (Нэф, 1968). Важнейшим началом формирования ландшафтно-экологических систем служит сама физическая поверхность Земли как «универсальный интегрирующий фактор» (Раман, 1976), с которым тесно связано ключевое понятие ландшафтной географии — *тип местоположения*, служащий элементарной ячейкой географического пространства (Родоман, 1979).

Ландшафтно-экологический подход к моделированию природных экосистем локального уровня основывается нами на известной биохорологической концепции Н.В. Тимофеева-Ресовского (Тимофеев-Ресовский, Тюрюканов, 1966). В этой концепции центральное место занимает положение о пространственной организации живым веществом круговорота вещества и энергии в биогеоценозах как дискретных элементарных структурных единицах биосферы. В соответствии с разработками (Крапивин и др., 1982; Горшков и др., 1999), биосфера рассматривается как статистический ансамбль биогеоценозов — слабо взаимодействующих между собой, но внутренне высоко упорядоченных (на основе стабилизирующего отбора) элементарных биохорологических единиц.

Каждой экосистеме уровня фаций или их группировок придаются определенные функциональные свойства, связанные со структурой локальных вещественно-энергетических потоков. Такой подход позволяет выявлять территориальную организацию топоэкосистем с позиций фундаментальных принципов био- и георазнообразия (Пузаченко, 2006) и прогнозировать закономерности поведения лесных сообществ в различных геоморфологических и эдафических условиях на основе собираемой в поле массовой эмпирической информации при сохранении статистических методов ее анализа. Тем самым удается представить механизмы ландшафтной организации в эмпирико-статистических моделях локального экологического пространства, что является, по нашему мнению, новым шагом в развитии геоэкологии.

Дискретный характер эмпирико-статистического моделирования означает, что в пространстве рассматриваемых экологических факторов должна существовать некоторая ячеистая структура, определяющая возможность реализации тех или иных категорий биологических объектов, а также типы путей их «онтогенеза» (Тимофеев-Ресовский, 1970). Сам процесс моделирования основан на гипотезе о существовании иерархии таких ячеистых структур (Галицкий, Тюрюканов, 1984).

Системный подход предполагает использование в исследовательском процессе весьма широкого понятия — организации, организованности ландшафтов или экосистем. Это понятие включает две взаимосвязанные части:

1) внутреннюю упорядоченность, согласованность и взаимодействие частей (элементов) целого;

2) совокупность процессов поведения (функционирования), управления и саморегуляции на каждом структурном уровне. Географический аспект организации систем состоит в поиске механизмов соединения разнородных по генезису, субстратным свойствам и темпам изменения природных компонентов, а также комплексов низшего ранга в единое целостное образование (Преображенский, 1986). Анализ связей внутри гео(эко-)системы и между системами составляет суть самого ландшафтного исследования.

В качестве биотического ядра элементарной природной экосистемы мы будем рассматривать (за редким исключением) фитоценоз (растительное сообщество) — качественно своеобразный и однотипный участок растительного покрова, далее не разделяемый, с однородным характером взаимоотношений между растениями, а также между ними и средой, по дефиниции А.А. Ниценко (1971). В контексте принципов организации гео(эко-)систем весьма важной представляется известная трактовка фитоценоза как исторически организованного аппарата, приспособленного к оптимальному использованию производительных сил местообитания для аккумуляции и трансформации вещества и энергии и для построения живого вещества (Сукачев, 1972).

Ландшафтная организация включает два взаимосвязанных, но противоположных процесса — интеграцию различных геокомпонентов в целостные природные единства (ландшафты) и дифференциацию этих единств на относительно обособленные территориальные части разного масштаба, т.е. соподчинение их основных структурных уровней — локального, регионального и планетарного, согласно дефинициям Л.Г. Раменского (1971). Такая двойственность организации географического пространства (интеграция–дифференциация) находит отражение в двух ветвях организации гео(эко-)систем — компонентной и ареальной.

Первый аспект организации касается так называемых вертикальных — *межкомпонентных ландшафтных связей*, т.е. взаимоотношений между горными породами, климатом, рельефом, поверхностными и подземными водами, почвами, фито- и зооценозами. Такие связи отражаются в моносистемных моделях гео(эко) систем (Преображенский, 1969), применение которых привело, как известно, к успешному развитию индикационных методов в физической географии и экологии.

Второй аспект природно-территориальной организации составляют связи горизонтальные (латеральные) — межкомплексные. Они характеризуют отношения между самими природными комплексами, равными по рангу. Ими формируются векторные ландшафтные системы (Ретеюм, 1971; Д.Л. Арманд, 1975), известные под разными наименованиями: геохимических ландшафтов (Польнов, 1956; Глазовская, 1964), биогеосистем (Бяллович, 1973), каскадных систем (Chorley,

1.3. Стратегия ландшафтно-экологического эксперимента

Экологический эксперимент включает в себя пять последовательных стадий: гипотезу, планирование, реализацию, статистический анализ и интерпретацию (Хелберт, 2008а). При этом первостепенное значение имеют планирование эксперимента и особенности его реализации; они в равной степени определяют обоснованность исследования и его итоги. Статистический же анализ должен «...увеличить четкость, выразительность и объективность, с которыми результаты представляются и интерпретируются» (там же, с. 12).

Изложим стратегию ландшафтно-экологического эксперимента применительно к разработке научно-методической основы геосистемного мониторинга глобальных изменений для зоны перехода от леса к степи, где лесные сообщества находятся изначально в неустойчивом состоянии (см. Главу 3).

Стратегия должна содержать в себе обоснование путей и методов установления параметров структурно-функциональной организации лесных экосистем юга бореального пояса, наиболее чувствительных к глобальным и региональным климатическим изменениям, которые могут быть использованы для получения региональных и локальных биогеографических и ландшафтных прогнозов в свете предстоящих антропогенных изменений климата.

При поиске рабочих вариантов стратегии решаются, по крайней мере, три взаимосвязанные задачи. Во-первых, следует ответить на вопрос: «существует ли пространственная или временная изменчивость описанных объектов и каковы ее структурные особенности?» (Шитиков и др. 2008, с. 213). В данном случае необходимо установить причинные механизмы территориальной организации и функционирования лесных экосистем на зональном экотоне леса и степи.

Эти механизмы могут рассматриваться как передаточные звенья локального распространения и трансформации глобально-региональных климатических сигналов. Во-вторых, следует выявить пути прохождения и способы преобразования этих сигналов по системе межкомпонентных и межкомплексных ландшафтных связей с построением соответствующих эмпирических моделей.

В-третьих, нужно определить основные параметры структурно-функциональной организации лесных экосистем локального уровня, которые могут быть рекомендованы в качестве объектов регионального и глобального мониторинга биосферы, конечной целью которого являются, как известно (Израэль, 1984; Герасимов, 1985), биоэкологический и геосистемный прогнозы.

Ключевой раздел исследования – разработка количественных методов оценки устойчивости лесных гео(эко)систем к геофизическим воздействиям по параметрам состояния их почвенно-фитоценотического блока. С этой целью необходимо построить эмпирические модели структуры и функционирования лесных природных комплексов, находящихся в критических условиях переходов от леса к степи. Затем по функциональным моделям следует оценить замкнутость круговорота первичного органического вещества в лесных биогеоценозах как фактор устойчивости биосферы на локальном уровне ее организации. Наконец, основываясь на характеристиках устойчивости, предстоит выявить мозаику локальных реакций на глобальные воздействия с помощью прогнозных экспериментов с моделями ландшафтных связей при заданных параметрах ожидаемых изменений регионального климата.

Степень разработки проблемы локального мониторинга глобальных изменений будет зависеть от решения следующих вопросов:

1) выявления зональных и региональных особенностей структурно-функциональной организации лесных гео(эко)систем зонального экотона и механизмов перехода их в критическое состояние;

2) уяснения мозаики абсолютных показателей и степени сбалансированности синтеза и разложения первичного органического вещества в лесных экосистемах, находящихся в различных условиях абиотической среды: микрорельефа, почвенно-грунтового субстрата, гидротермического режима;

3) предсказания значения мер фитобиоты и почв локальных геосистем в поддержании устойчивости всей системы вертикальных и горизонтальных ландшафтных связей, свойственной тому или иному ландшафту (району);

4) способности систем передаточных функций трансформировать глобально-региональные климатические сигналы в локальные и создавать многообразие местных реакций почвенно-фитоценотического ядра лесных экосистем на одни и те же фоновые климатические возмущения;

5) установления того, как скажутся ожидаемые глобальные климатические воздействия на изменении (ослаблении или, наоборот, усилении) устойчивого состояния лесных природных комплексов и каковы могут быть соответствующие сдвиги в регуляторных функциях фитобиоты и почвы.

В физической географии, в том числе в ландшафтоведении, проведение географического эксперимента связывается обычно с изучением на комплексных стационарах различных природных режимов (геофизических, геохимических, биогеоценологических и др.) для весьма ограниченного набора биогеоценозов (Сочава, 1969; Д.Л. Арманд, 1975; Герасимов, 1976б; Крауклис, 1979; и др.).

Такие исследования можно отнести к категории управляемых (манипулятивных) экспериментов, необходимыми составляющими которых являются *повторность воздействия* и *контроль*; последний отслеживает дрейф во времени и регулирует условия, в которых проводится эксперимент (Хелберт, 2008а). Ана-

логичный подход предполагается в методах экспериментальной фитосоциологии (Сукачев, 1975).

Однако осуществление многолетних режимных наблюдений за геопотоками даже в небольшом числе локальных геосистем на нескольких стационарных полигонах одновременно требует участия значительного персонала в течение длительного времени. Кроме того, известная полимасштабность ландшафтной организации (Хорошев, 2016) предполагает, чтобы натурная стационарная модель представляла собой систему вложенных друг в друга пунктов режимных наблюдений, ключевых участков, трансект и окружения самого стационара (Крауклис, 1979), что весьма усложняет организацию экспериментальных исследований.

Задача оказывается гораздо более сложной, когда объектом исследования станвятся не отдельные элементарные биогеоценотические единицы, а разномасштабная система топологических и тем более региональных природных комплексов. «Зачастую эти крупномасштабные управляемые эксперименты лишены повторности воздействия...», однако можно «...максимизировать ценность эксперимента, контролируя в нем возможно большее количество различных переменных» (Холберт, 2008б, с. 64–65). Именно в таком направлении должен осуществляться, по-видимому, массовый ландшафтно-экологический эксперимент, что и было осуществлено нами на практике.

Началом экспериментальных работ служит проведение *однократной крупномасштабной ландшафтно-экологической съемки*, которая позволяет в достаточно короткие сроки полевых работ получить массовую экспресс-информацию о максимально возможном разнообразии состояний топогео(эко-)систем в данном регионе. На материалах именно таких съемок проведены излагаемые в данной книге ландшафтно-экологические эксперименты. В этих материалах «представителями» основных вещественно-энергетических процессов выступают их выходные дискретные характеристики.

Так, анализ локальных биотических потоков проводится по результатам «работы» отдельных звеньев малого биологического круговорота — различным живым и мертвым фитомассам (скелетной и зеленой, древесной, кустарниковой и травянистой, подстилочной и гумусной), которые, таким образом, рассматриваются как функциональные параметры состояния гео(эко)системы. Абиотическая группа геопотоков в лесном биогеоценозе описывается такими характеристиками, как относительные показатели радиационного баланса под пологом леса, глубина залегания грунтовых вод, температура и влажность почвы, морфологические признаки вертикального почвенного профиля, содержание типоморфных химических элементов в почве и др.

На региональном уровне эколого-географические эксперименты проводятся по картографическим (ландшафтным, геоботаническим, почвенным и др.) средне- и мелкомасштабным материалам, данным гидрометеорологической сети и другим источникам. Здесь экспериментальные процедуры проводятся с помощью

уже апробированных и вновь созданных критериев формирования региональных природно-территориальных структур. Приведем три примера.

1. На территорию Волжского бассейна В.П. Юниной была составлена карта видов ландшафтов в масштабе 1: 2 500 000 (Коломыц, 2005). На основе польновской классической схемы региональных типов местоположений (Польнов, 1956; Глазовская, 1964) нами была проведена «экологизация» данной ландшафтной карты, с выделением более обобщенных дефиниций — групп ландшафтов, в трактовке В.А. Николаева (1978). В таком виде ландшафтная карта была использована для картографирования по Волжскому бассейну базового содержания углерода в лесных формациях, прогнозов их углеродного баланса, а также индексов их функциональной устойчивости (см. Главы 9 и 10).

2. Представленная автором (на примере Волжского бассейна) концепция полиморфизма ландшафтно-зональных систем разработана на основе расчетов парциальных мер (индексов) тесноты межкомпонентных региональных связей. По этим мерам установлена система интеграции геокомпонентных блоков, выявлены семь «ядер типичности» зональных геопространств с соответствующими парциальными ландшафтными структурами (термо-эдафической, оро-эдафической, эдафо-продукционной и др.). Выделены и описаны два типа полиморфизма: параметрический и территориальный, — и созданы карты моносистемных ландшафтных структур (Глава 4, раздел 4.2; см. также: Коломыц, 2005)

3. Переход с локального уровня картографирования различных функциональных характеристик лесных экосистем Окско-Волжского бассейна (продуктивности, суммарного содержания углерода, углеродных балансов, индексов устойчивости и др.) на региональный осуществлялся с помощью специально разработанного метода индукционно-иерархической экстраполяции (Глава 9, раздел 9.7), основанного на эмпирически установленном явлении полизональности локальных гео(эко-)систем как формы их реакции на глобальные изменения климата (Коломыц, 2008). Созданная процедура является принципиально новым способом регионального прогнозного картографирования, основанным непосредственно на материалах полевых ландшафтно-экологических съемок.

Натурные ландшафтно-экологические эксперименты такого рода позволяют оснастить конкретными эмпирическими данными известные теоретические положения (Сочава, 1978; Герасимов, 1985; Глазовская, 1992), например, о том, что устойчивость гео(эко)систем определяется уровнем их структурно-функциональной организации, и в первую очередь скоростью и замкнутостью малого биологического круговорота. Более того, удается установить степень оптимальности функционирования лесного биогеоценоза при тех или иных абиотических и ценологических факторах (Коломыц и др., 1993).

Это в свою очередь дает возможность количественно оценить различные категории устойчивости экосистем — общий запас геостатичности, а также стабильность и упругость, согласно (Одум, 1985; Арманд, 1989; Тишков, 1989; и др.). Модели устойчивости лесных экосистем могут быть рассчитаны, скажем, на

предложенных нами параметрах, характеризующих состояние различных звеньев биологического круговорота (см. Главу 10).

Переход лесных экосистем в критическое состояние должен, по-видимому, происходить в форме цепных реакций в системе межкомпонентных и межкомплексных ландшафтных связей. Важнейшими звеньями этих связей служат показатели первичного продукционного процесса и разложения мертвого органического вещества (Базилевич и др., 1986; Коломыц и др., 1993). Чем ниже ранг геосистемы, тем сложнее структура окружающей ее среды (Сочава, 1974); поэтому следует ожидать, что цепные реакции наиболее отчетливо проявляются именно на локальном уровне. Для того, чтобы выявить систему таких реакций, необходимо располагать массовым эмпирическим материалом, который может быть получен лишь в результате крупномасштабных ландшафтно-экологических съемок на специально подобранных модельных полигонах.

К настоящему времени теория и методы моделирования ландшафтных связей уже достаточно хорошо разработаны и доказана эффективность использования моно- и полисистемных моделей в различных отраслях географии и экологии (Семкин, 1973; А.Д. Арманд, 1975; Пузаченко, 1976; Richling, 1976; Андреев, 1980; Пузаченко, Скулкин, 1981; Дьяконов, 1986; и др.). Однако эти модели до сих пор мало связаны между собой и не получили разностороннего применения: они носят преимущественно демонстрационный характер и поэтому используются весьма фрагментарно. Исходя из опытов применения математических методов в ландшафтной экологии, представляется целесообразным построение серии моделей функционирования и устойчивости гео(эко)систем локального и регионального уровней. Эти модели следующие:

1) теоретико-информационные, вскрывающие тесноту межкомпонентной сопряженности, каналы цепных реакций на внешние возмущения и систему экологических ниш фитоценозов и почв в пространстве абиотических факторов среды (А.Д. Арманд, 1975; Пузаченко, Скулкин, 1981);

2) теоретико-множественные (класс моделей «размытых» множеств), описывающие с помощью мер сходства — контрастности и включения (Семкин, 1973; Андреев, 1980) структуру вещественно-энергетических полей и потоков как носителей латерального распространения «волн» трансформации гео(эко)систем от того или иного очага воздействия;

3) кластерные и других таксономические модели, характеризующие иерархическую структуру функциональной организации и устойчивости лесных топогеосистем, а также запасы их гомеостатичности в критических зональных условиях существования.

В целом, ландшафтно-экологический эксперимент можно представить в виде алгоритма следующих процедур, с построением соответствующих моделей.

На первом этапе выявляются структурные и функциональные параметры состояния лесных гео(эко)систем в зональных условиях юга умеренного пояса, близких к критическим, и в различной геоморфологической обстановке. По каждому

полигону на основе ландшафтно-экологической съемки строятся информационно-статистические модели (структурные и функциональные). По этим моделям проводится общий анализ межкомпонентных связей с выявлением основных направлений движения возмущающих вещественно-энергетических сигналов по сети связей, а также с оценкой каждого геокомпонентного признака как приемника и передатчика внешних воздействий.

Далее, по информационным моделям осуществляется абиотическая ординация природных экосистем. Прежде всего, она проводится в ряду «литоморфность–гидроморфность», т.е. по ведущему комплексному фактору дифференциации локального экологического пространства. На этой основе устанавливается *система экологических ниш* почвенно-растительных комплексов в пространстве параметров абиотической среды как основа для индикации исходных устойчивых состояний элементов внутриландшафтной мозаики природных комплексов. С помощью бинарной ординации выявляются также *локальные ландшафтно-экологические оптимумы* (в различных зонально-региональных условиях), отображающие общий физико-географический фон рассматриваемой территории и играющие, как можно предположить, главную роль в современной биотической стабилизации природной среды.

Кроме того, ландшафтно-экологические оптимумы могут служить «нулем» отсчета для оценок как настоящих, так и возможных будущих факторально-динамических отклонений топогеосистем от их зонально-региональной нормы (Коломыц, 2008), упорядочивая тем самым представления о самих природно-территориальных структурах и ожидаемых тенденциях их климатогенных преобразований.

Второй этап включает разработку локальных моделей, описывающих путем раскрытия кода информации (Пузаченко, Скулкин, 1981) вклад различных функциональных параметров в устойчивость лесных биогеоценозов к фоновым геофизическим воздействиям. Сначала дается общая характеристика автотрофного биогенеза и нисходящей (детритной) ветви малого биологического круговорота в системе абиотических факторов и выявляется эффективность «работы» почвенно-фитоценотического ядра геосистем при различных сочетаниях этих факторов. Далее определяются относительные скорости и степень сбалансированности биологического круговорота в различных экосистемах с оценкой экологической эффективности продукционного процесса, регулирующего значения запасов гумуса в почве и роли лесной подстилки как важнейшего пропускного канала межкомпонентных связей.

На третьем этапе разрабатываются аналитические и картографические модели устойчивости гео(эко)систем топологического уровня. По теоретико-множественным моделям определяется запас гомеостатичности в локальных экосистемах как мера отображения ими зонально-регионального фона и соответствующей толерантности их к внешнему геофизическому воздействию. Рассчитываются показатели различного типа устойчивости лесных биогеоценозов на основе их функ-

циональных параметров и проводится анализ распределения этих показателей по трансектам локальных ландшафтных сопряжений.

Наконец, дается итоговая оценка почвенно-фитоценотического ядра лесных гео(эко)систем как регулятора их устойчивости в данных зонально-региональных условиях, с поиском компенсационных механизмов функционирования, способствующих выполнению принципа Ле Шателье (Горшков, 1995) на локальном уровне организации биосферы.

На четвертом, заключительном, этапе проводится сценарный прогноз-но-экологический анализ сети межкомпонентных и межкомплексных связей как системы преобразования фоновых ландшафтно-геофизических сигналов и передачи их с глобально-регионального уровня на локальный. Сценарии возмущающих воздействий задаются по тому или иному варианту глобального климатического прогноза.

В первую очередь целесообразно проследить возможные преобразования моносистемной организации природных комплексов. Для каждого прогнозного сценария выполняются численные эксперименты с моделями бинарной ординации структурных и функциональных признаков изучаемых экосистем. Трансформация одних состояний экотопов или их отдельных признаков в другие состояния выявляется путем операций с их экологическими нишами (Пузаченко, Скулкин, 1981; Коломыц, 2008).

Прослеживая по каналам связей те или иные сдвиги экологических ниш одного признака (явления) по градиенту другого (фактора), можно установить систему передаточных функций, осуществляющих распространение внешних вещественно-энергетических сигналов по сети межкомпонентных связей. На основе этого, а также исходя из установленных ранее закономерностей абиотической ординации самих биогеоценозов, выявляется мозаика цепных реакций в природном комплексе и особенно в его почвенно-растительном блоке на глобальные воздействия климатической системы.

В дальнейшем можно перейти к прогнозным оценкам климатогенной трансформации полисистемной организации локального геопространства. Здесь рекомендуется использовать скалярные и векторные меры ландшафтной текстуры, представленные, например, в моделях географического соседства и эффекта дальнего действия парагенетических связей (Роосааре, 1982; Симонов, 1982; Виноградов, 1998). Эти модели вскрывают закономерности позиционной упорядоченности геосистем и позволяют типизировать ландшафтные границы по степени выполнения ими коннекционных или, наоборот, барьерных функций, что важно для оценки «волновой проводимости» различных звеньев катен и сетобразующих связей между ними.

Экспериментальный характер разработанной нами методики ландшафтно-экологического прогнозирования состоит прежде всего в том, что в расчетных моделях ход прогнозируемых процессов воспроизводится с помощью их *эмпирической имитации* по параметрам базовых экологических ниш изучаемых объектов.

Сам прогноз является по существу *управляемым экспериментом*, по определению С.Х. Хелберга (2008б).

В данном случае были проведены: 1) локальная эмпирическая имитация регионального биоклиматического тренда по моделям бинарной гидро- и термоэдафической ординации лесных топогеосистем; 2) использование свойства полизо-нальности локальных геосистем как способа их реакции на глобальные изменения климата; 3) эмпирическая имитация климатогенных изменений биологического круговорота на основе гидротермического ординационного анализа его параметров. Эти операции будут освещены в различных частях книги.

1.4. Сбор полевого материала и подготовка его к моделированию

В построении модели гео(эко-)системы как сложно организованного многокомпонентного образования «...особенно важен принцип полноты, так как обилие одновременно протекающих обменных процессов требует очень большого количества эмпирических данных» (Ляпунов, 1981, с. 16). Эмпирико-статистическое моделирование природных комплексов осуществляется по материалам крупномасштабных ландшафтно-экологических съемок, проведенных на специально подобранных экспериментальных полигонах. Опыт показывает (Коломыц и др., 1993; Коломыц, 1995), что каждый такой полигон должен состоять не менее чем из 40–50 пробных площадей (географических точек). Весь спектр пробных площадей должен охватывать свойственное данному экорегиону основное разнообразие геоморфологических условий и почвенно-фитоценологических структур. Опишем основные требования к сбору фактического материала.

Модели состояний гео(эко-)систем должны включать в качестве своих элементов признаки основных представителей функциональных блоков природного комплекса. В соответствии с иерархией характерных времен различных геокомпонентов (А.Д. Арманд, 1975) можно выделить следующие геокомпонентные признаки.

А. Независимые переменные — морфометрические характеристики рельефа: абсолютная высота, экспозиция склона, угол наклона поверхности; тип местоположения и форма микрорельефа.

Б. Частично зависимые переменные — нанорельеф и почвенно-литологические характеристики: выходы на поверхность глыб коренных пород, микротеррасированность склона, покрытие почвы остроугольными валунами, щебнем и дресвой, степень смывости почвы, механический состав горизонта В почвы, степень защебненности верхних почвенных горизонтов.

В. Зависимые переменные — почвенно-растительные и микроклиматические характеристики: мощности горизонтов A_0 и A_1 , температура, влажность и влагосодержание почвы на различных глубинах; характеристики растительного покрова (флористическая и фитоценологическая структура различных биогоризонтов, экологические группы напочвенного покрова); сырая и воздушно-сухая фитомасса травостоя; степень пастбищной дигрессии и др.

Сбор фактического материала должен быть целенаправленным, пригодным для построения предполагаемых моделей, что и составляет методическую суть ландшафтно-экологического эксперимента. При изучении естественных закономерностей территориальной организации ландшафта объектами исследований должны быть по возможности климаксные, т.е. коренные (или близкие к ним), гео(эко-)системы, находящиеся в относительно равновесном состоянии. С этой целью необходимо провести рекогносцировочное ландшафтное обследование территории, с составлением предварительной рабочей схемы размещения топогеосистем разного ранга. При этом можно руководствоваться следующим правилом (Пузаченко, 1986): если параметры линейных размеров двух соседних соподчиненных уровней геосистем различаются между собой в 3–5 раз, то мы имеем дело скорее всего со сложившейся иерархической ландшафтной системой, которая близка к состоянию равновесия и в этом смысле обладает определенной устойчивостью.

Для оценок же того или иного антропогенного сдвига в ландшафтной структуре изучаемой территории необходимо получить информацию по геосистемам — аналогам, которые подвержены трансформации в разной степени, но находятся в сходных зонально-региональных биоклиматических условиях, на одних и тех же формах микро- и мезорельефа и принадлежат к бассейну водоток одного порядка. Такие оценки проведены нами в главе 15 (раздел 15.4).

При сборе фактического материала необходимо также соблюдение следующих условий.

1. Каждая географическая точка (пробная площадь), характеризующая некоторый гомогенный ареал (ландшафтную фацию — биогеоценоз), описывается множеством признаков, фиксируемых одновременно и привязанных к одному и тому же локальному местоположению и определенной форме микрорельефа (размер пробной площади в наших исследованиях составлял обычно 20×20 м, хотя в лесоведении принят стандартный размер 50×50 м).

2. Точки должны охватывать по возможности все территориальное многообразие локальных гео(эко-)систем по их независимым и частично зависимым признакам в целях наиболее полного выявления «экологической амплитуды» зависимых переменных. Это обеспечивает необходимую фактологическую базу для последующего анализа пространственной сопряженности геокомпонентов и взаимоотношениями между самими природными комплексами.

3. Все признаки должны быть «сквозными», т.е. присутствовать в той или иной мере во всех точках и иметь минимальное число нулевых значений. Тем самым достигается попарная сопоставимость всех точек между собой по всему набору геокомпонентных признаков.

4. Для построения моделей все признаки необходимо выразить численными показателями либо упорядоченными качественными характеристиками, оцененными в баллах. Число градаций (классов) признака не должно быть чрезмерно большим. Опыт статистического анализа показывает, что при числе пробных пло-

щадей менее 100 и при современной точности полевых наблюдений и измерений следует выделять не более 5–7 градаций.

5. Согласно представлениям о принципиально вероятной природе ландшафтных закономерностей (Арманд и др., 1969), исходный эмпирический материал должен быть массовым, пригодным для статистической обработки. Количество пробных площадей должно быть соразмерно числу фиксируемых в поле признаков (А.Д. Арманд, 1975). Только в этом случае статистический объем выборки будет отражать генеральную совокупность вариаций каждого признака по территории. В наших исследованиях на каждом полигоне было описано от 40–50 до 70 точек, при съеме информации на каждой из них по 60 параметрам состояния лесного биогеоценоза и по 30 параметрам — для лугового. При дальнейших расчетах число признаков может быть увеличено до 100 и более.

6. При однократной ландшафтно-экологической съемке исследуемые признаки характеризуют «мгновенное» состояние каждого геокомпонента и в своей совокупности дают некоторый пространственно-временной срез природного комплекса с общей траектории его разночастотных изменений (прежде всего, сезонных и многолетних), что обеспечивает сравнимость данных по всем пробным площадям. В связи с этим весь цикл изменений производится в максимально сжатые сроки, в течение которых такие динамичные показатели, как температура и влажность средних и нижних слоев почвы, а также состав и масса травянистой растительности не испытывают существенных изменений. Более того, с помощью наблюдений на контрольной площадке значения этих признаков приводятся к некоторому единому сроку. Не фиксируются такие высокочастотные признаки, как температура и влажность приземного слоя воздуха.

Каждая пробная площадь характеризовала определенный гомогенный ареал (выдел фации, или биогеоценоз) и рассматривалась как определенное микросостояние вышестоящих по рангу геосистем (урочищ, ландшафтов). Важно подчеркнуть, что множество структурно-функциональных признаков, фиксируется на каждой пробной площади одновременно и привязывалось к одному и тому же локальному типу местоположений (см. ниже).

Все геокомпонентные признаки являются «сквозными», т.е. взяты по всей совокупности биогеоценозов. Тем самым достигается возможность, во-первых, находить пространственные связи между различными геокомпонентными признаками, а во-вторых, проводить сопряженный анализ самих топогеосистем по тому или иному набору геокомпонентов.

Сбор фактического материала на каждой пробной площади и его первичная обработка проводятся в соответствии с известными теоретическими разработками и методическими руководствами (Сукачев, 1930; Родин, Базилевич, 1965; Молчанов, 1971; Смирнов, 1971; Программа и методика..., 1974; Перельман, 1975; Методы..., 1978; Биологическая..., 1982; Титлянова, 1983; Беручашвили, 1990; Загреев и др., 1992; Швиденко и др., 2008; и др.).

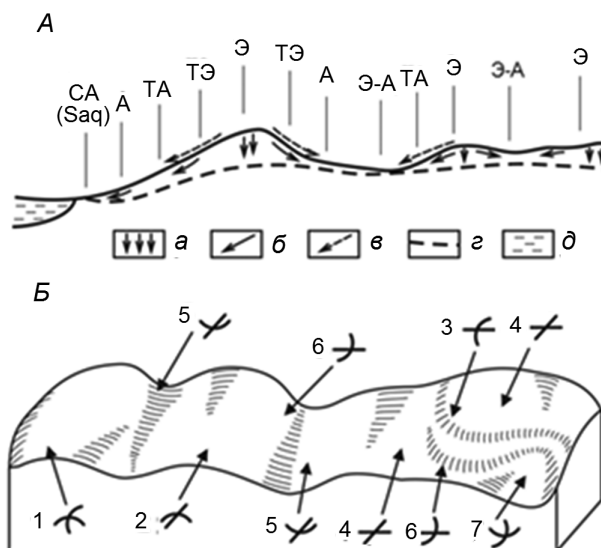


Рис. 1.1. Локальные геоморфологические факторы катенарной организации геосистем. а) Схема основных типов местоположений ландшафтных фаций и их групп, по: Польшов (1956), Глазовская (1964).

Перенос влаги и вещества в почве и рыхлых отложениях: 1 — в вертикальном направлении; 2 — вдоль склона; 3 — литодинамические и воздушные потоки. 4 — уровень грунтовых вод. 5 — водоем. Saq (CA), A, TA, ... — обозначения типов местоположений (см. в тексте).

б) Блок-диаграмма форм микрорельефа (геотопов).

1 — узкие гребни с выпуклым продольным профилем; 2 — уплощенные гребни с ровным продольным профилем; 3 — бровки террас и уступов с ровным поперечным профилем; 4 — ровные участки склона (в продольном и поперечном направлениях); 5 — днища ложбин с ровным тальвегом; 6 — вогнутые подножья террас и уступов с ровным поперечным профилем; 7 — кресловидные западины и ложбины (типа нивальных и оплывных ниш). Остальные обозначения см. в тексте.

Наиболее объективные показатели структуры и функционирования природных комплексов выявляются при учете их катенарной организации (Тишков, 2005), т.е. при анализе ландшафтных сопряжений того или иного таксономического ранга. В условиях сложно расчлененного рельефа основной природной единицей выступает элементарный склон (Котляков, 2001).

Согласно концепции (Геттнер, 1930) и ландшафтно-геохимической классификации (Польшов, 1956; Глазовская, 1964), выделяются шесть типов локальных местоположений (МП, рис. 1.1 а). Они образуют парагенетические ряды ландшафтных сопряжений, включающие следующие звенья (в направлении от водораздела к местному базису эрозии): элювиальное (Э), транслеувиальное (ТЭ), транзитное (Т), трансаккумулятивное (ТА), аккумулятивное (А) и супераккумулятивное

(СА). Элювиальные МП на равнине относятся к категории *плакоров*, по определению (Высоцкий, 1960). В условиях горного рельефа развивающиеся на плакорах ненарушенные (коренные) или слабо нарушенные растительные сообщества рассматриваются как зональные представители данного высотного пояса, в наибольшей степени отображающие фоновые климатические условия на данном интервале абсолютных высот.

Наряду с этим выделяются определенные формы микрорельефа — по степени их рассеивающего или, наоборот, аккумулярующего влияния на водные и грунтовые массы (рис. 1.1 б): а–б) гребни с ровным или выпуклым продольным профилем; в) бровки террас и уступов с ровным поперечным профилем; г) ровные участки склона (в продольном и поперечном направлениях); д) днища ложбин с ровным тальвегом; е) вогнутые подножия террас и уступов с ровным поперечным профилем; ж) кресловидные ложбины и западины (нивальные ниши). Первые три категории соответствуют элювиальным и трансэлювиальным типам местоположений, вторые три — ТА, А и СА типам.

Выделенные категории форм микрорельефа соответствуют известному в ландшафтоведении понятию «*геотоп*». Последний характеризует сочетание геоморфологических и эдафических составляющих элементарного природного комплекса — *ландшафтной фашии* (Сочава, 1962, 1974), или *биогеоценоза* (Сукачев, 1972), который можно соотнести с *элементарным ландшафтом* Б.Б. Полынова (1956). В зарубежной литературе эта единица именуется как «физиотоп» (Нееф, 1968), однако физиотопом мы условимся называть только локальный тип местоположения.

Весь комплекс измеренных и рассчитанных структурно-функциональных признаков, используемых для моделирования, разбивается на шесть геокомпонентных блоков (Коломыц, 2008): 1) гидро-геоморфологический; 2) почвенный структурный; 3) фитоценотический структурный; 4) фитоценотический функциональный; 5) ландшафтно-геофизический; 6) ландшафтно-геохимический.

При построении полисистемных моделей весьма важной является процедура предварительного разбиения множества значений каждого признака на классы (градации). Для количественных признаков классовые промежутки нами определялись эмпирически — путем анализа поля дисперсии каждого признака в отдельности. Качественные признаки так же были разбиты на классы путем придания каждому классу определенного порядкового номера (балла), начиная с 1. Каждый балл есть не что иное, как «вес» $\mu_i(P_j^k)$ j, k -го признака в элементе $a_i \in A$ (см. ниже). Например, классы эдафического увлажнения фитоценозов, по шкале Л.Г. Раменского, имеют следующие баллы: лугово-степное увлажнение — 1; сухолуговое — 2; свежелуговое — 3; влажнолуговое — 4.

При квантовании качественных признаков необходимо учитывать данные зонально-региональные гидротермические условия. Так, в условиях недостаточного увлажнения для таких признаков, как угол наклона поверхности и выходы глыб коренных пород, содержание литомасс (обломков коренных пород) в почвенных

горизонтах, поступление солнечной радиации в вегетационный период и температуры почвы на разных глубинах, порядковые номера должны присваиваться градициям в направлении убывания значений признака. Для таких же признаков, как мощность делювиального чехла на склоне, толщина дернины или лесной подстилки, объемные веса, влажность и рН почвенных горизонтов, большему значению признака присваивается и более высокий балл.

На территориях с избыточным увлажнением те же самые признаки будут иметь прямо противоположный порядок нумерации. В первом случае, чем влажнее почва и ниже температура ее в вегетационный период, тем выше и гуще травостой; здесь в указанном направлении «весовые» коэффициенты признаков возрастают. Во втором же случае такая тенденция температуры и влажности почвы снижает биопродукционный эффект геосистемы, поэтому коэффициенты должны уменьшаться. Аналогичная оценка проводится и для геолого-геоморфологических факторов. В целом более высокий балл (вес) всегда придавался тому значению признака, которое отвечало более сложной организации растительного сообщества и его более высокой продуктивности. Такой подход отвечает известному принципу максимальной эффективности использования экосистемой ресурсов среды (Утехин, 1977).

При изучении сопряженности одних природных признаков с другими необходимо соблюдать условие сопоставимости пространственных (хорологических) частот каждой сравниваемой пары признаков, т.е. условие соразмерности уровней их территориальных обобщений (уровней квантования). С этой целью следует предварительно установить иерархию хорологических частот признаков-факторов, выделив низко-, средне- и высокочастотные признаки, с соответствующими размерами частотных полос. Аналогичным образом выделяется иерархия пространственных частот признаков-явлений и осуществляться их квантование по территории.

Сопоставление каждого явления должно проводиться лишь с теми факторами, которые имеют вполне соизмеримую с явлением полосу частот. Только в этом случае может быть обнаружена значимая статистическая связь явления с фактором. Согласно Пузаченко (1986), для каждой произвольно выбранной территории выбирается та полоса пространственных частот признака, которая отличается наименьшим числом состояний, т.е. в пределах которой данное свойство характеризуется наименьшей частотой. В этой связи процедура территориального осреднения (квантования) признаков приобретает важное методическое значение. От нее зависят качество первично обработанного материала и корректность последующего анализа.

1.5. Расчеты живых фитомасс и продуктивности лесных экосистем

Отдельно следует остановиться на подготовке к моделированию дискретных параметров малого биологического круговорота в лесных экосистемах. Перечислим основные измеренные и/или рассчитанные параметры, с указанием их обозначений.

А. Фитомассы (т/га): 1) запас древесины — BW ; 2) скелетная древесно-кустарниковая фитомасса — BS ; 3) общая надземная масса подроста и подлеска — BB ; 4) общая зеленая масса — BV ; 5) общая живая надземная фитомасса — BL ; 6) масса корней — BR ; 7) воздушно-сухая надземная фитомасса травостоя — DG ; 8) общая зеленая масса — BV ; 9) общая живая фитомасса (надземная и подземная) — BC ; 10) масса лесной подстилки — ML ; 11) мертвая скелетная масса (валеж и сухостой) — WD ; 12) общая мертвая надземная фитомасса — BD ; 13) масса гумуса — HU .

Б. Продуктивность (т/га в год): 14) общая годовичная продукция лесного фитоценоза — PC ; 15) годовичный прирост скелетной фитомассы — PS ; 16) годовичная продукция зеленой массы — PV .

В. Комплексные показатели биологического круговорота:

17) отношение продуктивности к фитомассе — $KE = PC/BC$;

18) аллометрический коэффициент — $KA = \log(PC) / \log(BC)$;

19) коэффициент годового оборота надземной фитомассы — $KR = PV/BL$;

20) коэффициент годичной деструкции надземной фитомассы, или подстилоч-но-опадный индекс — $KY = PV/ML$, лет;

21) коэффициент многолетней деструкции фитомассы — $(KP = BD/BL)$;

22) коэффициент утилизации мертвой надземной фитомассы — $KU = (BL - BD)/BL$;

23) показатель скорости многолетней деструкции фитомассы — $ID = BD / (PV + PS)$, лет;

24) $IL = PV / PS$ — показатель жизненности фитоценоза, определяется как отношение ежегодного опада к запасам надземной скелетной части древесно-кустарниковых ярусов; этот показатель комплексно отражает целый ряд процессов функционирования лесного фитоценоза (интенсивность фотосинтеза, скорость транспирации и темпы поступления минерального питания и др.), которые определяют в конечном итоге его жизненность (устойчивость), а для отдельных видов древесных пород – их конкурентоспособность; выражается в долях 1;

25) $IKC = KR / \tau$ — индекс конкурентоспособности лесного сообщества; здесь τ — средневзвешенный возраст основных лесообразующих пород.

Расчеты проводятся по общим и региональным таблицам биологической продуктивности полных (нормальных) насаждений (Швиденко и др., 2008), для чего используются средний возраст и бонитет каждой породы — исходные параметры, полученные при таксации леса на пробных площадях. Шапка расчетных таблиц биологической продуктивности, заимствованная из данной монографии, имеет вид:

Ствол	В том числе кора	Древесина кроны	Хвоя, листва	Итого надземная	Корни	Итого	Подрост и подлесок	Напочвенный покров	Всего	Текущий прирост
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11

Процедура расчетов состоит в следующем.

А. Фитомассы (живые)

BW — берется признак (1) (запас стволовой древесины);

BS — складываются признаки: (1) + (3) + (0,8 · (8)); здесь берутся полностью признаки 1 и 3 и 0,8 от значения признака 8;

BB — это один признак (8);

BV — складываются значения признаков: (4) + (9) + (0,2 · (8));

BL — складываются параметры: *BS* + *BV*;

BR — складываются признаки: (6) + (3 · (9)) + (0,45 · (8)); это сумма корней деревьев, подроста с подростом и напочвенного покрова (трав); масса корней травостоя в три раза больше его зеленой массы;

BC — складываются параметры: *BL* + *BR*..

Зеленая масса напочвенного покрова (*BG*) определяется дополнительно эмпирически — с помощью укосов на геоботанических микроплощадках.

Б. Продуктивность

PS — складываются признаки: (11) + (0,14 · (8));

PV — складываются признаки:

(9) + (0,15 · (8)) + (4 полностью, если дерево лиственное: береза, дуб, липа и т.п.);

– « – + (0,33 · (4), если это сосна, кедр или кедровый стланик);

– « – + (0,125 · (4), если это ель, пихта).

PC (NPP) — складываются параметры:

PS + *PV* + (0,07 · (8)) + (0,12 · (11), для сосны, березы, ольхи, черемухи, рябины);

– « – + (0,22 · (11), для ели, пихты, осины, тополя, дуба);

– « – + (0,43 · (11), для липы, клена, вяза, ильма).

Наряду с описанной процедурой фитомассы и продуктивности можно определить по известным таксационным таблицам (Загреев и др., 1992), исходя из данных на пробной площади по высоте и диаметру ствола, среднему возрасту породы, а также из формулы древостоя и сомкнутости крон, пересчитанной на полноту леса по найденной эмпирической зависимости.

Количественный анализ функционирования лесных экосистем не может ограничиться рассмотрением отдельных живых фитомасс. Необходима определенная комплексная оценка восходящей ветви биологического круговорота через относительные (безразмерные) параметры, которые могут существенно дополнить картину функциональной организации природных комплексов. В качестве таких интегральных мер в данном исследовании использованы четыре безразмерных параметра — *KE*, *KR*, *KA* и *ИКС*.

Параметр *KE* — наиболее широко используемая характеристика структуры и функционирования гео(эко-)систем (Герасимов, 1985), через которую в лесоведении, например, выражают относительный прирост (Базилевич и др., 1986). Это отношение — есть мера начальной обеспеченности продвижения органического вещества (и энергии) по всей трофической цепи и, следовательно, мера

эффективности «работы» растительного вещества по устойчивому функционированию всей экосистемы. В диапазоне функциональных состояний экосистемы можно выделить три зоны стимулирования ее функций — пессимальный, оптимальный и максимальный (Керженцев, 2001). Поэтому, следуя Ю. Одуму (1986), мы и называем отношение PC/BC показателем экологической эффективности (ПЭЭ) автотрофного биогенеза. Согласно концепции биоэнергетики развития экосистем (Одум, 1986), это отношение можно рассматривать также в качестве функционального показателя зрелости лесного сообщества. Поскольку биопродукционный процесс является в значительной мере процессом ландшафтно-геофизическим (Арманд, 1967), то отношение PC/BC можно рассматривать как коэффициент полезного действия (КПД) фитоценоза. Значения этого параметра тем выше, чем больше производится растительного вещества при одной и той же исходной фитомассе.

Частным выражением отношения PC/BC является коэффициент годовичного оборота надземной фитомассы KR (Крутько и др., 1982) — отношение годичной продукции зеленой массы (+ массы генеративных частей) PV к общей надземной фитомассе BL . Данный параметр указывает на ту долю общего надземного органического вещества, которая участвует в годовом ее круговороте. Он выражается в долях единицы и служит показателем эффективности автотрофного биогенеза (Одум, 1975; Глазовская, 1988), своего рода КПД лесного фитоценоза. По мере развития леса и приближения его к равновесному (климаксовому) состоянию параметр KR снижается почти до нуля, поскольку все большая доля валовой продукции расходуется на дыхание, т.е. на поддержание биомассы.

Коэффициент оборота фитомассы (KR) и показатель жизненности фитоценоза (IV) — характеристики, достаточно адекватные друг другу. Однако они не являются дублерами, поскольку различаются как по методам оценки и параметрам, входящим в расчетные формулы, так и по их интерпретации. Для расчета KR в качестве главного компонента годичной продукции зеленой массы используются табличные значения массы листвы (или прироста хвои) древостоев на основе эмпирических данных по высоте и массе стволов (Вомперский, 1982).

Этот параметр показывает, какова доля ежегодного возобновления надземной фитомассы, или, что то же самое, какая часть живой надземной фитомассы вовлекается в годовой оборот детритной цепи. При оценке же показателя жизненности фитоценоза берется непосредственно измеряемая масса ежегодного опада в данном биогеоценозе, а знаменатель составляет не вся живая надземная фитомасса, а только ее скелетная часть — преимущественно стволовая древесина как достаточно стабильная функциональная характеристика основного яруса фитоценоза на определенном этапе его жизни.

Биоиндикатором уровня жизненности и, соответственно, устойчивости ценоза служит масса ежегодно продуцируемого зеленого вещества, идущего в опад.

Производным от KR является аллометрический коэффициент KA (Розен, 1969). Этот инвариантный параметр характеризует степень однородности регио-

нальных ландшафтов и служит наиболее объективным критерием выделения их коренных зональных типов (Перельман, 1975), находящихся в климаксовом состоянии. Полноразвитые (климатические) таежные ландшафты должны иметь зональную норму $KA = 0,54-0,55$, а широколиственнолесные — $0,58-0,60$.

Коэффициент годичной деструкции мертвой надземной фитомассы KY (Коломыц, 1995, 2008), известный как подстильно-опадный индекс (Базилевич, Родин, 1971; Ковда, 1973; Глазовская, 1988), выражается в числах лет, необходимых для накопления данной массы лесной подстилки (или ветоши) при имеющихся скоростях ежегодного поступления в опад и последующего разложения органического вещества.

Данный индекс отражает общую скорость малого биологического круговорота, где лесная подстилка является основным пропускным каналом функциональных связей (Дылис, 1978). По значениям этого индекса выделяются различные уровни биологического круговорота — от интенсивного ($KY = 0,7-1$ год) в лесах субтропиков, через умеренный (3–4 года) в широколиственных лесах и до заторможенного (10–17 лет) в темнохвойнотаежных лесах (Ковда, 1971).

Наконец, определяется индекс конкурентоспособности ИКС лесного фитоценоза — отношение параметра KR к средневзвешенному возрасту (τ) основных лесобразующих пород (Лавриненко, 1965). Чем больше это отношение, тем выше конкурентоспособность. Следует ожидать, что при одном и том же годичном обороте надземной органики молодые древостои должны обладать более высокой конкурентоспособностью, нежели перестойные. Параметр ИКС можно рассматривать как показатель функциональной устойчивости лесного сообщества данного типа в его взаимоотношениях с сообществами других типов.

Малый биологический круговорот может быть охарактеризован в первом приближении двумя дискретными параметрами: а) для созидательной (восходящей) ветви — первичной биологической продуктивностью (PC), в значениях которой отображаются, с одной стороны, эффективность использования фитоценозом ресурсов среды (Утехин, 1977), а с другой, — затраты энергии на биологические процессы в почвах (Волобуев, 1974); б) для детритной (нисходящей) ветви — коэффициентом годичной деструкции фитомассы (KY).

Параметры PC и KY в своей совокупности характеризуют экологическую эффективность почвенно-фитоценоотического ядра экосистемы (Одум, 1975), и их соотношение определяет сбалансированность процессов метаболизма — фактор, весьма важный для сохранения самой экосистемной структуры.

Считается, что в обеспечении этой сбалансированности приоритетная роль принадлежит детритной ветви, которая является наиболее узким пропускным каналом метаболизма и поэтому играет ключевую роль в малом биологическом круговороте, определяя в конечном итоге его интенсивность (Базилевич, Родин, 1969; Одум, 1975; Дылис, 1978). Приведенные выводы получены на основе изучения главным образом лесных экосистем и касаются в первую очередь бореальных лесов.

1.6. Моносистемные теоретико-информационные модели

В моносистемном моделировании гео(эко-)систем, относящихся к категории объектов с «плохой» структурой, высокоэффективным оказалось применение *методов теории информации* (Пузаченко, Мошкин, 1969; Геренчук, Топчиев, 1970; А.Д. Арманд, 1975; Коломыц, 1984б; Дьяконов, 1986; и др.), которые наиболее адекватны принципам организации систем (Эшби, 1959; Хильми, 1966; и др.). На уровне локального эмпирико-статистического моделирования при сборе фактического материала и его последующем анализе исследователь оперирует с различными вертикальными ярусами ландшафтного слоя — биогеогоризонтами, по (Бяллович, 1960). Состояние каждого такого горизонта в латеральном (в общем случае субгоризонтальном) направлении принимается однородным в пределах данного элементарного участка — ландшафтной фации (биогеоценоза).

Теоретико-информационные методы обладают широкими возможностями описания механизмов организации гео(эко-)систем, с учетом не только количественных, но и качественных признаков. «Удобство информационных методов определяется нетребовательностью к условиям нормальности распределения данных, линейности связей, возможностью оперировать как с количественными, так и с качественными признаками компонентов, представленными через дискретные классы-состояния» (Авессаломова и др., 2002, с. 82). Дискретный характер эмпирико-статистических моделей как нельзя лучше подходит к описанию этих моделей методами теории информации.

Информация в гносеологическом смысле есть естественно-научный эквивалент философской категории отображения (Урсул, 1968). При своем взаимодействии два объекта как бы обмениваются своими свойствами, в чем и состоит их взаимное отображение. Конечно, процесс отображения одного объекта в другом совершается лишь при их вещественно-энергетическом взаимодействии, однако здесь важны не сами потоки вещества и энергии как таковые, а их импульсы (сигналы), которые характеризуют некоторую упорядоченную в пространстве или во времени структуру самого фактора. Таким образом, при отображении вещественно-энергетические связи отступают на второй план, а на первый план выходят понятия структуры, организации. Упорядоченность и организация — это как бы связанная информация, переданная данной системе и зафиксированная в ней при ее взаимодействии с другими системами.

Информационный обмен, как правило, неравноценен в силу неадекватности прямых и обратных связей в системе бинарных отношений между различными природными компонентами или их отдельными признаками, что, в свою очередь, определяется масштабами их характерных времен (Арманд, Таргульян, 1974; А.Д. Арманд, 1975). Первый из двух взаимодействующих объектов, который преимущественно «передает» свои свойства, играет роль оригинала, или фактора (*B*), а второй, запечатлевающий эти свойства в характеристиках своей структуры и функционирования, — роль отпечатка, или явления (*A*).

Прямая связь направлена, таким образом, от B к A при гораздо меньшей силе обратной связи ($A \rightarrow B$). Сказанное в полной мере относится и к случаю, когда в качестве явления A рассматривается весь природный комплекс или его отдельный блок, а в роли фактора B выступает определенный природный компонент (либо один из его признаков), ландшафтообразующее значение которого, таким образом, подвергается оценке.

Понятие информации неотделимо также от передачи сообщения субъекту о состоянии изучаемого объекта. Если мы ничего не знаем, например, о структуре данного объекта (системы), то наши знания здесь имеют наибольшую неопределенность, которую можно оценить, согласно статистической физике, энтропией как мерой беспорядка, однообразия в системе. Получив же ту или иную информацию, мы как бы уменьшаем неопределенность наших знаний об объекте, поэтому информация, по Л. Бриллюэну (1966) есть «снятая» неопределенность, или неэнтропия, а по У.Р. Эшби (1959) — мера структурного разнообразия (сложности) изучаемой системы. Эта мера определяется, во-первых, набором разнокачественных элементов системы, т. е. числом ее реализованных микросостояний (n), а во-вторых, — соотношением вероятностей (P) встречаемости элементов в пространстве или во времени.

Теория информации рассматривает наиболее общие закономерности взаимосовместимости и взаимодействия разнокачественных объектов в пространстве или во времени. При этом, оценивая в информационных единицах силу связей различных природных и антропогенных признаков, исследователь вскрывает определенные функционально-динамические свойства каждой сопряженной системы, поскольку передача информации (разнообразия) от одного признака (фактора) к другому (явлению) в природных комплексах неотделима от движения вещества и энергии, служащих носителями этой информации.

Информационное моделирование природных комплексов позволяет выявить систему цепных реакций между различными геокомпонентами, провести их ранжирование по характеру и силе ландшафтообразующего влияния, наконец, вскрыть природные и антропогенные закономерности формирования современных гео(эко-)систем.

Любой отпечаток в свойствах явления — носителя отражения, вызванный воздействием фактора, и есть сигнал в широком смысле (Петрушенко, 1967). Упорядоченность и организация (в том числе и самоорганизация) — это своего рода связанная информация, приобретенная данной гео(эко-)системой в процессе ее функционирования, т.е. осуществления межкомпонентных и межкомплексных взаимодействий, с соответствующей «передачей» структуры.

Модели состояний гео(эко-)систем должны включать в качестве своих элементов основные признаки — представители различных функциональных блоков природного комплекса. При этом, входными переменными моделей будут независимые или частично зависимые признаки, а выходными — зависимые структурные элементы, формирующиеся в процессе функционирования системы данного

иерархического уровня. Ранжирование признаков производится в соответствии с рангом гео(эко-)системы, а также с их характерным временем (Арманд, Таргульян, 1974), или временем релаксации (Симонов, 1982). Напомним, что вход есть множество переменных, характеризующих внешние условия существования данной системы или параметры внешних воздействий на нее. Выход — это совокупность состояния системы, посредством которых она может оказывать обратное воздействие на среду, в том числе на любую другую систему.

1.6.1. Построение генеральной информационной модели

Континуальная парадигма в биогеоценологии и ландшафтоведении служит идеологической основой теоретико-информационного подхода. Среди основных положений континуализма для нас наиболее важны представления об экотопической обусловленности состава растительности, о низком уровне ее целостности и стохастичности пространственного распределения видов и сообществ, что позволяет широко использовать статистические методы анализа (Д.Л. Арманд, 1975; Раменский, 1971; Уиттекер, 1980; Миркин, 1985).

На основе информационного моделирования дается количественная оценка пространственной (или временной) сопряженности между различными природными компонентами и факторами, каждый из которых может быть представлен несколькими признаками. Информационные меры бинарных отношений признаков друг с другом показывают, каким значениям одного из них соответствуют в пространстве или во времени значения другого, т.е. в какой степени их состояния отображают друг друга и, следовательно, насколько изменение первого повлечет за собой изменение второго или — наоборот (в зависимости от направления связи). Такие отношения между компонентами называются каналом связи в ландшафте или экосистеме (Пузаченко, Мошкин, 1969). Каналы связи — это по существу наиболее уязвимые для внешнего воздействия звенья всей геокомпонентной системы взаимосвязей и в то же время наиболее благоприятные объекты для целенаправленного изменения структуры и функционирования ландшафта. Дублирующие каналы связи могут рассматриваться как признаки определенной «пластичности» гео(эко-)системы.

Сущность информационного анализа сложных систем состоит в количественной оценке соотношения частот (или вероятностей) совместной встречаемости различных градаций явления A (a_1, a_2, \dots, a_i) и фактора B (b_1, b_2, \dots, b_j), т.е. условных вероятностей явления $p(a_i/b_j)$, с одной стороны, и его априорных вероятностей $p(a_i)$ — с другой (Кастлер, 1960). Когда в качестве явления мы рассматриваем фитоценозы или биогеоценозы, то различные абиотические условия среды выступают в роли экоценологических факторов, по терминологии (Галицкий, Трюканов, 1984).

В исходной рабочей матрице вектор состояний (градаций) фактора B образует строки, а вектор состояний явления A — столбцы. Матрица характеризует пря-

мое отображение множества состояний явления на множество состояний данного фактора. В клетках матрицы помещены вероятности, или частоты, p_{ij} совместной встречаемости рассматриваемых состояний A и B , а суммы по столбцам и строкам дают, соответственно, $p(a_i)$ и $p(b_j)$; по ним вычисляются значения $p(a_i/b_j)$. Априорные вероятности $p(a_i)$ характеризуют явление A в предположении его полной независимости от фактора B , когда $p(a_i/b_j) = p(a_i)$. Мерой различия условного и априорного распределения A служит энтропийная функция $I(A/b_j)$, равная:

$$I(A/b_j) = H(A) - H(A/b_j), \quad (1.1)$$

где :

$$H(A) = -\sum_{j=1}^N p(a_i) \log_2 p(a_i) \quad (1.2)$$

$$H(A/b_j) = -\sum_{i=1}^N p(a_i/b_j) \log_2 p(a_i/b_j). \quad (1.3)$$

Информация $I(A/b_j)$ о явлении A , содержащаяся в состоянии b_j фактора B , есть мера силы воздействия этого состояния на явление. Чем выше значение $I(A/b_j)$, тем более жесткой является детерминация явления данным состоянием фактора. Параметры $H(A/b_j)$ и $I(A/b_j)$ вычисляются для каждой строки рабочей матрицы. Общее же количество информации, переданное от фактора к явлению, равно:

$$T(AB) = \sum_{j=1}^m p(A/b_j) \cdot I(A/b_j), \quad (1.4)$$

где m — число классов (градаций) фактора B .

Общее правило сопряженности двух объектов гласит (Кастлер, 1960): если сложное событие AB состоит из двух независимых событий A и B , то разнообразие (негэнтропия) сложного события равна сумме разнообразий, характеризующих отдельно A и B , за вычетом меры их совместного разнообразия, т.е.

$$T(AB) = H(A) + H(B) - H(AB), \quad (1.5)$$

где:
$$H(AB) = -\sum_{ij=1}^N p_{ij} \cdot \log_2 p_{ij}. \quad (1.6)$$

Графически это правило изображено на рис. 1.2. В самом деле, p_{ij} означает, что при реализации состояния a_i состояние b_j наступает лишь с определенной долей вероятности — за счет влияния других, неучтенных факторов, который здесь играют роль «шума», искажающего тесноту связей между A и B . Этот «шум» необходимо вычесть из общего разнообразия состояний.

Разнообразие $H(A/B)$ обозначает одну часть «шума», обусловленную неопределенностью a_i при известном b_j , а $H(B/A)$ — вторую часть «шума», связанную с

неопределенностью b_j при известном a_i . Если раздвигать фигуры на рис. 1.2, то $T(AB)$ будет уменьшаться и в конечном итоге обратится в ноль, что будет означать отсутствие связи между объектами. Если же фигуры совместить друг с другом, то $H(A) = H(B) = T(AB)$ — связь становится функциональной, без посторонних искажающих влияний.

Количество информации оценивается в двоичных единицах (битах). Однако удобнее пользоваться относительными мерами связи, выраженными в долях единицы. Таковым является, в частности, нормированный коэффициент сопряженности (Пузаченко, Скулкин, 1981):

$$K(A; B) = \frac{2^{T(AB)} - 1}{2^{H(\min A, B)} - 1}, \quad (1.7)$$

где $2^{T(AB)}$ — число общих состояний A и B , а $H(A)$ и $H(B)$ — соответственно, A и B . Отметим, что параметр $K(A; B) = 0,19$ соответствует коэффициенту корреляции $\sim 0,7$. Аналогичный смысл имеют еще 2 информационных параметра: коэффициент приема информации $K(B/A)$ (А.Д. Арманд, 1975) и нормированный коэффициент связи $K(A, B)$, основанный на известной в геоботанике мере сходства Сьеренсена (Василевич, 1969; Семкин, 1973). Формулы для их расчета имеют вид:

$$K(B/A) = \frac{T(AB)}{H(B)}; \quad (1.8)$$

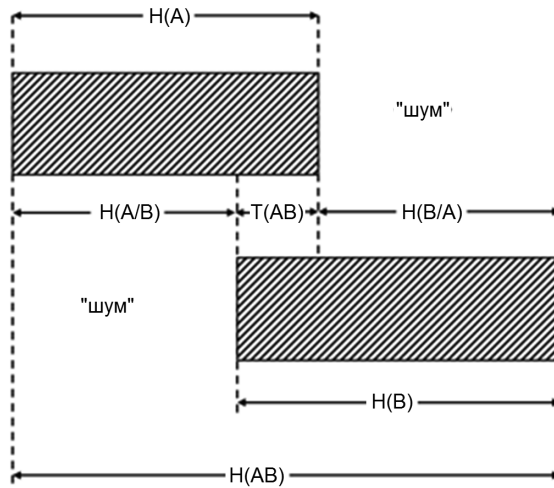


Рис. 1.2. Схема соотношений между информационными функциями, по: Каствлер (1960). Объяснения в тексте.

$$K(A, B) = \frac{2T(AB)}{H(A) + H(B)}. \quad (1.9)$$

При расчетах параметра $K(A/B)$ в знаменателе ставится $H(A)$.

Очевидно, что при $K_{AB} > K_{BA}$ преобладает входное воздействие от B к A , а при $K_{AB} < K_{BA}$ — выходное воздействие от A к B . В случае $K_{AB} = K_{BA}$ признаки A и B влияют друг на друга примерно с одинаковой силой. Пределом неразличимости преобладающего направления воздействия можно принять $K_{AB} - K_{BA} = \pm 0,05$. В первом случае признак A выступает в качестве индикатора состояния признака B , во втором — как эдификатор (средообразователь) по отношению к этому признаку, а в третьем — как ретранслятор, в равной степени воспринимающий и передающий информацию. Обозначим информационный показатель связи для первого случая — $T_{AB}\uparrow$, для второго — $T_{AB}\downarrow$ и для третьего — $T_{AB}\updownarrow$. Тогда коэффициент ретрансляции K_{PT} данного признака A по отношению ко всем остальным признакам B ($B=1, 2, 3, \dots N$) будет равен (Коломыц, 1998):

$$K_{PT} = \frac{\sum_{B=1}^N T_{AB}\uparrow + \sum_{B=1}^N T_{AB}\downarrow}{\sum_{B=1}^N T_{AB}\downarrow + \sum_{B=1}^N T_{AB}\uparrow} \quad (1.10)$$

Условно можно принять, что при $K_{PT} < 0,70$ данный признак выступает в качестве индикатора, при $K_{PT} = 0,70-1,40$ он является ретранслятором, а при $K_{PT} > 1,40$ — эдификатором.

С помощью значений $T(AB)$, $K(A;B)$ или $K(A,B)$ строится общая схема-модель межкомпонентных ландшафтных связей для данной территории, на основании чего решается первая задача моделирования: что от чего зависит и насколько.

Как известно, эмпирико-статистические модели сами по себе (в их чисто формальном выражении) не позволяют вскрыть причинно-следственных связей между рассматриваемыми объектами (Розенберг, 1984). Для получения содержательных результатов моделирования построение таких моделей должно опираться на совокупность эвристических предпосылок, основанных на предшествующих научно-методических достижениях данной отрасли науки и на общем опыте исследователя (Балкаров, 1989). Тем самым эмпирико-статистический анализ приобретает объяснительную способность, свойственную аналитическим моделям (Розенберг, 1984).

В качестве таких малоформализованных эвристик нами использованы известные представления об иерархии системообразующей роли различных природных компонентов и об их характерных временах (Арманд, Таргульян, 1974; А.Д. Арманд, 1975), а также о двучленной структуре экоценологических факторов (Галиц-

кий, Тюрюканов, 1984). При построении общей информационной модели (см. рис. 5.6, 13.4, 13.10 и др.) направление межкомпонентных связей определялось на основе этих представлений. В целом, связь направлена от признака с большим характерным временем к признаку, имеющим меньшее характерное время. Чем больше, с одной стороны, входных стрелок к данному признаку и чем они крупнее, а с другой, — чем меньше выходных стрелок и чем они мельче, тем сильнее выражены свойства этого признака как *индикатора* состояния экосистемы. Преобладание же выходных стрелок, особенно крупных, указывает на то, что данный признак играет роль преимущественно *эдификатора*.

1.6.2. Векторное представление экологических ниш

Следующая задача состоит в раскрытии кода информации (Пузаченко, Скулкин, 1981), т.е. в установлении взаимоспецифичности конкретных состояний фактора B и явления A , что позволяет провести соответствующее упорядочение свойств явления по данному фактору. С этой целью рассчитывается частный коэффициент связи $C(a_i/b_j)$ по каждому классу (градации) явления A в пределах данного класса фактора B :

$$C(a_i/b_j) = \frac{p(a_i/b_j)}{p(a_i)} \quad (1.11)$$

Считается, что связь конкретных состояний фактора и явления значима, если $C(a_i/b_j) > 1$.

Поскольку любая система состоит из элементов, которые тоже имеют свои состояния, то принято говорить, что макросостояние данной системы описывается набором микросостояний ее элементов. Такой набор характеристик составных частей (элементов) системы называется *вектором*. Изменение состояния объекта есть не что иное как преобразование переменных вектора (Эшби, 1959).

Матрица частных коэффициентов связи состоит из векторов-столбцов, каждый из которых описывает ранговое распределение соответствующего явления в пространстве значений данного фактора. Такая матрица характеризует систему *экологических ниш* тех или иных состояний рассматриваемого явления в множестве состояний данного фактора. Здесь нами используется ресурсная интерпретация многопланового понятия экологической ниши (Одум, 1975; Свиричев, 1982), а само это понятие относится главным образом к биотическим компонентам природного комплекса, в данном случае к растительному покрову и к почве как биокосному телу. В нашем рассмотрении экологическая ниша есть реализованный диапазон распространения топоэкосистем (фитоценологических, почвенных, ландшафтных), а также их группировок в одном из парциальных пространств ведущих экологических факторов: положения в рельефе и в системе ландшафтных сопряжений, свойств почвообразующих пород и соответствующих состояний термо- и гидроэдафотопов (Коломыц, 2008).

В графически преобразованных матрицах значимых (>1) частных коэффициентов связи по горизонтали расположены градации явления, а по вертикали — градации фактора. Каждый вектор-столбец описывает экологическую нишу определенной градации явления в пространстве значений данного фактора. В результате все континуальное экологическое пространство как бы разделено на «соты» (Галицкий, Тюрюканов, 1984), каждой ячейке которых соответствует со значимой вероятностью тот или иной тип объекта (биогеоценоз или фитоценоз на локальном уровне и группа ландшафтов — на региональном).

Градации фактора с максимальными значениями $C(a_i/b_j)$ образуют некоторую область доминирования явления — *экологический доминант*, или *оптимум* (обозначается символом «+», либо «X»), остальные же градации относятся к «размытой» части ниши (со знаком «•», либо «*»; см., например, табл. 4.3 и 7.2, а также рис. 5.7, 5.8, 13.5, 13.8 и др.). Дополнительными (пунктирными) линиями соединяются границы экологических ниш, что позволяет отчетливо представить развертку объема (ширины) ниш (как числа реализованных позиций вектора-столбца) в пространстве изменений состояний фактора.

Очевидно, чем шире ниша, тем более толерантно данное состояние явления к изменению состояний фактора и в этом смысле оно более устойчиво. И наоборот, более узкая ниша (в предельном случае состоящая из одного доминанта, без «размытых» частей) указывает на жесткую детерминацию данного состояния явления тем или иным фактором, т.е. на его высокую чувствительность к изменению этого фактора.

Согласно Пузаченко (1996), наиболее вероятное значение экологической ниши данной градации считается наиболее устойчивым, отвечающим равновесному процессу изменения состояний явления по градиенту состояний фактора. Однако это допустимо лишь при условии, когда распределение состояний явления в пределах ниши не отличается от нормального распределения, что на самом деле встречается достаточно редко (см. далее). В большинстве случаев экологические доминанты нельзя рассматривать как наиболее устойчивые состояния объектов.

Матрицы частных коэффициентов связей использованы нами для моделирования моносистемной организации гео(эко-)систем путем ординационного анализа бинарных отношений «фактор — явление», а также для расчета мер отношений сходства и включения между состояниями объектов как дескриптивных множеств (см. ниже).

По этим же матрицам строились графические трехмерные модели гидротермических ниш лесной либо луговой растительности. С этой целью производилось нормирование каждого вектора-столбца экологической ниши состояния явления, с получением соответствующих удельных частот (вероятностей — C_{ij}) его встречаемости по всем градациям фактора. Нормирование частных коэффициентов связи означает, что $\sum C_{ij} = 1$.

1.6.3. Бинарная ординация геокомпонентных признаков

Экологическая ниша данного геокомпонентного признака или всего природного комплекса есть область его распространения в одном из пространств того или иного экологического фактора. Прямой градиентный анализ экологических ниш соответствует известному в геоботанике и ландшафтной экологии методу ординационного анализа (Раменский, 1971; Уиттекер, 1980), который основан на изучении статистического варьирования того или иного объекта, взятого в качестве явления, в пространстве значений различных значимых факторов.

Ряды экологических ниш по каждому явлению описывают *фазовое пространство* системы фактор–явление (Эшби, 1959). Фазовое пространство экологической ниши отражает динамику ее объема и мощности (см. ниже) при смене состояний фактора. Двигаясь по строкам матрицы или по линии экологических доминантов (что то же самое), можно проследить, как меняется «запас гомеостатичности» явления и соответственно его чувствительность к изменениям состояний фактора.

Все значимые величины $C(a_i/b_j)$, распределенные по определенным позициям градаций фактора, образуют вектор-столбец экологической ниши. Столбцы матрицы частных коэффициентов связи с областями доминирования явления по каждому состоянию фактора характеризуют по существу проекции экологических ниш, которые заняты состояниями явления в их бинарных отношениях с данным фактором.

Таким образом, экологическая ниша представляет собой частный канал связи от фактора к явлению, а сама процедура бинарной ординации — это и есть раскрытие кода информации в двухкомпонентной системе. Территориальная организация локального или зонально-регионального геопространства познается через взаимосвязи его элементов с факторами среды, что соответствует, согласно (Одум, 1975), фундаментальным принципам современной экологии.

На языке статистической физики, природно-территориальную структуру той или иной зонально-региональной гео(эко-)системы, выраженную определенным набором и пространственной упорядоченностью слагающих ее элементов (например, геотопов или групп фитоценозов), можно именовать макросостоянием этой системы, а каждый рассматриваемый элемент — как ее микросостояние. Тогда чередование элементов по тому или иному вектору зонально-регионального геопространства будет означать смену его микросостояний.

Если эта смена упорядочена и соответствует изменениям градиентов фонового поля некоторого вещественно-энергетического фактора, то правомерно говорить о системоформирующей функции этого фактора. Вектор-столбец экологической ниши данного геотопа или фитоценотической группы выражает не что иное как форму распределения условных вероятностей микросостояний одного из элементов высотно-зональной гео(эко-)системы в пространстве значений рассматриваемого экологического фактора.

Все выявленное нами эмпирическое разнообразие систем экологических ниш фито- и биогеоценозов можно свести к 12 типам, объединенным в две группы — с простым и сложным регулированием (Коломыц, 2008), Первой группе свойственно четкая бинарная связь явления с данным фактором, поэтому прямая связь однозначна, хотя обратное воздействие может менять градиент этой связи. Сложное же регулирование обусловлено «шумовым» эффектом неучтенных факторов. Причинно-следственная связь становится неоднозначной, с неоднократным переключением связи и с возникновением «зоны» толерантности в фазовом пространстве, когда данное состояние явления может наблюдаться при различных состояниях фактора (см. далее рис. 5.7 и 5.8).

Системы экологических ниш, представленные в графической форме (см. рис. 5.7, 5.8 и др.), позволяют не только судить о каналах связи между фактором и явлением, но и в неявном виде отслеживать динамику этой связи, находить критически (переломные) точки траектории связи и, что не менее важно, выявлять в определенных областях фазового пространства признаки механизмов положительной или отрицательной обратной связи в системе фактор–явление, а также механизмов переключения прямой связи. Тем самым удается выйти за рамки бинарных отношений явления с данным фактором, оценивать, с одной стороны, роль других факторов, а с другой, — процессы саморегуляции явления, имеющие непосредственное отношение к проблеме устойчивости тех или иных его состояний.

При анализе бинарных отношений системы фактор–явление целесообразно использовать различные параметры экологических ниш данного явления. Как известно, важным показателем здесь является *ширина экологической ниши*, которая может быть выражена, например, средним квадратичным отклонением в ряду статистического распределения (Свирижев, 1982), в нашем случае — распределением частных коэффициентов связей в векторе-столбце. Чем шире ниша, тем выше должна быть толерантность гео(эко-)системы к данному фактору и тем соответственно больше в ней будет структурно-функционального многообразия, обусловленного другими факторами. Пересечение (взаимное перекрытие) ниш, при прочих равных условиях, должно означать межвидовую и межфитоценологическую конкуренцию, и чем больше такое пересечение, тем конкуренция сильнее (Свирижев, 1982; Пузаченко, 1996). Соответственно будет снижаться общая устойчивость конкурирующих гео(эко-)систем к внешнему воздействию, с появлением в них определенных триггерных свойств, по (Арманд, Ведюшкин, 1989), которые переводят их в состояние неустойчивого равновесия.

Нами были разработаны новые подходы в содержательной интерпретации результатов информационно-статистического моделирования природных экосистем. Прежде всего, по матрице частных коэффициентов связи строились соответствующие графики, причем градации явления располагались в порядке роста, либо снижения их экологическим доминантов по градациям данного фактора. Через доминанты затем проводилась огибающая кривая, дающая достаточно четкое представление о наиболее существенной тенденции изучаемой связи.

В векторе экологической ниши, который представлен столбцом в матрице частных коэффициентов связи (см. далее табл. 4.3, 6.4, 6.5 и др.), нередкими были случаи, когда две доминирующие области разделены одним промежутком с нулевой или незначительной вероятностью связи фактора и явления. В этих случаях, следуя правилам информационного анализа (Пузаченко, Скулкин, 1981), при построении графика траектории экологических доминантов явления в пространстве данного фактора кривая проводилась между этими областями доминирования, а все расстояние между ними относилось к «размытой» части ниши.

Многие структурные и функциональные характеристики природных экосистем имеют не только основную экологическую нишу по тому или иному фактору (с соответствующим экологическим доминантом и с «размытой» частью ниши), но и своего рода *анклав*, отделенный на графике частных коэффициентов связи от самой ниши не менее чем на одну градацию фактора. Появление анклавов свидетельствует о разрывах (дизъюнкциях) ареала данного объекта — весьма частом явлении в географии растений (Толмачев, 1974).

Миграция видов и целых сообществ, осуществляющая эволюцию растительного покрова в целом, сопровождается, как правило, появлением разрывов их ареалов (Васильев, 1946). Следовательно, анклав свидетельствует о непрекращающихся миграционных процессах на данных участках растительного покрова, о динамичности слагающих их лесных образований. Каждый такой анклав можно рассматривать как трансгрессивную локализацию рассматриваемого явления при других значениях данного фактора, но под эффективным влиянием других факторов, создающих аналогичные условия существования явления. Для флористических фратрий, типов насаждений и типов леса это означает создание локальных условия местопроизрастания, сходных с основной нишей.

Если принять доминирующую часть ниши той или иной характеристики лесного покрова (флористических фратрий, типов насаждений или типов леса) как соответствующую наиболее благоприятным, оптимальным условиям ее существования, то можно полагать, что местоположение каждого такого оптимума служит «очагом» пространственного распространения (трансгрессии) данной характеристики в направлении существующего анклава.

Само же направление отклонения анклава от ниши рассматривается как вектор локализованной трансгрессии данного явления — его распространения от доминирующей области.

Обращалось также внимание на те ячейки бинарной ординации явления с фактором, в которых частный коэффициент связи $K_{ij} \leq 1$. Это области спорадического распространения данного явления по градиенту изменения рассматриваемого фактора, с нередким возникновением анклава, удаленного от основной ниши. Вероятности таких спорадических ячеек при широкой экологической нише (с тремя и более значимыми градациями фактора) составляют 10–20%, а при крайне узкой (когда почти вся ниша сосредоточена в своем доминанте) — до 30–40%.

По системе экологических ниш вычислялась *таксономическая норма* того или иного функционального признака для данного объекта. Для этого использовались центральные значения всех градаций фактора, а также матрица нормированных частных коэффициентов связи объекта, которые были введены в расчеты в качестве «весовых» коэффициентов.

Норма, или иначе — средневзвешенное значение функционального признака, определялась как сумма произведений центральных значений всех его градаций на «весовой» коэффициент, соответствующий данной градации явления (объекта). Таксономическая норма есть не что иное как функциональное среднее, по Л.Г. Раменскому (1971), основное свойство которого — взаимная сопряженность всех элементов явления в поле действия данного фактора.

1.7. Полисистемные теоретико-множественные модели

1.7.1. Идеологические предпосылки моделирования

Пространственное многообразие природных ландшафтов на земной поверхности указывает на то, что в различных местоположениях структурный эффект межкомпонентных взаимодействий весьма различен. Создается определенная контрастность географических полей, с соответствующими горизонтальными градиентами, которые вызывают движение геопотоков: водных, воздушных, литодинамических и биотических, — осуществляющих систему горизонтальных связей.

Эти вещественно-энергетические потоки стремятся выровнять контрасты, «размыть» градиенты. Однако устойчивое и длительное существование горизонтальных контрастов (самой ландшафтной мозаики) указывает на то, что эти контрасты постоянно поддерживаются (воспроизводятся) устойчивой разнородностью вертикальных (межкомпонентных) связей между различными местоположениями.

Следовательно, горизонтальная контрастность гео(эко)систем косвенно отображает внутреннюю пространственную неоднородность процессов преобразования солнечной энергии, движения и преобразования влаги и минеральных веществ, а также биотических процессов в системе вертикальных связей.

Эта неоднородность создает внутреннюю территориальную контрастность (диссимметрию) природного комплекса и соответствующие градиенты изменения признаков состояния, которые направлены по простирацию деятельных поверхностей, т.е. горизонтально или субгоризонтально. Используя крылатое выражение Пьера Кюри, можно сказать: «это она — диссимметрия — творит явление» (цит. по: Шубников, 1975). Градиенты вызывают направленный энерго- и массообмен между локализованными участками природного комплекса. Так формируются горизонтальные связи в гео(эко-)системе, придающие ее плановой структуре в той или иной мере векторный характер.

Вертикальные ландшафтные связи по отношению к горизонтальным являются всегда первичными, так как истоком всей структурной организации биосферы служит обмен веществом и энергией между различными природными средами (компонентами): горными породами, почвами, водными и воздушными массами, фитосредой, зоо- и микробоценозами, — которые образуют в вертикальном разрезе экосистемы определенные ярусы — биогеогоризонты. В общем случае эти связи направлены перпендикулярно простирацию деятельных поверхностей. Согласно (Мильков, 1981), горизонтальная контрастность природных сред служит необходимым условием, но не самым источником развития ландшафтных комплексов. Источник развития сосредоточен в межкомпонентных взаимодействиях, формирующих вертикальные ландшафтные связи.

Горизонтальная контрастность характеризует, таким образом, территориальную неоднородность использования гео(эко-)системами фоновых вещественно-энергетических ресурсов среды. Чем однороднее уровень утилизации экологических ресурсов между различными участками земной поверхности, тем слабее выражена горизонтальная контрастность, и — наоборот. С другой стороны, сопоставление внутренней контрастности естественных и нарушенных человеком гео(эко)систем можно рассматривать как один из путей оценки антропогенного сдвига в ландшафтной структуре территории.

Итак, наиболее общими структурно-функциональными моделями межкомплексных связей могут служить модели, основанные на представлениях о *сходстве и различии между элементами конечного множества признаков*, адекватного тому или иному состоянию гео(эко-)системы. Следовательно, анализ парных (бинарных) отношений между природными комплексами целесообразно проводить с использованием *методов теории множеств*. Модели состояния систем, выраженные этими методами, являются так или иначе дискретными. Их достоинство в том, что они способны отображать многообразие качественных свойств исходных элементов структуры.

Напомним, что множество есть любая совокупность определенных и вполне различных между собой объектов, рассматриваемых как единое целое. Сами объекты называются элементами, или членами, данного множества. Набор структурных и/или функциональных признаков экосистемы (значений ее переменных), которые укладываются в обозначенные границы, характеризует определенное *состояние системы* (Черкашин, 1997).

Согласно теории множеств (Столл, 1968), отношения между объектами A и B выявляются с помощью следующих операций (рис. 1.3): 1) объединения — $(A \cup B) = C$; 2) пересечения (произведения множеств) — $(A \cap B) = C$; 3) включения множества A во множество B — $C = A|A \in B|$. Мера сходства двух множеств $N(A, B)$ определяется числом их общих элементов $n - N(A, B) = n(A \cap B)$. Третья операция дает полное включение, вторая — неполное, когда множество C характеризует степень взаимного включения множеств A и B друг в друга. Поскольку в общем случае $A \neq B$, относительная мера включения C оказывается несимметричной.

1.7.2. Меры сходства и включения в межкомплексных связях гео(эко-)систем

Описывая природный комплекс как сложную систему, исследователь получает набор признаков, которые образуют, как правило, нечеткие множества. В них различия между элементами данного класса явлений не всегда существенно меньше различий между элементами разных классов. Сходство и различие могут быть выявлены только статистическим путем, при использовании «веса» каждого признака. Иными словами, различия между элементами одного и того же класса (в данном случае одной и той же градации фактора по вектор-столбцу экологической ниши) не всегда существенно меньше различий между элементами разных классов, что и определяет функцию принадлежности от 0 до 1.

Если каждому элементу множества придать определенное свойство (качественное или количественное), причем выразить в соответствующих мерах степень проявления этого свойства, то получим так называемое нечеткое, «размытое» множество (по англ. — *fuzzy set*), или дескриптивный (описательный, от англ. *description*) вектор состояния данного объекта (Odeh et al., 1992). В дескриптивных множествах различия между элементами данного класса (градации) явлений не всегда существенно меньше различий между элементами разных классов. Сходство и различие здесь могут быть выявлены только статистическим путем, при использовании веса каждого признака. К настоящему времени уже достаточно разработаны теория и методы таких дескриптивных (описательных) множеств (Семкин, 1973; Андреев, 1980), где функция принадлежности не принимает жестко значений 0 или 1, как это имеет место в классических множествах. Применение методов теории «размытых» множеств оказалось достаточно эффективным в различных разделах географической экологии (Семкин, Комарова, 1977; Дыренков, 1978; Коломыц, 1984а; Семкин и др., 1986).

Горизонтальную контрастность экосистемы удастся оценить с помощью мер пересечения, сходства и различия, а также включения «весовых» множеств на основе бинарных отношений между элементами данного множества. Любой природный комплекс (экосистему) A можно представить в виде корреляционной системы, состоящей из набора комплексов (экосистем) $a_1, a_2, \dots, a_r, \dots, a_n$ более низкого порядка, так что:

$$A = \{a_i | a_i \in A\}, \quad (1.12)$$

где \in — символ принадлежности.

Аналогично для другой экосистемы B имеем: $B = \{b_i | b_i \in B\}$. Каждый элемент a_i экосистемы A образует определенное территориальное единство, где взаимодействующие природные компоненты и факторы $P_1, P_2, \dots, P_r, \dots, P_N$ принимают различные значения (количественные или качественные) — $P^1_r, P^2_r, \dots, P^k_r$, причем $k \neq \text{const}$. Совокупность этих значений, или признаков, по каждому компоненту (фактору) характеризует данное состояние элемента a_i , которое можно назвать микросостояние системы A . Для того чтобы описать состояние всей си-

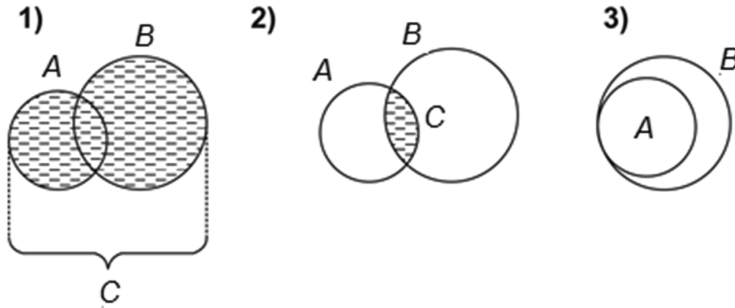


Рис. 1.3. Диаграммы Венна, иллюстрирующие отношения между множествами A и B , по: Столл (1968). Объяснения в тексте.

стемы A , в первом приближении достаточно выявить бинарные отношения $a_1Ra_2, a_1Ra_3, \dots, a_{n-1}Ra_n$ между элементами a_i на основе их упорядочения по признакам P_j^k соответствующих природных компонентов (факторов).

Будем считать элементы a_i экосистемы A в качестве объектов. Основу теоретико-множественного анализа сложных систем составляют две меры попарного упорядочения объектов: мера сходства (или различия) и мера включения одного объекта в другой. Мера сходства $N(a_1, a_2)$ в общем виде определяется как

$$N_0(a_1, a_2) = \frac{2(a_1 \cap a_2)}{a_1 + a_2} \quad (1.13)$$

Мера различия $D_0 = 1 - N$. Мера $J_1(a_2; a_1)$ включения объекта a_2 в объект a_1 определяется из соотношения

$$J_1(a_1; a_1) = \frac{a_1 \cap a_2}{a_2}, \quad (1.14)$$

а мера J_2 включения a_1 в a_2 находится как

$$J_2(a_1; a_2) = \frac{a_1 \cap a_2}{a_1}. \quad (1.15)$$

Здесь $a_1 \cap a_2$ — пересечение объектов по данному признаку. В общем случае $J_1(a_1; a_2) \neq J_2(a_2; a_1)$, поэтому речь идет о несимметричных отношениях включения между объектами. Аналогичным образом можно рассчитать меры сходства и включения, характеризующие бинарные отношения между элементами a_i и b_j экосистем соответственно A и B . Если же проводится сравнение экосистем A и B в целом, то рассчитываются меры $N(A, B)$, $J_1(A; B)$ и $J_2(B; A)$ по тому или иному структурно-функциональному признаку, либо по комплексному параметру.

Таким образом, теоретико-множественные модели гео(эко-)систем можно рассматривать как один из путей реализации выдвинутого В.Н. Сукачевым (1972), а затем развитого Н.В. Тимофеевым-Ресовским (Тимофеев-Ресовский, Тюрюканов, 1966) положения о материально-энергетических отношениях в биогеоценозе и окружающей его среде, которые характеризуют эту элементарную биохорологическую единицу как целостное природное образование. Аналогичный подход правомерен для количественной оценки организации и всех вышестоящих структурных уровней биосферы.

Для дескриптивных множеств вычисление соответствующих мер бинарных отношений ведется по формулам (Семкин, Комарова, 1977):

$$N(a_1, a_2) = \frac{2 \sum_{j=1}^r \min[\mu, a_1(P_j^k), \mu, a_2(P_j^k)]}{\sum_{j=1}^r \mu, a_1(P_j^k) + \sum_{j=1}^r \mu, a_2(P_j^k)} \quad (1.16)$$

$$J_1(a_1, a_2) = \frac{\sum_{j=1}^r \min[\mu, a_1(P_j^k), \mu, a_2(P_j^k)]}{\sum_{j=1}^r \mu, a_2(P_j^k)} \quad (1.17)$$

$$J_2(a_2, a_1) = \frac{\sum_{j=1}^r \min[\mu, a_1(P_j^k), \mu, a_2(P_j^k)]}{\sum_{j=1}^r \mu, a_1(P_j^k)} \quad (1.18)$$

здесь $\mu, a_j(P_j^k)$ — «вес» j, k -го признака в элементе a_i ; r — общее число признаков.

При теоретико-множественном моделировании экосистем рассматривается сила связи между объектами a_i в системе A по определенному набору признаков P_j^k . Среди недостатков этого метода главным является недоучет того, что различные признаки имеют далеко не одинаковый удельный вес в отображении состояния экосистемы. Между тем они входят в расчетные формулы как равноценные параметры. Формализация признаков, необходимая для пространственной модели, связана с неизбежной потерей некоторых важных свойств моделируемой системы.

Меры включения позволяют упорядочить рассматриваемые гео(эко-)системы в определенные ряды «оптимальности–банальности» (см. Главу 6), которые

характеризуют уровень структурно-функционального развития каждой из них, а также степень эффективности использования ее биотой ресурсов абиотической среды. Например, при $J_1(a_1; a_2) > J_2(a_2; a_1)$ можно говорить о том, что в гео(эко-)системе A элемент a_1 оказывается банальнее (проще по структуре функционированию и менее устойчив к внешнему воздействию), нежели элемент a_2 . При $J_1(a_1; a_2) < J_2(a_2; a_1)$, напротив, второй элемент более банален. Речь идет, таким образом, о явлении гомоморфизма (одно-однозначного соответствия) в бинарных отношениях объектов. В первом случае объект a_1 гомоморфно отображается объектом a_2 , во втором — наоборот.

В пределах региона с определенным зонально-региональным биоклиматическим фоном мы можем построить серию факторально-динамических рядов плакорно-экстразональных топогеосистем (см. Главу 4, раздел 4.1.2), расположив члены каждого ряда в порядке усиления (или ослабления) воздействия локального геоморфологического фактора. Получаем *эргодическую операционную систему*, согласно (Симонов, 1966; Раунер, 1981).

Исходя из свойств самоподобия этой системы, мы можем заменить пространственные последовательности на временные и, анализируя векторный ряд, проводим своего рода *имитацию локального отображения фонового климатического тренда*, на основе чего выявляем реальный спектр возможных направлений функционально-структурных перестроек топогеосистем при тех или иных сценариях климатического прогноза.

1.7.3. Матрицы и графы отношений включения между гео(эко-)системами

Меры включения позволяют упорядочить геотопы (и типы местоположений) в определенные ряды по эффективности использования ими экологических ресурсов, а также по степени их антропогенной трансформации. С этой целью по матрицам строятся ориентированные графы включений одних геотопов в другие. Представим условно однородные экосистемы (в данном случае геотопы) в виде точек (или кружков), а направления включения одних экосистем в другие покажем стрелками, соединяющими эти точки.

Получим ориентированный граф (орграф) отношений включения между геотопами (рис. 1.4). При этом стрелки должны отображать и саму меру включения (например, толщиной или цветом), чтобы наглядно представить геотопы с различным уровнем развития соответствующих биогеоценозов. Неориентированный же граф будет характеризовать отношения сходства (здесь вместо стрелок проводятся линии, соединяющие точки). Заметим, что точки — это вершины графа, а стрелки или линии — его ребра.

В табл. 1.1 представлена характерная ситуация: различия между мерами сходства или включения наблюдаются в пределах довольно высоких значений этих мер — в данном случае при уровнях свыше 70–90%. Ниже этих уровней геотопы можно считать однородными (неразличимыми), поэтому в дальнейший анализ

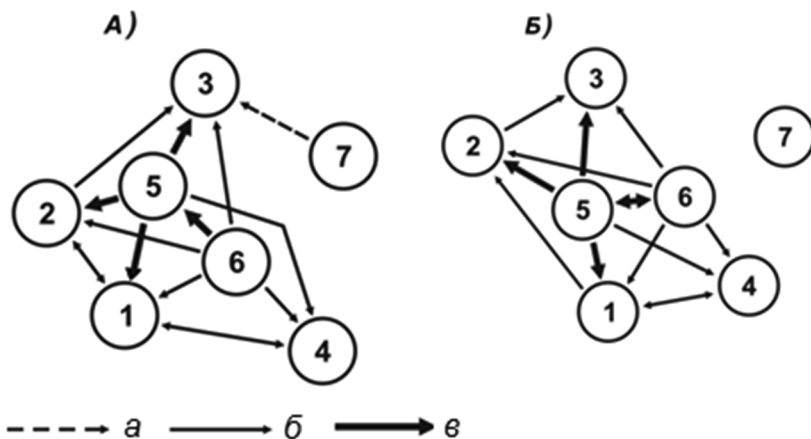


Рис. 1.4. Ориентированные графы отношений включения между геотопами (см. табл. 1.1) при заданных порогах неразличимости $Z_1 \geq 0,89$ (А) и $Z_2 \geq 0,90$ (Б).

Меры включения: a — 0,89; b — 0,90–0,92; $в$ — 0,93–0,96. Здесь порог Z_1 является критическим.

целесообразно ввести порог неразличимости (Z). Все значения мер сходства или включения, которые будут выше этого заданного порога, обозначим цифрой 1, а значения, лежащие ниже порога неразличимости — цифрой 0. При этом 1 будет означать наличие стрелки в орграфе включения или линии в орграфе сходства, а 0 — их отсутствие.

Таблица 1.1. Матрица мер включения между геотопами (1, 2, 3, ..., см. рис. 1.1) в поясе субальпийских лугов южного Приэльбрусья (ущелье Адьлсу)

	↖ 1	↖ 2	↖ 3	↖ 4	↖ 5	↖ 6	↖ 7
↖ 1	-	0.90	0.90	0.90	0.88	0.85	0.69
↖ 2	0.91	-	0.91	0.87	0.88	0.85	0.77
↖ 3	0.85	0.85	-	0.84	0.83	0.80	0.72
↖ 4	0.91	0.87	0.90	-	0.86	0.84	0.72
↖ 5	0.94	0.93	0.93	0.90	-	0.94	0.78
↖ 6	0.92	0.91	0.92	0.90	0.96	-	0.82
↖ 7	0.79	0.88	0.89	0.83	0.85	0.87	-

→
Направление включения

Наибольший интерес представляет *критический порог неразличимости* ($Z_{\text{крит}}$), при котором оргграф (или граф) остается еще связным, т.е. каждая точка (вершина графа) имеет хотя бы одну связь (ребро графа) с какой-либо другой точкой. Критический порог находится путем перебора всех значений Z , соответствующих полученным мерам сходства или включения. Перебор следует начинать с наиболее высокого порога неразличимости и постепенно снижать его до уровня, после которого хотя бы один геотоп должен потерять все связи с остальными и, следовательно, на графе останется изолированным (рис. 1.4 б).

M

	1	2	3	4	5	6	7
1	-	1	1	1	0	0	0
2	1	-	1	0	0	0	0
3	0	0	-	0	0	0	0
4	1	0	1	-	0	0	0
5	1	1	1	1	-	1	0
6	1	1	1	1	1	-	0
7	0	0	1	0	0	0	-

Для выявления уровней структурно-функционального развития биогеоценозов проведем следующие операции над матрицей мер включения (табл. 1.1). Используя $Z_{\text{крит}} = 0,89$, преобразуем эту матрицу в новую матрицу смежностей M, т.е. матрицу непосредственных связей, где вместо первоначальных мер стоят 1 и 0:

Далее проводим операцию транспонирования матрицы (Андреев, 1980). Матрица M^T называется транспонированной к матрице M, если все строки M суть столбцы M^T . Проведя операцию поэлементного сложения матриц M и M^T , получим:

M	+	M ^T	=	M+M ^T
1		1		1
2		2		2
3		3		3
4		4		4
5		5		5
6		6		6
7		7		7
1		1		1
2		1		2
3		1		1
4		1		2
5		1		1
6		1		2
7		1		0

На матрице $M+M^T$ находим сильно связанные геотопы (эти связи будут показаны двойками). В нашем случае имеются две группы сильно связанных элементов матрицы: $U_1 = \{1,2,4\}$ и $U_2 = \{5,6\}$. При этом в парах элементов 5–6, 1–2 и 1–4 имеют место обоюдные включения, т.е. взаимно однозначные соответствия, называемые связями *толерантности*. Удалив затем из начальной матрицы M элементы U_1 и U_2 , получим сокращенную матрицу M' . Проведем с ней аналогичные операции транспонирования и сложения:

$$\begin{array}{ccc}
 M' & & M^T \\
 & & M'+M^T \\
 \hline
 & 3 & 7 & & 3 & 7 & & 3 & 7 \\
 3 & | & - & 0 & + & - & 1 & = & - & 1 \\
 7 & | & 1 & - & & 0 & - & 1 & -
 \end{array}$$

Элементы матрицы $M' + M^T$, равные 1, укажут на слабо связанные геотопы; в данном случае это будут $m = \{3,7\}$. Наконец, возвращаемся к первоначальной матрице M и выделяем на ней группы сильно (U_1, U_2) и слабо (m) связанных элементов:

$$\begin{array}{c}
 M \\
 \hline
 \begin{array}{c|cccccc}
 & 1 & 2 & 4 & 5 & 6 & 3 & 7 \\
 1 & - & 1 & 1 & 0 & 0 & 1 & 0 \\
 2 & 1 & - & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 \\
 4 & 1 & 0 & - & 0 & 0 & 1 & 0 \\
 5 & 1 & 1 & 1 & - & 1 & 1 & 0 \\
 6 & 1 & 1 & 1 & 1 & - & 1 & 0 \\
 3 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & - & 0 \\
 7 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & -
 \end{array}
 \end{array}$$

Оставшиеся за пределами очерченных квадратов элементы с 1 укажут те критические связи между геотопами, удаление которых ведет к распаду связности орграфа. В нашей матрице таких связей оказалось 11 в парах геотопов: 1–3, 2–3, 4–3, 5–1, 5–2, 5–3, 5–4, 6–1, 6–2, 6–3 и 6–4.

На основе проведенных операций с матрицей построен полный орграф отношений включения рассматриваемых геотопов (рис. 1.5). Сокращенный орграф, очевидно, имеет вид: $U_1 \leftarrow U_2 \rightarrow m$. Такой орграф будем называть структурной схемой полисистемного геоэкологического пространства, а также структурной схемой доминирования. Структурная схема выражается через отношение включения между слагающими это пространство элементами по тому или иному набору структурных и функциональных признаков.

Матрицы и графы отношений сходства и включения гео(эко-)систем так или иначе отображают их состояние, которое может быть выражено в двух аспек-

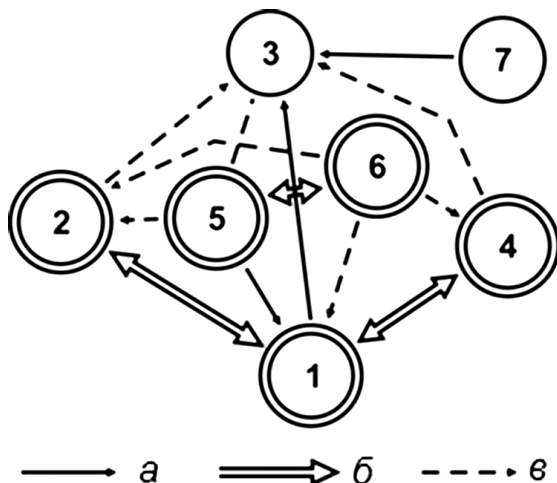


Рис. 1.5. Ориентированный граф отношений включения между луговыми геотопами южного склона ущелья Адьлсу.

Порог неразличимости $Z_i \geq 0,89$; a — направление включения; b — связи толерантности; v — критические связи; двойными кружками показаны сильно связанные геотопы.

тах — статическом и динамическом. В первом случае бинарные отношения рассматриваемых систем описывают их различную качественную определенность на данный момент времени, во втором, — те или иные тенденции функциональных и структурных изменений, переводящие их в новое качество.

На основе матриц и орграфов отношений включения удастся провести ранжирование рассматриваемых объектов — единиц полисистемного геоэкологического пространства, с выделением их определенных экотипов. Как известно, понятие экотипа используется для выделения экосистем, адаптированных к местным почвенно-климатическим условиям (Быков, 1973; Одум, 1986). Мы различаем две категории экотипов: 1) метаболическую и 2) транзитную, характеризующую структуру их взаимных переходов в прогнозно-климатических моделях. В обоих случаях выделяются три основных и два промежуточных экотипа (последние имеют приставку «суб»), которые образуют следующий иерархический ряд.

1. Оптимальные (доминирующие) экотипы, имеющие на орграфах максимальное число полустепеней захода (входных стрелок, инцидентных соответствующим вершинам графа). Это своего рода лидеры в системе бинарных отношений экосистем и в них могут включаться другие виды с помощью сильных, критических или слабых связей (очевидно, что степень доминирования максимальна в первом случае и минимальна — в третьем). В рассматриваемом примере (см. рис. 1.4) таким лидером является геотоп 3, занимающий верхнюю ступень иерархии отношений включения.

2. Экотипы субоптимальные (субдоминанты) — со средним числом полустепеней захода (нередко при наличии исходящих стрелок). Они стоят на повышенной ступени отношений включения, но обладают ослабленными свойствами доминирования. В данном случае к этому экотипу относятся 1-й и 2-й геотопы.

3. Темпоральные (умеренные) экотипы, имеющие соразмерное число входных и выходных стрелок на орграфе и занимающие, таким образом, промежуточное положение в системе отношений включения. Это иерархический мезоуровень биарных отношений.

4. Экотипы субпессимальные, характеризующиеся на орграфе преобладанием выходных стрелок при незначительном числе входных. Им свойствен пониженный уровень отношений включения. Таким является 5-й геотоп на рис. 1.4.

3. Пессимальные экотипы, с максимальным числом полустепеней исхода и с отсутствием входных стрелок. Они находятся на нижней ступени иерархии отношений включения. В нашем примере к пессимальным экотипам относятся геотопы 6 и 7.

Обратимся к содержательному смыслу критического порога обозначив его символом $Z_{\text{крит}}$ ($Z_{\text{крит}} \approx J_{\text{крит}}$). Сопоставление критических значений мер включения гео(эко-)систем позволяет судить о таких свойствах зонально-региональных и локальных геопространств, которые не описываются самими схемами их парциальных структур. Дело в том, что формирование таких структур происходит на неодинаковом вещественно-энергетическом уровне и соответственно с различной напряженностью латеральных взаимодействий, что и отражено в самом значении параметра $Z_{\text{крит}}$.

Критический порог обозначает по существу тот нижний предел меры включения объектов, при котором еще сохраняется непрерывная цепь пересечений их экологических ниш, что и обеспечивает структурно-функциональную целостность вышестоящей системы. Как показали наши расчеты, для высокогорных природных комплексов величина их взаимного включения варьирует достаточно широко: от 0,55–0,60 до 0,95–1,00, однако $Z_{\text{крит}}$ находится в гораздо более узких пределах — 0,82–0,90. Можно полагать, что в этом диапазоне своих изменений более низкий критический порог должен означать достаточно высокую степень межкомплексных взаимодействий в данном геопространстве.

Это обеспечивает территориальную целостность последнего даже при относительно малых величинах мер включения. Соответственно следует ожидать наиболее высокую общую сложность латеральных связей, при господстве связей критических. В структурной схеме отчетливо выделяются чаще всего два типологических ядра, к одному из которых направлены сильные толерантные связи, к другому — исключительно слабые. Налицо явная неоднородность (мозаичность) парциальной природно-территориальной структуры, тесная взаимосвязь одних ее элементов и автономность — других.

При аномально же высоком критическом пороге следует говорить о сравнительно слабой степени межкомплексных взаимодействий, несмотря на зна-

чительное взаимное перекрытие экологических ниш природных комплексов. В соответствии с этим рассматриваемая гео(эко-)система сохраняет свою структурно-функциональную целостность по данной группе факторов только при весьма сильном пересечении экологических ниш ее элементов, что и выражается в высоком значении Z .

При этом, наиболее вероятны господство слабых связей, отсутствие сильных и незначительное количество связей критических. Само геопространство становится мелко раздробленным на отдельные структурные элементы, поэтому общая мера сложности его парциальной структуры оказывается весьма низкой. Слабо выражено одно типологическое ядро, редко — два. По-видимому, в данном случае структура этих геопространств определяется преимущественно не теми факторами, по которым проведена ординация.

1.8. Интегральные параметры полисистемной организации и устойчивости природных комплексов

В комплексном (моно- и полисистемном) ландшафтно-экологическом анализе можно использовать предлагаемые нами *интегральные параметры* структурно-функционального состояния биогеоценозов на тех или иных геотопах, а также состояний различных групп растительных сообществ. В целях получения таких параметров проводятся сначала теоретико-множественные вычисления мер нетранзитивных отношений между объектами, а затем — информационно-статистические расчеты разнообразия этих отношений в пределах данного высотного-зонального геопространства либо всей рассматриваемой высокогорной экосистемы.

Приведем общую схему расчетов на примере элементарных форм микрорельефа — геотопов, с определенным набором структурно-функциональных показателей состояния соответствующих биогеоценозов. Для каждого геотопа по данным предварительно рассчитанных матриц отношений сходства и включения его биогеоценоза с ценозами других геотопов находятся три комплексных параметра: 1) мера изоморфизма (инвариантности) биогеоценоза I_k ; 2) метаболический индекс биогеоценоза $S_{k^s}^m$, характеризующий общий уровень его структурно-функционального развития; 3) показатель значимости биогеоценоза в данном высотном-зональном геопространстве G_k , отображающий запас его гомеостатичности (упругой устойчивости). Ниже излагаются идеология и методы расчета перечисленных параметров.

Экологические объекты относятся к обширной группе природных систем с относительной независимостью поведения слагающих их компонентов (Солнцев, 1981а; Пузаченко, 1997), поэтому гео(эко-)системы представляют собой относительно слабо связанные природные образования (Арманд, 1988), что является одним из главных условий проявления в них свойств полиструктурности (Раман, 1976; Солнцев, 1997), или в более широком смысле — полиморфизма (Коломыц, 1998).

Полиморфизм выражается, в частности, в относительной взаимнезависимости (автономности) структурных и функциональных характеристик природных экосистем. При изменении внешних условий гео(эко-)система меняет в первую очередь свою структуру в целях сохранения прежнего уровня функционирования, в том числе уровень биопродукционного процесса как своего важнейшего инвариантного свойства (Тимофеев-Ресовский, Тюрюканов, 1966; Сочава, 1978; Свирежев, 1982; Керженцев, 1999).

В тех случаях, когда две рассматриваемые экосистемы близки по своим структурным и/или функциональным характеристикам, то правомерно говорить о том, что они *изоморфны* друг другу. Понятие изоморфизма двух систем подразумевает способность их элементов к взаимозаменяемости, обеспечивающей подобие их структуры и функционирования (Паффенгольц, 1973). Если же экосистема проявляет изоморфизм по отношению к целому ряду других систем, то можно считать, что она обладает определенной *инвариантностью (симметричностью)* своих свойств в данном геоэкологическом пространстве. Здесь, по-видимому, проявляется одна из форм инвариантности как фундаментального закона природы — а именно, инвариантность относительно сдвигов в пространстве, т.е. эвклидоваго преобразование симметрии (Вигнер, 1971). Созвучное с этим понятие инвариантности предложил В.Б. Сочава (1978). Он рассматривал его как критерий разграничения динамики геосистем и их эволюционных преобразований.

Для расчета меры структурно-функционального изоморфизма (инвариантности) биогеоценозов I_k нами использовались матрицы мер их сходства. По каждому k -му геотопу, с соответствующим биогеоценозом, шенноновская информационная мера I_k определялась как

$$I_k = H_k / H_{max}, \quad (1.19)$$

$$\text{где } H_k = - \sum_{i=1}^n N(k,i) \cdot \log_2 N(k,i); H_{max} = \log_2 N. \quad (1.20)$$

Здесь $N(k,i)$ — мера сходства i -го геотопа с k -геотопом, а n и N — число связей k -го геотопа и число геотопов соответственно. Максимально инвариантным является тот геотоп, где элементарная экосистема имеет наибольшее сходство с другими системами такого же ранга и в этом смысле она наиболее изоморфна им.

Параметр I_k позволяет давать сравнительную оценку степени изоморфизма систем с различным числом выделяемых градаций. Он характеризует *разнообразие сходства* биогеоценозов данного геотопа со всеми биогеоценозами других геотопов по различному набору признаков их структуры и функционирования. Чем разнообразнее такой набор, тем выше мера сложности отношений сходства, т.е. тем больше данный геотоп может рассматриваться в качестве структурно-функционального инварианта вышестоящей геол(эко)системы. Следует подчеркнуть, что мера инвариантности характеризует не сами величины сходства, а разноо-

бразие отношений сходства (от самых высоких значений $N(k,i)$ до самых малых), поэтому данная мера не дублирует матрицы и графы сходства, а имеет свое самостоятельное содержание. Инвариантным может быть геотоп не обязательно с самым функционально развитым биогеоценозом.

Высокие значения параметра I_k указывают на то, что данный объект имеет наиболее равномерные уровни сходства со всеми другими объектами, причем эти уровни близки к некоторому оптимальному значению сходства ($N(k,i) \rightarrow N(k)_{opt} \approx 0,38$, когда произведение $N(k) \cdot \log_2 N(k)$ оказывается наибольшим (0,5307 бит). Если же данный объект имеет сходство с одними объектами очень высокое (0,90–0,95 и более), а с другими — наоборот, низкое ($\leq 0,65$ –0,70), то итоговая мера разнообразия сходства будет наименьшей ($\sum N(k,i) \cdot \log_2 N(k,i) \rightarrow \min$).

Помимо геотопов аналогичные меры разнообразия сходства могут быть рассчитаны также для самих фитоценологических групп, независимо от их местоположения. В этом случае рассматривается степень инвариантности каждого k -го растительного сообщества I_k по набору его структурно-функциональных характеристик.

Для определения двух других комплексных параметров состояния луговых биогеоценозов использовались исходные матрицы и/или оргграфы отношений включения. Здесь также дадим необходимые пояснения.

Оба параметра рассчитываются, исходя из структурной схемы доминирования рассматриваемого геопространства (см. выше). Для каждой зонально-региональной гео(эко-)системы в первую очередь необходимо определить степень структурно-функционального развития слагающих ее локальных элементов — например, групп биогеоценозов, либо фитоценологических групп. Тем самым можно оценить общий уровень организованности самого экорегиона, а также поле его пространственных биогео- или фитоценологических контрастов. Общее структурно-функциональное состояние каждого топологического элемента выражается определенным значением его метаболического индекса S_k . На структурных схемах зонально-региональных геопространств результирующая картина уровней организации их элементов фиксируется ребрами оргграфов отношений включения. Стрелки связей направлены от менее развитых локальных экосистем в сторону более высокоразвитых.

Для каждого геотопа (или каждой фитоценологической группы) определяются число входных связей (n_i) и число связей выходных (n_j). Подсчитывалось также N — общее число связей в системе. Исходя из этого, метаболический индекс S_k биогеоценологической группы k -го геотопа, либо k -й группы фитоценоза, находили из простого соотношения:

$$S_k^m = P_i - P_j + 1, \quad (1.21)$$

где $P_i = n_i/N$, $P_j = n_j/N$. Очевидно, $0 \leq S_k^m \leq 2$.

Значение параметра S_k^m можно рассматривать как обобщенный структурно-функциональный показатель рассмотренных выше экологических групп фи-

тоценозов на тех или иных геотопах. Он позволяет выделить определенные *метаболические экотипы биогеоценозов*. При $S_k^m \gg 1$ сравнительный уровень структурно-функционального развития биогеоценотической группы на рассматриваемом геотопе оказывается достаточно высоким. Такая группа относится к категории *субдоминанта* и ее можно назвать *субмакроболическим экотипом*. Если при этом $n_j = 0$, то она становится *доминантом* — *макроболитом*. По мере снижения своего метаболического индекса группа биогеоценозов становится сначала *рядовым членом* высотно-зонального множества таких групп, т.е. *мезоболическим экотипом*. Наконец, при $S_k^m \ll 1$ луговые экосистемы отличаются наиболее слабо развитой структурой и пониженной напряженностью функционирования, поэтому они переходят в категории *редуцированных экотипов* — *субмикроболитов* и *микроболитов*. В последнем случае на структурной схеме доминирования соответствующий им геотоп, либо фитоценотическая группа не имеют входных связей ($n_i = 0$).

Наконец, третий комплексный параметр G_k полисистемной организации природных комплексов характеризует *значимость каждого геотопа в отображении его биогеоценозом всего многообразия состояний входных экологических факторов* (абс. высоты, солярной экспозиции и крутизны склона, гидротермических условий и др.). По величине значимости проводится ранжирование (своего рода классификация) топогео(эко-)систем — определение их места в структуре данного зонально-регионального пространства.

Параметр G_k отображает одну из сторон устойчивости гео(эко-)системы к внешним возмущениям. По самому общему определению (Риклефс, 1979), устойчивость системы есть отношение между изменчивостью в среде и изменчивостью в самой системе. Речь идет о способности системы противостоять возмущениям среды или достаточно быстро нейтрализовать последствия нарушений своей структуры и функционирования, вызванные этим возмущением.

Как известно, понятие экотипов используется для выделения экосистем, адаптированных к местным почвенно-климатическим условиям (Быков, 1973; Одум, 1986). В первом случае проявляется так называемая *резистентная устойчивость*, во втором — *устойчивость упругая*. Последняя связана с явлением *гомеостаза* — внутреннего динамического равновесия в системе, которое постоянно поддерживается функциональной саморегуляцией ее компонентов (Реймерс, 1990).

Когда мы рассматриваем реакцию гео(эко-)системы на внешние гидротермические сигналы, выведшие ее из состояния прежнего динамического равновесия, мы имеем дело в первую очередь с резистентной устойчивостью этой системы. Полученный вывод имеет прямое отношение к локальному экологическому прогнозу. Он был использован нами при анализе сетей прогнозируемых фито-экологических переходов (см. Главу 5).

Определяя значимость того или иного биогеоценоза в данном зонально-региональном геопространстве, мы оцениваем «запас его гомеостатичности», по терминологии А.Д. Арманды (1993), в пределах которого элементарный природный

комплекс, согласно принципу Ле Шателье (Горшков, 1995), способен варьировать своей фитоценотической структурой, сохраняя качественную определенность и уровень малого биологического круговорота. В иерархической лестнице механизмов устойчивости природных экосистем (Тишков, 1991, 2005) это не что иное как третий, самый высокий, уровень устойчивости (после собственно биотического и экотопического уровней). Он, связан с «потенциалом инвариантности геосистемы» (Сочава, 1979) — физико-географическим фоном и ландшафтным каркасом (Коломыц, 1987, 1998), поэтому устойчивость, выраженную запасом гомеостатичности гео(эко-)системы правомерно относить к *общей потенциальной устойчивости* — как резистентной, так и упругой.

Для оценки меры значимости G_k нами применялась информационная функция разнообразия Шеннона. Мера значимости k -й топоэкосистемы в данном высотнo-зональном пространстве рассчитывается, исходя из вероятностей входных и выходных связей у нее на матрицах $J_1(A;B)$ и $J_2(B;A)$ (см. выше). При этом принимается, что входные и выходные связи взаимно независимы. Это позволяет использовать свойство аддитивности индивидуальных информаций (Кастлер, 1960). Общая значимость связей данного биогеоценоза, характеризующая многообразие отображенных в нем свойств экорегиона, складывается из негэнтропии (Бриллюэн, 1960) полустепеней захода (входных стрелок на орграфе) и энтропии полустепеней выхода (выходных стрелок). Относительная величина запаса гомеостатичности G_k биогеоценозов на k -том геотопе вычисляется по формуле:

$$G_k = [-P_i \cdot \log_2 P_i + P_j \cdot \log_2 P_j + 1] / [\log_2 N + 1], \quad (1.22)$$

где P_i и P_j — вероятности (в долях единицы) входных и выходных связей соответственно, а N — общее число связей. По значению параметра G_k непосредственно оценивается степень чувствительности биогеоценоза, развитого на данном геотопе, к изменениям гидротермических условий.

Параметры S_k и G_k тесно взаимосвязаны. Выделяя метаболические экотипы элементарных гео(эко-)систем на основе обобщенной меры их структурно-функционального развития, мы одновременно определяем их гомеостатический потенциал, способствующий их устойчивости при тех или иных вариациях климатических и геоморфологических условий данного геопространства. Это созвучно эколого-термодинамической оценке устойчивости экосистем (Назаров, 2004), где понятие устойчивости связано с изменением негэнтропии — разнообразия состояния системы. Рост негэнтропии приводит к увеличению свободной энергии, к активизации обменных процессов в экосистеме.

По этой причине более высокому уровню организации фито- или биогеоценоза соответствует и более интенсивные биологический круговорот, который служит механизмом упругой устойчивости. Ранее аналогичные критерии использовались для оценки потенциальной устойчивости региональных ландшафтных комплексов горно-таежных территорий юга Восточной Сибири и Дальнего Востока (Букс, 1977). В целом, упругая устойчивость биогеоценозов к вариациям

абиотической среды должна уменьшаться в направлении от их макроболических экотипов к мезоболитам и далее к экотипам микроболическим.

Предложенная мера устойчивости гео(эко-)систем носит в значительной мере абстрактный характер, так как она не учитывает сам тип внешнего воздействия. Между тем одни и те же экосистемы могут иметь весьма неодинаковую степень устойчивости к изменениям различных экологических факторов. У каждой из них существует целый гомеостатический спектр. Запас гомеостатичности экосистемы по отношению к конкретному экологическому фактору можно выразить через объем и мощность вектора ее экологической ниши в пространстве значений этого фактора (см. Главу 3, раздел 3.4). В качестве «весовых» коэффициентов в обоих случаях можно использовать частные коэффициенты связей ($C(a_i/b_j)$).

С понятием устойчивости тесно связано развиваемая нами ландшафтно-экологическая концепция, касающаяся реакции наземных экосистем на климатические воздействия (см. Главы 6–8). В соответствии с двумя аспектами организации природных экосистем (структура и функционирование) логично рассматривать две категории их устойчивости — структурную и функциональную. Намечается три уровня анализа динамических свойств природных комплексов, объединенных общим понятием «устойчивость».

Первый уровень имеет дело с двумя исходными альтернативными категориями структурной устойчивости: ареальной (геотопической) и миграционной (трансгрессивной). Это своего рода пространственный срез динамического состояния гео(эко-)системы. Ареальная устойчивость означает, что система при внешнем воздействии сохраняет состояние устойчивого равновесия в условиях данного местоположения (геотопа) и поэтому остается в пределах своего ареала. Вынужденное же смещение (трансгрессия) гео(эко-)системы на новые местоположения, обеспечивающее сохранение ее структурной определенности, есть не что иное как миграционная устойчивость.

Второй уровень касается временного среза динамического состояния гео(эко-)системы — ее функциональной устойчивости, которое связано с характерными временами различных циклов биологического круговорота (см. главу 10). Здесь выделяются фитоценотическая (лабильная) и почвенно-биотическая (инерционная) устойчивость.

Наконец, на третьем уровне рассчитываются и картографируются меры резистентной и упруго-пластичной (упругой) устойчивости.



Глава 2

МОНО- И ПОЛИСИСТЕМНАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

2.1. Зональность как объект эколого-географического исследования

В учении о географическом способе организации систем земной природы центральное место занимает выдвинутая в свое время В.В. Докучаевым (1948, 1949), а затем всесторонне развитая и теоретически обоснованная А.А. Григорьевым (1966, 1970) концепция о цельности и неразрывности географической среды, получившая наиболее полное развитие в теории географической зональности. Это концептуальное положение получили дальнейшее развитие также в фундаментальных работах Л.С. Берга (1947а), Г.Д. Рихтера (1962, 1965), В.Р. Волобуева (1963), Ф.Н. Милькова (1986), М.И. Будыко (1971, 1977) о зональных ландшафтных комплексах и вещественно-энергетических факторах и процессах, определяющих географическую зональность. Л.С. Берг (1958, с. 210) был, по-видимому, первым, кто охарактеризовал географические зоны как ландшафтные, подчеркнув тем самым глубокое единство понятий «ландшафт» и «природная зона».

Следует особо подчеркнуть тесную связь последующего совершенствования теории зональности как общепланетарного биоклиматического явления с развитием ландшафтоведения, а затем и геоэкологии, что отобразило общую тенденцию сближения географии и экологии. Экологический подход позволил существенно расширить рамки такого, уже традиционного объекта физической географии, как природная зональность (Д.Л. Арманд, 1975; Базилевич и др., 1986; Исаков и др., 1986; Глазовская, 1992). В структуре и функционировании зональных типов ландшафтов и природных экосистем, прежде всего, в сложности строения фитобиоты и ее продуктивности, видится проявление высшей формы организации биосферы. Тем самым, создается наиболее оптимальная для биоты форма устойчивого, взаимообусловленного функционирования компонентов биосферы (Герасимов, 1985).

В явлении зональность мы видим «...целостную картину возможно большего числа различных, но связанных между собою особенностей природной среды» (Хаггет, 1979, с.151). Эту феноменальную особенность зональной формы организации биосферы подчеркнул и весьма образно изложил сам В.В. Докучаев (1949, с. 320): «Большой аналогии, большего параллелизма, большей связи и генетиче-

ского сродства... и — даже, так сказать мировой сопомощи и любви между отдельными стихиями и отдельными царствами природы нельзя и требовать...».

Следует, однако, заметить, что экологический подход сравнительно полно реализован только применительно к двум крайним структурным уровням биосферы: планетарному (Григорьев, 1970; Будыко, 1971, 1977; Рябчиков, 1972; Bailey, 1998; и др.) и топологическому (Сочава, 1978; Крауклис, 1979; Беручашвили, 1990; и др.). Гораздо слабее освещен ее региональный уровень, где весьма проблематичным становится изучение переменных и инвариантных свойств геосистем, их сукцессионных и климаксных состояний и других важных закономерностей их организации (Крауклис, 1997).

Здесь исследователь сталкивается с необычайно большим территориальным разнообразием геосистем, с наиболее резко выраженной индивидуальностью и дискретностью последних, что осложняет типизацию региональных геопроцессов, затрудняет использование для их изучения традиционных методов моделирования. Разработка региональных физико-географических проблем ограничивается чаще всего созданием той или иной схемы природного районирования, хотя по существу получение такой схемы должно быть лишь началом, а не концом серьезного регионального анализа. Не случайно В.Б. Сочавой (1978) был поставлен вопрос о необходимости получения негэнтропийных и энтропийных характеристик регионов, данных по их метаболизму и другим экологическим параметрам. Это тем более актуально, что большинство глобальных экологических проблем современности должны решаться именно на региональном уровне (Меняющий..., 1991).

Согласно докучаевской парадигме, зональные черты организации свойственны в той или иной мере всем ступеням иерархии природных комплексов (Солнцев, 1973), однако в наибольшей мере они проявляются в типах географической среды (Григорьев, 1970). Именно зональный, в первую очередь, тип ландшафта подразумевал в свое время Л.С. Берг, определяя ландшафт как «...сообщество высшего порядка, ...в котором все части связаны друг с другом в упорядоченное целое» (1947а, с. 6, 8). Значительно позже это определение наполнилось экологическим содержанием. Так, при характеристике основных направлений геосистемного мониторинга И.П. Герасимов (1985) выделил зональные категории ландшафтных комплексов в качестве главных типов природных экосистем суши, обратив особое внимание на степень замкнутости и сбалансированности веществ, а также на скорость их внутреннего оборота как на важнейшие показатели общего совершенства организации и устойчивости экосистем.

Современная теория зонального строения биосферы и ее частей допускает сосуществование различных форм частной (компонентной) и ландшафтной зональности: равнинной (горизонтальной) и горной (высотной), широтной и меридиональной, парагенетической и парадинамической (Мильков, 1986), а также экспозиционной (в том числе циркуляционной, солярной и ветровой) и так называемой дислокационной зональности — формы наиболее сложного сочетания

зоноформирующих факторов (Гарцман, 1971). Мы будем рассматривать те свойствами зонального геопространства равнин, которые выражены территориальной упорядоченностью региональных ландшафтов как в «ядре типичности» природной зоны, по Д.Л. Арманду (1975), так и на ее периферии, включая и саму зональную границу.

Организация зонального геопространства тесно связана с территориальным распределением и соотношением *экологических ниш гео(эко-)систем*. В ландшафтной экологии вполне допустимо применять два из трех известных (Одум, 1975; Свирежев, 1982; Пузаченко, Санковский, 1992) аспектов экологической ниши:

1) пространственный, близкий к понятию местообитания и сводимый так или иначе к типу местоположения (на микро-, мезо- и макроуровнях ландшафтных систем);

2) ресурсный, или пространственный, определяемый положением объекта относительно градиентов того или иного вещественно-энергетического фактора (температуры, влажности, физико-химических свойств почвы и т.п.); назовем этот аспект параметрическим. Говоря об экологических нишах ландшафтных систем, мы имеем в виду, прежде всего, их фитоценоотические блоки, размещение которых в зональном геопространстве соответствует климатическим и эдафическим нишам доминирующих видов-эдификаторов и образуемых ими сообществ. При этом, речь идет в первую очередь о зональных типах и подзональных подтипах ландшафтов, основным диагностическим признаком которых служит, как известно, коренная растительность.

Применительно к региональным экосистемам мы используем «...представление об экологической нише как об области некоторого пространства жизненно важных факторов среды, ...внутри которой популяция данного вида может существовать» (Свирежев, 1982, с. 37). Это понятие вполне допустимо распространять и на биотические сообщества разных видов, и в таком случае, как отметил Р. Уиттекер, «мы можем... генерализовать понятие и пространство ниши... Принципиальная основа концепции остается той же» (1980, с. 99). В отношении рассматриваемых нами растительных формаций (см. ниже) сущность такой генерализации состоит в том, что для каждой из них изучается не весь комплекс слагающих их видов растений, а главным образом популяции эдификаторов-ценозообразователей, которые очевидны уже из определения самих формаций.

Для низшей категории ландшафтной классификации — видов ландшафтов и биогеоценозов, экологические ниши фитобиоты создаются субрегиональным и локальным преломлением зонального климатического фона (главным образом влиянием мезо- и микрорельефа, а также литологии и мехсостава почвообразующего субстрата). Если не считать плакорных видов ландшафтов, здесь мы имеем дело с литогенными нишами топологического уровня, которые, однако, так же могут быть выражены гидротермическими характеристиками. Пространственная мозаика этих ниш обусловлена известным эффектом взаимозаменяемости эколо-

гических факторов (Докучаев, 1953; Раменский, 1971), в данном случае — замечательной климатических факторов литогенными, так или иначе связанными с палеогеографической «памятью» ландшафта.

Различные сочетания экологических ниш видов ландшафтов образуют *множество экологических пространств* в вышестоящих по рангу геосистем зонально-регионального уровня. В соответствии с приведенными выше двумя трактовками понятия экологической ниши мы выделяем две основные категории экологических (и соответственно, географических) пространств: 1) территориальное (геокомплексное, полисистемное) и 2) параметрическое, или ресурсное (оно же геокомпонентное, моносистемное).

2.2. Система природной зональности Русской равнины в свете теории симметрии

2.2.1. Симметричная интерпретация географической зональности

Симметричный подход к изучению природных процессов и явлений есть подход геометрический (Вернадский, 1965; Шубников, Копчик, 1972; и др.). В геометрии природных тел отражаются наиболее устойчивые процессы взаимодействия этих тел с окружающей средой, что обеспечивает качественную определенность и функциональное единство самих рассматриваемых объектов. Согласно В.И. Вернадскому, симметрия есть геометрическое проявление природных состояний земного пространства. «Симметрия является субстратом, охватывающим свойства всех физических полей...» (1965, с. 175).

Геометрический анализ свойств гео(эко-)систем различных иерархических уровней позволяет выявить наиболее общие закономерности и процессы их территориальной организации и установить принципиальные различия в самих механизмах этой организации.

Не случайно в естественных науках динамическая симметрия связывается с геометрическим понятием инвариантности и имеет прямое отношение к природным взаимодействиям: «...динамические принципы инвариантности основаны на существовании определенных типов взаимодействий», причем, «...каждый тип взаимодействия обладает некоторой группой динамической симметрии» (Вигнер, 1971, с. 24).

На проблему инвариантности географических явлений и их соответствующего симметричного анализа впервые обратил серьезное внимание В.Б. Сочава. Он подчеркнул необходимость и актуальность «...разработки специального аппарата количественного изучения переменных состояний и инвариантных структур географической среды, а наряду с этим научных объяснений философских понятий, сопряженных с симметрией» (1974, с. 475). В центре внимания симметричного анализа гео(эко-)систем должны быть, очевидно, бинарные отношения «симметрия – пространственная упорядоченность». Однако предшественником В.Б. Со-

чавы в данном вопросе следует признать, по-видимому, П.Н. Савицкого (1927), который за много десятилетий до этого изложил достаточно стройную систему природной (почвенно-геоботанической) симметрии. Рассматривая «...периодическую систему зон... как систему симметрическую», П.Н. Савицкий считал «осью симметрии, в ...наиболее общей форме этой системы, ...границу между степной и лесной зоной» (с. 139–140), что как раз соответствует ландшафтной сердцевине бореального экотона, в нашем понимании.

Как видим, понятие о периодической системе географической зональности П.Н. Савицкий ввел задолго до А.А. Григорьева и М.И. Будыко (1956), хотя и рассматривал только умеренный и субарктический пояса Евразии. Несомненно, именно Савицкому принадлежит открытие этого одного из фундаментальных законов глобальной экологии.

Система природных зон любой равнинной территории формируется под воздействием двух исходных климатических факторов: широтной зональности и долготной секторности. В основе первого фактора лежит радиационно-термический режим территории, второй фактор создается планетарными и региональными механизмами атмосферной циркуляции. При этом секторное преломление зонального фона на протяжении материка, как правило, бывает настолько сильным, что «...в пределах зоны мы имеем не тождество ландшафтов, а лишь сходство некоторых свойств их» (Полынов, 1956, с. 50).

Как известно (Алисов, 1956, Исаченко, 1985), Русская равнина выделяется в качестве субокеанического сектора — одного из переходных секторов Евразии, разделяющих ее на два основных климатических сектора: океанический (западноевропейский) и континентальный (восточносибирский). В этом секторе прослеживается характерное сужение и последующее выклинивание двух осевых природных зон (подзон) бореального экотона: смешанных и широколиственных лесов, — что указывает на весьма быстрое нарастание здесь с запада на восток континентальности климата.

Это нарастание оказывается настолько сильным, что от бассейнов Западной Двины и Днепра до Предуралья меняется сама структура географической зональности. Как показал еще в начале 40-х годов А.А. Григорьев (1970), в западной и, в меньшей степени, осевой меридиональных полосах Русской равнины спектр зональности формируется в условиях сильного преломления солярно-радиационных факторов, предопределяющих широтную зональность, факторами циркуляционными, существенно «размывающими» эту зональность путем придания все-му спектру зон климата, близкого к морскому.

Восточная же меридиональная полоса Русской равнины, начиная примерно с 48° в.д., испытывает сравнительно слабое влияние Атлантического океана, поэтому здесь мы имеем «...наиболее полное выявление характернейших черт физико-географического процесса умеренного пояса и Субарктики в его типичнейших зональных видоизменениях» (Григорьев, 1970, с. 241). Подтверждение этому служит весьма тесная корреляция в этой меридиональной полосе границ геоботани-

ческих зон с энергетическим рубежами, чего не наблюдается с такой отчетливостью в западной полосе равнины.

Таким образом, А.А. Григорьев вскрыл причинные механизмы суперпозиции широтной зональности и долготной секторности на Русской равнине, суперпозиции, лежащей в основе достаточно сложной системы географической зональности умеренного и субарктического поясов этого переходного в климатическом отношении сектора Евразийского материка.

Вместе с тем, судя по очертаниям зональных границ, рост континентальности с запада на восток весьма неодинаков в различных природных зонах Русской равнины. Этот контраст выявляется особенно отчетливо, если схематизировать линии зональных границ, сгладив их субрегиональные отклонения, вызванные местными литогенными факторами (в соответствии, например, с известными закономерностями прямой и обратной вертикальной дифференциации равнинных ландшафтов, по: Мильков, 1981).

Тогда становится хорошо видно, что в бореальном поясе, начиная со средней тайги, зональные границы идут практически субширотно, с меридиональным вектором основных биоклиматических изменений, между тем как зоны и подзоны суббореального пояса оконтурены овально-концентрическими границами (рис. 2.1), с диагональным радиусом-вектором, направленным с юго-востока (от регионального ядра континентальности, расположенного в центральном Казахстане и Средней Азии) на северо-запад. Вектор a характеризует направление и величину преобладающих градиентов ландшафтно-геофизических полей, вызывающих их зональную дифференциацию.

Разложение вектора a по двум координатным осям (на векторы OX_1 и OY_1 указывает на соразмерное соотношение в южной полосе Русской равнины факторов широтной зональности и долготной секторности ($OX_1 = OY_1$, $\angle aOX_1 = \angle aOY_1 = 45^\circ$). Эта черта свойственна основному спектру природных зон и подзон суббореального пояса: пустынь, полупустынь, южной и средней степи. Более того, на южной окраине Русской равнины (в Предкавказье) максимальные биоклиматические градиенты направлены субширотно (вектор b на рис. 2.1). Однако уже в подзоне северной степи и особенно в лесостепной зоне радиус-вектор принимает субмеридиональное направление (вектор c), что свидетельствует о постепенном усилении широтно-зонального фактора, который становится подавляющим на границе зон смешанных лесов и тайги.

С другой стороны, на субарктическом экотоне Русской равнины, т. е. при переходе от северной тайги к лесотундре и тундре, зональные границы вновь принимают концентрические очертания, с вектором максимальных градиентов ландшафтно-геофизических полей, направленным с северо-востока на юго-запад. Правда, эти концентры имеют гораздо больший радиус кривизны, чем в первом случае ($Y_1 \ll X_1$ 0): фактор долготной секторности здесь выражен значительно слабее. Выклинивание зоны лесотундры происходит в направлении с востока на запад, т.е. обратном тому, которое свойственно лесостепной зоне на бореальном

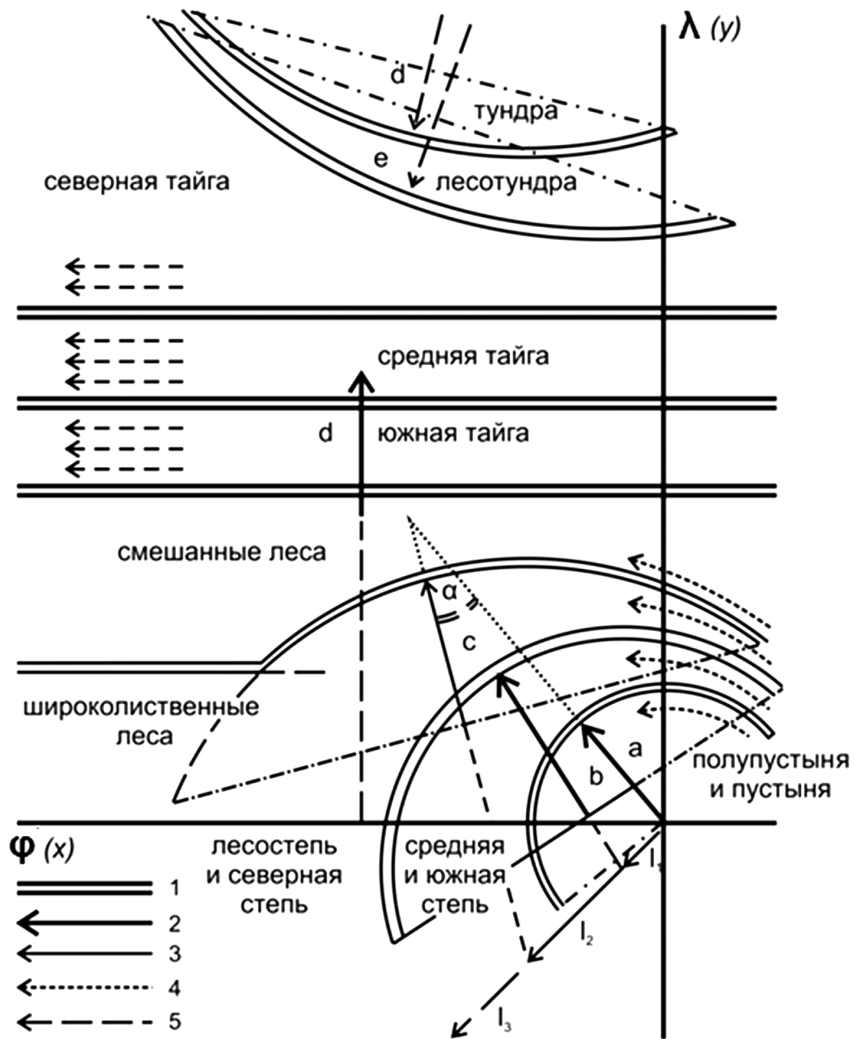


Рис. 2.1. Схема-модель, демонстрирующая операции переноса (трансляции) и всестороннего растяжения, которые описывают процессы формирования природных зон и зональных границ на Русской равнине.

1 — схематизированные зональные границы; 2 — радиусы-векторы, характеризующие суммарные градиенты ландшафтно-геофизических полей на бореальном (векторы a, b, c) и субарктическом (d, e) экотонах; 3 — векторы трансляции центра симметрии (l_1, l_2, l_3), формирующей зональные границы как сегменты овално-кольцевых структур; 4 — направление вращения радиуса-вектора, вызванное деформацией широтной зональности фактором долготно-климатической секторности; 5 — вектор (семиконтинуум) внутризональной анизотропности геопространств бореального пояса, обусловленной долготно-секторным фактором.

экотоне. Как видим, веерообразное расхождение зональных границ на южном и северном рубежах бореального пояса подчинено зеркальной симметрии, с плоскостью зеркального отражения, приуроченной к границе средней и южной тайги. Эту границу, по-видимому, и следует считать ядром типичности бореального пояса для Русской равнины в целом.

Таким образом, оба основных поясных экотона Русской равнины (бореальный и субарктический) формируются как переходные области нарушений широтной зональности, свойственной ядру типичности бореального пояса, фактором долготной секторности, который вызывает сверхзональную меридиональную дифференциацию ландшафтно-геофизических полей (см. рис. 2.1). В средне- и южно-таежных районах эта дифференциацию не выходит за пределы одной и той же подзоны.

Примем далее следующие обозначения элементов симметрии: L_n — ось симметрии n -го порядка; nP — n плоскостей симметрии, проходящих через эту ось; Π — плоскость симметрии, перпендикулярная оси; C — центр симметрии (инверсии); в скобках приводятся международные символы симметрии, где m — плоскость симметрии.

Овально-концентрические границы суббореальных и субарктических зональных геопространств имеют симметрию $L_2P(2m)$, входящую, согласно (Шафрановский, Плотников, 1975), в группу моноклинной динамической симметрии, которая характеризует статистически гетерогенное поле «давления» широтно-зонального и долготно-секторного факторов. Очертания этих границ весьма близки к так называемым гомологичным фигурам (Шафрановский, 1968), с характерными для них элементами криволинейной симметрией, у которых расстояния между соответствующими точками не равны (в отличие от классической прямолинейной симметрии).

В каждой зоне (подзоне) здесь можно провести криволинейную плоскость симметрии (перпендикулярную плоскости рис. 2.1). Криволинейное сужение зональных геопространств сначала в северо-восточном, а затем в восточном направлениях указывает на явный дефицит их площадного развития, вызванный резким усилением меридиональных климатических градиентов в северной полосе суббореального пояса при переходе от субокеанического (восточноевропейского) сектора Евразии к субконтинентальному (западносибирскому).

В отличие от внешних зональных границ, внутренние границы бореального пояса обусловлены планаксиальной симметрией геопространств $oo L_2 \infty P (\infty / m)$, отвечающей их линейному «напластованию» на земной поверхности. Характеристической симметрией этих границ служит симметрия неподвижного эллипсоида вращения $L_\infty L_2 \infty P \Pi C (\infty / mm)$, которой подчинена в целом климатическая и почвенная зональность земного шара (Шафрановский, 1962; Шафрановский, Плотников, 1975).

2.2.2. Симметричный анализ формирования зональных геопространств

Рассмотрим далее закономерности самой смены зональных границ на бореальном экотоне с позиций динамической симметрии климатических вещественно-энергетических полей. Представленная на рис. 2.1 графическая модель природной зональности Русской равнины позволяет охарактеризовать наиболее общие причинные механизмы формирования системы зональных геопространств суббореального и бореального поясов в переходном секторе материка с помощью представлений и простейших операций динамической симметрии. Согласно принципу П. Кюри, любой дискретный объект обладает геометрической симметрией, вложенной в группу симметрии, которая свойственна движениям вещества и энергии, заполняющим окружающее пространство (Вейль, 1968; Шубников, Копчик, 1972; Шубников, 1975; и др.).

В соответствии с «законом сохранения элементов симметрии», в его расширенном понимании (Шафрановский, 1971; Шубников, Копчик, 1972), криволинейная симметрия, гомотология и симметрия подобия являются переходными от классической ортогональной симметрии к неклассическим формам — от более высокосимметричных, и потому менее сложных, образований к менее симметричным, более сложным объектам. При этом, «...элементы динамической симметрии при формировании... искаженных форм ... отнюдь не исчезают бесследно, а сохраняются, превращаясь в элементы криволинейной (или ломаной) симметрии» (Шафрановский, 1971, с. 9).

Как видно из схемы-модели (см. рис. 2.1), в спектре природных зон Русской равнины пустыня–лесостепь мы имеем дело как раз с гомотологичной симметрией подобия (логарифмической, или равноугольной, спирали). Согласно А.В. Шубникову (1975), симметрия подобия — это такие условия симметрии, при которых равными считаются объекты не только совместимо- или отраженно-равные, но и все подобные им фигуры одной и той же формы, но разного размера.

Такая симметрия обусловлена соединением двух операций преобразования зональных геопространств: всестороннего растяжения радиуса-вектора каждого из них по обеим координатным осям (по широте и долготе) и одновременного переноса (трансляции) центра вращения вектора, т.е. оси симметрии, в юго-западном направлении. Вектор этого переноса ($I_1 \rightarrow I_2 \rightarrow I_3$) для простоты будем считать диагональным ($\angle OX = \angle OY = 45^\circ$). В результате вектор испытывает постепенный поворот вправо, указывая тем самым на усиление широтно-зонального фактора и на ослабление фактора долготно-секторного.

Согласно Г.Д. Рихтеру (1964), это означает, что изменение количества осадков становится все более адекватным изменению количества тепла (изогиеты и изотермы принимают взаимно параллельное направление — субширотное). Угол поворота радиуса-вектора от северной границы полупустыни до южной границы северной степи ($\angle a$, см. рис. 2.1) составляет около 30° .

Всестороннее растяжение фигуры описывается матрицей A преобразований (Бакельман, 1976):

$$A = \begin{vmatrix} l & 0 \\ 0 & l \end{vmatrix},$$

где $l = l_1 + l_2$.

В нашем случае $l = 3$, т.е. радиус-вектор увеличивается в три раза. Операция поворота вектора на $\angle a$ имеет матрицу B (Сонин, 1976):

$$B = \begin{vmatrix} \cos \alpha & -\sin \alpha \\ \sin \alpha & \cos \alpha \end{vmatrix},$$

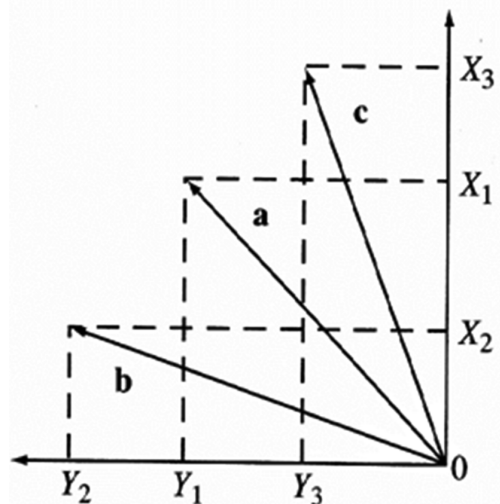
где $\angle a = 30^\circ$.

Комбинацию обоих преобразований можно представить как произведение матриц A и B . Нас интересуют, прежде всего, соотношения площадей рассматриваемых зональных геопространств, что можно легко выразить определителями (детерминантами) указанных матриц и их произведения: $D(A)$, $D(B)$, $D(AB)$. Напомним, что определитель матрицы второго порядка для плоской фигуры равен коэффициенту изменения площади этой фигуры при ее линейном преобразовании (Бакельман, 1976); $D(B)$ означает собственное подобие фигуры, подверженной операции трансляции (Вейль, 1968).

Используя правило вычисления определителей (Боревич, 1970), получаем: $D(A) = 9$; $D(B) = 1$; $D(AB) = 9$. Иными словами, в направлении от зоны пустынь к северной границе лесостепи происходит почти 10-кратное увеличение площадей зональных геопространств при сохранении симметрии подобия в очертаниях их

Рис. 2.2. Три вектора ландшафтно-геофизических градиентов, характеризующие различные соотношения широтной зональности (проекции векторов на ось X) и долготной секторности (проекции на ось Y).

Вектор a указывает на соразмерность этого соотношения ($X_1 = Y_1$), вектор b — на явное преобладание меридиональной секторности ($X_1 \gg Y_1$), вектор c — на господство фактора широтной зональности ($X_1 \ll Y_1$).



границ. В этом сказывается влияние изменений соотношения широтно-зонального и долготно-секторного факторов в пользу первого.

Как видно из векторной схемы ландшафтно-геофизических градиентов (рис. 2.2), в зоне смешанных лесов наступает фактический предел зонально-дифференцирующему воздействию меридиональной секторности. На северной границе этой зоны (а в крайних западных районах уже на южной границе) радиус-вектор принимает субмеридиональное направление, а центр симметрии концентрируется в бесконечность. Субширотное простираание зональных границ в ядре типичности бореального пояса означает один из предельных случаев логарифмической спирали, когда в комбинации «перенос + растяжение» первая компонента становится тождественным преобразованием. Подобная структура широтной зональности складывается в условиях умеренной зимней адвекции тепла и влаги с океана на материк, при небольших отклонениях региональных температур от среднеширотных (Рихтер, 1960).

Долготная секторность проявляется и здесь, однако в весьма ослабленном виде, поэтому для ее оценок требуется более строгий симметричный подход. С этой целью можно использовать введенное А.В. Шубниковым понятие о плоских односторонних семиконтинуумах (Шубников, Копчик, 1972). В разряд семиконтинуумов объединяются бесконечные фигуры, построенные в одних направлениях (в нашем случае по меридиану) дискретно, а в других (по параллелям) — непрерывно. Вдольширотная непрерывность зонального геопространства обусловлена слабо выраженными градиентами гидротермических полей. Симметрию анизотропных геопространств зон тайги и, до известной степени, смешанных лесов как семиконтинуумов можно обозначить формулой $P(m)$; такие объекты входят в группу симметрии типа $L_n nP (nm)$.

Итак, налицо принципиальные различия в исходных механизмах формирования геопространств бореального пояса Русской равнины, с одной стороны, и его северного и южного экотонов, — с другой. Субширотное простираание территорий средней и южной тайги, а также приграничных с ними районов северной тайги и смешанных лесов отражает в наиболее «чистом» виде глобальную систему природной зональности, указывая тем самым на то, что в пределах субокеанического сектора материка только бореальному поясу свойственна однонаправленность векторов изменений составляющих радиационного баланса и преобладающих движений воздушных масс (климатообразующий изоморфизм). Оба вектора имеют субмеридиональное направление. Субширотный вектор континентальности климата вносит определенные поправки в биоклиматические режимы западных и восточных районов бореального пояса, однако, как уже говорилось, эти поправки не вызывают сколько-нибудь заметного смещения зональных границ на север или на юг.

Субширотное простираание зональных границ в ядре типичности бореального пояса указывает на преобладание инсоляционных системоформирующих потоков — вертикального лучистого теплообмена земной поверхности с атмосферой

в сочетании с вертикальным же влагооборотом (осадки – испарение). Из циркуляционных факторов существенное значение имеют лишь меридиональные формы адвекции, осуществляющие междуширотный тепло- и влагообмен и сдвигающие зональные границы преимущественно на север или на юг, но не меняющие их общего субширотного простираения. На всем протяжении каждой природной зоны или подзоны меридиональная адвекция подавляется местной трансформацией приходящих с севера или с юга воздушных масс, что указывает на доминирующее зоноформирующее значение именно вертикальных инсоляционных потоков в системе земная поверхность — атмосфера.

Поясные экотоны формируются в более сложных динамических условиях, чем ядро типичности самого биоклиматического пояса. Меридионально-концентрическое простираение зональных границ на бореальном и субарктическом экотонах (см. рис. 2.1) свидетельствует о весьма существенном, помимо инсоляционного фактора, значения вдольширотной адвекции тепла и влаги — западной и восточной форм атмосферной циркуляции.

Действие этих форм не компенсируется местной трансформацией воздушных масс, что и создает высокие меридиональные гидротермические градиенты, с соответствующим разворотом зональных границ. На южном крыле бореального экотона: в широколиственных лесах, в типичной и южной степи и в северной степи, — циркуляционный зоноформирующий фактор оказывается соразмерным с фактором инсоляционным, а на территории самого суббореального пояса (в пределах Русской равнины) он становится преобладающим. На субарктическом экотоне действие обоих факторов так же примерно одинаково.

С точки зрения динамической симметрии, структура геопространств бореального и, в меньшей степени, субарктического экотонов на Русской равнине обусловлена сильной деформацией поля широтной зональности долготно-секторным фактором, имеющим сугубо региональный характер. Высокая анизотропность этих семиконтинуумов обусловлена суперпозицией двух вещественно-энергетических потоков: инсоляционного (вертикального) и циркуляционного (горизонтального). Геометрически эта анизотропность создается вращением радиуса-вектора ландшафтно-геофизических градиентов (см. рис. 2.2), что придает геопространствам очевидные свойства энантиоморфности — правого и левого, по (Шубников, 1975).

В этом случае никаких ортогональных плоскостей симметрии нет и для каждой точки пространства можно говорить лишь о наличии симметрии вращающегося конуса — типа $L_n(\infty)$, т.е. одной оси симметрии бесконечного порядка при поворотах радиуса-вектора на бесконечно малую величину ($n \rightarrow \infty$). В масштабе же всей природной зоны (подзоны) на экотоне имеем полную анизотропию – симметрию типа I.

Таким образом, в субокеаническом секторе материка при переходе от ядра типичности бореального пояса к его южной или северной периферии наблюдается последовательное ослабление ведущей пространственно дифференцирующей

роли инсоляционного макроклиматического фактора и замена его фактором циркуляционным.

Следует отметить еще три немаловажных вывода. Во-первых, необходимо еще раз обратить внимание на характерные очертания зональных границ на бореальном и, в меньшей степени, субарктическом экотонах в виде логарифмической спирали. Последняя же является, как известно (Вейль, 1968; Бейли, 1970), овеществленным отображением роста, поступательного развития систем как живой, так и неживой природы. В зональной структуре обоих экотонов нельзя не видеть проявление единого фактора пространства-времени, который, согласно В.И. Вернадскому (1965) непосредственно связан с симметрией земных тел и отображает эволюционный характер природных процессов. Исходя из этого, правомерно полагать, что системы современных зональных границ бореального и субарктического экотонов возникли как результат эволюционного, усложняющегося (экспоненциального) биоклиматического процесса суперпозиции широтно-зональных и долготно-секторных факторов формирования геопространств на южной и северной окраинах бореального пояса.

Следовательно, современная природная зональность Русской равнины является достаточно молодым образованием, сформировавшемся, по-видимому в верхнем голоцене (см. Коломыц, 2003). Можно также утверждать, что процесс формирования зональной структуры этой физико-географической страны еще не закончился и находится в стадии поступательного развития. Более детальный анализ по другим материалам (Развитие..., 1993; Коломыц и др., 1995) показывает, что современная зональная структура бореального экотона Русской равнины приняла свой облик, по-видимому, лишь в последние 2,5–3 тыс. лет — в субатлантическое время, на заключительном этапе термогигротической стадии голоцена.

Во-вторых, очертания зональных границ имеют более высокую динамическую симметрию по сравнению с соседними зональными геопространствами. Это свойственно как всему бореальному поясу, так и его экотонам — северному и южному. Можно полагать, что процессы региональной диссимметризации зональных геопространств в их «ядрах типичности» более разнообразны и/или выражены гораздо сильнее, чем на периферии. Соответственно, в зональных ядрах типичности должна быть ниже и геосинэргическая гомогенность, по терминологии (Хаазе, 1980), элементов ландшафтной структуры.

Следовательно, можно говорить о более гетерогенном и менее упорядоченном устройстве территориального ядра гео(эко-)системы по сравнению с ее периферией. Как уже было показано выше, территориальная взаимосвязанность и упорядоченность видов ландшафтов, а также роль в этих явлениях латеральных вещественно-энергетических потоков на зональных границах существенно выше, нежели в ядрах типичности самих природных зон. При переходе от периферии к ядру зонального геопространства происходит литогенно обусловленная диссимметризация его структурных элементов, при снижении системообразующей роли латеральных геопотоков.

В-третьих, зональные границы на бореальном экотоне (между зоной подтайги, подзонами широколиственных лесов и типичной лесостепи) формируются в условиях более высокой дисимметрии, т.е. более сложных вещественно-энергетических полей, нежели внутри самого бореального пояса (на границах подзон северной, средней и южной тайги). Это так же соответствует сущности представлений об экотонах (Одум, 1975; Сочава, 1979), как о зонах повышенного напряжения природных взаимодействий.

2.3. Природный комплекс как иерархическая система управления

2.3.1. Концептуальная кибернетическая модель

Необходимость одновременного учета как межкомпонентных, так и межкомплексных связей требует при изучении ландшафтов более сложных приемов моделирования. Прежде всего, необходимо ввести в модели два ключевых геометрических параметра пространства — вектор и градиент. Информационно-статистические меры межкомпонентной сопряженности целесообразно рассчитывать по определенным векторам геопотоков, а сходство (различие) и включение местоположений по тому или иному набору природных признаков должны помимо своих модульных значений дополняться их градиентами (также по фиксированным направлениям).

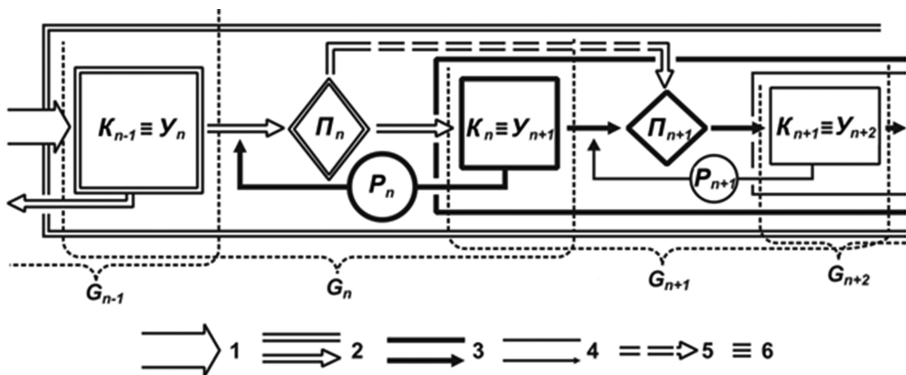


Рис. 2.3. Концептуальная кибернетическая модель природно-территориального комплекса как иерархической системы управления.

G_{n-1} , G_n , ... — таксономические ранги полных и неполных природных комплексов. 1–4 — очертания блоков модели и направления связей в пределах структурных уровней первого — четвертого порядков. Блоки кибернетической модели: K — ландшафтный каркас; Y — ландшафтный узор; Π — процессор (комплекс геопотоков); P — регулятор обратной связи. 5 — фоновое влияние вышестоящего уровня геосистемы на нижестоящий уровень. 6 — знак тождества.

В качестве рабочей методической основы исследований разноуровневых природно-территориальных образований нами разработано *положение о структурных уровнях ландшафтной организации, опирающееся на составленную автором концептуальную модель природного комплекса как иерархической системы управления* (рис. 2.3). Модель имеет вид блоковой схемы фигур подобия (Шубников, 1975), построенной путем симметричных операций скользящего отражения и переноса (трансляции) с одновременным изменением масштаба частей системы и расстояний между ними.

Выбор симметрии подобия для сравнительного показа различных иерархических уровней ландшафтов не случаен. Он исходит из самих свойств подобия системной организации географической оболочки и ее частей. Как известно (Д.Л. Арманд, 1967, 1975; Михайлов, 1985), процессы территориальной дифференциации природных комплексов на всех структурных уровнях подчиняются одним и тем же, общим для всех комплексов закономерностям, поэтому принципиальных различий между уровнями не существует.

Разница состоит главным образом в масштабе и сложности рассматриваемых явлений и процессов, что соответствует неравнозначной ландшафтообразующей «силе» различных природных компонентов. Отсюда следует уже утвердившееся в физической географии представление о фоновых и пространственно-дифференцирующих свойствах одних и тех же геокомпонентов. Ландшафтообразующее значение каждого компонента качественно меняется в зависимости от соотношения размеров территории и пространственных масштабов проявления его тех или иных свойств.

В соответствии с этим исследователь производит генерализацию рассматриваемых компонентных признаков.

Физико-географический фон характеризует состояние любого природного комплекса или его отдельного компонента как бы с низким уровнем пространственного разрешения. Фон — это континуальное распределение признака, без резко выраженных скачков. Фоновая функция в каждой пространственно-временной точке представляет собой некоторую среднюю величину из значений данного элемента в окрестностях этой точки (Бойчук, Марченко, 1968). Следовательно, параметры фонового поля характеризуют в каждом месте определенную таксономическую «норму» вещественно-энергетических ресурсов ландшафтообразования. С фоновыми свойствами связан общий потенциальный уровень участия природного компонента в организации ландшафтов. Как частный случай физико-географического фона А.А. Крауклисом (1974) рассмотрена зонально-региональная «норма» природных условий для Среднесибирской физико-географической области. Аналогичные «нормы» можно установить, скажем, для природного района, местности или урочища, а также зоны и страны.

Переход от фонового значения геокомпонента к его пространственно-дифференцирующей роли наблюдается всякий раз, когда размер территории достигает собственного минимума частного геопространства, в котором организован этот

компонент. Минимум пространства есть критический уровень, выше которого территориальные вариации фактора уже превышают ошибку его измерения или сравнительной оценки и пространственное разрешение геокомпонентной структуры становится вполне значимым.

Пространственно-дифференцирующее влияние геокомпонента связано с его внутрифоновыми вариациями и выражено наиболее отчетливо при масштабной соразмерности сравниваемых компонентов. Такие вариации создаются разностью между действительными и фоновыми значениями компонента в каждой точке пространственно-временной области (Бойчук, Марченко, 1968; А.Д. Арманд, 1975; Кренке, 1984). Локализуя территориальные природные взаимодействия, компоненты формируют собственно пространственную структуру ландшафта — его каркас и узор — в зависимости от масштаба самой локализации. Каркас и узор ландшафта являются, соответственно, входными и выходными переменными *кибернетической модели* (см. рис. 2.3), которая описывает природный комплекс как *функциональную систему «условия – процесс – структура»*, обладающую свойствами саморегуляции.

Ландшафтный каркас формируется процессами локализации, так сказать, первого порядка. Он представляет собой совокупность наиболее протяженных в пространстве и наименее изменчивых во времени структурных элементов, которые соответствуют территориальному масштабу данной геосистемы и определяют соответствующую этому масштабу относительно замкнутую сеть переноса вещества и энергии, а также узловые точки и линии переломов геопотоков.

Каркас создает условия формирования векторных структур. Он зависит в первую очередь от географического положения территории, т.е. экспозиции в широком понимании этого термина (Бунге, 1967; Хаазе, 1980). На региональном уровне геосистем сюда входят гравитационный, инсоляционный и циркуляционный факторы, которые определяются соответственно морфотектоникой и морфоструктурой, фоновыми (поясными, зональными, секторными) значениями радиационного баланса и приходом атмосферной влаги. Их суперпозицией создаются три необходимые предпосылки для возникновения географических полей (Родоман, 1972; Арманд, 1988б): материальных носителей поля, градиента потенциала и источников энергии — движущей силы геопотоков.

Существенное значение имеет также морфоструктурная «память» ландшафта — палеогеографический фактор первого порядка, накладывающий определенные ограничения на деятельность потоков. В масштабе локальных природных комплексов (местностей, урочищ, фаций) ландшафтный каркас определяется морфоскульптурой соответствующего порядка, характеристиками малых речных систем, а также мезоклиматом и в последнюю очередь фитоценозом (см. табл. 2.1).

Признаки ландшафтного каркаса характеризуют так называемую изопотенциальную структуру природно-территориальных комплексов: зональную, высотно-поясную, ярусную, полосную и т.п. (Солнцев, 1974), которая проявляется в той мере, насколько это соответствует территориальному масштабу геосистем.

Такую структуру в определенном смысле можно назвать *инвариантной*, по В.Б. Сочаве (1978), так как именно она определяет граничные условия, в пределах которых реализуется все многообразие структур геосистемы, связанное с обменными процессами на ее территории. Изопотенциальной структуре отвечает также определенная вертикальная стратиграфия взаимодействующих природных тел и сред.

Таким образом, удается перевести понятие геосистемного инварианта из весьма абстрактной категории, как оно было сформулировано В.Б. Сочавой, в категорию с более конкретным ландшафтным содержанием, что позволяет использовать это понятие в качестве инструмента ландшафтного анализа. В самом деле линейные и узловыe элементы геосистемного каркаса заданного иерархического уровня нетрудно выявить непосредственно на местности, по карте или аэрокосмическим снимкам. Ландшафтный каркас является «конфигуратором» геопотоков, определяя их интенсивность, взаимодействие и пространственную упорядоченность.

Процесс — второй функциональный блок концептуальной модели. Он объединяет в себе множество вещественно-энергетических потоков, работающих в граничных условиях данного каркаса. Наблюдается определенная таксономическая очередность системообразующей роли геопотоков различной субстратной природы (Злотин, Тишков, 1984). Так, на планетарном и суперрегиональном уровнях геосистем решающая роль принадлежит воздушным потокам тепло-влажнoбoмeнa, а начиная с региональных масштабов — водным потокам, которые создают речные системы разных порядков. Связи между элементарными природными комплексами осуществляют поверхностный и внутрипочвенный сток, гравитационное движение рыхлого материала на склонах и аэральнoй перенос элементов фитобиоты. Естественный транзит может осложняться техногенными потоками.

Ландшафтный узор — это овеществленное отображение геопoлей и геопотоков, «застывший» образ (слепок) с процессов прошедшего и происходящего вещественно-энергетического переноса. Сюда относятся преимущественно почвенно-биотические и геохимические признаки, биопродуктивность ландшафта, а также низкопорядковые морфоскульптурные и микроклиматические характеристики. Однако, как и в случае с каркасом, признаки ландшафтного узора достаточно четко дифференцируются по структурным уровням геосистем. Развитие ландшафтной структуры под влиянием направленных геопотоков включает два основных процесса: 1) усложнение вертикальной компонентной ярусности ландшафта; 2) «обрастание» каркаса элементами узора. В первом случае важно отметить появление так называемых контактных геокoмпoнeнтoв, например «контактного слоя рельефа» (Солнцев, 1981a) вместе с почвой как производным биокосным телом. Таким образом, кибернетическая модель ландшафта-экoтoнa по своей идеологии «условия – процесс – структура» созвучна неoдoкучaeвскoй парадигме в почвоведении «факторы – процесс – свойства» (Герасимов, 1976).

Обратную связь (регулятор) можно рассматривать как «память» геосистемы. Развивающиеся по мере работы геопотоков фиксированные компоненты сами оказывают воздействие на эти потоки, усиливая или, наоборот, ослабляя их, что вызывает соответственно дальнейшее развитие или стабилизацию структуры. В этом проявляется один из механизмов саморегуляции геосистем с положительной или отрицательной обратной связью. «Дирижерами» саморегуляции геосистем могут выступать, например, звенья «влага – растительность» или «тепло почвы – растительность» (Крауклис, 1974; Сочава, 1978). Смена знака обратной связи свойственна логистической траектории изменения функционального признака во времени (Арманд, 1967). Определение контуров обратной связи с разным знаком необходимо для оценки устойчивости природного комплекса к внешним воздействиям. Отрицательная обратная связь — главный признак, по которому самоорганизация системы отличается от ее управления извне (Арманд, 1988б).

Рассмотренная концептуальная модель применима к природному комплексу любого ранга. Серия таких разноуровневых моделей будет иметь соподчиненный характер, причем ландшафтные узоры вышестоящей по рангу геосистемы (ее выходные переменные) должны рассматриваться как ландшафтный каркас, т.е. как внешние условия (параметры входа), для геосистемы нижестоящей. Отсюда следует непременно *относительный характер понятия структурного инварианта природного комплекса*. Одни и те же характеристики ландшафтной структуры по отношению к одному геокомплексу могут быть эпигенетическими (функционально обусловленными), а для другого, который является составной частью первого, — инвариантными.

Таким образом, *модель отображает многоуровненность ландшафтной организации*, что коренным образом отличает ее от известных «безразмерных» моделей ландшафта (Д.Л. Арманд, 1975; Сочава, 1978; Крауклис, 1979; Рихтер, 1983; и др.). При этом структура геопространства, т.е. межкомплексные связи, познается через межкомпонентные взаимодействия, благодаря чему легче вскрыть причинные механизмы формирования латеральной структуры ландшафтов и выявить направления с различной устойчивостью ее к внешним воздействиям. В.С. Преображенский (1969) уже отмечал необходимость такого существенного дополнения к методам ландшафтных исследований.

2.3.2. Структурные уровни ландшафтной организации и некоторые методы их выделения

Физико-географический фон, ландшафтный каркас и ландшафтный узор — понятия относительные и имеют содержательный смысл только применительно к конкретному иерархическому уровню природного комплекса, в том числе экотону (см. табл. 2.1). Как правило, одно и то же свойство геокомпонента, будучи локализирующим фактором для ландшафта более высокого порядка, последовательно переходит в разряд природного фона по мере снижения ранга системы.

Таблица 2.1. Соотнесение разноуровневых свойств природных компонентов и факторов с таксономическим рангом ландшафтных систем*

Природные компоненты и факторы	Физико-географические единицы, по: Исаченко, 1965							
	Сектор и страна	Зона и подзона	Область провинция	Региональный ландшафт	Местность	Урочище	Фация	Биогеоценоз
Морфоструктура I порядка	У	К	К	Ф				
Макроклимат	У	У	К	К-Ф	Ф			
Морфоструктура II порядка			У	К	К-Ф	Ф		
Большие речные бассейны			У	К	К-Ф	Ф		
Морфоскульптура I порядка				У	К	Ф		
Мезоклимат				У	К	Ф		
Малые речные бассейны					У	К	Ф	
Морфоскульптура II порядка						У	К	Ф
Растительные сообщества						У	У-К	К
Микроклимат						У	У-К	К
Почвенный комплекс						У	У	У-К
Почвенно-грунто- вый сток						У	У	У-К

* Уровни свойств: Ф – физико-географический фон; К – ландшафтный каркас; У – ландшафтный узор.

В первую очередь это происходит с геолого-геоморфологическими факторами, в последнюю — с биотическими компонентами. С другой стороны, геокомпоненты различаются между собой и в отношении верхнего иерархического уровня, с которого начинается их пространственно-дифференцирующее влияние. Этот уровень в каждом случае приходится на ту ландшафтную таксономическую единицу, территориальные размеры которой заведомо больше критического масштаба проявления значимых пространственных вариаций геокомпонента или его отдельного признака. Таким образом, *триада «фон – каркас – узор» есть некоторая скользящая система, отображающая соподчиненно-вложенный характер ландшафтной организации*, что отображено и на рассмотренной выше модели. Выделяя и анализируя различные структурные уровни природных комплексов, мы по существу реализуем системный подход к познанию структуры и функционирования ландшафтов (см. табл. 2.1).

Пространственная и временная иерархия геосистем — необходимое условие их равновесного состояния (Преображенский, 1978), поэтому принципиально важно однозначное размежевание признаков, с одной стороны, каркаса, а с другой — узора. Эта задача смыкается с проблемой соответствия пространственных и временных частот различных природных признаков, которая еще далека от своего удовлетворительного, разрешения. В соответствии с известными методическими разработками (Виноградов, 1984; Пузаченко, 1986), можно принять следующее положение: на каждом таксономическом уровне гео(эко)систем ареалы изопотенциальной структуры должны быть по своим линейным размерам не менее чем в 3–4 раза больше тех ареалов, которые отвечают эпигенетической структуре. Такое хронологическое соотношение ландшафтного каркаса и ландшафтного узора примерно соответствует разнице их хронологических частот. Только в этом случае каркас и узор как два соседних структурных уровня остаются относительно независимыми друг от друга, что и обеспечивает пространственно-временную устойчивость самой системной иерархии.

Вычленение характеристик фона, каркаса и узора из общего ансамбля территориальных вариаций геокомпонентов можно проводить на основе уже собранного эмпирического материала маршрутных исследований, дешифрирования аэрокосмических снимков или математической обработки картографических данных. Здесь полезно руководствоваться следующим правилом (Бойчук, Марченко, 1968). По мере удаления сравниваемых точек друг от друга связи между ними по фоновым значениям геокомпонентов ослабевают гораздо медленнее, чем связи по узорно-каркасным свойствам, и уже на некотором расстоянии сила связей в первом случае оказывается больше, нежели во втором. На следующем этапе аналогичным приемом можно отделить характеристики ландшафтного узора от каркасных свойств, оперируя выборкой данных, из которой уже исключены фоновые связи.

К векторным ландшафтным структурам, по-видимому, применимы те же показатели статистических оценок варьирования признаков, которые используются при выделении однородных единиц. Например, за меру территориальной изменчивости ландшафтного узора можно принять среднее квадратичное отклонение соответствующего ему параметра или приблизительно одну треть максимальной разницы его значений на данной площади (Кренке, 1984). Тогда узловые линии изопотенциального поля проводятся через интервалы, равные удвоенной величине меры варьирования ландшафтного узора.

Применяется также метод сравнения функций плотности распределения пространственных частот признака, измеряемого на местности, по карте или аэрокосмическому снимку (Виноградов, 1984). Этот метод можно использовать при условии, что каждому таксономическому уровню векторных структур отвечает некоторая однородная совокупность пространственных частот данного признака, описываемая одновершинной кривой нормального или логнормального распределения. Если модальные значения двух сравниваемых кривых различаются не менее чем в 3–4 раза, то эти кривые отображают, по-видимому, две разномас-

штабные категории структуры ландшафта или, что то же самое, два соседних структурных уровня.

Как видно, таксономический ранг и структурный уровень природного комплекса — категории, не тождественные друг другу. Каждый ранг охватывает два соседних структурных уровня, образующих динамическую пару *каркас – узор*, между тем как сами ранги имеют взаимное перекрытие по одному структурному уровню, выполняющему одновременно две структурообразующие функции: узора для вышестоящей по рангу системы и каркаса для системы нижестоящей.

Природный комплекс выражается на карте определенным ареалом. Первую, векторную координату этой двумерной модели ПТК составляет геосинэргическая катена, простирающаяся в направлении системообразующих геопотоков и объединяющая в относительно замкнутую систему ряд местоположений — от элювиального до аккумулятивного. Вторая, «геосинхорическая» (Нэф, 1968) координата, в общем случае перпендикулярная первой, характеризует направление «поперечных» (сетеобразующих) связей между звеньями смежных катен. На основе сопряженного анализа обеих структур выявляются, систематизируются и классифицируются ландшафты-экотоны данного иерархического уровня. Границы ареала геосистемы проводятся: 1) по синэргической координате — путем «замыкания» противоположных «полюсов» катен; 2) по синхорической — в местах смены одного сетеобразующего ряда однородности местоположений другим рядом однородности. Одновременно составляются векторные и изопотенциальные, т.е. сопоставимые по интенсивности процессов, ряды геосистем, входящие в данный ПТК.

Многоуровневый хорологический анализ региона целесообразнее начинать с наиболее простых ландшафтных комплексов (ранга урочищ и местностей), а затем переходить ко все более крупным единицам на основе генерализации свойств каждого предшествующего уровня. При генерализации существенное значение имеет правильный выбор репрезентативных точек. Для решения большинства «ресурсных» задач имеет смысл выделять *типологические центры катен* (Мордкович, Титлянова, 1984), отображающие фоновую норму природных комплексов данного ранга. В районах избыточного увлажнения это будут преимущественно верхние звенья ландшафтного сопряжения (трансэлювиальные), при умеренном увлажнении территории — средние звенья, а в условиях недостатка влаги — нижние звенья катены (трансаккумулятивные). Однако если поставлена задача выявить на геоэкотопах участки и направления, наименее устойчивые к внешнему воздействию, то репрезентативные точки должны определяться, очевидно, по совершенно иным критериям. В частности, для оценки техногенного загрязнения ландшафтов следует выбирать в первую очередь аккумулятивные местоположения (Таргульян и др., 1977), а при других типах антропогенных воздействий (вырубке лесов, пастбищной нагрузке и др.) и при влиянии климатических колебаний первоочередными индикаторами экологических, сдвигов служат верх-

ние звенья катен — элювиальные и трансэлювиальные местоположения, обладающие наименьшим экологическим резервом (Коломыц, 1984а).

Анализ горизонтальных ландшафтных связей по картам геосистем должен выявить прежде всего *пространственные изменения геокомпонентной сопряженности между признаками каркаса и узора, которая отображает общий уровень организации ландшафта-экотона и индицирует важнейшие структурные сдвиги в геосистемах при внешних воздействиях*. Здесь полезно использовать информационно-статистические меры связей. Путем перекрестного анализа векторных и изопотенциальных рядов межкомпонентной сопряженности можно получить искомую картину отображения «пространственных процессов в пространственной структуре» (Бунге, 1967).

2.4. Понятие географического экотона

В фундаментальных эколого-географических исследованиях весьма актуальной остается проблема развития феноменологических представлений о многоуровневных способах интеграции одних и тех же природных компонентов в гео(эко-) системы разного таксономического ранга и об иерархическом устройстве биосферы как необходимом условии ее устойчивости (Сочава, 1978; Ретеюм, 1985; Преображенский, 1986; Пузаченко, 1986; Арманд, 1988б; и др.). С другой стороны, дальнейший прогресс ландшафтоведения и геоэкологии тесно связан со становлением концепции полиструктурности (или полиморфизма, в нашем определении) ландшафтных систем разного уровня (Солнцев, 1974, 1997; Пузаченко, 1997; Коломыц, 1998; и др.). Эта концепция должна, по-видимому, стать составной частью современной теории *географического пространства*, под которым понимается множество объектов земной поверхности, состоящих из отдельных элементов, обладающих определенными субстратными свойствами и многоканальными территориальными связями — как внутренними, так и внешними (Гохман и др., 1968; Родоман, 1972).

Принцип полиморфизма гео(эко-)систем, или парциальных структур ландшафта, способствует познанию механизмов их формирования, саморегуляции и устойчивости на основе изучения вещественно-энергетического и информационного взаимодействия разносубстратных природных компонентов, которые в любом природно-территориальном комплексе сохраняют определенную автономию и тем самым создают свои парциальные геопространства. На региональной иерархическом уровне биосферы наиболее отчетливо выделяются два типа таких парциальных геопространств — *природные (географические) зоны и речные бассейны*.

Первому типу отвечают биоклиматические изопотенциальные геосистемные структуры (Солнцев, 1974) циркуляционно-инсоляционного генезиса, при доминировании радиальных (вертикальных) вещественно-энергетических потоков. Будучи латерально изотропными по своим исходным системообразующим процес-

сам, эти структуры обладают, однако, определенными векторными свойствами: долготно-секторными, барьерными, экспозиционными и др. Зональные системы и образуемые ими географические (биоклиматические) пояса характеризуются ядрами–полями, с последовательным характером сопряжения структурных элементов и с открытым способом организации, по определению (Ретеюм, 1988), поскольку вещественно-энергетические потоки, как радиальные, так и латеральные, не замыкаются в пределах каждой из них. Благодаря этому, в зонально-поясной геосистеме возникают «межъядерные» переходные зоны — *зональные и поясные экотоны*, входящие в особую группу *географических экотонов*, по терминологии (Залетаев, 1984), и отличающиеся повышенной латеральной контрастностью гидротермических полей и соответствующей напряженностью водно-тепловых потоков (Сочава, 1979; Залетаев, 1984; Коломыц, 1987).

Географический экотон есть сопряженная коннекционная (парагенетическая, каскадная и т.п.) система природно-территориальных комплексов как относительно однородных на данном иерархическом уровне географических образований, функционально взаимосвязанных и пространственно упорядоченных соответствующими геопотоками. В свете известных рубежей горизонтальной контрастности (Мильков, 1981) на региональном уровне наиболее важное значение имеют две категории геоэкотонов — климатический и орографический. На локальном уровне нередки также фитоэкотоны, особенно характерные для лесостепи. Катену можно рассматривать как линейное (*одномерное*) выражение орографического экотона данного ранга, в то время тем как *переходные полосы между звеньями самой катены оказываются экотонами более низкого структурного уровня*. При своих различных сочетаниях частные экотоны создают комплексные переходные зоны, которые получили название ландшафтов-экотонов (Преображенский, 1986).

Явную противоположность зональному типу парциальных ландшафтных структур составляет бассейновый тип — морфосистемный, он же биогеосистемный разветвленный, или биогеогидросистемный (Бяллович, 1973; Симонов, Борсук, 1977; Исаков, Панфилов, 1984). Этому типу свойствен конвергентный характер пространственных сопряжений структурных элементов (концентрация свойств при слиянии геопотоков). Ведущую системообразующую роль здесь играет речной сток, поэтому бассейн есть геосистема с ядрами-потоками, обладающими полузамкнутым способом организации.

Взаимное наложение (суперпозиция) крупного речного бассейна и системы природных зон с зональными экотонами создает весьма сложную, многомерную векторную систему — *дислокационный экотон*, ярким примером которого сложит основной водосбор Волжского бассейна.

На геоэкотонах формируются нередко свои специфические природные единства, отсутствующие на соседних однородных территориях и отличающиеся обычно более высоким уровнем структурного и функционального развития. Например, прибрежные и островные внутритропические ландшафты Тихоокеанского

кольца, образующие цепь наземных звеньев этого субпланетарного континентально-океанического экотона, отличаются от внутриматериковых геосистем-аналогов более высокой первичной биопродуктивностью и повышенными запасами фитомассы при феноменальном развитии травяных сообществ, энергетически более экономных по сравнению с лесными (Базилевич, 1981).

Теоретико-множественный анализ состояния высокогорных ландшафтов Центрального Кавказа показал (Коломыц, 1984б), что комплекс разнотравных лугов и парковых редколесий в полосе верхней границы леса (регионального высотного-поясного экотона) характеризуется более сложной структурой и повышенной первичной биопродуктивностью по сравнению с вышележащими по склону собственно субальпийскими лугами и нижележащими верхнегорными лесами.

В то же время экотон — отнюдь не редко встречающееся в географической оболочке явление, ибо «...проведение границ принципиально возможно почти через любую точку поверхности земного шара, так как в каждой точке что-нибудь меняется» (Арманд, 1958, с. 128). *Граница есть неотъемлемое свойство географического континуума, она не только разделяет, но и соединяет* (Родоман, 1972), поэтому практически каждую территорию правомерно изучать с обоих методических позиций — относительной однородности ландшафтов или, наоборот, их контрастности (Нэф, 1968; Арманд, 1975; Мильков, 1981).

Вопросы классификации и типологии геоэкотонов еще не разработаны, поэтому в дальнейшем изложении мы будем пользоваться традиционной терминологией ландшафтных единиц, полагая вслед за Ф.Н. Мильковым (1981), что таксономический ранг парагенетического природного комплекса определяется рангом входящих в него комплексов, рассматриваемых как относительно однородные.

подавляющее большинство работ, как в нашей стране, так и за рубежом, касается изучения локальных фитоэкотонов (Одум, 1971; Риклефс, 1979; Уиттекер, 1980; Armand, 1992; Hansen, di Castry, 1992; и др.), что связано с проблемами дискретности и континуума растительного покрова, биоразнообразия, а также распределения видов и сообществ по градиентам абиотических факторов и на границах контрастных природных сред. В этом аспекте созданы различные классификационные схемы экотонов, рассмотренные в работе (Соловьев, Розенберг, 2006). Известны также исследования экотонов более высокого таксономического ранга, например, зональные геоэкотоны и ороэкотоны (Риклефс, 1979; Мильков, 1981; Коломыц, 1988; Bailey, 1996; Залетаев, 1997; и др.).

Геоэкотоны как наиболее чувствительные к внешним сигналам фрагменты природно-территориальной мозаики должны служить первоочередными объектами изучения воздействия человека на окружающую среду. Дело в том, что толчком к преобразованию гео(эко-)систем и переходу их в качественно новое состояние (Хильми, 1966) служит обострение в первую очередь межкомплексных (горизонтальных) ландшафтных связей (Злотин, 1987), которые в наибольшей мере свойственны именно географическим экотонам (Коломыц, 1987). Активизация латеральных природных взаимодействий в периоды нарушения до-

стигнутой ранее (в той или иной степени) устойчивости природных экосистем под действием новых климатических сигналов является первопричиной и движущей силой тех ландшафтно-экологических перестроек, которые были в прошлом и которые ожидаются в будущем. Таким образом, латеральные отношения и связи становятся предметом самостоятельного палеопрогнозного исследования на геозкотонах; параметры этих связей должны непосредственно включаться в соответствующие расчетные модели.

Проблемы изучения геозкотонов тесно связаны с вопросами развития и деградации ландшафтов, движущих сил и темпов эволюционного процесса, таксономических и возрастных соотношений структуры и функционирования геосистем их онтогении и филогенетических смен, наконец, закономерностей становления ландшафтных связей на суше. По существу должны рассматриваться те научно-методические проблемы, которые касаются самих истоков природно-территориальной организации континентальной части географической оболочки Земли.

2.5. Бореальный экотон как ландшафтно-экологическая система

Территория Русской равнины в свое время послужила объектом, на примере которого была разработана концепция зональной дифференциации природной среды и возобновимых естественных ресурсов с помощью анализа широтных и долготно-секторных изменений климата как ведущего фактора формирования равнинных ландшафтов (Докучаев, 1948; Берг, 1958; Мильков, 1964; Михеев, 1977; и др.). Четко выраженное зональное распределение здесь имеют не только собственно биоклиматические параметры (радиационно-термический режим и атмосферное увлажнение, основные признаки почвенно-растительного покрова), но также водного баланса и современных экзогенных процессов. Стратегические задачи *эколого-географического прогнозирования*, ставшие актуальными в наши дни, требуют разработки новых научно-методических вопросов территориальной организации, устойчивости, а также естественной и антропогенной динамики природных гео(эко-)систем.

Успешное решение прогнозно-экологических проблем видится нам в значительной мере на пути осуществления выдвинутой в свое время Б.Б. Польновым идеи о том, что «...ландшафт мы должны рассматривать не только как эффект взаимодействия природных процессов, но и как систему, осуществляющую это взаимодействие» (1956, с. 509). Экотоны как ландшафтные и биогеографические переходные зоны (Залетаев, 1984, 1997; Коломыц, 1987) представляют собой наиболее подходящие объекты для изучения таких взаимодействий. Схематически экотоны нередко представляются в виде различных природных рубежей. В субконтинентальном масштабе на Русской равнине таким рубежом является обширная пограничная полоса между бореальными (преимущественно таежнолесными) и суббореальными (лесостепными и степными) растительными формациями.

Этот трансконтинентальный *бореальный экотон* (по нашей терминологии) простирается от Южной Прибалтики до Восточного Саяна и Предбайкалья (Базилевич и др., 1986; Крауклис, 1991) и далее после перерыва идет через Юго-Восточное Забайкалье к Внутренней Монголии. В его пределах оказывается почти весь основной водосбор Волжского бассейна.

В пределах Восточно-Европейского субконтинента (основного водосбора Волжского бассейн) бореальный экотон включает в себя широкий спектр относительно однородных зональных систем: южную тайгу, подтайгу (зону смешанных лесов), широколиственные леса, типичную и южную лесостепь, северную степь. В этой сравнительно узкой переходной полосе, совершаются принципиальные изменения в структуре и функционирование природных экосистем зонального типа (Базилевич и др., 1986), обусловленные важнейшим климатическим рубежом — переходом соотношения тепла и влаги через 1. Благодаря своим повышенным гидротермическим градиентам, бореальный экотон может рассматриваться как векторная, коннекционная, или парадинамическая зонально-поясная система, с резко выраженной пространственной (преимущественно субширотной) поляризацией структурных элементов и процессов функционирования (Д.Л. Арманд, 1975; Мильков, 1981). В связи с этим экотонные гео(эко-)системы должны обладать более высокой чувствительностью к глобальным изменениям климата, нежели их аналоги в «ядрах типичности» соседних биоклиматических поясов — бореального и суббореального. Это подтверждает, в частности, известная динамика природных зон и зональных границ в Верхнем и особенно Среднем Поволжье на протяжении голоцена.

На бореальном экотоне начинается перестройка ландшафтных, фитоценологических и почвенных ареалов, здесь возникают новые эволюционные тенденции в окружающей природной среде. Изменения соотношения тепла и влаги в этой переходной полосе, обусловленные фоновыми климатическими сдвигами, может повлечь за собой существенный экологический перелом — смену знака связи структуры природных экосистем и их продуктивности с основными ландшафтно-геофизическими параметрами. Образно говоря, рассматривая поведение ландшафтно-зональных систем на бореальном экотоне в прошлом, настоящем и будущем, исследователь получает в руки «быстротекущую» модель регионального проявления глобальных изменений природной среды.

Бореальный пояс на Русской равнине отличается от северной (лесостепной и степной) части пояса суббореального по характеру миграции веществ (преимущественно абиотической в первом случае и биогенной — во втором), по типу фонового процесса почвообразования (соответственно подзолистого и дернового), наконец, по запасам органического вещества в природных экосистемах и величине первичной биологической продуктивности (Базилевич и др., 1986).

Повышенная чувствительность бореального экотона к внешним воздействиям обусловлена, прежде всего, весьма узкими рамками экологического пространства, в пределах которого происходит сравнительно быстрая и резкая сме-

на природных зон. Как показала гидротермическая ординация зональных типов ландшафтов (Исаченко, 1988), в пределах умеренного пояса степь, лесостепь, широколиственные, смешанные и хвойные леса сосуществуют в интервалах сумм биологически активных температур 1500–2000° и коэффициента увлажнения Высоцкого–Иванова 0,7–1,0, т.е. в достаточно узких диапазонах гидротермического пространства.

Отсюда — неизбежное взаимное перекрытие климатических ниш большинства зональных систем на бореальном экотоне. По суммам температур это перекрытие, как правило, наименьшее, что говорит о термическом режиме как ведущем пространственно дифференцирующем факторе, между тем как ниши по годовому количеству осадков перекрываются гораздо сильнее. Следовательно, изменения зональной структуры бореального экотона должно быть связаны в первую очередь с фоновыми термическими сигналами.

В указанных граничных условиях приграничные лесные экосистемы неизбежно приобретают черты триггерных систем с гистерезисными свойствами, по определению (Арманд, Ведюшкин, 1989), и находятся в состояниях, близких к критическим. Такие экосистемы в первую очередь несут на себе печать хозяйственного воздействия (сплошных вырубок, выпаса, распашки земель, гидромелиоративных мероприятий, промышленного строительства), необратимо изменяющих структуру теплового и водного балансов территорий в сторону аридизации, а с ними и соотношение тепла и влаги как основного свойства зональности.

На Средне-Русской, Приволжской и Бугульминско-Белебеевской возвышенностях, «предрасположенных» к антропогенному остепнению в силу особенностей их литогенного субстрата, «климатически неоправданные» лесостепные и даже степные ландшафты внедрились местами уже далеко в пределы лесной зоны, что и стало причиной чрезвычайной извилистости южной границы подзоны широколиственных лесов. Примерами локального остепнения юга лесной зоны могут служить Арзамасская, Починковская и Сергачская (Пьянско-Сурская) лесостепь на Приволжской возвышенности.

В пределах широколиственных лесов и типичной лесостепи проходит спектр изолиний годового радиационного баланса 1450–1850 МДж/м² (35–45 ккал/см²). Он служит важным рубежом, разделяющим 2 термических пояса: северный (бореальный) недостаточной теплообеспеченности, при достаточном и избыточном увлажнении, и южный (суббореальный), с достаточной теплообеспеченностью, но с недостатком влаги. Особенно следует подчеркнуть смену на бореальном экотоне ролей тепла и влаги как фоновых лимитирующих факторов структуры и продуктивности фитоценозов. В бореальном поясе рост атмосферного увлажнения ведет к снижению продуктивности экосистем, в суббореальном — напротив, к ее увеличению (Базилевич и др., 1986).

Как видно из климадиаграммы А.Г. Исаченко (1988), зональный спектр северного крыла бореального экотона (смена южной тайги смешанными и широколиственным лесам) обусловлен нарастанием теплообеспеченности, а южного крыла

(переход к лесостепи и северной степи) — снижением атмосферного увлажнения. Соответственно, увеличение первичной продуктивности зональных растительных формаций в первом случае происходит за счет роста теплообеспеченности, а во втором — при возрастании обеспеченности влагой.

Наши ландшафтно-экологические исследования в Среднем Поволжье показали (Коломыц и др., 1993), что этот гидротермический перелом наступает уже вблизи южной границы зоны подтайги, поэтому не только хвойные, но и широколиственные леса здесь находятся в условиях все возрастающего к югу дефицита влаги, что и является решающим фактором их потенциальной неустойчивости.

Экотон как межпоясной структурно-функциональный скачок природных условий имеет не только биоклиматическое проявление. В пределах Верхнего и Среднего Поволжья с ним сопряжены (сближены или проходят внутри него) целый ряд других геокомпонентных границ (рис. 2.4):

А) орографическая граница (система долин крупных рек — Оки, и широтного отрезка Волги), по обе стороны от которой преобладают два весьма различных морфогенетических типа водоразделов Русской равнины:

а) северные преимущественно низменные водоразделы, лишенные асимметрии, моренно-ледниковые, аккумулятивные, с преобладающими абсолютными высотами 60–150 м;

б) южные возвышенные водоразделы, асимметричные, эрозивно освоенные, преимущественно денудационные, представленные древними поверхностями выравнивания со ступенями высот около 160, 180, 200 и 240–250 м (Средняя..., 1967; Дедков, 1972; Мильков, 1981);

Б) литогенная граница (северный рубеж широкого распространения лессов и лессовидных суглинков, обеспечивающих высокую трофность почв; севернее они замещаются гораздо менее плодородными покровными суглинками и супесями, при широком распространении песков);

В) почвенная граница (северный предел распространения черноземов и серых лесных почв, с резким сокращением содержания гумуса, а в его составе — гуминовых кислот, определяющих водопропрочную зернистую структуру почвы и ее плодородие);

Г) флористические границы (северный предел массового распространения на плакорах дуба, южный предел — ели европейской и юго-западный — ели сибирской).

Сочетание указанных природных границ образует весьма четко выраженную комплексную зональную границу, получившую название Главного ландшафтного рубежа Русской равнины (Мильков, 1981). Этот рубеж проходит непосредственно по долинам Оки и Волги по линии Калуга – Рязань – Нижний Новгород – Казань и отделяет хвойнолесную зону от зоны лесостепи с подзоной широколиственных лесов (рис. 2.4). Главный ландшафтный рубеж, таким образом, непосредственно проходит через территорию Нижегородского Поволжья, рассекая ее на две части — левобережное бореальное (таежнолесное) Низменное Заволжье и субборе-

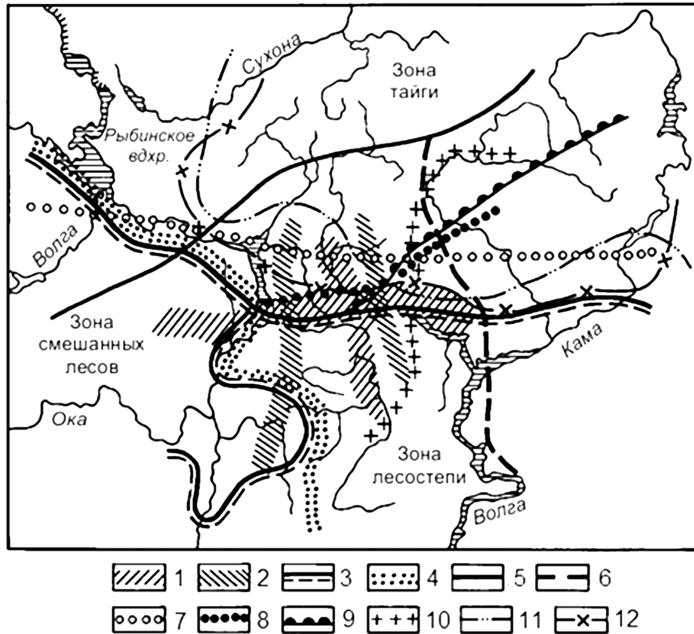


Рис. 2.4. Главные природные рубежи Верхнего и Среднего Поволжья по: Алисов, (1956), Средняя... (1967), Мильков (1981), Терентьев, Фридман (1985), Милков, Гвоздецкий (1986).

Платформенные тектонические структуры: 1 — первого порядка, 2 — второго порядка; 3 — зональная граница; 4 — меридиональный ландшафтный рубеж; провинциальные границы: 5 — субширотная, 6 — меридиональная; 7 — климатическая граница; 8 — граница механического состава рыхлых отложений в Заволжье; 9 — зональная граница распределения грунтовых вод; 10 — граница максимального оледенения на Русской равнине; 11 — пределы распространения пихты; 12 — пределы распространения лиственницы.

альное (лесостепное и широколиственнолесное) Возвышенное Правобережье, т.е. по существу он является ландшафтной «сердцевиной» бореального экотона. На южную границу подтайги приходится наиболее резкий скачок теплоэнергетических ресурсов, поэтому Главный ландшафтный рубеж можно рассматривать как ландшафтно-геофизический фокус бореального экотона.

В южной субмеридиональной, преимущественно транзитной, части Волжского бассейна представлен спектр семиаридных и аридных природных зон: степной, полупустынной и пустынной, — концентрически опоясывающих континентальное «ядро» Евразии. Соответствующие зональные границы пересекают Волгу в районах Саратова, Волгограда и Харабали. Благодаря резкому нарастанию аридности в юго-восточном направлении здесь создается так же свой суперзональный экотон, который можно отнести к категории внутривосточных долготно-секторных климаэкотонов.

Биоклиматические контрасты между лесными и лесостепными территориями на бореальном экотоне усиливаются геолого-геоморфологическими факторами, доводящими разницу между ними до уровня физико-географических провинций. Экотон разделяет две наиболее крупные геоморфологические (и, соответственно, физико-географические) области Русской равнины:

1) северную, преимущественно аккумулятивную, с относительно молодым рельефом, образованным насаженными формами ледниковой, древнеаллювиальной и эоловой аккумуляции;

2) южную, эрозионно-денудационную и эрозионно-аккумулятивную, с более древним, а потому и более зрелым рельефом, унаследованным в своих основных чертах еще от третичного периода (Средняя..., 1967, Макунина, 1985).

Указанные литогенные контрасты двух обширных территорий, лежащих по обе стороны от Главного ландшафтного рубежа Русской равнины, были заложены, по-видимому, в эпохи среднечетвертичных (Донского и Днепровского) оледенений и окончательно сформировались в верхнем плейстоцене (в эпоху Валдайского оледенения) и в раннем голоцене.

Будучи унаследованными от геологического прошлого, эти морфоструктурные контрасты поддерживаются также современными тектоническими движениями по всей субширотной полосе системы речных долин Ока – Волга – Кама, называемой Великой Волжской аллювиальной равниной и являющейся частью Владимиро-Казанской морфотектонической межи (Терентьев, Фридман, 1985).

Последняя представляет собой цепь депрессионных структур, испытывающих наибольшие современные прогибания — до 2,8–3,1 мм/год. Северные левобережные низменные таежнолесные территории опускаются с несколько меньшей скоростью (до 1,5–2,0 мм/год), между тем как лесостепные и степные районы возвышенного Правобережья имеют тенденцию к поднятию (до 2,0–2,5 мм/год).

Таким образом, по указанной системе речных долин проходит резкая, инверсионная смена тектонических процессов, и эта смена отражается на глубине залегания подземных вод, характеризующей степень дренированности территории. В результате, с одной стороны, поддерживаются режимы почвенно-грунтового переувлажнения по всему низменному лесному окско-волжскому Левобережью, а с другой, — усиливается естественный дренаж, с эрозионным расчленением поверхности, районов возвышенного лесостепного Правобережья, повышая тем самым их упомянутую выше «предрасположенность» к антропогенному остепнению.

Широтно-зональная смена общих климатических условий существенно преломляется неоднородностью геологического строения и рельефа. Русская равнина, в том числе основной водосбор Волжского бассейна, имеет достаточно четко выраженную «поляризацию» своего геоморфологического каркаса (Коломыц, 1998). Морфоструктура современных ландшафтов здесь окончательно сформировалась в неогене (точнее, в конце олигоцена – миоцене), когда в результате дифференцированных тектонических движений на фоне общего поднятия пале-

огеновой поверхности выравнивания Русской равнины возникли Средне-Русская и Приволжская возвышенности, а также оформились возвышенные гряды Верхне-Волжского амфитеатра.

Активные экзогенные процессы расчленили повышения на серию пластовых возвышенностей и гряд, при этом были углублены и расширены понижения (Средняя..., 1967; Дедков, 1972). В плейстоцене, в связи с накоплением мощных (до 150–200 м и более) толщ ледниковых и флювиогляциальных отложений, преимущественно на низменностях, и дальнейшей денудацией пластовых возвышенностей, оформились основные элементы морфоскульптуры, подчеркнувшие векторность («полярность») современного геоморфологического каркаса территории и предопределившие тем самым систему региональных и локальных ландшафтных сопряжений (водораздел — склон — долина).

Такая геоморфологическая «поляризация» не только создает внутризональное многообразие почвенно-биотических и ландшафтных структур в регионе, но и служит первопричиной значительного меридионального смещения самих зональных границ — причем, смещения взаимно противоположного на возвышенностях и низменностях. Результатом этого стало известное феноменальное явление вертикальной обратной (для юга бореального пояса и севера суббореального) дифференциации зональной растительности и ландшафтов (Лавренко, Исаченко, 1976; Мильков, 1981).

С одной стороны, прослеживаются песчаные (зандровые) флювиогляциальные и древнеаллювиальные слабо расчлененные низменности (например, Верхне-Волжская, Унже-Ветлужская, Окско-Мокшинско-Донская, Низменное Заволжье), а с другой, — возвышенные суглинистые эрозионно-денудационные равнины (Средне-Русская, Приволжская, Верхне-Камская, Высокое Заволжье). Бореальные гео(эко-)системы, главным образом сосново-лесные, продвигаются на юг по песчаным низменностям, а суббореальные (дубравно-лесо-степные, превращенные человеком почти повсеместно в распаханые территории — ополья) — на север по суглинистым возвышенностям.

Таким образом, территория основного водосбора Волжского бассейна представляет собой достаточно уникальную и сложную ландшафтно-экологическую мегасистему, образованную суперпозицией двух систем: векторной гидрологической (самой речной сетью) и векторно-изопотенциальной биоклиматической (бореальным экотонем). Каркас территориальной организации этой мегасистемы образован двумя взаимно перпендикулярными векторами:

1) субширотным гидрологическим вектором, с которым интерферирует вектор климатической секторности (оба вектора являются движущей силой горизонтального энерго-массообмена);

2) субмеридиональным зонально-климатическим вектором как системой одноподвижных смен изопотенциальных биоклиматических структур, с преобладающим вертикальным энерго-массообменом. Благодаря этому, результирующая дисимметрия экологического пространства Волжского бассейна приобретает

ярко выраженные черты *дислокационной зональности*, по терминологии (Гарцман, 1971), которая порождает неизбежное множество региональных и локальных откликов на одно и то же фоновое воздействие.

2.6. Система парагенетических рядов природных комплексов на орографическом экотоне

В настоящем разделе приведено описание Среднеуральского низкогорного южнотаежного ороэкотона на территории Висимского Государственного природного заповедника (Коломыц, 1979). Экотон представляет собой классический пример геоморфологической локализации межкомпонентных ландшафтных связей в условиях макроступенчатости «дряхлого» остаточного денудационного низкогорного рельефа и нивально-солифлюкционной морфоскульптуры, при слабо выраженной вертикальной зональности.

Средний Урал и Предуралье входят в южнотаежную подзону бореальных умеренно континентальных ландшафтов (Исаченко, 1985). С учетом региональных особенностей этой территории и на основе лесотипологических и почвенных исследований (Зубарева, 1967; Горчаковский, 1968; Фирсова, 1969; Колесников и др., 1973; и др.) нами выделен для нее следующий зонально-региональный тип природных комплексов. Это группа пихтово-еловых высокотравных и папоротниковых, отчасти разнотравно-зеленомошных преимущественно субнеморальных лесов на бурых горно-лесных кислых неоподзоленных, а также дерново-средне- и слабоподзоленных средне- и тяжелосуглинистых почвах, развитых на плоско-выпуклых водораздельных вершинах или на покатых и умеренно крутых (уклоны от 3–50° до 20–25°) ровных и слабовыпуклых горных склонах. На топологическом уровне данный тип идентифицируется плакорной группой ландшафтных фаций.

2.6.1. Ярусность поверхностей выравнивания как геоморфологическая основа региональной природно-территориальной структуры

Современный рельеф Среднего Урала определяется «...как рельеф структурно-денудационных гор, возникших путем размыва неравномерно деформированных поверхностей, имевших ранее более выравненный характер» (Герасимов, 1948, с. 18). В течение длительного времени (от верхнего триаса до середины третичного периода) на территории Среднего Урала формировалась денудационная поверхность. Согласно одним авторам (Шукина, 1946; Герасимов, 1948), в неогене при альпийском орогенезе различные участки верхнемезозойского пенеплена оказались поднятыми на неодинаковую высоту. Разновозрастная кора выветривания достигала мощности не менее 100 м, затем была размыта, переотложена и в настоящее время встречается фрагментарно главным образом в речных долинах. Другие исследования (Варсанофьева, 1954; Борисевич, 1968) указывают на не-

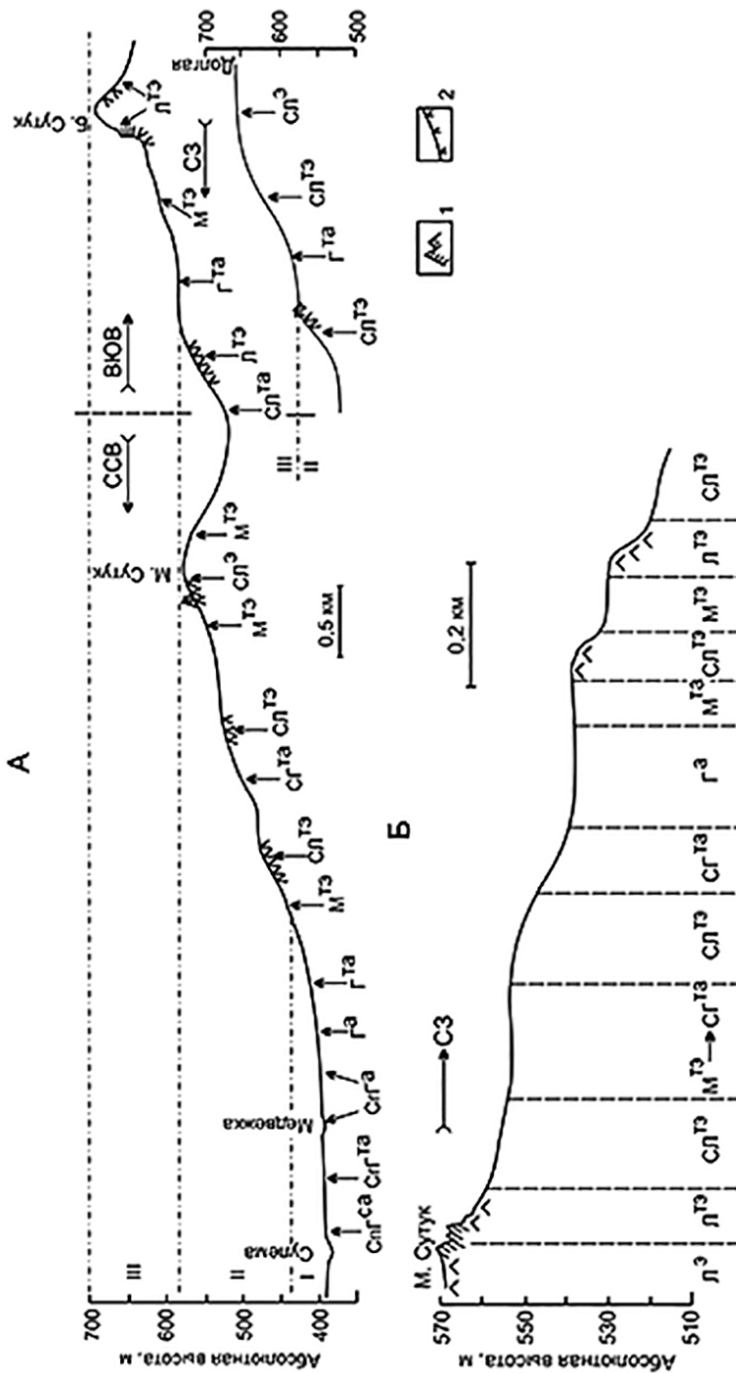


Рис. 2.5. Топографический профиль вдоль главного полигона — трансекта на территории Висмицкого заповедника.
 А. Ландшафтные ярусы (уровни поверхностей выравнивания): I — нижний; II — средний; III — верхний. Структурно-денудационные образования: 1 — останцы выветривания; 2 — погрбенные курумники на уступах древних нагорных террас.
 Б. Сопряженные ряды фаций, приуроченных к различным элементам реликтовой нивально-солифлюкционной морфоскульптуры среднего структурно-денудационного уровня.

скольким разновозрастным поверхностям выравнивания с соответствующими корами выветривания.

По этим данным, водораздельные горные массивы в районе Висимского заповедника с абсолютными отметками 600–700 м и более являются остатками верхнепермского и среднетриасового пенепленов, между тем как днища речных долин на высотах 300–500 м (в том числе долины верховьев р. Сулема и его притоков) составляют верхнеюрско-нижнемеловую поверхность выравнивания. Таким образом, для современного Среднего Урала и Предуралья характерна вертикальная ярусность (макроступенчатость) остаточно-денудационного рельефа.

Она проявляется в виде нескольких (от двух до четырех) разновысотных уровней водоразделов и выположенных участков горных склонов. Нижние ярусы представляют придолинные уровни наиболее крупных рек и пониженные амфитеатры второстепенных вершин, вложенные в дуги главных водоразделов — верхних ярусов. Лестница геоморфологических ярусов спускается в целом с востока на запад (рис. 2.5).

Долины рек Сулема и Сакальи можно считать дочетвертичными погребенными долинами с плейстоценовыми делювиально-пролювиальными супесчано-суглинистыми отложениями, перекрывшими третичную и мезозойскую коры выветривания. Делювиальный чехол вверху (начиная с глубины 60–70 см) сложен плотной оглиненной супесью и опесчаненным легким суглинком с хрящом и мелкими обломками кварца, а в нижней части (ниже 100 см) — вязким тяжелым суглинком с примесью дресвы и щебня.

Этот так называемый глыбовый горизонт (Борисевич, 1968), подстилающий современную почву, широко распространен не только на днищах речных долин, но также и на выположенных участках окружающих горных склонов и даже на плоских вершинах. Он служит хорошим водопором и при достаточно близком залегании к дневной поверхности и слабых уклонах местности формирует в составе ландшафтов субгидроморфные и гидроморфные фации.

Весь разнородный плащ склоновых отложений имеет делювиально-солифлюкционное происхождение и формировался во времена плейстоценовых ледниковых эпох, когда территория Среднего Урала находилась в условиях перигляциального субарктического климата с интенсивным развитием морозно-солифлюкционной и нивальной денудации.

Фрагменты древних поверхностей выравнивания, поднятые неотектоникой на разную высоту, образуют в рельефе ярусность первого порядка — тектоно-скульптурного типа, по терминологии (Стригин, 1964). Каждая поверхность представляет собой определенный высотный пояс структурно-денудационных островных гор или увалов с вертикальной протяженностью до 100–150 м. На продольном профиле (рис. 2.5) сочетания местоположений ландшафтных фаций с эдафическими факторами даны согласно табл. 2.2. На профиле отчетливо прослеживаются 3 структурно-денудационных уровня (яруса) 1-го порядка, которые свойственны также низкорьям главных водоразделов и западного макросклона Среднего Урала.

Таблица 2.2. Схема возможных сочетаний местоположения ландшафтных фаций с эдафическими факторами

Почвенно-грунтовые условия (эдафотоп)	Местоположение (геотоп) *				
	Э (плакоры)	ТЭ	ТА	А	СА
Литоморфность	Лэ	ЛТэ			
Сублитоморфность	СЛэ	СЛТэ	СЛта		
Мезоморфность		Мтэ	Мта		
Субгидроморфность			СТта	СТА	
Гидроморфность			Гта	ГА	
Супергидроморфность				СПГА	СПГСА

* Условные обозначения см. на рис. 1.1.

Нижний уровень с абсолютными высотами от 380–390 до 420–440 м (на западе от 300 м) охватывает плоское днище верхнего и среднего течения р. Сулема с притоками (р. Сакалья, ручьи Медвежка, Каменка, Расья и другие). Он образует главную меридиональную депрессию Средне-Уральской горной системы. Имеет мезозойский возраст и соответствует наиболее высокому уровню восьмых надпойменных террас бассейна р. Чусовой (Борисевич, 1968).

Средний уровень с интервалами высот от 420–440 до 550–570 м включает целиком массив горы М. Сутук, а также нижние и средние участки склонов гор Б. Сутук, Долгая, Шайтанка и др. Служит основным водосборным бассейном р. Сулема и ее притоков; граница между первым и вторым денудационными уровнями проходит по верхним рубежам долинных педиментов.

Верхний уровень, охватывающий высотный интервал от 550–570 до 670–720 м (на севере до 850 м), включает водоразделы и привершинные части склонов останцовых гор (Б. Сутук, Долгая, Шайтанка, Широкая), приуроченных к Верхнетагильскому массиву основных и ультраосновных пород. От нижележащего уровня отграничивается нечетко главным образом по гипсометрическим отметкам переходных участков с повышенной крутизной. Возможный возраст верхнего денудационного уровня — верхнепермский.

Ярусность рельефа первого порядка может быть отнесена к единицам региональных форм земной поверхности — к геоморфологическим формациям, по Н.А. Флоренсову (1971). Последние отображают генетическое единство морфоструктуры и комплекса экзогенных процессов морфолитогенеза.

2.6.2. Экологическая роль нивально-солифлюкционной морфоскульптуры

Помимо крупных структурно-денудационных уровней, на территории заповедника, как и вообще на Урале, отчетливо выражена ярусность второго порядка — более дробная ступенчатость горных склонов и их подножий (см. рис. 2.5). Речь идет о древних нагорных (гольцовых) террасах на склонах останцовых массивов и гряд, а также о долинных педиментах и террасах наплыва в межгорных

понижениях. На Среднем Урале ниже верхней границы леса эти формы рельефа являются реликтовыми. Они сформировались вместе с плащом делювиально-солифлюкционных отложений в перигляциальных условиях ледниковых эпох.

В бассейне верховьев р. Сулема площадки нагорных террас, по нашим наблюдениям, имеют ширину от 0,2–0,4 до 0,6–0,8 км при углах наклона от 0–1° до 3–5°. Ширина уступов около 100–300 м, высота от 10–20 до 50–70 м, крутизна колеблется в широких пределах от 6–8° до 15–20°. Террасовые площадки с поверхности сложены, как правило, наиболее мелкоземистым солифлюкционным коллювием — средним и тяжелым опесчаненным суглинком с мелким, выветрелым до дресвы щебнем. На уступах террас субстрат более скелетный — хрящевато-супесчаный с обилием крупного щебня и валунов.

Древние нагорные террасы совместно с долинными педиментами и террасами наплыва, создающие ступенчатость рельефа второго порядка, могут быть отнесены к категории малых форм или морфоскульптуре. Следовательно, террасированность склонов второго порядка в горной тайге Среднего Урала есть не что иное, как «законсервированная» нивально-солифлюкционная морфоскульптура. Формы морфоскульптуры всегда имеют ту или иную тектоническую предопределенность (Ивановский, 1974).

В отношении древних и современных нагорных террас Урала это проявляется в тесной связи последних с трещиноватостью коренных пород (Боч, Краснов, 1951; Долгушин, 1951; Стригин, 1964). Уступы нагорных террас обычно привязаны к наиболее развитым вертикальным тектоническим трещинам, отчего они часто не выдержаны по своему простиранию и не всегда согласуются с общим падением склона. Поверхности террас совпадают с плоскостями горизонтальной или слабонаклонной отдельности коренных пород.

Итак, ступенчатость горных склонов обусловлена прежде всего тектоникой и литологией пород, а нивально-солифлюкционная морфоскульптура возникла в результате экзогенной препарировки трещин отдельностей. Исходя из этого, ступенчатость второго порядка относят к литолого-скульптурному типу форм рельефа (Стригин, 1964). С помощью барометрического нивелирования в исследуемом районе выявлено шесть основных уровней развития плейстоценовых нагорных террас, площадки которых находятся на следующих абсолютных высотах: 430–440; 480–490; 530–550; 570–580; 610–630 и 660–670 м. Каких-либо однозначных связей развития террас с экспозицией и общей крутизной склона не обнаружено.

Уступы нагорных террас индицируют зоны повышенной трещиноватости и, следовательно, более высокой обводненности коренных пород. Выходящие у подножия уступов грунтовые и подземные воды участвуют в режиме увлажнения нижележащих площадок террас, способствуя процессам гидроморфизации местоположений с наименьшими уклонами и затрудненным стоком. В то же время на самих уступах и вблизи бровок террас со скелетными хорошо дренируемыми почвогрунтами доминируют процессы литоморфизации. В этом сказывается роль

террасированного низкогорного рельефа как интегрирующего экологического фактора.

2.6.3. Периодическая система сопряженных рядов ландшафтных фаций

Формы реликтовой нивально-солифлюкционной морфоскульптуры относятся к рангу внутриландшафтных единиц рельефа с топологическим уровнем размерности; они формируют локальные типы местоположений и в связи с этим могут быть названы геотопами. Нагорные террасы наплыва образуют геоморфологический каркас ландшафтной структуры южнотаежного низкогорья Среднего Урала в пределах каждого структурно-денудационного уровня первого порядка. Ступенчатость вершин, склонов и подножий горных гряд и останцовых массивов создает предпосылки для развития на разных высотных уровнях физиотопов-аналогов, привязанных к вполне определенным мезо- и микроформам террасовой морфоскульптуры и образующих отчетливо выраженную периодическую систему территориального распределения сопряженных рядов ландшафтных фаций и их групп.

Каждый сопряженный ряд фаций приурочен к различным частям двух смежных террас, начинаясь от уступа вышележащей террасы с литоморфными и сублитоморфными местоположениями и заканчиваясь на площадке нижележащего уровня, где развиты оптимально увлажненные (мезоморфные), а также в различной степени переувлажненные (субгидроморфные, гидроморфные и супергидроморфные) физиотопы. Явление сопряженности двух или нескольких ПТК состоит в однонаправленном движении водно-минерального вещества между физиотопами, приуроченными к различным элементам мезо- или микрорельефа. Следовательно, геоморфологические условия предопределяют своего рода векторную латеральную структуру надфациальных природных комплексов — урочищ, местностей, ландшафтов.

Каждая литоморфная или сублитоморфная фация, приуроченная к уступу террасы с наиболее близким залеганием материнских пород, постоянно пополняет нижележащие топогеосистемы своего парагенетического ряда продуктами выветривания — тонкодисперсным материалом с питательными веществами. Эта фация служит «кладовой» минеральных веществ, поступающих из коренных пород и вовлекаемых в биогеохимический круговорот по мере денудационного среза и выколаживания уступа террасы.

Крайнюю степень литоморфизации природного комплекса характеризуют следующие признаки: скелетность (вплоть до крупноглыбистости) почвенно-грунтового субстрата, упрощение и уменьшение по мощности вертикального почвенного профиля, почти полное затухание подзолообразовательного процесса, поверхностное ожелезнение почвы, разреживание древесно-кустарниковых ярусов, обеднение состава напочвенного растительного покрова (вплоть до тонкого пятнисто-разорванного слоя зеленых мхов и лишайников, одевающих погребенные курумники на уступах террас).

Периодичность пространственного распределения физиотопов в системе гора–долина проявляется также в режимах почвенно-грунтового увлажнения элементарных геосистем. На фоне общего роста влагосодержания в почве от водоразделов к днищам межгорных понижений должны выделяться «положительные пики» повышенной влажности в средних и тыловых частях площадок нагорных террас, долинных педиментов и террас наплыва.

Не менее характерны также «отрицательные пики» пониженной влажности, приуроченные к уступам террас с более скелетным субстратом. Горизонтальные и субгоризонтальные площадки террасовой морфоскульптуры служат местными промежуточными аккумуляторами влаги в почво-грунтах. На каждой из них как бы заканчивается локальный цикл концентрации плоскостного и линейного стока в данном сопряженном ряду фаций, а ниже начинается новый цикл следующего ряда.

Б.П. Колесников (1956) при характеристике экологических условий горных лесов выделяет для каждого склона три основные полосы с различным денудационным режимом: полосу сноса, транзита и аккумуляции. Применительно к нивально-солифлюкционной морфоскульптуре сопряженность ландшафтных фаций проявляется в последовательном переходе от ТЭ местоположения на уступе террасы к ТА (см. Главу 1, раздел 1.4) — на нижележащих покатых участках террасовой площадки с умеренным дренажем, а затем к аккумулятивному — на ее субгоризонтальных участках, где сток затруднен.

В отношении водно-минеральных экологических условий первый тип МП (см. Главу 1, раздел 1.4) характеризуется почти исключительно литоморфностью и сублитоморфностью, второй — преимущественно мезоморфностью и субгидроморфностью, третий — главным образом гидроморфностью. Сопряженные ряды долинных фаций заканчиваются внизу супераквальными местоположениями с гидроморфностью и супергидроморфностью. Таким образом, каждая фация в сопряженном ряду может характеризоваться двумя экологическими параметрами — геотопом и эдафотопом (см. табл. 2.2). В соответствии с этим она получает двойное название: например, литоморфная элювиальная фация, литоморфная трансэлювиальная, гидроморфная аккумулятивная и т.д. (рис. 2.5).

Упомянутый выше плакорный ряд фаций в низкогорной темнохвойной тайге Среднего Урала распространен на мезоморфных и сублитоморфных эдафотопях ТЭ и ТА типов МП (М^{тэ,та}, СЛ^{тэ,та}). Остальным физиотопам соответствуют, согласно классификации типов леса Висимского заповедника (Колесников, 1975), следующие группы почвенно-растительных комплексов:

1) литоморфным Э и ТЭ физиотопам — пихто-ельники папоротниково-высокотравные и моховые (на россыпях) на горно-лесных бурых маломощных и примитивно-аккумулятивных свежих почвах, развитых на супесчано-щебнистом элювии и делювии;

2) субгидроморфному ТА физиотопу — пихто-ельники с редкой примесью березы и кедра крупнопоротниковые, аконитово-высокотравные и хвощово-мел-

котравные на бурых горно-лесных неоподзоленных контактно оглеенных (на горных склонах) и слабоподзоленных глеевых (в речных долинах) почвах, развитых на хрящеватом среднем и тяжелом суглинке делювия;

3) гидроморфным ТА и А физиотопам — пихто-ельники с примесью кедра и редко березы (в долинах ельники с примесью кедра и пихты) хвощово-зеленомошные с мелкотравьем, мелкими папоротниками и редкими кустарничками на влажных и сырых скрытоподзолистых, слабооторфованных и торфянисто-глееватых почвах, развитых на хрящеватом средне- и тяжелосуглинистом делювии;

4) СпГА физиотопу — ельники с примесью кедра и березы хвощово-сфагновые на мокрой торфянисто-глеевой и подзолисто-болотной почве, развитой на тяжелосуглинистом делювии и иловатом аллювии, с примесью гальки и гравия;

5) СпГСА физиотопу — высокопойменный елово-березовый заболоченный лес (согра) осоково-сфагновый с хвощом на мокрой торфянисто-болотной суглинисто-иловатой аллювиальной почве.

Следует заметить, что парагенетические фации в каждом сопряженном ряду вследствие природного многообразия форм нивально-солифлюкционной морфоскульптуры не имеют единообразного чередования в направлении от уступа террасы к ее площадке. Отдельные террасовые уступы и площадки выражены с неодинаковой четкостью; нередки случаи, когда один сопряженный ряд фаций в их пределах остается незаконченным и переходит ниже по склону в ряд следующего уступа (см. рис. 2.5).

Кроме того, положение плакорных фаций в каждом ряду не строго фиксировано, что сказывается на их экологических признаках. Чаще встречаются два типа фациальных сопряжений в пределах одной морфоскульптурной ступени. Первый тип имеет следующую смену фаций, сверху вниз: $L^{T3} \rightarrow C L^{T3} \rightarrow M^{Ta} \rightarrow C \Gamma^{Ta} \rightarrow \Gamma^a$, возникающую в тех случаях, когда уступ террасы без резкого перегиба переходит в площадку.

Группа плакорных фаций ($C L^{T3}$ и M^{Ta}) развивается непосредственно под литоморфной группой в верхней части площадки с заметным уклоном (до 7–10). Она находится в условиях оптимального минерального питания и хорошего дренажа. Второму типу сопряжений свойственно иное чередование фаций: $L^{Ta} \rightarrow C \Gamma^{Ta} \rightarrow M^{T3} \rightarrow C L^{Ta}$. У подножия достаточно крутого уступа с резким перегибом на субгоризонтальных МП распространена группа гидроморфных и субгидроморфных фаций, между тем как ПТК плакорного типа приурочены к нижележащей прирочной полосе террасовой площадки. В этом случае плакорные фации от «очага» минерального питания (фации L^{T3}) отделены аккумулятивными МП с признаками гидроморфизации, где происходит значительный перехват поступающих сверху минеральных веществ.

Ландшафтно-геоморфологическая ярусность первого порядка в сочетании с морфоскульптурной контрастностью вызывает ряд локальных «экологических смещений», имеющих масштабы зонально-регионального и высотно-поясного ранга и вызывающих появление мнимокоренных, по терминологии В.Б. Сочавы

(1962), природных комплексов. Первое из них характеризуется присутствием на гидроморфных местоположениях днищ речных долин представителей средней и даже северной тайги Урала — кедрово-еловых мохово-кустарничковых мелкотравных лесов на подзолисто-глеевых и торфяно-болотных почвах. Возникает локальный вариант высотной инверсии природных зон.

Вторым примером «экологического смещения» служит развитие липняковых пихто-ельников с преобладанием неморального разнотравья и бурых горно-лесных скрытоподзолистых почв на средних и нижних хорошо прогреваемых горных склонах южных экспозиций, имеющих небольшую крутизну (3–7°) и трофный субстрат. Эти экстразональные ПТК приурочены к сублитоморфным ТЭ местоположениям второго яруса и являются представителями подзоны широколиственно-хвойных лесов, лежащих к юго-западу от описываемого района.

В качестве 3-го примера можно назвать распространение на типах МП Л³⁻⁷ и СЛ³ водораздельных вершин верхнего геоморфологического уровня (выше 650 м) высокотравных парковых пихто-ельников в сочетании с псевдосубальпийскими луговинами на дерново-луговых слабожелезненных скелетных почвах. Эти природные комплексы имеют черты подгольцового высотного пояса, который на данных широтах Среднего Урала лежит обычно на 130–150 м выше. Считается, что появление их на столь низких отметках предопределено эдафическими факторами (Горчаковский, 1968), обусловленными геоморфологией.

Эти примеры локальных «экологических смещений» подтверждают наличие природных взаимосвязей района Висимского заповедника с соседними горными и равнинными территориями. Локальные экологические контрасты в южной низкогорной тайге Среднего Урала столь значительны, что они становятся соразмерными по своему природному эффекту с зонально-региональной нормой физико-географического фона данной территории. На сравнительно небольшой площади мы находим целую гамму территориальных взаимопроникновений природных признаков не только соседних, но нередко и весьма удаленных друг от друга физико-географических зон, провинций и высотных поясов.

Каждый сопряженный ряд ландшафтных фаций в пределах одного морфоскульптурного комплекса можно объединить в микрогеохору (урочище), где прослеживается следующая смена местоположений (см. табл. 2.2): Э → ТЭ → ТА → А → СА (два крайних звена необязательны). В границах каждого структурно-денудационного уровня первого порядка, т.е. каждого ландшафта, вся система сопряженных рядов фаций по одному из характерных профилей образует мезогеохору (местность).

На территории заповедника выделяется три основных типа местности:

1) низкогорно-водораздельный преимущественно Э (водораздельная мезогеохора), соответствующий верхнему структурно-денудационному ярусу;

2) низкогорно-водосборный преимущественно ТЭ (водосборная мезогеохора), расположенный в пределах среднего яруса;

3) межгорно-долинный преимущественно ТА (долинная мезогеохора), лежащий в нижнем ярусе.

Итак, двухуровневая система ороэктона в южнотаежном низкогорье западного макросклона Среднего Урала служит ярким примером геоморфологически предопределенной дифференциации малых природных комплексов в условиях остаточного-денудационной древней (герцинской) горной страны. Верхний, морфоструктурный, уровень литолого-тектонического происхождения состоит из трех высотных ярусов. Второй, морфоскульптурный, уровень имеет нивально-солифлюкционный генезис и складывается из верхнеплейстоценовых нагорных террас наплыва с долинными педиментами. Ступенчатость вершин, склонов и подножий горных гряд создает предпосылки для развития на разных высотных ярусах физиотопов-аналогов, привязанных к определенным мезо- и микроформам террасовой морфоскульптуры и образующих вполне отчетливую периодическую систему сопряженных рядов ландшафтных фаций. Последняя предопределяет векторную латеральную структуру надфациальных геосистем — урочищ, местностей и ландшафтов.



Глава 3

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИНЦИПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОНАЛЬНОГО ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ПРОСТРАНСТВА И ЕГО ГРАНИЦ

3.1. Зональный комплекс как триггерная система

На языке статистической физики, ландшафтную структуру природной зоны, выраженную определенным набором и пространственной упорядоченностью видов ландшафтов, можно именовать макросостоянием зоны, а каждый вид ландшафта есть ее микросостояние. Тогда чередование видов ландшафтов по тому или иному вектору зонального геопространства будет означать смену микросостояний природной зоны. Если эта смена упорядочена и соответствует изменениям градиентов фонового поля некоторого вещественно-энергетического фактора, то правомерно говорить о зоноформирующей функции этого фактора.

Пространственная упорядоченность гео(эко-)систем, обусловленная действием тех или иных ландшафтно-геофизических факторов (прежде всего, климатических), может служить аналогом их смен во времени, что и лежит в основе методов геоэкологического прогнозирования.

Однако, как подчеркнул А.Д. Арманд (1989), здесь необходимо предусмотреть, чтобы пространственные и временные ряды гео(эко-)систем характеризовали один и тот же процесс, т.е. определялись динамикой одних и тех же факторов, при максимальном снятии «шумового» эффекта структурной памяти системы — влияния геолого-геоморфологической основы. Тогда смена микросостояний зональной системы по градиенту того или иного гидротермического фактора правомерно рассматривать как аналог движения во времени в сторону соответствующих изменений климатической системы.

Познание механизмов формирования зональной (подзональной) границы как сложного процесса пространственно-временного взаимодействия соседних ландшафтов различного типа (подтипа) существенно облегчается, если использовать модельные представления о триггерных геосистемах и их гистерезисных свойствах (Арманд, Ведюшкин, 1989; Ведюшкин, 1989, 1992). Как известно, триггер представляет собой систему, состоящую из множества равновесных состояний (множества подсистем), которое отвечает условиям, когда система стабильна в любом из двух сравниваемых состояний. В каждом случае триггер рассматривается как совокупность двух альтернативных конкурирующих подсистем, нахо-

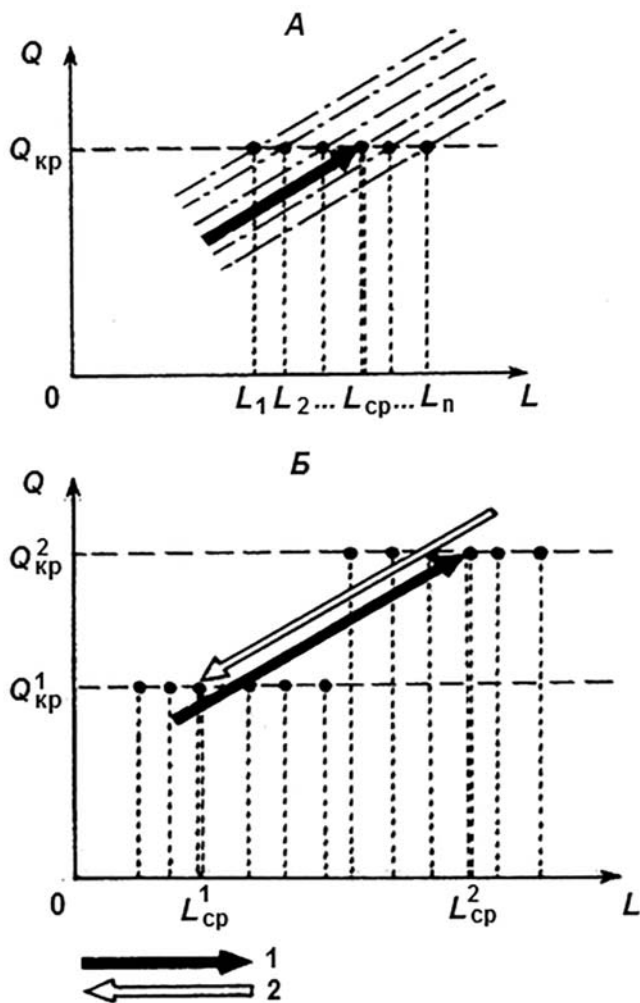


Рис. 3.1. Схема, иллюстрирующая триггерный характер зональной (подзональной) границы. Объяснения в тексте.

дящихся в состоянии неустойчивого равновесия. Переход из одного состояния в другое называется переключением триггера.

Для пояснений обратимся к рис. 3.1. Границы геосистемы в поле ландшафтообразующего фактора Q определяется некоторым его критическим значением $Q_{кр}$, которое приурочено, в силу стохастичности ландшафтных связей, к множеству n точек, находящихся на различных расстояниях L_1, L_2, \dots, L_n от начала координат в направлении градиента изменения параметра Q (см. рис. 3.1А). В каждой паре такой диффузной группы точек с $Q_{крит}$ можно найти среднее значение этого

расстояния (L_{cp}). Траектория ординации геосистем по данному фактору в области равновесных состояний образует «складку», или петлю гистерезиса, поэтому гистерезис рассматривается как несовпадение прямой (1) и обратной (2) траекторий смены равновесных состояний в пределах триггера (рис. 3.1 Б). Возникают две диффузные группы точек, с их средними расстояниями (L_{cp}^1 и L_{cp}^2), которым соответствуют неодинаковые критические значения ландшафтообразующего параметра ($Q_{\text{кр}}^1$ и $Q_{\text{кр}}^2$). Разность $L_{\text{cp}}^1 - L_{\text{cp}}^2$ характеризует ширину петли гистерезиса, т.е. силу экотона, по терминологии (Hansen and di Castry, 1992), которую можно оценить по разности $Q_{\text{кр}}^1 - Q_{\text{кр}}^2$.

Для гистерезиса необходимы два контура отрицательной обратной связи между конкурирующими подсистемами и два контура обратной связи положительной у каждой подсистемы с создаваемой ею вторичной средой. Взаимоотношение двух соседних экосистем, граница между которыми обусловлена внешними, изменчивыми во времени факторами физико-географического фона (такowymi являются, прежде всего климатические), можно отнести к категории конкурентных отношений, по: Арманд (1989), когда между экосистемами преобладают взаимно отрицательные связи.

В триггерной полосе зонального экотона достаточно устойчивы обе конкурирующие экосистемы из соседних природных зон (подзон). Гистерезисный характер этой полосы выражается в том, что следующая по градиенту фонового климатического фактора экосистема (или ее важнейший структурный элемент) появляется раньше, чем полностью исчезает либо утрачивает свои основные структурные элементы предыдущая экосистема. Явление гистерезиса, собственно говоря, и служит причиной того, что природный рубеж имеет чаще всего характер диффузной, или пятнистой, полосы (Ведюшкин, 1989, 1992) с определенной шириной; резкие линейные границы — скорее исключение, чем правило.

Диффузность пограничной полосы выражена ее хорошо известной мозаичностью — взаимопроникновением структурных элементов в ареалы соседних гео(эко-)систем. Такая ландшафтная мозаика особенно свойственна зональным экотонам. Благодаря ей, извилистость зональной границы между ландшафтными ареалами оказывается гораздо больше тангенциальных пространственных флуктуаций (извилистости изолиний) самих климатических факторов. Это и есть конечный результат гистерезиса зональных переходов. Чем сильнее выражено локальное преломление физико-географического фона и чем выше эдификаторная роль биотического ядра экосистемы (прежде всего, растительности), тем отчетливее должен проявиться гистерезис и тем соответственно шире и извилистее будет пограничная полоса между двумя конкурирующими экосистемами зонального уровня. Применительно к зональной границе ширину «петли гистерезиса» можно выразить разницей между максимальным и минимальным значениями рассматриваемого климатического параметра для данного пограничного вида ландшафта.

Вместе с тем, аналогичная мозаичность гео(эко-)систем в пограничной полосе может создаваться и влиянием других факторов, не ответственных за появ-

ления данной ландшафтно-зональной границы, — например, литологии горных пород, гидрологического режима почво-грунтов, формы рельефа. В этом случае петля гистерезиса создается не только эдификаторной ролью данной пограничной гео(эко-)системы, но и положительным воздействием второстепенных факторов, которые до определенной степени компенсируют отрицательные изменения ведущего (климатического) фактора и способствуют сохранению прежней структуры системы в пределах некоторой территории.

Межзональный пространственный гистерезис как «остаточное» явление возникает, по-видимому, в результате многократных осцилляций зональной границы под воздействием циклических колебаний климата. При этом неизбежно участие локальных факторов гидро-литогенного ряда (типа местоположения, экспозиции и крутизны склона, мехсостава почвы и почвообразующих пород, глубины залегания грунтовых вод и др.), которые, во-первых, трансформируют мощность внешних (фоновых) сигналов, проходящих по внутренним каналам связи в системе фитоценоз–экотоп, а во-вторых, — препятствуют восстановлению первоначального сукцессионного звена топоэко системы после завершения очередного климатического ритма. Таким образом, необходимым условием проявления гистерезиса является достаточно сильно выраженная положительная обратная связь фитоценоза с локальными факторами местообитания (по принципу самоиндукции), что обеспечивает определенную устойчивость топоэко системы при неблагоприятных изменениях климатического фона. В результате этого временной гистерезис превращается в пространственный, поэтому «двигаясь через экотон — переходную полосу между биоценозами, ландшафтами, природными зонами, мы повторяем эволюцию геосистемы в эпохи ухудшения или улучшения климатических условий» (Арманд, Ведюшкин, 1989, с. 42).

Примером гистерезиса мезомасштабного уровня может служить проникновение хвойнолесных природных комплексов Волжского бассейна в общем случае на юг по задровым долинам и, напротив, — неморальнолесных геосистем на север по суглинистым эрозионным междуречьям на зональном экотоне смешанных и широколиственных лесов. На уровне топологических ландшафтных сопряжений аналогичный, но более дробный, процесс диффузии зональной границы связан с литогенными и гидротермическими контрастами между элювиальными, транзитными и аккумулятивными звеньями катены.

Необходимо обратить внимание на пространственное положение зональных ландшафтных границ относительно «зон» повышенных климатических градиентов. Если эта граница, представленная обычно сменой доминантных типов или подтипов ландшафтов, совпадает с резко выраженными градиентами зоноформирующих факторов среды, а в промежутках между этими полосами таких ландшафтных аномалий не наблюдается (рис. 3.2 а), то это значит, что мы имеем дело с квазистационарным, или квазигомеостатическим, по А.Д. Арманду (1989), процессом перехода от ядра зональной гео(эко-)системы к ее периферии. Подобная часть зонального пространства представляет собой достаточно открытую систему

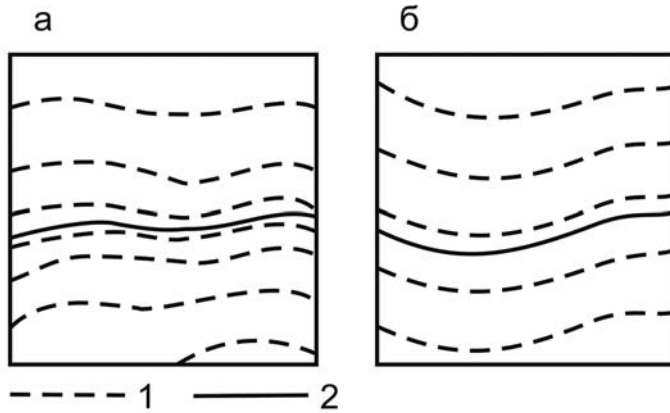


Рис. 3.2. Два типичных случая положения зональной границы в гидротермическом поле. 1 — изолинии климатического параметра; 2 — положение зональной границы.

для воздействия внешних климатических факторов, которые поэтому играют ведущую роль во внутри зональной территориальной мозаике ландшафтов.

Обладая слабо выраженной буферностью, т.е. низким порогом восприятия внешнего воздействия, пограничные ландшафты этих участков природной зоны отслеживают изменения состояния климатической системы, демонстрируя адекватную ответную реакцию на эти изменения. Высокая чувствительность ландшафтной структуры к флуктуациям зоноформирующих факторов указывает на преобладание внешних взаимодействий (зонально-региональных) над внутренними (топологическими). Это, в свою очередь, должно приводить к потере зональным экотонном гистерезисных свойств и соответственно — к сужению и усилению резкости зональной границы. При этом, сохраняется относительно широкая область гомеостатического пространства в самом ядре природной зоны, где зональные типы ландшафтов достаточно устойчивы.

Если же кардинальная смена типов или подтипов ландшафтов не соответствует в явном виде резкому изменению состояния ведущего климатического фактора (рис. 3.2 б), т.е. не приурочена к его полосе с повышенными градиентами, то следует, по-видимому, говорить о достаточной замкнутости каждой из приграничных гео(эко-)систем, об эффективном преломляющем воздействии локальных факторов, выборочно подавляющих или, напротив, усиливающих фоновые сигналы, т.е. об определенном приоритете внутренних взаимодействий в системе фитоценоз — экотоп.

Соответственно, должны увеличиваться и извилистость пограничной полосы, а также ее структурная «пятнистость», что будет указывать на усиление гистерезисных свойств приграничных гео(эко-)систем. При ведущей роли геоморфологической контрастности провинциального ранга и выше, т.е. выходящей за

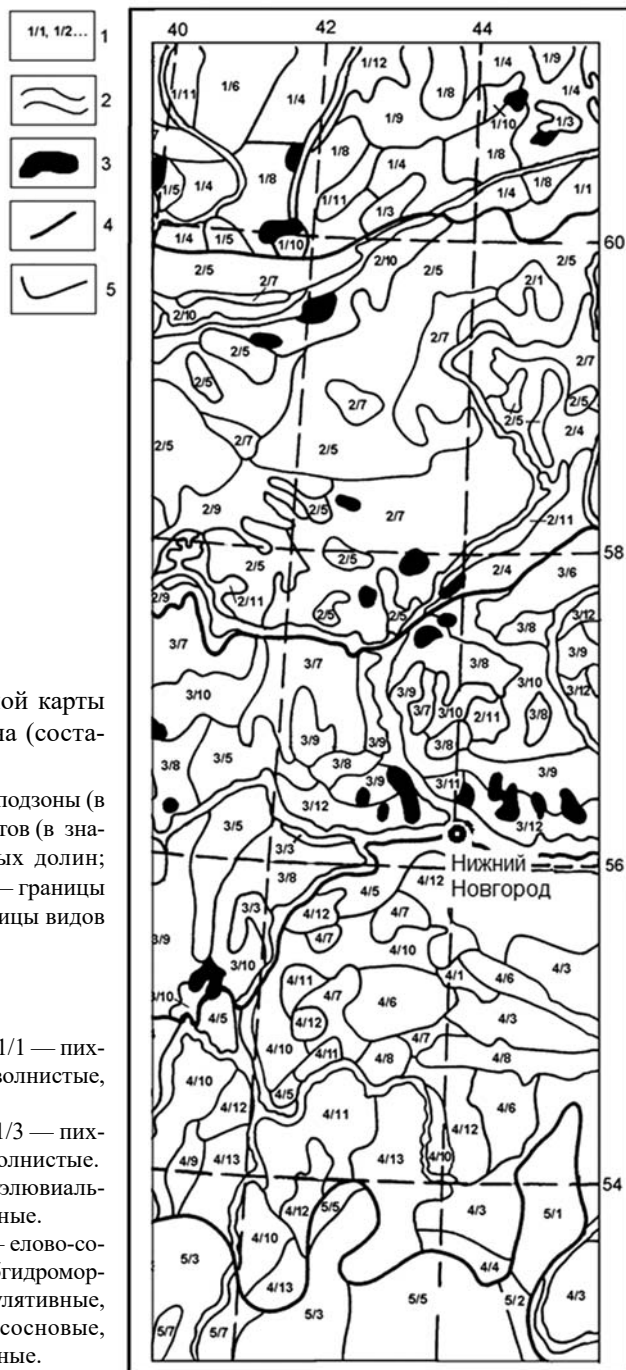


Рис. 3.3. Фрагмент ландшафтной карты территории Волжского бассейна (составитель В.П. Юнина).

1 — обозначения номера зоны или подзоны (в числителе) и номера вида ландшафтов (в знаменателе); 2 — ландшафты речных долин; 3 — заболоченные территории; 4 — границы природных зон (подзон); 5 — границы видов ландшафтов.

Роды и виды ландшафтов

Среднетаежные

I. *Эрозионно-денудационные (э-д)*: 1/1 — пихтово-еловые элювиальные, пологоволнистые, гидро-литоморфные.

II. *Денудационно-зандровые (д-з)*: 1/3 — пихтово-еловые, транзитные, пологоволнистые.

III. *Моренные (м)*: 1/5 — ельники элювиальные, транзитные, гидро-литоморфные.

IV. *Моренно-зандровые (м-з)*: 1/8 — елово-сосновые и сосновые транзитные, субгидроморфные; 1/9 — сосняки трансаккумулятивные, субгидроморфные 1/10 — елово-сосновые, трансаккумулятивные, гидроморфные.

Южнотаежные

- I. *Эрозионно-денудационные (э-д)*: 2/1 — пихтово-еловые, элювиальные, полого-увалистые, суглинистые, гидро-литоморфные.
- II. *Денудационно-зандровые (д-з)*: 2/3 — пихтово-еловые, транзитные, гидро-литоморфные; 2/4 — пихтово-еловые и сосновые транзитные, гидро-литоморфные.
- III. *Моренные (м)*: 2/5 — ельники элювиальные, холмистые, гидро-литоморфные.
- V. *Зандровые (з)*: 2/7 — сосновые, трансаккумулятивные плоско-волнистые, на мощных песках, субгидроморфные; 2/8 — елово-сосновые, трансаккумулятивные, гидроморфные.
- VII. *Долиннозандровые (д/з)*: 2/11 — елово-сосновые, аккумулятивные, плоско-волнистые, гидроморфные.

Подтаежные

- I. *Эрозионно-денудационные (э-д)*: 3/1 — широколиственно-пихтово-еловые, элювиальные, пологоволнистые, суглинистые, сублитоморфные.
- III. *Денудационно-зандровые (д-з)*: 3/4 — пихтово-еловые и елово-сосновые транзитные, пологоволнистые, гидро-литоморфные; 3/5 — широколиственно-сосновые, транзитные, полого-волнистые, гидро-литоморфные.
- IV. *Моренные (м)*: 3/7 — еловые, сложные, элювиальные, полого-холмистые, гидро-литоморфные.
- V. *Моренно-зандровые (м-з)*: 3/8 — еловые, транзитные, субгидроморфные.
- VI. *Зандровые (з)*: 3/9 — еловые и елово-сосновые, трансаккумулятивные, субгидроморфные; 3/10 — еловые и елово-сосновые, трансаккумулятивные, гидроморфные.
- VII. *Озерно-аллювиальные и озерно-ледниковые (оз/л)*: 3/11 — еловые, транзитные, гидроморфные.
- VIII. *Долиннозандровые (д/з)*: 3/12 — сосновые и елово-сосновые, аккумулятивные, гидроморфные.

Широколиственнолесные

- I. *Эрозионно-денудационные (э-д)*: 4/1 — дубово-липовые, элювиальные, литоморфные; 4/2 — ясенево-липово-дубовые, элювиальные, с карстовыми формами, литоморфные; 4/3 — дубово-липовые, элювиальные литоморфные.
- 4/4 — липово-дубовые, с сосной, трансэлювиальные, холмисто-увалистые, с карстовыми формами, литоморфные.
- II. *Эрозионные (э)*: 4/5 дубово-липовые, трансэлювиальные, литоморфные; 4/6 — дубово-липовые, трансэлювиальные, литоморфные.
- III. *Денудационно-зандровые (д-з)*: 4/7 — широколиственно-елово-сосновые, транзитные, сублитоморфные.
- IV. *Моренно-зандровые (м-з)*: 4/9 — сосново-елово-широколиственные, транзитные, гидро-литоморфные.
- V. *Зандровые (з)*: 4/10 — елово-сосновые и сосновые, трансаккумулятивные, гидро-литоморфные; 4/11 — широколиственно-сосновые и елово-сосновые, трансаккумулятивные, плоские и пологоволнистые, субгидроморфные.
- VI. *Озерно-ледниковые и озерно-аллювиальные (оз/л)*: 4/12 — дубово-липовые, с сосной и елью, транзитные, сублитоморфные; 4/13 — дубово-липовые, транзитные, сублитоморфные.

Лесостепные

- I. *Эрозионно-денудационные (э-д)*: 5/1 — луговые степи в сочетании с липово-дубовыми и дубовыми лесами, элювиальные, литоморфные; 5/2 — луговые степи с дубовыми лесами и сосняками, трансэлювиальные, литоморфные.
- II. *Озерно-ледниковые и озерно-аллювиальные (оз/л)*: 5/3 — луговые степи в сочетании с широколиственными лесами, транзитные, сублитоморфные.
- V. *Древнеаллювиальные (д/алл)*: 5/7 — широколиственно-сосновые и сосновые, трансаккумулятивные, гидро-литоморфные.

рамки локальных различий, зональная пограничная полоса резко суживается, наглядным примером чего служит Главный ландшафтный рубеж Русской равнины, проходящий по системе долин Ока – Волга – Кама. Такие природные рубежи по существу теряют триггерные свойства, поэтому здесь вряд ли возможно длительное состояние равновесия двух конкурирующих ландшафтно-зональных систем.

3.2. «Экологизация» ландшафтной карты

Ландшафтная карта основного водосбора Волжского бассейна, фрагмент которой представлен на рис. 3.3, составлена В.П. Юниной в рабочем масштабе 1:2 500 000 (Коломыц и др., 1995). В основу классификации ландшафтов и соответствующей легенды к ландшафтной карте положена классификационная система А.Г. Исаченко (1965, 1985), которая учитывает основные ландшафтообразующие факторы и закономерности формирования ландшафтов на региональном уровне. Классификационными объединениями наиболее высокого ранга приняты зональные группы, соответствующие зональным подразделениям суши. Сочетание зональных и секторных (связанных со степенью континентальности климата) критериев позволили выделить *зонально-секторные типы и подтипы ландшафтов*.

На нижних ступенях ландшафтной классификации определяющими критериями служат субрегиональные и локальные признаки литогенного фактора. По генезису, общим чертам морфогенетических комплексов рельефа и их возрасту выделяются роды ландшафтов, т.е. их генетические группы (эрозионно-денудационные, моренные, зандровые и т.д.). Литологический и механический состав почвообразующих пород и формы мезорельефа предопределили выделение *видов ландшафтов*. В качестве диагностических признаков здесь использованы также почвенно-растительные признаки.

Для целей ландшафтно-экологического анализа и фонового экологического прогнозирования, связанного с изменениями глобально-регионального климата, традиционная легенда к мелкомасштабной ландшафтной карте оказывается, вообще говоря, малоприменимой, поскольку в основу выделения основных ландшафтных единиц (видов ландшафтов) положены консервативные литогенные признаки, практически не реагирующие на вековые и даже сверхвековые колебания климата. Необходимо было «насытить» легенду такими экологическими признаками, благодаря которым в облике видов ландшафтов более четко отражались бы зонально-региональные особенности биоклиматической системы (см. ниже).

С этой целью в легенду были внесены два признака: 1) тип местоположения (элювиальный, трансэлювиальный, транзитный и т.д.) и 2) степень литоморфности–гидроморфности. Первый признак позволяет группировать природные комплексы в определенную парагенетическую (векторную) систему, все звенья которой взаимосвязаны латеральными геопотоками, которые служат носителями распространения тех или иных внешних, в том числе антропогенных, воздействий (Коломыц, 1988).

Этот подход основан на классической полыновской схеме ландшафтных сопряжений. Он заимствован из геохимии ландшафтов и получил уже широкое распространение в ландшафтных исследованиях, однако до сих пор применялся преимущественно на топологическом (крупномасштабном) уровне анализа (Глазовская, 1964; Исаченко, 1965, Крауклис, 1969; и др.). Между тем, сам Б.Б. Полынов (1956) подчеркивал, что его схема в равной мере может описывать векторные пространственные связи и на всех вышестоящих уровнях организации биосферы, вплоть до системы «суша – океан».

В среднем масштабе вполне могут выделяться «...так называемые региональные типы местоположений» (Барш, 1980, с. 105), особенно если геоморфологический каркас рассматриваемой территории обладает свойством векторности. Это как раз характерно для Средней полосы Русской равнины (Коломыц и др., 1995). В течение неогена-плейстоцена в результате дифференцированных тектонических движений и избирательной аккумуляции толщ ледниковых и водно-ледниковых отложений сформировалась достаточно четко выраженная геоморфологическая «поляризация» территории (см. выше), предопределившая современную систему мезомасштабных (региональных и субрегиональных) ландшафтных сопряжений: от элювиального и трансэлювиального на возвышенностях до аккумулятивного и супераккумулятивного на низменностях.

Выделенные нами региональные типы местоположений соответствуют трем основным группам типов рельефа основного водосбора Волжского бассейна, по А.А. Асееву (Средняя..., 1967): 1) элювиальные (Э) и трансэлювиальные (ТЭ) местоположения — положительным морфоструктурам, т.е. возвышенным равнинам; 2) аккумулятивные (А) и трансаккумулятивные (ТА) — отрицательным морфоструктурам, т.е. низменностям; 3) транзитные (Т) местоположения — промежуточным средневысотным равнинам. Исходя из этого, все виды ландшафтов в пределах каждой природной зоны (подзоны) были разнесены нами по типам мезоместоположений — от элювиального водораздельного до аккумулятивного долинного. Такие факторально-динамические ряды субрегионального уровня, или мезокатены (рис. 3.4), в отличие от уровня локального, топологического (Сочава, 1967; Крауклис, 1969), являются собирательными, поскольку в своем полном виде на конкретных ландшафтных профилях (мезотрансектах) встречаются редко. В большинстве случаев выпадает одно из верхних звеньев ландшафтного сопряжения (элювиальное или трансэлювиальное), а два нижних звена: трансаккумулятивное и аккумулятивное, — в условиях равнинного рельефа бывают трудно различимы либо просто замещают друг друга.

Как видно на схеме, наибольшим разнообразием видов ландшафтов в зонах широколиственных и смешанных лесов, т.е. в полосе тяготения к Главному ландшафтному рубежу Русской равнины, отличаются транзитные макроместоположения — средние участки пологоволнистых склонов междуречий. Значительное, хотя и гораздо меньшее ландшафтно-видовое разнообразие свойственно элювиально-трансэлювиальным (автономным) местоположениям — пологоволнистым

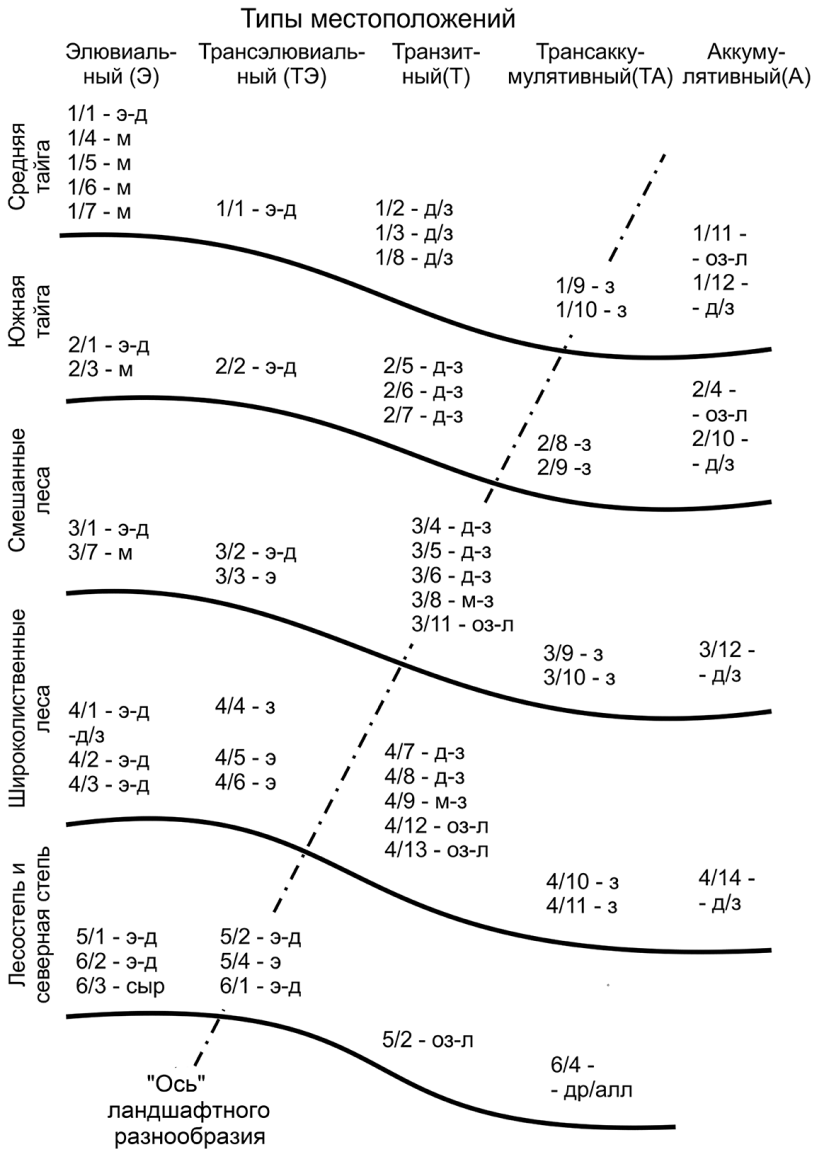


Рис. 3.4. Распределение видов ландшафтов по мезомасштабным типам местоположений в бореальном поясе и на бореальном экотоне Русской равнины.

1/1, 1/4, 1/5, ... — виды ландшафтов; Э, ТЭ, ... — типы местоположений. Роды (морфогенетические типы) ландшафтов: э-д — эрозионно-денудационные; э — эрозионные; д-з — денудационно-зандровые; м — моренные; м-з — моренно-зандровые; оз-л — озерно-ледниковые и озерно-аллювиальные; э-д — элювиально-делювиальные («сыртовые»); з — зандровые; др/алл — древнеаллювиальные.

и холмисто-увалистым водоразделам с эрозионным и эрозионно-денудационным рельефом. Подчиненные же местоположения (трансаккумулятивные и аккумулятивные) отличаются гораздо более бедным набором видов ландшафтов.

По мере удаления на север и на юг от главного ландшафтного рубежа Русской равнины наблюдается явное смещение «фокуса» ландшафтно-видового разнообразия с «типологического центра» мезокатены к одному из ее периферийных звеньев: на северном крыле бореального экотона (в южной тайге) к подчиненным ландшафтам, а на южном крыле (в лесостепи и северной степи) — к автономным. Такое смещение обусловлено, по-видимому, геолого-геоморфологическими и палеогеографическими причинами, и прежде всего – экзогенными процессами в недавнем геологическом прошлом, сформировавшими современные формы морфоскульптуры с комплексом рыхлых отложений. Чем активнее протекали эти процессы в плейстоцене и голоцене, тем разнообразнее оказалась литогенная основа ландшафтообразования и тем соответственно богаче стал набор видов ландшафтов. На северном крыле экотона преобладали процессы ледниковой и водноледниковой аккумуляции, с последующей эоловой и древнеаллювиальной переработкой насыпных форм рельефа, что и дало наибольшее видовое разнообразие ландшафтов аккумулятивных и трансаккумулятивных местоположений — в долинах крупных рек и на нижних участках коренных склонов.

Южное же крыло экотона, начиная с зоны широколиственных лесов, отличалось наиболее длительным проявлением эрозионно-денудационных процессов, с образованием на обширных возвышенных междуречьях разнообразных форм рельефа «пластового» типа, по терминологии К.К. Маркова (1986), и пестрого по механическому составу и мощности плаща склоновых отложений. Разнообразие литогенной основы ландшафтообразования здесь способствовали многочисленные местные базисы денудации. Этим, несомненно, и следует объяснить смещение «фокуса» видового разнообразия ландшафтов на южном крыле экотона в сторону элювиальных и трансэлювиальных местоположений, что особенно ярко заметно в лесостепной зоне.

С типами местоположений непосредственно связан второй используемый в данной ландшафтной классификации признак — степень литоморфности-гидроморфности. Этот признак служит «прямодействующим», по терминологии Л.Г. Раменского (1971), т.е. в полном смысле экологическим фактором. Как отмечено в работе Раковской и др. (1984), введение признака эдафического увлажнения как классификационного критерия на низших ступенях иерархии региональных природных комплексов позволяет связать воедино ландшафтообразующий эффект зональных и азональных факторов.

Альтернативность проявления лито- и гидроморфности обусловлена достаточно сложными и противоречивыми отношениями двух ландшафтообразующих свойств эдафотопов: степени почвенно-грунтового увлажнения, связанной с интенсивностью дренажа территории, и механического состава почвообразующих пород. Эта противоречивость вызвана тем, что указанные факторы интерфериру-

ют не только однозначно, но и нередко с разным знаком, как бы взаимно погашая общий экологический эффект.

В общем случае переход от возвышенно-равнинных местоположений к низменно-долинным сопровождается ухудшением дренажа и соответствующей активизацией процессов гидроморфизма, при ослаблении роли литоморфности. Процесс литоморфизации выражен преимущественно на хорошо дренируемых, особенно расчлененных, возвышенностях, откуда происходит вынос мелкозема, между тем как гидроморфизация свойственна низменно-долинным местоположениям, где наблюдаются накопление тонкодисперсного материала и перегрузка поверхностных и грунтовых вод.

Такая пространственная дифференциация лито- и гидроморфизма существенно возрастает, если при переходе от водоразделов к долинам одновременно происходит утяжеление механического состава рыхлых отложений (интерференция с одинаковым знаком). Дело в том, что в литоморфизации природного комплекса определяющее экологическое значение имеет содержание в почво-грунтах иловато-пылевых фракций (Михеев, 1974). При прочих равных условиях, чем оно меньше, тем выше скелетность почвообразующих пород и тем сильнее выражена литоморфность геосистемы. С ростом же содержания иловато-пылевой фракции идут утяжеление механического состава почво-грунтов (от связных песков и хрящеватых супесей до суглинков и глин) и одновременное увеличение их влажности за счет роста содержания рыхлосвязанной воды, что вызывает нарастающую гидроморфизацию всего природного комплекса.

Подобные условия складываются главным образом в южной (лесостепной) полосе бореального экотона Русской равнины. Здесь на всех формах мезорельефа доминируют тяжелые (или пылеватые) суглинки и глины, однако «фокус» этого доминирования смещается к древнеаллювиальным низменностям. В то же время эрозионно-денудационные склоны водоразделов покрыты гораздо более тонким суглинистым чехлом и нередко имеют выходы элюво-делювия плотных коренных пород (песчаников, глинистых сланцев, известняков, конгломератов), которые создают повышенную скелетность почво-грунтов. Таким образом, в зоне лесостепи литоморфность и гидроморфность — два альтернативных экологических фактора, последовательно замещающих друг друга в системе ландшафтных сопряжений на мезокатенах.

Более сложная ситуация складывается во всех лесных подзонах, причем здесь рельеф и субстрат чаще всего интерферируют с разным знаком. В средней и южной тайге, в смешанных и широколиственных лесах элювиальные и трансэлювиальные ландшафты являются областями доминирования не только выходов элювия коренных пород, но и тонкодисперсных отложений — от глинистых и тяжелосуглинистых до легких и опесчаненных суглинков. Более того, две последние разности распространены на всех типах местоположений, а в средней тайге редко встречающиеся легкие суглинки занимают в основном днища озерно-ледниковых понижений. В то же время пески и супеси приурочены главным образом

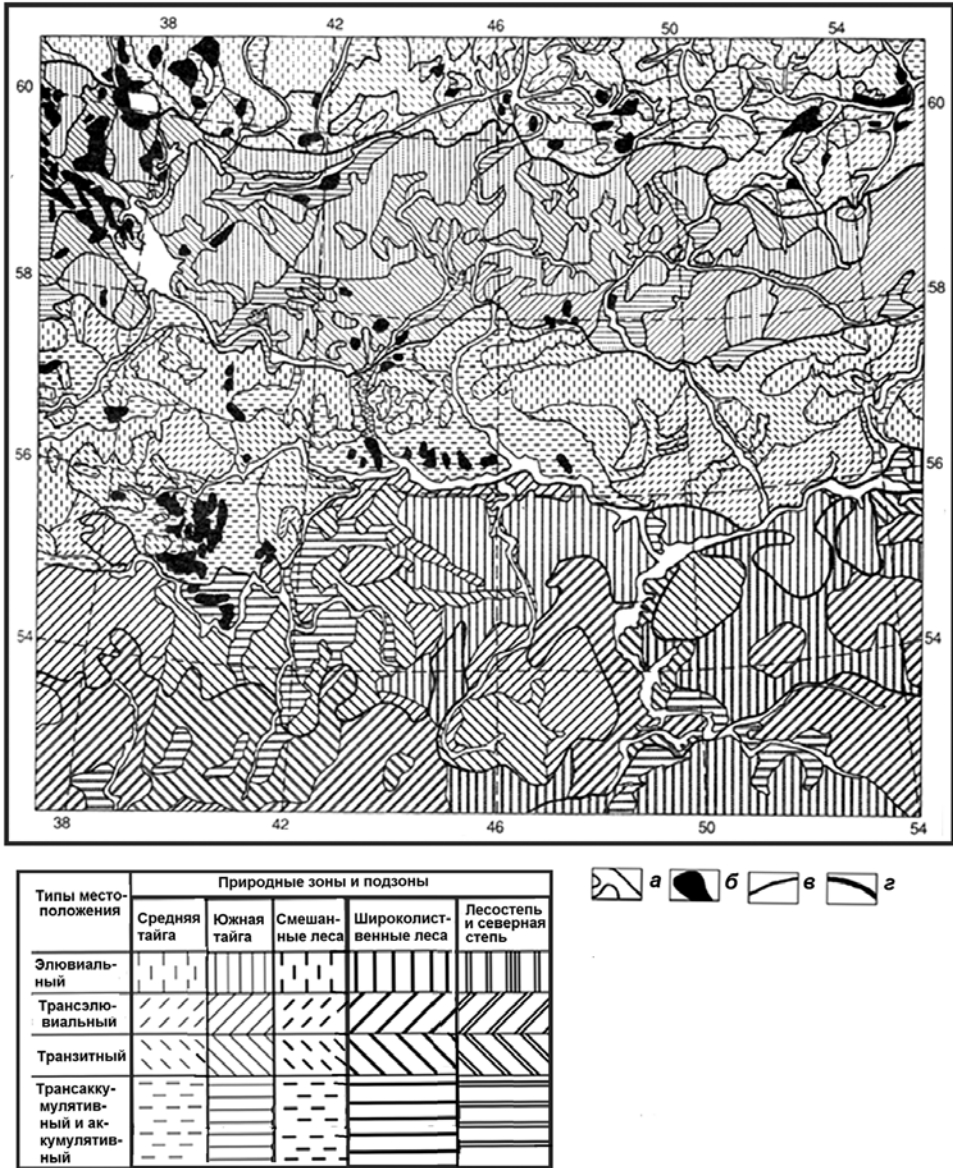


Рис. 3.5. Карта групп ландшафтов территории Волжского бассейна (масштаб 1: 7 000 000).

а — территории и акватории речных долин, озер и водохранилищ; *б* — заболоченные территории; *в* — границы групп ландшафтов; *г* — границы природных зон и подзон. 1–20 — порядковые номера групп ландшафтов.

к аккумулятивным и трансаккумулятивным местоположениям — днищам речных долин и примыкающим к ним нижним частям склонов междуречий.

Тем не менее несмотря на определенные «поправки» со стороны мехсостава почвообразующих пород, общий уровень почвенно-грунтового увлажнения, обусловленный типом местоположения, является ведущим экологическим фактором дифференциации лесных ландшафтов. Как показано в табл. 3.11, при спуске с хорошо дренируемых водоразделов к переувлажненным днищам речных долин происходит неизбежная смена доминантов напочвенного растительного покрова, указывающая на закономерные переходы уровней эдафического увлажнения гео(эко-)систем: от литоморфной и сублитоморфной категорий до субгидроморфной и гидроморфной.

Совершенно очевидной была необходимость повышения ранга низовых ландшафтных единиц, с объединением видов ландшафтов в более крупные категории. Для обозначения таких категорий мы использовали дефиницию «группы ландшафтов», в трактовке В.А. Николаева (1978). В основе этой дефиниции лежит та же полыновская схема в масштабе региональных типов местоположений. Это достаточно высокоранговые единства, идущие вслед за историко-генетическими классами и подклассами ландшафтов и стоящие выше их зональных типов. Согласно Николаеву, группы ландшафтов выделяются по типам водного и геохимического режимов: соотношениям атмосферного, грунтового и натеchnого увлажнения, степени дренированности территории, преобладанию выноса, транзита или накопления подвижных химических элементов.

На обобщенной для всех зон и подзон мезокатене мы выделили четыре типа уже упомянутых субрегиональных местоположений: элювиальный, трансэлювиальный, транзитный и аккумулятивный (совместно с трансаккумулятивным местоположением). По этим типам были распределены все 61 вид ландшафтов Волжского бассейна. Тип местоположения, или группа ландшафтов, по В.А. Николаеву, является «сквозной» таксономической единицей не только для самих ландшафтных типов и подтипов, но и для соответствующих им групп и классов растительных формаций и типов (подтипов) почв.

В целях приведения ландшафтов, растительности и почв к единому таксономическому рангу, мы провели объединение видов ландшафтов в более высокоранговые группировки, с учетом их принадлежности как к природной зоне (подзоне), так и к типу местоположения, и получили 20 *типологических групп ландшафтов* (рис. 3.5). Эти таксономические категории сохраняют в себе все отмеченные выше черты экологизации природных комплексов и являются весьма информативными, поскольку они выделяются по двум независимым друг от друга признакам — зонально-типологическому и морфогенетическому.

Каждая типологическая группа ландшафтов диагностируется входением в ту или иную природную зону (подзону) и типом местоположения (табл. 3.1), а также производным от этих исходных признаков свойством — соотношением факторов «литоморфность–гидроморфность», которые, как уже говорилось, за-

Таблица 3.1. Распределение групп ландшафтов Волжского бассейна в системе координат биоклиматической зональности, геоморфологических

Природные зоны и подзоны	Типы местоположений	Факторально-динамический тип эдафотопы				
		гидро-морфный	субгидро-морфный	гидро-лито-морфный	сублито-морфный	лито-морфный
Средняя тайга	Э			1*)		
	ТЭ			2		
	Т		3			
	ТА-А	4				
Южная тайга	Э			5		
	ТЭ		6	6		
	Т		7	7		
	ТА-А	8				
Смешанные леса	Э			9	9	
	ТЭ					10
	Т		11	11		
	ТА-А	12	12			
Широколиственные леса	Э					13
	ТЭ					14
	Т			15	15	
	ТА-А		16			
Лесостепь и северная степь	Э					17
	ТЭ					18
	Т				19	
	ТА-А			20		

* 1–20 – порядковые номера групп ландшафтов (см. рис. 3.5).

мещают друг друга при смене типов местоположений на мезокатенах. В итоге удалось кратко охарактеризовать наиболее важные черты каждой типологической группы ландшафтов и сблизить ранги рассматриваемых нами ландшафтных единиц с единицами растительного и почвенного покровов. Таковы, например, 5-я типологическая группа южнотаежных пихтово-еловых элювиальных гидро-лито-морфных ландшафтов, или 14-я группа широколиственнолесных трансэлювиальных литоморфных ландшафтов и т.д.

Описанные методы экологизации традиционной ландшафтной карты, с преобразованием ее в категорию ландшафтно-экологических карт, позволяют получить необходимую картографическую основу для *регионального геосистемного мониторинга* как наиболее сложной, согласно (Герасимов, 1985), системы слежения за состоянием окружающей среды.

3.3. Механизмы формирования зональной границы

Анализ соотношений ядра (центра) и периферии составляет один из традиционных методических приемов изучения организации биологических и географических объектов. Хорошо известна экологическая триада, которая включает некоторый оптимум (центр) значений фактора для существования вида, популяции, сообщества и два крайних пессимума (минимальное и максимальное значения фактора), характеризующих критические состояния объекта и пределы его толерантности к данному фактору (Одум, 1975; Риклефс, 1979). В географии правило триады использовал еще В.П. Семенов-Тян-Шанский (1928) при выделении границ районов.

Значительно позднее Ф.Н. Мильков (1986) предложил применять это правило для расчленения природной зоны на три подзоны, из которых средняя подзона принимается за «ядро типичности» данной зоны, а две крайних считаются переходными к соседним зонам. При этом ядро геосистемы нередко рассматривается как ее ведущая часть, обладающая наибольшей плотностью вещества, энергии и информации, между тем как периферия приписывается относительно разреженная субстанция (Ретеюм, Серебрянный, 1985). Однако последнее положение явно ошибочно, поскольку противоречит фактам и не соответствует современным представлениям об экотонах как зонах более напряженного, чем в ядре типичности, системообразующего взаимодействия природных компонентов и комплексов (см. ниже, а также Одум, 1975; Сочава, 1979; и др.).

Что это действительно так, подтверждают результаты проведенного нами количественного анализа ландшафтной текстуры бореального экотона Волжского бассейна (Коломыц, 1994; Коломыц и др, 1995), с использованием известных мер ландшафтного соседства (Симонов, 1982) и парагенеза (Арманд, Кушнарева, 1989), а также предложенных автором моделей эффекта дальнего действия ландшафтов. Были разработаны топологические и топометрические графо-аналитические модели природных зон и границ между ними. В проведенной классификации ландшафтных рубежей выделены: типы границ — по сочетанию значений мер соседства и парагенетического индекса; виды границ — по механическому составу поверхностных отложений и характеру его смены на мезокатене.

Для количественной характеристики ландшафтной структуры нами использована шенноновская информационная мера разнообразия (H_i):

$$H_i = - \sum_{j=1}^N P_j \log_2 P_j. \quad (3.1)$$

Здесь P_j — вероятность j -той морфологической единицы ландшафтной структуры (в данном случае это отношение ее площади к общей площади рассматриваемой территории), выраженное в долях 1; N — общее число морфологических единиц. Мера разнообразия максимальна тогда, когда все морфологические части

равновелики (равновероятны). Этот максимум зависит только от числа морфологических частей и определяется по формуле Хартли:

$$H_{max} = \log_2 N. \quad (3.2)$$

Действительное значение меры разнообразия обычно меньше максимального, вследствие неодинаковых размеров морфологических частей. Соотношение параметров H_i и H_{max} дает представление о степени территориальной упорядоченности (или, наоборот, неупорядоченности) геопространства (Коломыц, 1994). В качестве меры $K(n/y)$ неупорядоченности географического пространства нами использован показатель относительной организованности биологических систем (Антомонов, 1977):

$$K(n/y) = 1 - H_i / H_{max}. \quad (3.3)$$

Коэффициент неупорядоченности зонально-региональных геопространств тем выше, чем существеннее различие в значениях того или иного признака слагающих их видов ландшафтов. Мы рассматриваем два таких признака: относительные площади ландшафтных ареалов и меру их географического соседства. Первую характеристику упорядоченности зонально-региональных геопространств можно назвать ареальной, вторую позиционной. Нами принято, что на региональном уровне развитие природно-территориальной структуры идет в направлении сглаживания контрастов в площадях ландшафтных ареалов и в длинах их границ, что означает снижение значений параметров $K(n/y)$ — как ареального, так и позиционного.

Расчеты показали, что в своем «ядре типичности» природный комплекс зонального ранга слагается из структурных элементов (видов ландшафтов), сравнительно слабо упорядоченных в пространстве (табл. 3.2) и разделенных преимущественно резкими (барьерными) границами. Следовательно, ведущую роль в формировании ландшафтной текстуры ядра зональной геосистемы играют не транзитные (гидро-климатические), а консервативные (литогенные) факторы, причем роль эта в целом возрастает в направлении от южной тайги к северной степи.

Резкость и контрастность ландшафтных границ указывает на повышенную гомеостатическую устойчивость самих ландшафтов (Арманд, Кушнарева, 1989), что обеспечивает устойчивость и более высокой по рангу геосистемы в ее ядре.

При переходе от ядра к периферии зональной системы пространственная упорядоченность ее структурных элементов возрастает (табл. 3.3) фактически при том же индивидуальном и видовом разнообразии ландшафтов, а резкость границ между ними снижается, что свидетельствует о несомненном повышении пространственно дифференцирующей роли транзитных факторов, в том числе латеральных геопотоков. Системообразующая роль этих потоков на зональных границах выражена гораздо сильнее, нежели в «ядрах типичности» природных зон, что уже само по себе указывает на повышенную чувствительность зональных границ к фоновому климатическому воздействию.

Таблица 3.2. Меры позиционной упорядоченности географического пространства различных природных зон (подзон) Волжского бассейна

Природная зона (подзона)	Показатель разнообразия ландшафтных соседств, биты		Коэффициент неупорядоченности геопространства	
	видовой	индивидуальный	видовой	индивидуальный
Южная тайга	2,9144	3,9070	0,3557	0,3996
Смешанные леса	3,3758	4,5662	0,3418	0,3253
Широколиственные леса	3,6009	4,8166	0,3234	0,2125
Лесостепь и северная степь	2,7300	3,5057	0,2383	0,1747

Итак, мы приходим к парадоксальному, на первый взгляд, выводу: территориальная взаимосвязанность видов ландшафтов, а также пространственная упорядоченность ландшафтных ареалов на зональных границах существенно выше, чем в «ядрах типичности» самих природных зон. Этот вывод не может быть обойден вниманием уже потому, что он касается фундаментальных вопросов ландшафтоведения — в частности, способов природно-территориальной организации в ядре и на периферии геосистемы, а также принципиальных различий в характере ландшафтных связей между относительно однородными и коннекционными системами. В данном случае были рассмотрены причинные механизмы и возможные функциональные последствия трансграничной селективной упорядоченности ландшафтных ареалов, обусловленной главным образом современными латеральными геопотоками. Полученный эмпирический результат явно противоречит отмеченному выше теоретическом положению (Ретеюм, Серебрянный, 1985) о ядре и периферии природных комплексов.

Таблица 3.3. Меры позиционной упорядоченности географического пространства на зональных границах Волжского бассейна

Природная зона (подзона)	Показатель разнообразия ландшафтных соседств, биты		Коэффициент неупорядоченности геопространства	
	видовой	индивидуальный	видовой	индивидуальный
Средняя тайга	–	–	–	–
	3,7158	4,8374	0,2920	0,2359
Южная тайга	3,7081	4,4255	0,1685	0,2097
	4,0005	4,7327	0,1331	0,0982
Смешанные леса	3,7889	4,5722	0,1681	0,1256
	3,5965	4,5074	0,2411	0,1215
Широколиственные леса	3,8188	4,6140	0,1671	0,1240
	3,3812	4,8272	0,2411	0,1158
Лесостепь и северная степь	3,5981	4,1045	0,1005	0,1753
	–	–	–	–

Как известно, выделить на местности или на карте ту или иную природно-территориальную систему означает, прежде всего, очертить ее границы. Сама же граница оказывается там, где в наибольшей мере выражен данный пространственно дифференцирующий фактор (в нашем случае — гидроклиматический), по которому эта система и выделяется. В ядре системы структурирующая роль данного фактора явно снижается; она оказывается изначально подчиненной действию других факторов (литогенных).

Зональная граница есть полоса критических состояний контактирующих между собой гео(эко-)систем — «представителей» двух соседних природных зон. Говоря о такой границе, мы так или иначе подразумеваем переход от одного зонального типа ландшафта к другому типу, имея в виду прежде всего плакорные геосистемы с коренной растительностью, отображающей данный зональный физико-географический фон. Эти рубежи, характеризующие смену зонального фона, так сказать, в чистом виде, выделены нами в качестве климатогенных ландшафтных границ. Однако в конкретной ландшафтной обстановке такие границы скорее исключение, чем правило. В самом деле из всего набора сочетаний ландшафтных соседств, образующих на бореальном экотоне ту или иную зональную границу, на долю рубежей климатогенного вида приходится не более 25–30%, и лишь при переходе от широколиственных лесов к лесостепи эта доля достигает 55%.

При этом, в направлении с юга на север встречаемость и относительная протяженность климатогенных границ однозначно уменьшаются; все большее распространение на зональных экотонах получают ландшафтные рубежи, обусловленные региональными и локальными факторами, преломляющими данный зональный фон.

Среди таких факторов в качестве ведущего следует выделить, прежде всего, тип макро(мезо-)местоположения приграничных ландшафтов, который способен усиливать или, наоборот, ослаблять их критические состояния и создавать соответствующие почвенно-биотические контрасты в системе местных ландшафтных сопряжении, обусловленных латеральными геопотоками. В результате зональный рубеж может сдвигаться с плакорного местоположения (если оно реально существует) к средним и даже нижним звеньям мезокатены, где такие контрасты выражены наиболее резко, достигая зонального уровня. Так, по-видимому, вырисовывается на местности извилистая зональная граница, отклоняясь в ту или другую сторону от своих климатогенных отрезков в соответствии со сменой пересекающего ее пограничного ландшафтного сопряжения.

Описанный механизм мезо- и микромасштабной реализации зональной границы в условиях влияния субрегиональных и локальных факторов, станет более понятным, если поместить каждую пару приграничных видов ландшафтов в интервал соответствующих им типов местоположений, а сами местоположения расположить по градиенту двух альтернативных локальных факторов — литоморфности и гидроморфности, проявление которых так или иначе связано с работой латеральных геопотоков. Местоположения займут определенные позиции

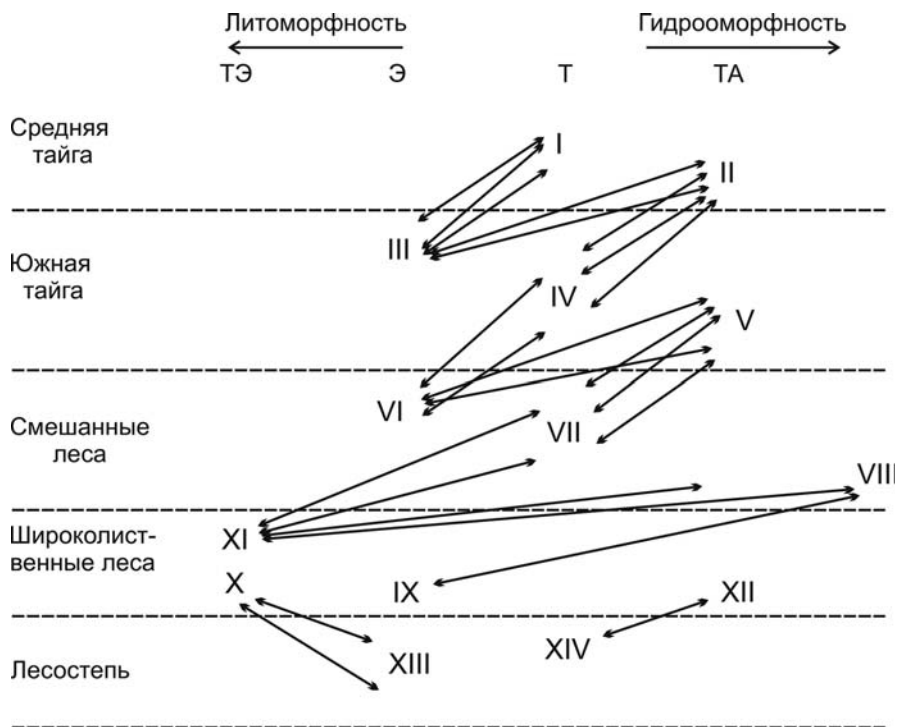


Рис. 3.6. Схема ландшафтных соседств первого порядка на зональных и подзональных границах бореального экотона Волжского бассейна.

Группы видов ландшафтов. **Среднетаежные:** I — денудационно- и моренно-зандровые транзитные субгидроморфные; II — моренно-зандровые трансаккумулятивные субгидроморфные. **Южнотаежные:** III — эрозионно-денудационные и моренные элювиальные гидро-литоморфные; IV — денудационно- и моренно-зандровые транзитные гидро-литоморфные; V — зандровые трансаккумулятивные субгидроморфные. **Подтаежные:** VI — эрозионно-денудационные и моренные элювиальные сублитоморфные; VII — денудационно-зандровые и моренные элювиальные и транзитные гидро-литоморфные; VIII — долиннозандровые и озерно-аллювиальные трансаккумулятивные и аккумулятивные гидроморфные. **Широколиственнолесные:** IX — эрозионно-денудационные элювиальные литоморфные; X — эрозионные трансэлювиальные литоморфные; XI — моренно-зандровые транзитные гидро-литоморфные. **Лесостепные:** XII — эрозионно-денудационные элювиально-трансэлювиальные литоморфные; XIII — озерно-аллювиальные транзитные сублитоморфные.

в их факторально-динамическом ряду: от автономных (ТЭ, Э) до подчиненных (ТА, А). В результате для территории бореального экотона Русской равнины мы получаем систему трансграничных ландшафтных соседств (рис. 3.6). Связи между ландшафтами имеют векторный характер, поэтому показаны обоюдными стрелками.

Как видим, переход через зональную границу от более южной природной зоны к более северной означает на местности, как правило, смену типа местоположения от автономного к подчиненному, чаще всего смены $\text{Э} \rightarrow \text{Т}$, $\text{Э} \rightarrow \text{ТА}$, $\text{Т} \rightarrow \text{ТА}$, т.е. в сторону большей гидроморфности экотопа, что способствует местному (локальному) повышению коэффициента увлажнения до критического уровня, вызывающего скачкообразную смену зонального типа растительности. На местоположениях верхних звеньев мезокатены, где благодаря латеральным геопотокам возникает местный недостаток почвенно-грунтового увлажнения, с относительно избытком тепла, формируется ландшафт более южной природной зоны, а в нижних звеньях, испытывающих, наоборот, избыток влаги, — возникает ландшафт более северного зонального типа. Налицо одно из проявлений известного правила ландшафтного предвращения Спрыгина–Алехина; «... плакорный фитоценоз предвращается на юге или на севере в соответствующих условиях местообитания» (цит. по: [Мильков, 1981, с. 98]).

Исключение составляют те немногочисленные случаи, когда ведущими факторами субрегиональной дифференциации оказываются солярная экспозиция склона, либо механический состав поверхностных отложений, определяющий степень увлажнения эдафотопа. Тогда происходит своего рода инверсия местоположений в трансграничной паре ландшафтов из двух соседних природных зон, что ведет к определенному усилению резкости зонального рубежа. Примером первого случая служит достаточно протяженная граница между южной тайгой и подтайгой на вятско-чепецком междуречье (связка видов ландшафтов 2/2–3/4). Здесь приводораздельные пихто-ельники сменяются ниже по более крутым солнцепечным склонам широколиственно-хвойными лесами. Второй случай дает трансграничная связка видов ландшафтов 1/4–2/9 на одном из участков долины Сухоны: с одной стороны, элювиальные моренные заболоченные равнины среднетаежного левобережья, а с другой, — правобережные южнотаежные озерно-элювиальные равнины, занимающие аккумулятивные местоположения.

Предлагаемый нами способ оценки местной факторально-динамической ординации зональной границы позволяет найти относительную меру критичности состояния приграничных ландшафтов и тем самым установить степень потенциальной и реальной контрастности зонального рубежа. При этом, потенциальная контрастность определяется градиентами фонового макроклиматического поля, а реальная — деформациями этого поля местными факторами. С целью проведения такого анализа можно использовать предлагаемый нами параметр — *парагенетическое расстояние* ($L_{\text{пар}}$) как величину взаимной удаленности в ряду литоморфности–гидроморфности двух типов местоположений, которым соответствует данная связка приграничных видов ландшафтов. Парагенетическое расстояние выражается в шагах (или баллах). Например, в трансграничной связке видов ландшафтов 2/1(Э)–1/3(Т) это расстояние равно 1 шагу (баллу), в паре 2/5(Э)–1/9(ТА) — двум шагам, а для наиболее удаленных друг от друга по типу местоположения видов 4/5(ТЭ) и 3/12(А) — насчитывается 4 шага.

Минимальное парагенетическое расстояние ($L_{\text{пар}} = 1$ шагу) указывает на то, что фоновое поле лимитирующих климатических параметров на данном участке имеет резко выраженные градиенты (в нашем случае субширотные), поэтому достаточно незначительной деформации этого поля местными факторами, как возникает зональный рубеж того или иного вида. Сама же климатогенная граница должна проходить вблизи этого факторального зонального рубежа и отличаться наибольшей резкостью (контрастностью). Низкая реальная контрастность ландшафтных рубежей указывает на то, что приграничные гео(эко-)системы достаточно открыты, со слабо выраженными обратными связями между растительными компонентами и фитосредой (Арманд, Кушнарера, 1989). Такими визуально слабо выраженными факторальными рубежами составлена преобладающая часть зональных границ на бореальном экотоне Волжского бассейна, что соответствует общему равнинному рельефу его территории.

Максимальные же значения $L_{\text{пар}}$ (в 3–4 шага) возникают на фоне «размытого», слабо градиентного макроклиматического поля, когда сами климатогенные границы выражены нечетко и встречаются довольно редко. В этом случае зональная граница, слабо выраженная потенциально, но фактически резкая, слагается пестрой вереницей различных «факторальных» отрезков, которые территориально могут сильно отклоняться (в нашем случае на север или на юг) от региональной климатической нормы зональных переходов.

Высокая реальная контрастность границ означает также усиление положительной обратной связи в системе растительность–фитосреда. Яркий пример подобной трансграничной ситуации дает крупный фрагмент Главного ландшафтного рубежа Русской равнины, проходящий по субширотной системе долин Ока – Волга (см. на схеме связки видов ландшафтов 4/5–3/12, 4/5–3/10 и 4/2–3/12). Значительное общее смещение здесь к северу зональной границы между подтайгой и широколиственными лесами обусловлено выступом Приволжской возвышенности, с резко выраженными геоморфологическими контрастами между право- и левобережьем Оки и Волги, на фоне слабо выраженных широтных макроклиматических градиентов. В итоге фактическая резкость данной зональной границы выражена тем резче, чем дальше на север она смещена субрегиональными и локальными факторами.

Таким образом, парагенетическое расстояние можно использовать в качестве меры относительной контрастности зональных границ, что имеет непосредственное отношение к региональному геоэкологическому прогнозу. Чем выше значение параметра $L_{\text{пар}}$, тем активнее проявляются латеральные геопотоки в системе ландшафтных сопряжений и тем, соответственно, сильнее должна быть ответная реакция местной ландшафтной текстуры на внешние климатические возмущения.

Пусковым механизмом процесса появления данного зонального рубежа служит достижение на том или ином участке ведущим зоноформирующим фактором некоторых критических фоновых значений, которые «провоцируют» резкое

усиление (вплоть до зонального уровня) экологической роли местных (локальных) факторов. При этом под критическими значениями физико-географического фона подразумеваются такие, которые разрушают прежний механизм гомеостаза в системе «растительность – фитогенная среда», по А.Д. Арманду (1989), и обуславливают переход геосистемы к новой области гомеостаза.

Обратный сигнал возвращается к первому фактору, но уже на местном структурном уровне, в результате чего в рассматриваемой системе ландшафтных сопряжений и появляется данная зональная граница. Так, можно полагать, функционирует зоноформирующая система информационных сигналов, которая объединяет фоновые и местные (локальные) факторы, с обратной связью, «работающей» непременно на более низком структурном уровне, нежели первичный сигнал. Описанная функциональная система должна, по-видимому, осуществлять подобным же образом дифференцированные сдвиги зональных рубежей при том или ином возмущении существующего климатического фона.

Итак, в первом приближении вырисовываются 2 основных звена механизма формирования зональной границы. Первое звено образует процесс «растворения» (дробления, поглощения) фоновых зональных градиентов климатических параметров в множестве разнонаправленных векторов действия субрегиональных и локальных факторов: форм мезо- и микрорельефа, характера почвообразующего субстрата, эдафического увлажнения и др. Повышение роли топологических факторов до уровня зонально-региональных — характерная черта периферии природной зоны, где климатический фон достигает критических значений. Вторым звеном является процесс территориального упорядочения приграничных ландшафтных ареалов в «нуклеарном поле» ведущих местных факторов, когда собственно и появляется зональный рубеж в его конкретном выражении.

Зональная граница формируется как векторное природно-территориальное образование и может возникнуть лишь благодаря обусловленной местными факторами пространственной упорядоченности структурных элементов по периферии двух соседних природных зон (подзон).

Трансграничная упорядоченность структурных элементов, гораздо более высокая, чем в ядрах гео(эко-)систем, — по-видимому, важнейшее имманентное свойство природных границ (Коломыц, 1994). Выявленная функциональная система формирования зональной границы рассматривается нами как возможный механизм дифференцированных сдвигов зональных рубежей при ожидаемых глобальных изменениях климата.

3.4. Климатические ниши и запас устойчивости гео(эко-)систем

Если построить кривую распределения частот (или вероятностей) встречаемости данного вида ландшафтов (или любой другой категории природных экосистем) по координате того или иного фактора, то мы получим графическое изображение экологической ниши гео(эко-)системы в пространстве значений этого

фактора. Тогда среднее квадратичное отклонение в этом распределении будет характеризовать ширину экологической ниши (Свирижев, 1982). Чем шире ниша, тем выше должна быть толерантность экосистемы к данному фактору. Траектория микросостояний природной зоны (подзоны) в направлении от ее ядра к периферии сопровождается соответствующей сменой экологических ниш видов ландшафтов по данному климатическому фактору. В результате на зональных границах неизбежно взаимное перекрытие (пересечение) двух ниш, сходящихся из соседних природных зон. Пересечение ниш, при прочих равных условиях, должно означать межвидовую и межфитоценотическую конкуренцию, и чем больше такое пересечение, тем конкуренция выше (Свирижев, 1982). Пограничные экосистемы оказываются в квазиравновесных (критических) состояниях, при которых вынужденная смена одной из них на другую может оказаться необратимой, что и служит причиной повышенной чувствительности зональных границ к внешнему воздействию. Триггерные свойства зональных экотонов как раз и выражаются обостренными конкурентными отношениями экологических ниш фитоценозов, принадлежащих соседним зонам или подзонам. Сам же зональный триггер есть не что иное, как система пересечения фоновых и локальных ниш ландшафтов разного типа (подтипа).

Границы климатической ниши указывают на критические состояния данной гео(эко-)системы по тому или иному геофизическому фактору, при которых начинается ее преобразование в другую систему. При этом, в условиях одного и того же климатического тренда для отдельных геокомпонентов (растительности и почвы) переходы в критические состояния могут наступать чаще, нежели для ландшафта в целом. Иными словами, частота и характер перехода в критическое состояние зависит от структурного уровня природных экосистем.

Ширина климатической ниши есть область устойчивости экосистемы, ее параметрической толерантности, где система обладает определенной эластичностью, способностью к самовосстановлению после «снятия» воздействия. Определение вектора (объема) экологической ниши по какому-либо фактору есть установление, прежде всего, границ толерантности системы к этому фактору, за пределами которых система переходит в качественно новое образование. Чем меньше объем ниши (т.е. короче вектор) и больше ее мощность (сильнее выражен экологический оптимум), тем экосистема менее устойчива, более уязвима к внешнему воздействию.

С другой стороны, ширина «зоны» пересечения экологических ниш, т.е. триггерной зоны, характеризует резкость переходов и возможную скорость вынужденной трансформации одной гео(эко-)системы в другую. Такие переходы могут оказаться необратимыми, так как обе конкурирующие системы устойчивы. Таким образом, следует отличать устойчивость гео(эко-)систем в зонально-ландшафтных ядрах типичности от их устойчивости в переходных (триггерных) зонах. Механизмы устойчивости здесь принципиально различны: в первом случае работает положительная обратная связь, обеспечивающая самовосстановление системы при ее

некатастрофических нарушениях, а во втором — отрицательная связь, благодаря которой система не возвращается в исходной состояние.

Переходы экосистем в критическое состояние могут быть как резкими, так и постепенными. В случае резких переходов, свойственных триггеру, имеет смысл использовать для оценки устойчивости экосистемы такое понятие, как запас гомеостатичности (Арманд, 1989), который можно выразить через *объем и мощность вектора экологической ниши* (см. Коломыц, 2003). Как известно, понятие экотипов используется для выделения экосистем, адаптированных к местным почвенно-климатическим условиям (Быков, 1973; Одум, 1986).

Объем вектора складывается из двух «расстояний» (D_1 и D_2) по координате данного фактора между оптимумом и экстремальными (критическими) значениями ниши. Мощность же вектора определяется как вероятность экологического оптимума, либо как средневзвешенная величина вероятностей всех градаций ниши. В качестве весовых коэффициентов в обоих случаях можно использовать частные коэффициенты связей (по результатам информационного анализа).

Обозначив оптимум климатической ниши (оптимальное микросостояние объекта) и ее более «размытые» части (второстепенные микросостояния) знаками соответственно как «+» и «•», можно выразить каждую нишу определенным вектором-строкой; например, для семизначного климатического поля, когда весь его интервал разбит на семь градаций, это могут быть векторы: (•••+••), (•++•••), (+•••••), (••+•+••) и т.д.

Каждое микросостояние вектора описывается некоторым набором значений гидротермических параметров P_i (температуры, осадков, испарения, стока и т.д.). Из этого набора выбираются 3 значения: максимальное (P_i^{\max}), оптимальное (P_i^{opt}) и минимальное (P_i^{\min}). Очевидно, в пространстве вариаций каждого фактора среды экосистема будет иметь различный запас устойчивости в зависимости от того, какова ширина данной ниши и в какую сторону (роста или уменьшения) отклоняются микросостояния «размытой» части ниши от ее оптимального для данной экосистемы значения (или оптимальных значений, если оптимум не один). Общий запас гомеостатичности $D_{\text{об}}$ в этом случае можно выразить суммой двух евклидовых метрик:

$$D_{\text{об}} = D_1 + D_2 = \sqrt{\sum [\omega_i (P_i^{\max} - P_i^{\text{opt}})]^2} + \sqrt{\sum [\omega_i (P_i^{\text{opt}} - P_i^{\min})]^2}, \quad (3.4)$$

где ω_i — «весовые» коэффициенты по каждому климатическому параметру. Для того чтобы использовать формулу как рабочую, все значения P_i необходимо предварительно пронормировать, т.е. привести к 1, взяв весь интервал значений каждого климатического параметра, отвечающий данной нише. Границы климатической ниши экосистемы (P_i^{\max} и P_i^{\min}) — это те критические (экстремальные) области ее состояния, где происходит «отказ» механизмов ее саморегулирования,

по терминологии (Гродзинский, 1990), и она переходит в качественно иную экосистему. Следовательно, вероятность (частота) нахождения экосистемы в одном из двух критических состояний есть мера возможности ее функционального «отказа» при соответствующих значениях данного гидротермического параметра.

Если произошел сдвиг интервала климатической ниши (с возможным ее сужением или расширением), то новым экстремальным и оптимальным значениям геофизического фактора будут территориально отвечать уже новые вероятности состояний экосистемы, а один из экстремумов может вообще оказаться вне диапазона начальной ниши. Используя соотношения этих вероятностей (в начальный и прогнозируемый моменты времени), можно, по-видимому, рассчитать время наступления «отказа» экосистемы путем решения обратной задачи по методу теории надежности технических систем (Гродзинский, 1990).

В процедуре ландшафтно-геофизического прогнозирования одним из первых этапов является сопряженный анализ экологических ниш различных типов и видов ландшафтов. Этот анализ должен установить:

1) степень адекватности микросостояний природной зоны значениям каждого климатического параметра, что позволит выявить ведущие и второстепенные факторы, с получением соответствующих «весовых» коэффициентов;

2) силу преломляющего воздействия на климатический фон субрегиональных и локальных факторов литогенной группы для ландшафтов того или иного вида, принадлежащих данному роду ландшафтов (скажем, в центральных районах Русской равнины — моренному, зандровому, эрозионно-аккумулятивному роду и т.п.).

Литогенная основа как фактор консервативный должна служить существенным препятствием фитоценотической трансформации гео(эко-)систем и сдвига природных рубежей при направленных изменениях фонового климатического поля. Это обстоятельство необходимо учитывать при сопряженном анализе экологических ниш. Ведущая ландшафтообразующая роль геолого-геоморфологических факторов проявляется, по-видимому, в случае значительного пересечения климатических ниш у видов или даже типов ландшафтов, относящихся к различным родам. Чем выше такие родовые контрасты, тем стабильнее должна быть фитоценотическая структура каждого ландшафта и тем устойчивее его границы к фоновому климатическому возмущению. Особенно высокую устойчивость следует ожидать у родовых границ зонального ранга.

С другой стороны, если аналогичное пересечение климатических ниш наблюдается для видов и типов ландшафтов одного и того же рода, то это указывает скорее всего на триггерный характер пограничной полосы, которая, благодаря повышенной межвидовой и межценотической конкуренции, обладает повышенной чувствительностью к изменениям климатического фона.

Соответственно, такие экосистемы в первую очередь должны трансформироваться друг в друга (по вектору смещения пересекающихся экологических ниш), а границы между ними будут отличаться максимальной динамичностью. При этом, если конечное значение предполагаемой фитоценотической трансформации

или сдвига природного рубежа можно оценить по разнице мер пересечения экологических ниш до и после их смещения, то по исходной величина пересечения ниш даст представление о самой скорости таких преобразований.

Таким образом, первоочередные климатически обусловленные сдвиги природных рубежей, в том числе зональных границ, наиболее вероятны между видами и типами ландшафтов одного рода, либо близких родов. Резкие смены физико-химических свойств почвообразующих пород, формы равнинного рельефа или типа местоположения (факторы перечислены в порядке ослабления их влияния) должны служить существенным препятствием для взаимной фитоценотической трансформации соседних ландшафтов, находящихся по обе стороны от литогенной границы. Такие природные рубежи будут смещаться в последнюю очередь, поэтому определение «высоты родового барьера» служит важным средством корректировки прогнозных расчетов. Выявляя, например, пространственные связи растительности с климатом в пределах ландшафтов одного и того же рода или близких родов и сопоставляя их с общими внутризональными связями, можно, по-видимому, решить 2 последовательные задачи:

1) как велика ландшафтообразующая роль родового признака в формировании ландшафтной структуры зонального геопространства и его границ;

2) насколько преодолит тот или иной «родовой барьер» при ожидаемых шагах климатического тренда. Далее можно выделить ландшафты-аналоги (по растительному покрову), принадлежащие различным родам и получить меры их пространственных связей с той или иной климатической характеристикой. Если связи окажутся слабыми, то это должно указывать на весьма эффективную барьерную роль литогенных факторов. При наличии же достаточно сильных связей правомерно говорить, наоборот, а высокой чувствительности природных границ к климатическим колебаниям.

3.5. Первичная биологическая продуктивность в зональном экологическом пространстве по ландшафтно-геофизическим параметрам

Этот важнейший вопрос не может быть обойдет уже потому, что продуктивность как пусковой механизм биологического круговорота служит первоочередным и основным критерием оценок организации зональных геопространств, выраженной известным фундаментальным положением глобальной экологии — периодическим законом географической зональности (Григорьев, 1960; Будыко, 1977).

3.5.1. Расчеты продуктивности по ландшафтно-геофизическим параметрам

Наличие на территорию Волжского бассейна 170 метеостанций и более 300 постов позволило получить сеть современных гидроклиматических данных со средним шагом 75–80 км (для осадков — 30–40 км), что вполне допустимо для

равнинной территории в данном масштабе (Коломыц, 2005). Комплексные ландшафтно-геофизические условия территории охарактеризованы различными показателями годовых и сезонных соотношения тепла и влаги. Радиационный индекс сухости Будыко рассчитывался по формуле: $I(\text{Буд}) = R_{\text{год}} / L \cdot r_{\text{год}}$, где L — скрытая теплота парообразования. Годовой коэффициент увлажнения Высоцкого–Иванова равен: $K_{\text{увл}} = r_{\text{год}} / E_0$.

Нами получены региональные эмпирические связи современной первичной продуктивности природных экосистем ($B_{\text{перв}}$) с годовым радиационным балансом и индексом сухости (рис. 3.7). Для построения номограммы связей были выделены районы в пределах Русской равнины и смежных с ней равнинных и предгорных территорий, для которых, во-первых, известны фактические значения продуктивности различных зонально-региональных растительных формаций — от северной тайги до лесостепи и северных степей (Родин, Базилевич, 1965; Молчанов, 1971; Смирнов, 1971; Вомперский, 1982; Базилевич, 1993; и др.), а во-вторых, — имеются данные прямых наблюдений за радиационным балансом и атмосферными осадками. Рассматривались все растительные формации за исключением аномальных малопродуктивных лишайниковых сосняков, а также заболоченных лесов и болот.

Вследствие естественных различий в возрастной структуре лесов и эдафических условий их произрастания в одном и том же районе, наблюдается весьма большой разброс значений продуктивности при одних и тех же условиях, т.е. сочетаниях параметров $R_{\text{год}}$ и $I(\text{Буд})$. В целях получения более сглаженной картины биопродуктивности конкретные значения последней в поле указанных геофизических признаков объединялись в своего рода плеяды (группы), для каждой из которых вычислялась средняя величина продуктивности. Тем самым удалось получить семейство прямых в интервале 3–14 т/га, характеризующих для каждой из них однозначную зависимость продуктивности от $R_{\text{год}}$ и $I(\text{Буд})$. Для построения номограммы было использовано более 80 точек с фактическими значениями первичной биопродуктивности ландшафтов, годового радиационного баланса и годовой суммы осадков.

Согласно проведенным нами расчетам, в настоящее время величина $B_{\text{перв}}$ достигает своих максимальных значений в полосе южной тайги и подтайги — до 11,5–12,0 т/га в год, несколько уменьшаясь в целом с юго-запада на северо-восток. Вопреки распространенному мнению, зона лесостепи и входящая в нее подзона широколиственных лесов не отличаются аномально высокой биопродуктивностью и по этой причине они вряд ли могут именоваться «осью оптимизации ландшафтов умеренного пояса», как это предложил Ф.Н. Мильков (1981). В северо-степных экосистемах Самарского Заволжья величина $B_{\text{перв}}$ снижается до 6–7 т/га в год.

Следует все же отметить, что оценка первичной биопродуктивности по параметрам $R_{\text{год}}$, $I(\text{Буд})$ и $K_{\text{увл}}$ обладает в целом невысокой точностью, поскольку эти параметры сами являются производными от температуры и осадков. Для прогнозных расчетов практический интерес могут представить построенные нами номограм-

мы зависимостей $V_{\text{перв}}$ от исходных гидротермических характеристик, по которым дается сам климатический прогноз (рис. 3.8). Для построения каждой номограммы использованы климатические нормы по 120 метеостанциям с соответствующими пунктами эмпирических данных по первичной биопродуктивности.

Важным дополнением к приведенным материалам могут служить таксономические (средневзвешенные по территории) нормы ландшафтно-геофизических параметров для различных групп растительных формаций, групп почв и групп ландшафтов территории Волжского бассейна (см. Коломыц, 2005). В табл. 3.4 и 3.5 представлены нормы по основным параметрам.

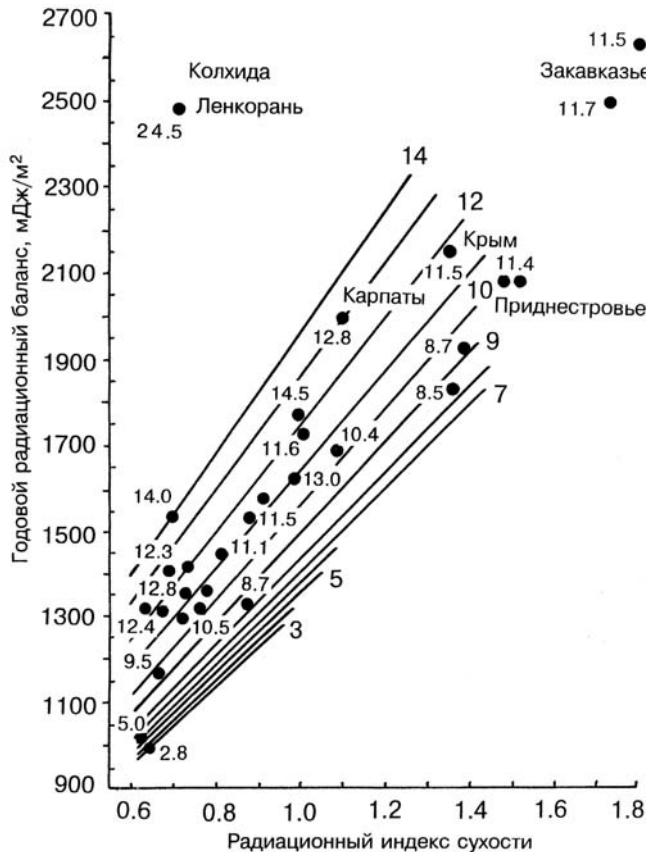


Рис. 3.7. Распределение первичной продуктивности природных экосистем (т/га год) в поле координат годового радиационного баланса и радиационного индекса сухости для территории Русской равнины и смежных регионов.

Условные обозначения: 2.2, 2.9 и т.д. — средние значения продуктивности для данной плеяды точек.

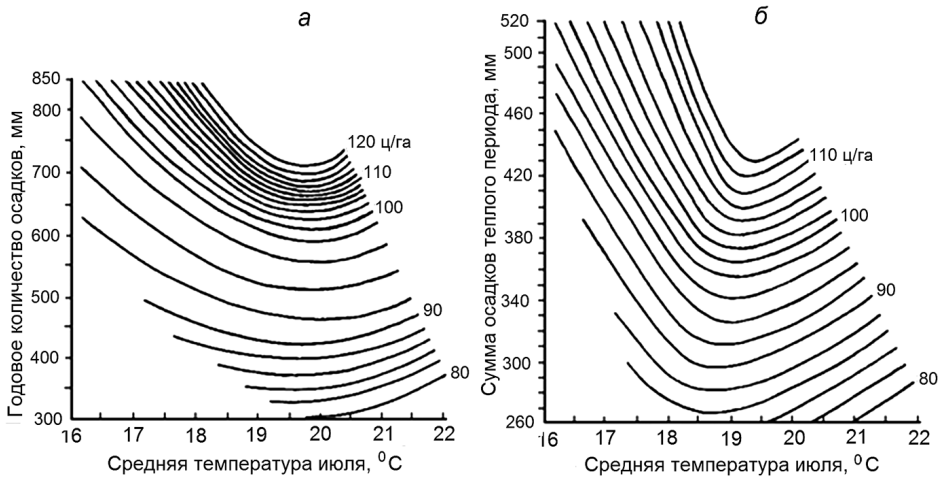


Рис. 3.8. Зависимости первичной биологической продуктивности от средней температуры июля и количества осадков — годовых (а) и теплого периода (б).

Таксономические нормы вычислялись по результатам информационно-статистического анализа связей явлений (фитоценологических, почвенных или ландшафтных единиц) с тем или иным фактором — геофизическим признаком. С этой целью строилась матрица распределения всех выбранных факторов по градациям данного явления. Для вычисления нормы использовались центральные значения всех градаций геофизического параметра, а также матрица нормированных (по столбцам) частных коэффициентов связи (см. Арманд, 1975; Коломыц, 1998), которые были введены в расчеты в качестве «весовых» коэффициентов.

Таблица 3.4. Таксономические нормы основных гидроклиматических параметров для различных групп ландшафтов Волжского бассейна

Природные зоны (подзоны)	Типы местоположений	Параметры								
		$R_{\text{год}}$	$t_{\text{январь}}$	$t_{\text{июль}}$	$\sum t \geq 10^\circ$	E_0	$r_{\text{год}}$	$r_{\text{тп}}$	$I(\text{Буд})$	$K_{\text{увл}}$
Средняя тайга	Э	1260	13,0	17,1	1589	445	725	482	0,78	1,89
	ТЭ	1305	15,6	16,7	1588	456	697	447	0,64	1,68
	Т	1196	10,6	16,1	1471	438	782	482	0,72	1,85
	ТА-А	1166	14,0	16,6	1555	440	770	495	0,60	1,78
Южная тайга	Э	1366	12,5	17,4	1720	433	727	458	0,75	1,72
	ТЭ	1348	15,1	18,0	1767	486	676	419	0,81	1,44
	Т	1334	11,2	17,0	1665	432	754	474	0,72	1,71
	ТА-А	1334	11,5	17,3	1739	419	731	462	0,74	1,71

Продолж. табл. 3.4

Смешанные леса	Э	1429	12,0	17,6	1939	488	714	450	0,83	1,36
	ТЭ	1498	11,2	18,1	2037	488	698	426	0,86	1,17
	Т	1464	11,2	18,0	1975	495	721	453	0,83	1,29
	ТА–А	1427	11,4	17,4	1941	504	754	445	0,79	1,31
Широколиственные леса	Э	1676	12,7	19,0	2237	603	618	384	1,09	1,00
	ТЭ	1570	11,6	18,5	2174	576	649	409	1,02	1,09
	Т	1684	11,4	19,6	2271	573	640	393	1,07	1,09
	ТА–А	1590	11,2	19,0	2230	530	688	403	0,91	1,12
Лесостепь и северная степь	Э	1774	13,8	21,1	2444	740	523	322	1,37	0,73
	ТЭ	1786	10,8	21,4	2439	666	512	311	1,36	0,78
	Т	1801	11,4	20,5	2306	681	558	325	1,15	0,95
	ТА–А	1841	13,8	21,4	2579	788	476	323	1,55	0,74

Примечание. $\sum t \geq 10^\circ$ — сумма биологически активных температур; $E_{\text{год}}$ — годовая испаряемость; $r_{\text{год}}$ — годовое количество осадков; $r_{\text{тп}}$ — сумма осадков теплого периода.

Достаточно наглядную картину распределения зональных типов и групп растительных формаций в гидротермическом поле территории Волжского бассейна дает рис. 3.9.

Для реконструкции и прогноза первичной продуктивности природных экосистем Русской равнины по глобальным климатическим прогнозам с помощью номограмм, представленных на рис. 3.9, необходимо использовать полученную нами эмпирическую связь годового радиационного баланса (по данным прямых актинометрических наблюдений) со средней июльской температурой. Связь имеет вид параболы (рис. 3.10), причем для большей части территории она носит прямолинейный характер:

$$R_{\text{год}} = 12,03 + 0,0214 t_{\text{июл}} + 0,0044 t_{\text{июл}}^2; R = 0,88; R^2 = 0,77.$$

Через эту связь удастся выйти на прогнозируемые значения годового радиационного баланса и соответственно (с учетом атмосферного увлажнения) на радиационный индекс сухости. Затем по эмпирической номограмме (см. рис 3.8) находятся фоновые значения первичной биопродуктивности ландшафтов на заданные расчетные эпохи и сроки.

Расчеты показали, что уже на срок 2075 г. прогнозируемое поле $R_{\text{год}}$ и $I(\text{Буд})$ существенно выходят за пределы их современных сочетаний на территории Русской равнины. То же самое можно сказать относительно оптимума микулинского межледниковья. В пределах Волжского бассейна и сопредельных регионов в настоящее время отсутствуют сочетания высоких значений радиационного баланса (более 1900–2000 МДж/м²) и достаточно низких — индекса сухости (ниже

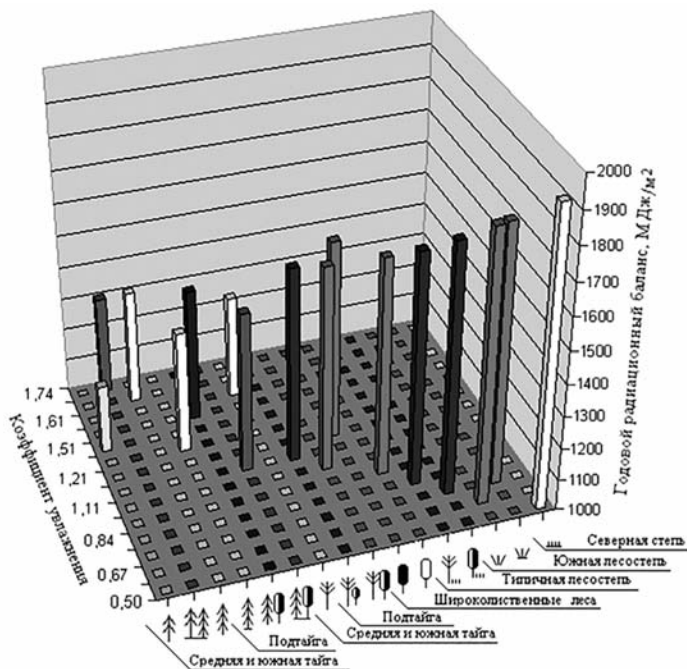


Рис. 3.9. Распределение зональных типов и групп растительных формаций в поле значений годового радиационного баланса и годового коэффициента увлажнения. Обозначения групп формаций см. в табл. 3.5.

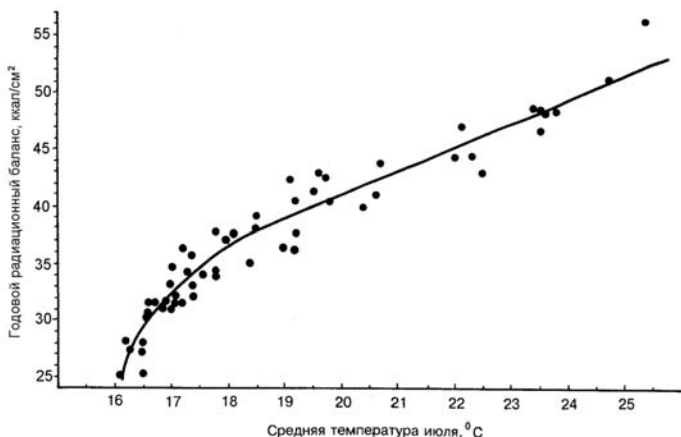


















Рис. 3.10. Корреляционная связь годового радиационного баланса со средней июльской температурой для территории Волжского бассейна и смежных регионов Русской равнины (данные актинометрических и метеорологических наблюдений).

Примечание. $T_{\text{вег}}$ – продолжительность вегетационного периода (число дней). Более полный список гидротермических характеристик см. в (Коломыц, 2005, табл. 22).

Таблица 3.5. Таксономические нормы основных гидро-климатических параметров для различных групп растительных формаций Волжского бассейна

Природные зоны (подзоны)	Группы формаций	Параметры								
		$R_{\text{год}}$	$t_{\text{янв}}$	$t_{\text{июля}}$	$\sum t \geq 10^\circ$	E_0	$r_{\text{год}}$	$r_{\text{тп}}$	$I(\text{Буд})$	$K_{\text{увл}}$
Средняя и южная тайга		1212	-12,2	16,0	1517	415	768	477	0,77	1,80
		1305	-15,6	16,7	1589	456	697	447	0,64	1,74
		1352	-11,6	17,2	1722	430	759	466	0,70	1,43
		1320	-11,9	17,4	1782	478	737	480	0,77	1,49
Смешанные леса		1411	-10,2	17,3	1948	461	763	456	0,80	1,55
		1377	-14,7	18,0	1811	491	679	425	0,79	1,23
		1496	-13,9	18,6	2011	531	630	406	0,91	1,08
		1604	-12,2	18,8	2178	546	650	401	1,02	1,21
		1635	-12,0	19,2	2300	568	652	402	1,03	1,12
Широколиственные леса		1617	-11,0	18,7	2199	559	655	405	1,02	1,07
		1674	-11,5	19,6	2356	631	602	359	1,15	0,94
Типичная лесостепь		1719	-12,5	20,2	2024	679	556	342	1,25	0,80
		1775	-11,1	20,5	2686	691	536	318	1,13	0,90
Южная лесостепь		1842	-12,3	21,6	2580	792	507	301	1,44	0,72
		1803	-14,9	20,9	2503	734	509	298	1,36	0,62
Северная степь		1918	-14,3	22,2	2608	830	438	282	1,69	0,57

Примечание. Обозначение групп растительных формаций см. в табл. 4.1, остальные обозначения те же, что и в табл. 3.4.

Таблица 3.6. Формулы для палео-прогнозных расчетов частных и комплексных ландшафтно-геофизических характеристик с соответствующими коэффициентами корреляции R и детерминации R^2 , по исходным гидротермическим параметрам: $t_{\text{январь}}$, $t_{\text{июль}}$, $r_{\text{год}}$

Расчетные формулы	R	R^2
$R_{\text{год}} = 378,8 t_{\text{июль}} - 6,667 t_{\text{июль}}^2 - 3180$	0,96	0,92
$\sum t \geq 10 \text{ }^\circ\text{C} = 235,008 t_{\text{июль}} - 2287$	0,94	0,88
$T_{\text{вег}} = 5,6 t_{\text{июль}} + 2,87 t_{\text{январь}} + 102$	0,93	0,87
$E_0 = 1384 - 161,6 t_{\text{июль}} + 6,245 t_{\text{июль}}^2$	0,94	0,88
$r_{\text{хл}} = 0,3339 r_{\text{год}} - 1,1372 t_{\text{январь}} + 43$	0,86	0,74
$I(\text{Буд}) = 0,0833 t_{\text{июль}} - 0,0015 r_{\text{год}} + 0,4$	0,92	0,85
$K_{\text{увл}} = 0,001726 r_{\text{год}} - 0,1954 t_{\text{июль}} + 3,72$	0,95	0,90
$K_{\text{увл}}^* = 0,001362 r_{\text{год}} - 0,1069 t_{\text{июль}} + 2,25$	0,96	0,92
$B_{\text{перв}} = 0,0139 r_{\text{год}} - 0,2064 t_{\text{июль}} + 0,055 T_{\text{вег}} - 4,22$	0,95	0,90
$B_{\text{перв}} = 0,0258 r_{\text{год}} - 0,00000973 r_{\text{год}}^2 - 2,27$	0,92	0,85
$B_{\text{перв}} = 2,001 t_{\text{июль}} - 0,0716 t_{\text{июль}}^2 - 1,92$	0,82	0,67

* Для районов со средней $t_{\text{июль}} > 19 \text{ }^\circ\text{C}$.

Примечание. Твег – продолжительность вегетационного периода (число дней). Более полный список гидротермических характеристик см. в (Коломыц, 2005, табл. 22).

0,7–0,8) при которых продуктивность естественной растительности должна существенно превышать величину 14 т/га в год. Такие гидротермические условия свойственны современным гумидным лесным формациям крайнего юга суббореального пояса и даже пояса субтропиков — например, Колхидской и Ленкоранской низменностей, где продуктивность лесов превышает 24 т/га (см. рис. 3.7).

Эти данные были использованы для экстрополяционного прогноза первичной продуктивности природных экосистем Волжского бассейна на 2075 и 2100 гг. для тех (преимущественно западных и северо-западных) районов, у которых сочетания прогнозируемых значений $R_{\text{год}}$ и $I(\text{Буд})$ выходят за пределы номограммы на рис. 3.7.

Первичную биопродуктивность можно оценить также и прямым путем — через исходные гидротермические параметры (табл. 3.6). Характерно, что в пределах основного водосбора Волжского бассейна и его окружения зависимость $B_{\text{перв}}$ от $r_{\text{год}}$ и $t_{\text{июль}}$ имеет параболический характер: прямой — в первом случае и обратный — во втором. Наиболее существенный рост биопродуктивности по мере роста годового количества осадков и снижения июльской температуры свойствен переходной полосе от суббореального пояса к бореальному — северной степи, лесостепи и широколиственным лесам. В южной и особенно в средней тайге эти связи «размываются».

Результаты имитационного моделирования показывают (Соммерс, 1997) что при глобальном потеплении изменения структуры и производительности бореальных лесов и их соответствующей роли в глобальном круговороте углерода должны быть связаны в первую очередь с увеличением продолжительности вегетационного периода $T_{\text{вег}}$. Наши материалы подтверждают это предположение. Не только классы растительных формаций, но и группы почв имеют наиболее высокую пространственную сопряженность именно с $T_{\text{вег}}$ (Коломыц, 2005). В табл. 3.6 приведена формула для расчета этого параметра.

При этом отчетливо проявляется параболическая зависимость продолжительности вегетационного периода от среднеиюльской температуры ($R = 0,80$), между как ее парциальная связь с температурой января практически отсутствует. Одновременный учет всех трех параметров: $r_{\text{год}}$, $t_{\text{июля}}$ и $T_{\text{вег}}$ — дает наиболее точные расчетные значения первичной биопродуктивности. Судя по значениям парциальных коэффициентов корреляции, сдвиги в первичной продуктивности природных экосистем должны быть больше связаны с изменениями осадков, нежели с колебаниями летних температур или продолжительности вегетационного периода.

3.5.2. Региональные сценарии изменения первичной биопродуктивности в системе фоновых климатических колебаний

Для проведения такого регионального сценария обратимся к номограммам зависимостей фоновой биопродуктивности от основных климатических характеристик: $t_{\text{июля}}$, годового количества осадков $r_{\text{год}}$ и суммы осадков теплого периода $r_{\text{тп}}$ (см. рис. 3.9). На номограммах отчетливо видна достаточная резкая смена знака связей в диапазоне $t_{\text{июля}} = 19\text{--}20^\circ$, причем для годового количества осадков критическое значение $t_{\text{июля}} \approx 19,5^\circ$. При $t_{\text{июля}} < 19,5^\circ$ рост летней температуры сопровождается уменьшением осадков, а при $t_{\text{июля}} > 19,5^\circ$ — их увеличением. С переходом через критическую температуру меняется сама гидротермическая структура коэффициента увлажнения (см. табл. 3.6).

Оказалось, что изолиния критической $t_{\text{июля}}$ проходит на Восточно-Европейском субконтиненте в полосе перехода от бореального пояса к суббореальному (Базилевич и др., 1986; Коломыц, 2008) и во многих местах сближается с Главным ландшафтным рубежом Русской равнины, по: Мильков (1981). В этой сравнительно узкой переходной полосе, происходят резкие изменения в природных экосистемах зонального типа, обусловленные важнейшим климатическим рубежом — переходом $K_{\text{увл}}$ через 1. Бореальный пояс отличается от северной (лестепной и степной) части пояса суббореального по характеру миграции веществ (преимущественно абиотической в первом случае и биогенной — во втором), по типу фонового процесса почвообразования (соответственно подзолистого и дернового), наконец, по запасам органического вещества и первичной биопродуктивности (Базилевич и др., 1986).

Исходя из эмпирических номограмм (см. рис. 3.8) и используя эргодические свойства климатической системы (Раунер, 1981), удалось получить модельные представления об изменениях продуктивности при повышении среднеиюльской температуры t с шагом ($t_0 \rightarrow t_1$) и одновременном изменении количества осадков r (рис. 3.11). Учитывалось, что потепление может сопровождаться как увеличением осадков ($r_0 \rightarrow r_1 \rightarrow r_2 \rightarrow \dots$), так и их уменьшением ($r_0 \rightarrow r_{-1} \rightarrow r_{-2} \rightarrow \dots$). Рассмотрим модельные ситуации соотношений рассматриваемых параметров (Δt , Δr и ΔPC) отдельно для каждого биоклиматического пояса, привлекая примеры из данных на рис. 3.8. Подчеркнем, что эти ситуации относятся главным образом к зональным (и подзональным) типам (и подтипам) растительного покрова, локальными представителями которых являются биогеоценозы элювиального (плакорного) ряда.

В **бореальном поясе** при повышении средней температуры июля ($+\Delta t = t_1 - t_0$) возможны следующие сценарии:

а) если количество осадков остается неизменным ($\Delta r = 0$), первичная биопроductивность растет, хотя и сравнительно мало ($+\Delta(PC) = PC_0 \rightarrow PC_1$); например, в диапазоне $r_{\text{год}} = 700\text{--}800$ мм рост $t_{\text{июля}}$ на 1°C ($17^\circ \rightarrow 18^\circ$) дает прибавку продуктивности в $6\text{--}9$ ц/га, а при годовых осадках $570\text{--}630$ мм эта прибавка не превышает $2\text{--}3$ ц/га;

б) гораздо больший рост продуктивности бореальных лесов будет происходить при термогумидном тренде, когда летнее потепление сопровождается прогрессирующим увеличением осадков ($+\Delta r = r_0 \rightarrow r_1 \rightarrow r_2$; $+\Delta(PC) = PC_0 \rightarrow PC_2 \rightarrow PC_3$);

в) биопроductивность может остаться на первоначальном уровне ($\Delta(PC) = 0$), если с повышением температуры будет сокращаться количество осадков ($-\Delta r = r_0 \rightarrow r_{-1}$), причем весьма значительно; тот же рост $t_{\text{июля}}$ на 1° должен компенсироваться уменьшением годовой суммы осадков от $40\text{--}50$ до $100\text{--}110$ мм, а осадков теплого периода – до 80 мм;

г) в условиях явной термоаридизации, когда потепление сопровождается заметным сокращением атмосферной влаги ($-\Delta r = r_0 \rightarrow r_{-1}$), продуктивность будет существенно падать ($-\Delta(PC) = PC_0 \rightarrow PC_{-1}$).

Суббореальному поясу свойственны следующие сценарии:

а) относительно небольшое увеличение количества осадков ($+\Delta r = r_0 \rightarrow r_1$) не вызывает сколько-нибудь заметного изменения первичной биопроductивности ($\Delta PC \approx 0$), несмотря на рост летней температуры; так, при $\Delta t_{\text{июля}} = 1^\circ$ ($20^\circ \rightarrow 21^\circ\text{C}$) для сохранения первоначальной продуктивности необходимо увеличение $r_{\text{год}}$ на $25\text{--}50$ мм и $r_{\text{тп}}$ — на $10\text{--}20$ мм;

б) продуктивность может возрастать ($+\Delta(PC) = PC_0 \rightarrow PC_1$) только при более значительном увеличении количества осадков ($+\Delta r = r_0 \rightarrow r_2$), т.е. в условиях существенного термогумидного тренда;

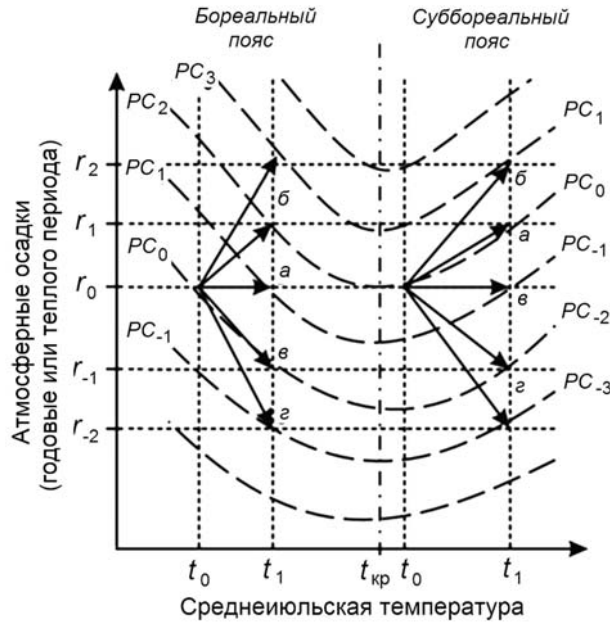


Рис. 3.11. Модельные представления динамики первичной биопродуктивности при различных вариантах изменений среднеиюльской температуры и количества осадков (годовых или теплового периода). Пояснения в тексте.

в) если повышение летних температур не сопровождается прибавкой атмосферной влаги ($\Delta r \approx 0$), то начинает развиваться термоаридный тренд, вызывающий снижение первичной биопродуктивности ($-\Delta(PC) = PC_0 \rightarrow PC_{-1}$); при неизменных годовых осадках в среднем на каждые 1° повышения $t_{июля}$ приходится снижение продуктивности на 2–8 ц/га;

г) дальнейшее развитие термоаридного тренда, вызванное прогрессирующим сокращением осадков ($-\Delta r = r_0 \rightarrow r_{-1} \rightarrow r_{-2}$) на фоне роста температур, ведет к еще большему падению биопродуктивности суббореальных лесов ($-\Delta(PC) = PC_0 \rightarrow PC_{-2} \rightarrow PC_{-3}$).

Таким образом, бореальный и суббореальный поясы даже вблизи разделяющей их границы резко отличаются друг от друга по реакции основного функционального параметра лесных экосистем — их первичной продуктивности на фоновые климатические колебания. Отмеченные закономерности, выявленные ранее при общем качественном анализе (Базилевич и др., 1986; Коломыц, 2005), находят определенную количественную интерпретацию, с раскрытием детальных механизмов экологических связей.

Глава 4

ЛАНДШАФТНО-ЗОНАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ ВОЛЖСКОГО БАССЕЙНА

4.1. Региональная биоклиматическая система и ее прогнозное значение

4.1.1. Вводные замечания

В общепланетарной теории зональности, развитие которой связано с классическими работами А. Гумбольдта, В.В. Докучаева, В. Кеппена, Л.С. Берга, А.А. Григорьева, центральное место занимает положение о климатической обусловленности основных зональных типов растительного и почвенного покровов.

К настоящему времени данное положение воплотилось в уже ставшее традиционным обобщенное понятие биоклиматических закономерностей строения географической оболочки и ее частей, с весьма продуктивной экологической интерпретацией этого понятия (Сочава, 1979; Глазовская, 1981; Базилевич и др., 1986; Величко и др., 1991; и др.). Некоторые общие свойства биоклиматической системы: современные климатареалы видов растений и целых сообществ, гидротермическая индикация спорово-пыльцевых спектров, — широко используются для глобальных и суперрегиональных палеогеографических построений и эколого-географических прогнозов.

Вместе с тем на региональном уровне, где исследователь сталкивается с необычайно высокой дискретностью географического пространства и с большим территориальным многообразием гео(эко-)систем, использование глобальных биоклиматических связей становится малоэффективным.

Эти связи лишены необходимого пространственного разрешения и поэтому не могут отобразить разнообразие регионального отклика на глобальные климатические сигналы. Необходима разработка системы биоклиматических связей с более детальными параметрами климатических ниш растительности и почв, которые могли бы лечь в основу палео-прогнозных построений.

В настоящем разделе на примере Волжского бассейна и его окружения изложен опыт анализа региональной системы биоклиматических ниш и дана их интерпретация как формы проявления гидротермической устойчивости растительного и почвенного покровов.

Таблица 4.1. Классификационная схема коренных растительных формаций основного водосбора Волжского бассейна и его окружения, (Мильков, 1964; Сочава, 1979; Котова, 1987)

Зональные типы и классы	Региональные варианты	Подзональные подтипы	Группы растительных формаций	
			Краткая характеристика	Символ
Темнохвойные и широколиственно-темнохвойные леса (производные осиново-березовые)	Восточноевропейские (верхневолжские)	Среднетаежные	Еловые кустарничково-зеленомошные	
		Южнотаежные	Еловые кустарничково-травяные	
		Подтаежные	Широколиственно-еловые сложные неморальнотравяные	
	Камско-печерско-западноуральские	Средне- и южнотаежные	Пихтово-еловые и елово-пихтовые травяно-кустарничковые зеленомошные и травяные	
			Подтаежные	Пихтово-еловые сложные неморальнотравяные
			Широколиственно-пихтово-еловые неморальнотравяные	
Сосновые и широколиственно-сосновые леса (производные осиново-березовые)	Восточноевропейские (верхневолжские)	Средне- и южнотаежные	Сосновые с елью кустарничково-зеленомошные	
		Подтаежные	Сосновые (с дубом в подлеске) кустарничково-травяные	
			Широколиственно-сосновые и сосновые сложные с елью	
		Лесостепные и степные	Сосновые и широколиственно-сосновые со степными кустарниками и разнотравно-злаковые	
Широколиственные леса	Восточноевропейские	Северо-лесостепные	Липово-дубовые и дубовые	
			Липовые с примесью других широколиственных пород	
Типичная и южная лесостепь	Причерноморского типа	Типично-лесостепные	Луговые степи в сочетании с лесами из дуба	
		Южно-лесостепные	Богато-разнотравно-типчакovo-ковыльные степи	
	Заволжские	Южно-лесостепные	Богато-разнотравно-типчакovo-ковыльные степи	

4.1.2 Исходный материал

Под региональной биоклиматической системой нами понимается упорядоченная совокупность пространственных связей почвенно-фитоценологического покрова с ландшафтно-геофизическими факторами. Элементами системы являются климатические ниши фитобиотических и почвенных единиц, распределенные по гидротермическим градиентам и представляющие собой гиперпространственный, согласно (Одум, 1975), а также ресурсный, по Ю.М. Свирежеву (1982), аспекты экологической ниши. Региональная биоклиматическая система определяет граничные условия формирования фитоценологических единиц топологического уровня (ассоциаций, их групп и классов) под преломляющим воздействием местных геоморфологических и эдафических факторов.

Таблица 4.2. Классификационная схема почв основного водосбора Волжского бассейна и его окружения, по (Ливеровский, 1974; Классификация..., 1977; Глазовская, 1981; Фридланд, 1988)

Зональная принадлежность почв	Характеристика почвенных разностей	Символы
Средняя и северная тайга	Иллювиально-железистые и иллювиально-гумусовые подзолы, торфяно- и подзолисто-глеевые и глеево-подзолистые почвы, а также подзолистые без разделения	П ^{ИГ} _о , П _{оГ}
		П _Г , П
	Собственно подзолистые почвы: мелко-, неглубоко- и глубокоподзолистые	П ^Г _Г
		П ₁₋₃
Южная тайга и смешанные леса	Дерново-подзолистые глеевые, поверхностно-глееватые, мелко- и неглубокооподзоленные, глубокооподзоленные и иллювиально-железистые	П ^Д _Г , П ^{ДПГ}
		П ^Д ₁ , П ^Д ₂
		П ^Д ₃ , П ^{ДЖ}
Почвы переходные от подтайги к широколиственным лесам	Дерново-подзолистые со вторым гумусовым горизонтом, осветленные, остаточного-карбонатные и дерново-карбонатные (входят в тип псевдоподзолистых, или подзолисто-бурых лесных почв)	П ^{ДВ} , П ^{ДО}
		П ^{ДК}
		Д ^К
Широколиственные леса	Светлосерые, серые и темносерые лесные	СЛ ^С
		СЛ
		СЛ ^Г
Типичная и южная лесостепь	Черноземы оподзоленные и выщелоченные	Ч ^{ОП} ₁₋₃
		Ч ^В ₁₋₄
	Лугово-черноземные выщелоченные и лугово-черноземные	Ч ^{ВЛ} , Ч ^Л
Северная степь	Черноземы типичные, бескарбонатные и обыкновенные	Ч ^Г ₁₋₃ , Ч ^{БК}
		Ч ^О
Южная (сухая) степь	Черноземы южные, темнокаштановые почвы и черноземы карбонатные	Ч ^Ю , К ^Г

Операционными единицами растительности послужили коренные фитоценозы как наиболее чувствительные к изменениям климата (Сукачев, 1975), представленные подписи к «Карте растительности Европейской части СССР и Кавказа» (Котова, 1987). Согласно Сочаве (1979), эти единства мы относим к классам (и подклассам) растительных формаций, которые являются региональными вариантами (например, восточноевропейскими или камско-печерскими) типов и подтипов растительности (среднетаежного, подтаежного и т.д.). На территорию Волжского бассейна приходится 16 классов коренных растительных формаций (табл. 4.1). За основу почвенных категорий взяты единицы из легенды к «Почвенной карте РСФСР» (Фридланд, 1988). Все 34 почвенных разностей территории бассейна по генетическим признакам были разбиты на 20 групп, которые, в соответствии с систематикой (Глазовская, 1981), объединялись в зонально-типологические категории — ряды (табл. 4.2).

Математико-картографический анализ биоклиматических связей проведен на основе построенных нами в масштабе 1 : 2 500 000 ландшафтно-геофизических карт Волжского бассейна (Коломыц и др., 1995). В статистической интерпретации (Уиттекер, 1980) гидротермические ниши растительности и почв характеризуются кривыми распределения вероятностей различных состояний этих природных компонентов в пространстве значений того или иного геофизического параметра. С помощью информационно-статистических методов (см. Главу 1) были получены матрицы частных коэффициентов связей объектов с тремя наиболее значимыми климатическими факторами: средней температурой июля ($t_{\text{июля}}$), годовым количеством осадков (r_{200}) и суммой осадков теплого периода ($r_{\text{тп}}$). Все климатические характеристики имели одинаковое число градаций — 15.

4.1.3. Типизация климатических ниш растительности и почв с позиций их потенциальной устойчивости

Мы предлагаем выразить меру потенциальной устойчивости гео(эко-)систем через объем и мощность их экологических ниш. Определим объем климатической ниши объекта ($V_{\text{кн}}$) как число градаций фактора, охваченное данной нишей, т.е. количество значимых позиций ее вектора-столбца в матрице частных коэффициентов связей. Мощность же ниши ($P_{\text{кн}}$) — это максимальное значение нормированной частоты (вероятности), которое, как уже говорилось, отвечает экологическому оптимуму объекта по данному фактору, или адаптивному центру, в понимании Р. Уиттекера (1980). Параметр $P_{\text{кн}}$ находится по матрице нормированных частных коэффициентов связей. Первый признак ниши указывает на ширину области гомеостаза, т.е. на диапазон, который занимает данный объект в пространстве значений фактора, а второй — на степень сосредоточенности объекта в той градации фактора, где объект встречается с наибольшей вероятностью, и которую мы принимаем для него оптимальной. В целом, устойчивость объекта в данном фазовом пространстве климатической ниши должна быть тем выше, чем

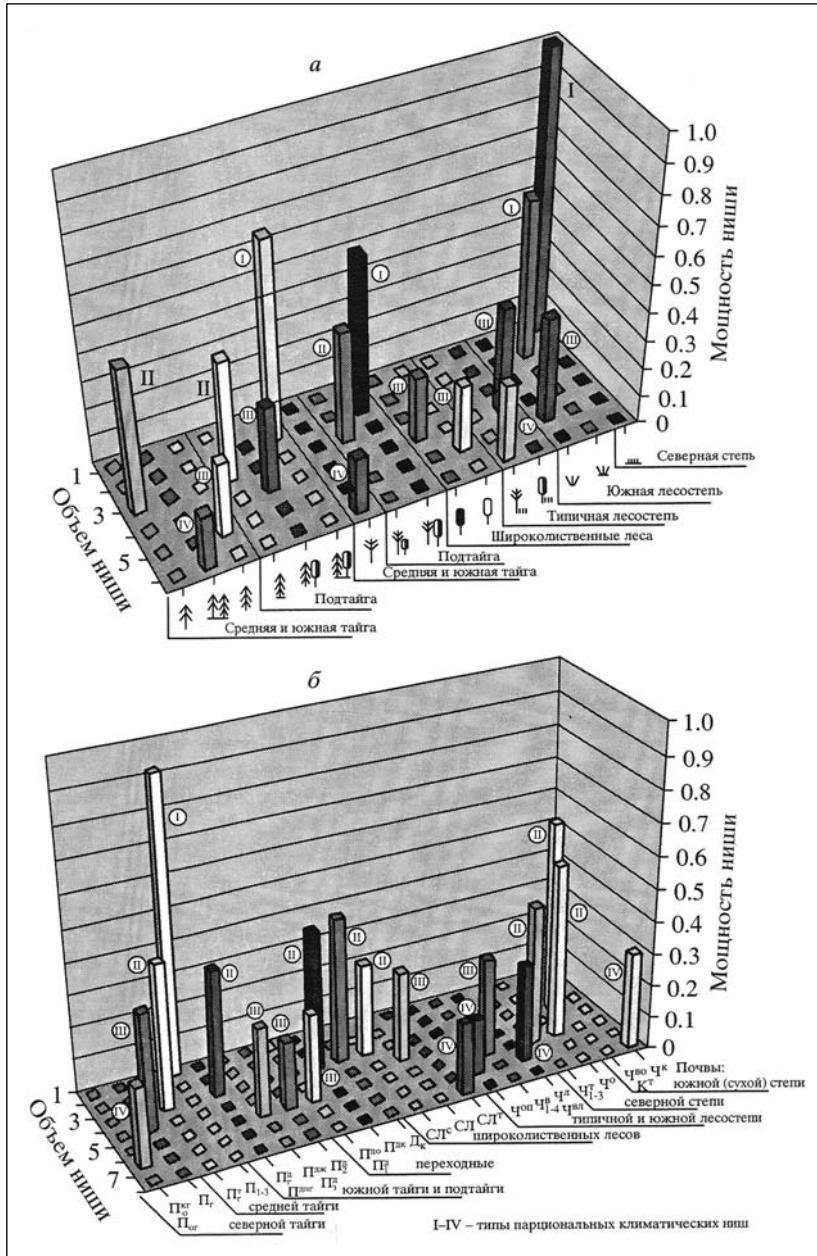


Рис. 4.1. Распределение групп растительных формаций (а) и групп почв (б) Волжского бассейна по нишам средней температуры июля.

I–IV — типы парциальных климатических ниш (см. в тексте). Обозначения групп формаций и групп почв см. в табл. 4.1 и 4.2.

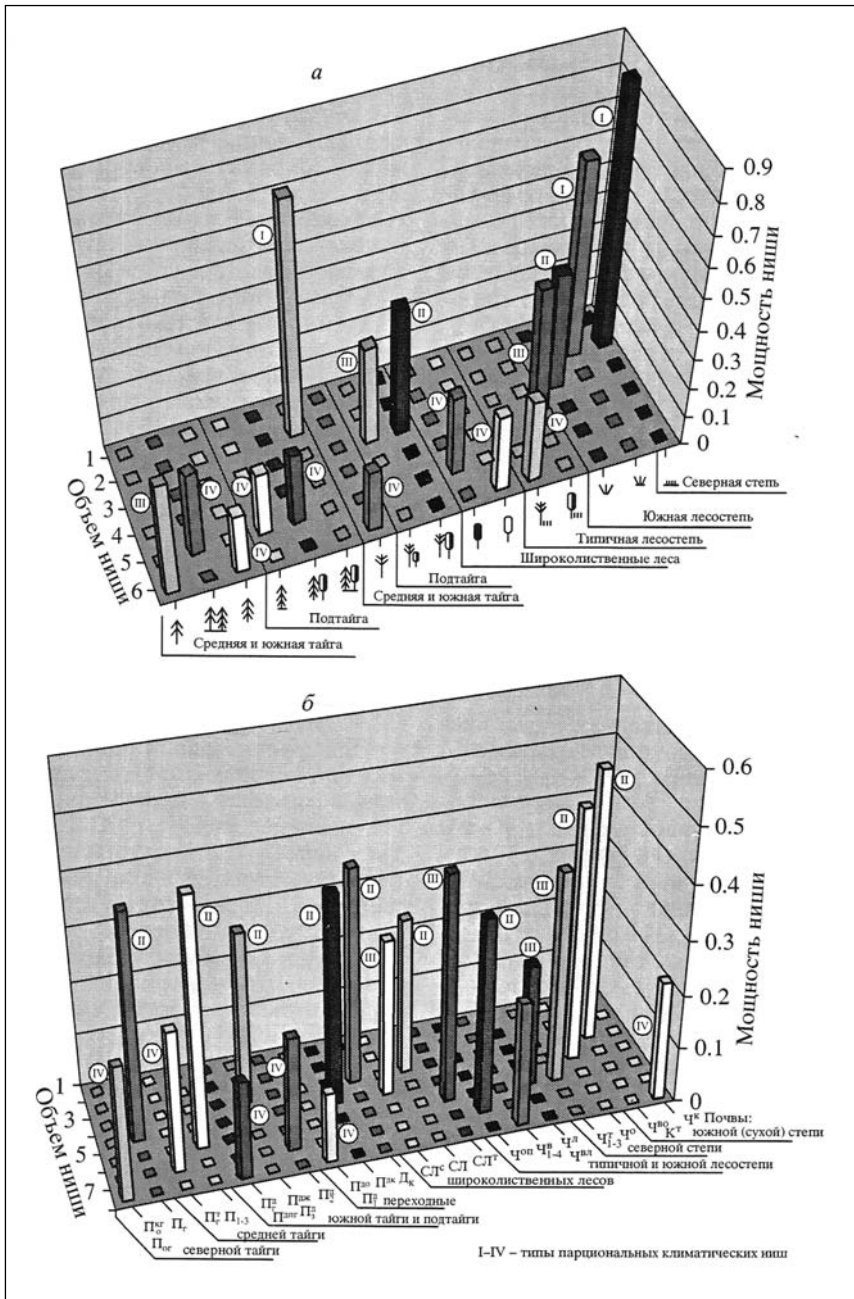


Рис. 4.2. Распределение групп растительных формаций (а) и групп почв (б) Волжского бассейна по нишам годового количества осадков.

Условные обозначения те же, что и в табл. 4.1 и 4.2 и на рис. 4.1.

больше объем ниши и чем меньше относительная частота (мощность) ее оптимальной градации. Графически парциальные модели климатических ниш растительности и почв представлены в виде объемных гистограмм (рис. 4.1 и 4.2), где по одной из горизонтальных осей откладывается объем ниши (в нашем случае он не превышает 7 градаций фактора), а по вертикальной оси — ее мощность (нормированная частота экологического оптимума). Таким образом, все ниши в горизонтальной плоскости имеют единый «нуль» отсчета независимо от того, какое место они занимают в пространстве значений данного климатического фактора, что позволяет сравнивать их не только по мощности, но и по объему. На гистограмме каждому объекту отвечает один столбец, который занимает позицию, численно равную соответствующему объему ниши, и который по высоте равняется ее мощности. Следовательно, позиция и высота столбца позволяют оценить как возможный характер устойчивости объекта (инерционный, упругий или пластичный, по определению Ю. Одума (1975), так и ее относительную величину. Соотношение параметров $V_{\text{кн}}$ и $P_{\text{кн}}$, характерное для ниши того или иного типа, будем называть ее структурой.

На рассматриваемой территории выявлены следующие четыре типа климатических ниш почвенно-растительного покрова, с различными сочетаниями значений $V_{\text{кн}}$ и $P_{\text{кн}}$ (см. рис. 4.1 и 4.2).

I min. $V_{\text{кн}} \rightarrow \min (1-2); P_{\text{кн}} \rightarrow \max (0,6-1,0)$. Абсолютно минимальная устойчивость объекта — как инерционная, так и упругая. Обладая чрезвычайно узкой климатической нишей и весьма высокой концентрацией своих состояний в области экологического оптимума, объект быстро выходит из состояния равновесия даже при незначительном тренде гидротермического фактора. В пределах ниши могут проявляться свойства упругости объекта. Такие высокочувствительные объекты должны привлечь внимание как первоочередные индикаторы ландшафтно-экологических перестроек при фоновых сдвигах климатической системы.

Среди классов растительных формаций примеры климатических ниш первого типа (как термических, так и плювиальных) дают широколиственно-сосновые леса Верхнего и Среднего Поволжья, пихто-ельники бассейна Камы и в особенности заволжские типчаково-ковыльные степи. По годовым осадкам к этому же типу ниш относятся сухостепные сообщества Высокого Заволжья и подтаежные леса бассейна Камы. В почвенном покрове единственным, но весьма ярким представителем термических ниш первого типа ($V_{\text{кн}} = 1, P_{\text{кн}} = 0,9$) служит видовой спектр собственно подзолистых почв (от мелко- до глубоко-подзолистых). По факторам атмосферных осадков такие ниши вообще отсутствуют. Таким образом, группы почв данного региона в целом сформировались и существуют в более широком диапазоне современных гидротермических условий.

II min. $V_{\text{кн}} \rightarrow \text{mid} (3-5); P_{\text{кн}} \rightarrow \text{mid} (0,4-0,6)$. Ниша этого типа достаточно широка, но основные состояния объекта сосредоточены в узкой полосе экологического оптимума, поэтому инерционность невелика и объект может сохранить

свою качественную определенность при гидротермических сигналах за счет упругости вблизи экологического оптимума и, в меньшей степени, пластичности в диапазоне «размытых» ветвей ниши. В целом такие объекты характеризуются умеренной пластично-упругой устойчивостью.

Климатические ниши 2-го типа занимают среднее положение на гистограммах (см. рис. 4.1 и 4.2). Для растительных формаций к данному типу термических ниш относятся средне- и южнотаежные темнохвойные леса бассейна Камы, а также подтаежные сосняки. Плювиальные ниши практически не выражены. Гидротермические ниши второго типа охватывают также наибольшее число групп почв — от среднетаежных подзолов до степных южных черноземов.

III min. $V_{\text{кн}} \rightarrow \text{mid}$ (4–6); $P_{\text{кн}} \rightarrow \text{min}$ (0,2–0,4). Данный тип, как и предыдущий, занимает среднее положение, но отличается от него сочетанием слабо выраженного экологического оптимума с умеренным объемом самой ниши. В этом случае инерционность объекта так же резко ослаблена, однако он способен поддерживать свое состояние за счет проявления пластичности и гораздо меньше — упругости. Такие объекты обладают повышенным запасом устойчивости упруго-пластичного типа.

Третий тип климатической ниши представлен достаточно разнообразно в ординации растительности и почв только по осадкам теплого периода. Сюда входят средне- и южнотаежные, подтаежные и широколиственные леса с дерново-подзолистыми и серыми лесными почвами, а также гумидные луговые степи с типичными черноземами. По годовым осадкам и среднеиюльской температуре данный тип ниши имеют лишь подтаежные широколиственно-сосновые леса на дерново-мелкоподзолистых почвах и формации типичной лесостепи с выщелоченными черноземами.

IV min. $V_{\text{кн}} \rightarrow \text{max}$ (6–7); $P_{\text{кн}} \rightarrow \text{min}$ (0,1–0,2). Объект в целом наиболее устойчив. Благодаря своей высокой инерционности, с элементами пластичности, он может оставаться без качественных изменений в максимально широком диапазоне градаций фактора и поэтому наиболее толерантен к его вариациям. Необходимо чрезвычайно сильный сигнал, чтобы вывести объект за пределы области гомеостаза. В самой же нише все градации фактора почти равновероятны, что указывает на высокоразвитые механизмы адаптации объекта к данному фактору.

Четвертый тип ниш свойствен средне- и южнотаежным соснякам и широколиственно-сосновым лесам лесостепной зоны: по $t_{\text{июля}}$ — камско-печерским пихто-ельникам, по $r_{\text{год}}$ и $r_{\text{тп}}$ — восточноевропейской южной темнохвойной тайге и всем неморальным лесам Волжского бассейна. В почвенном покрове структура ниш этого типа имеют: а) по температуре — торфяно-подзолисто-глеевые почвы, иллювиально-железистые и иллювиально-гумусовые подзолы средней тайги, а также темносерые лесные почвы, оподзоленные и луговые (выщелоченные) черноземы; б) по осадкам — те же подзолы, а также дерново-подзолисто-глеевые и переходные дерново-мелкоподзолистые почвы. Эти группы почв обладают наибольшим запасом гомеостатичности по указанным факторам. Столь же высоко

устойчивы к изменениям увлажнения некоторые лесостепные и сухостепные почвы — выщелоченные и остаточнок-карбонатные черноземы.

Таким образом, как для растительности, так и для почв зональный диапазон климатических ниш четвертого типа весьма широк, и это свидетельствует о наличии «ядер» (центров) высокой потенциальной устойчивости к изменениям региональной климатической системы во всех природных зонах (подзонах) Волжского бассейна.

4.1.4. Сравнительная оценка климатических ниш растительности и почвы

Для того чтобы получить более целостную картину о возможных региональных ландшафтно-экологических сдвигах при глобальных изменениях климата, необходимо рассмотреть одновременно климатические ниши классов растительных формаций и соответствующих им групп почв и тем самым выявить уровень конформности (эквивалентности) этих ниш по запасам гомеостатичности, а следовательно по характеру и скоростям возможных преобразований.

Следует оценить, насколько может сохраниться современная взаимная адекватность (или, наоборот, дисконформность) фитоценологических и почвенных единиц при тех изменениях регионального климата, которые соразмерны с характерными временами зональных типов (подтипов) природных экосистем. Естественно, мы можем сравнивать геокомпоненты только по таким свойствам, которые имеют сопоставимые времена релаксации. При этом фитобиотические характеристики как наиболее динамичные целесообразно использовать в качестве реперных. Очевидными реперами являются характерные времена трансформации травянистого и древесного ярусов — от 10 до 100 лет. На этих временных интервалах происходят также заметные изменения в наиболее лабильных почвенных параметрах — в свойствах почвы-момента (Таргульян и др., 1978), которые отображают адаптивную структуру почв и в конечном итоге сказывается на их морфологии, т.е. выражается уже в свойствах почвы-памяти. Эти изменения происходят в течение 300–700 лет (Герасимов, 1968; Глазовская, 1981).

Для сравнительной оценки фитоценологических и почвенных климатических ниш нами введен новый параметр — мера их дисконформности $D_{\text{кн}}$, т.е. неэквивалентности. С этой целью каждому типу ниш придан определенный балл, численно равный указанному выше номеру этого типа. Чем выше балл, тем соответственно устойчивее ниша к данному климатическому сигналу. Мера $D_{\text{кн}}$ определяется как разность баллов у двух сопоставляемых ниш, причем из почвенного балла вычитается балл фитоценологический. Поскольку параметр $D_{\text{кн}}$ может принимать как положительные, так и отрицательные значения, следует говорить о двух различных типах структурного несоответствия ниш. При $D_{\text{кн}} > 0$ будем считать, что почвенная ниша устойчивее фитоценологической, а при $D_{\text{кн}} < 0$ — наоборот, она оказывается менее устойчивой. В обоих случаях мера $D_{\text{кн}}$ характеризует степень рассогласования структур фитобиотических и почвенных ниш по

данному климатическому признаку. При $D_{\text{кн}} = 0$ можно говорить о взаимной эквивалентности ниш, с их равной устойчивостью. На рис. 4.3 представлены трехмерные графические модели дисконформности климатических ниш в виде стягивающих поверхностей.

Как видим, в одном и том же почвенно-растительном комплексе оба компонента чаще всего имеют климатические ниши, различающиеся по характеру и степени устойчивости, поэтому неизбежна метакронность изменений обоих компонентов под действием климатических сигналов. Вместе с тем, распределение параметра $D_{\text{кн}}$ в пространстве ординации растительных формаций по группам почв имеет в целом однотипный характер как для $t_{\text{июля}}$, так и для $r_{\text{год}}$ и $r_{\text{тп}}$. По нашим подсчетам, из 77 парных сочетаний растительности и почвы 43% случаев имеют одинаково отрицательные (или равные по одному из климатических факторов) значения меры $D_{\text{кн}}$ и 30% — положительные (плюс равные так же по одному из факторов) величины. Лишь 13% повторяемости приходится на неопределенную ситуацию, когда термическая мера $+D_{\text{кн}}$ сочетается с плювиальной мерой — $D_{\text{кн}}$. Случаи обратного соотношения мер почти отсутствуют. Таким образом, можно говорить о преобладающем на данной территории однотипном (отрицательном или положительном) характере меры дисконформности климатических ниш растительности и почв и, следовательно, о согласованной их реакции в большинстве почвенно-растительных комплексов на изменения температуры и осадков. Все это существенно облегчает задачу прогнозирования (или восстановления) будущих (или прошлых) зонально-региональных почвенно-фитоценологических структур в системе совместного воздействия гидротермических сигналов.

Приведем результаты оценок меры рассогласования климатических ниш растительности и почв Волжского бассейна по тому гидротермическому фактору, который является ведущим для той или иной природной зоны (подзоны). Как было нами показано ранее, пространственная дифференциация гео(эко-)систем этой территории в срединных подзонах бореального пояса (в средней и южной тайге) определяется в первую очередь радиационно-термическим фактором, а в северной полосе пояса суббореального (в подзонах широколиственных лесов и типичной лесостепи) — фактором атмосферного увлажнения. Эта закономерность отвечает общей картине евразийской и мировой биоклиматической зональности (Глазовская, 1981; Базилевич и др., 1986; и др.), а также правилу лимитирующих факторов (Одум, 1975).

В «ядре типичности» бореального пояса современный экологический оптимум собственно подзолистых и дерново-подзолистых почв в 40–45% случаев приходится на темнохвойные формации средней и южной тайги, однако при явной дисконформности термических ниш (отрицательные «пики» в левой части диаграммы на рис. 4.3). По среднеиюльской температуре ниши подзолистых почв относятся к первому типу ($V_{\text{кн}} = 1, P_{\text{кн}} \rightarrow 0,9$), с минимальной устойчивостью, между тем как сами таежные леса имеют ниши соответственно второго и третьего типов ($V_{\text{кн}} = 3-5, P_{\text{кн}} = 0,25-0,5$). Еще большая дисконформность термических

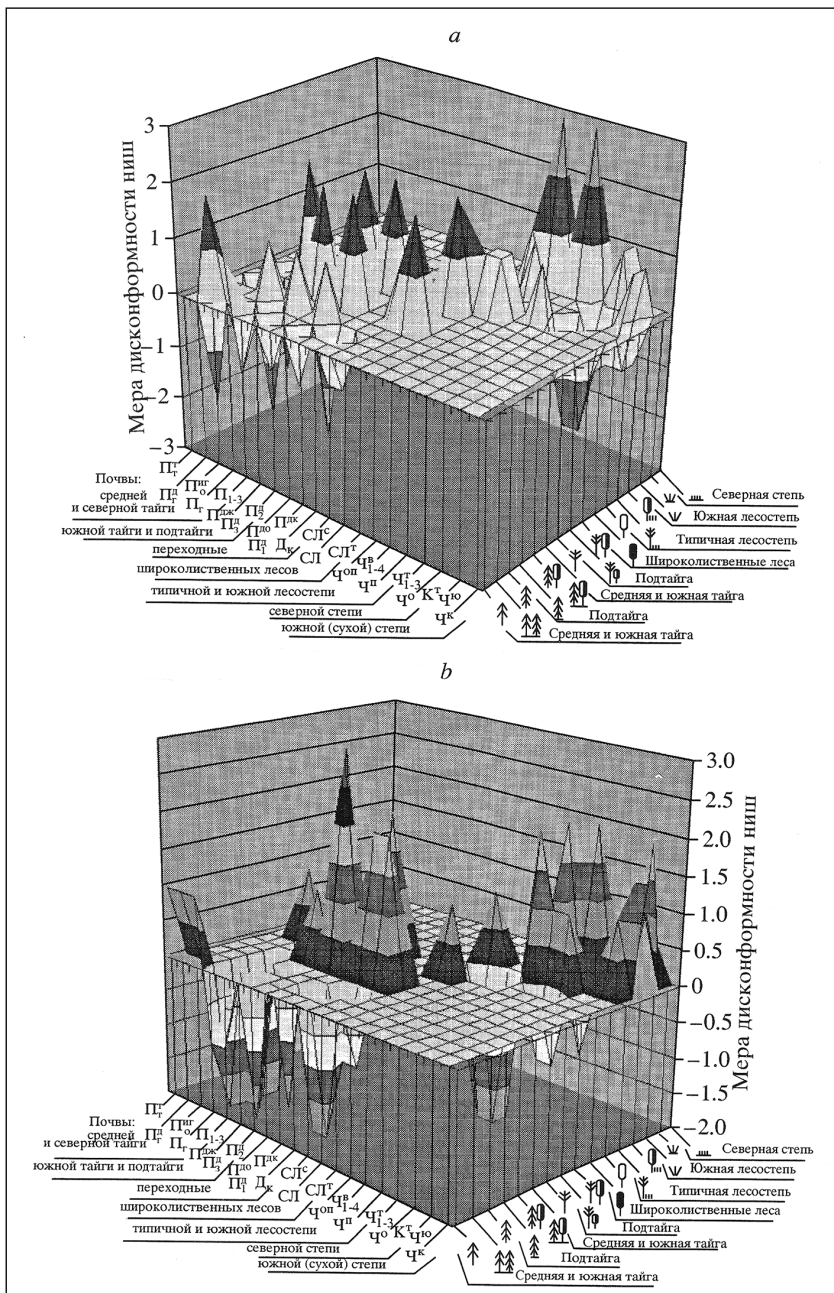


Рис. 4.3. Меры дисконформности ниш групп растительных формаций и групп почв Волжского бассейна по средней температуре июля (а) и годового количества осадков (б). Условные обозначения те же, что и в табл. 4.1 и 4.2.

ниш наблюдаются в некоторых таежных сосняках. Сами сосновые фитоценозы имеют ниши четвертого (наиболее устойчивого) типа, между тем как у собственных им дерново-подзолисто-глеевых и подзолистые почв типы ниш на два-три ранга ниже.

В более южных природных зонах и подзонах: в подтайге, широколиственных лесах, лесостепи и северной степи, — летний термический сигнал должен вызвать почти синхронные и более медленные, чем в тайге, изменения в растительности и почвах. Однако на этом фоне доминируют сочетания более устойчивых почвенных разностей с менее устойчивыми фитоценозами (положительные «пики» в центральной и правой частях диаграммы на рис. 4.3). Таковы, например, хвойно-широколиственные леса (первый тип ниш) на дерново-подзолистых и иллювиально-железистых почвах (ниши четвертого типа). Аналогичное соотношение термических ниш свойственно заволжской южной лесостепи, с ее оподзоленными черноземами и лугово-черноземными почвами. Наконец, следует упомянуть липо-дубняки, липовые леса и остепненные луга с дубовыми лесами, которые имеют так же менее устойчивые ниши, чем сопутствующие им темносерые лесные почвы и оподзоленные черноземы.

Таким образом, вырисовывается следующая наиболее вероятная картина ответной реакции фитоценологического и почвенного блоков природных экосистем Волжского бассейна на изменения температуры вегетационного периода. В таежной зоне этот сигнал вызовет первоочередные сдвиги в наиболее динамичных свойствах почв (в почве-моменте), между тем как перестройка лесных фитоценозов начнется с определенным запаздыванием и/или будет совершаться замедленными темпами. Наиболее устойчивыми окажутся средне- и южнотаежные сосняки, а также повышено континентальные камско-приуральские пихто-ельники на всех категориях почв. Более гумидные темнохвойные леса Верхнего Поволжья будут трансформироваться заметно быстрее.

На всей же остальной территории бассейна, начиная с зоны смешанных лесов, должна доминировать противоположная тенденция. На общем фоне их замедленной динамики у многих природных экосистем фитобиотический компонент оказывается менее устойчивым, чем почвенный, поэтому он должен претерпевать наиболее быстрые структурные изменения. Особенно резкий разрыв в темпах преобразований фитоценозов и почв можно ожидать у сосново-широколиственных и неморальных лесов, дубравной лесостепи, а также у повышено континентальных широколиственно-темнохвойных и северостепных экосистем. Здесь современные почвенные разности могут остаться длительное время в качестве реликтов при новых фитоценологических структурах. Дисконформность плювиальных ниш для таежных и подтаежных гео(эко-)систем не имеет существенного значения: как растительность, так и почвы здесь обладают преимущественно высокой устойчивостью к изменениям количества осадков.

На всей остальной территории Волжского бассейна, при всем разнообразии параметра $D_{\text{кн}}$ по фактору увлажнения, преобладают его положительные значе-

ния — почвы здесь должны быть более устойчивы, чем фитоценозы. Это наблюдается уже в широколиственно-темнохвойных лесах Верхнего Поволжья, с дерново-подзолистыми и светлосерыми лесными почвами, в разнотравно-злаковых сосняках, а также в луговых степях на выщелоченных и остаточно-карбонатных черноземах. Однако наиболее ярко «положительный» тип дисконформности плювиальных ниш выражен в континентальных заволжских степях на черноземах южных и карбонатных и темнокаштановых почвах. Очевидно, рост или уменьшение количества осадков здесь должны вызвать в первую очередь фитоценологические сдвиги, их облесение или, наоборот, опустынивание, а затем уже — соответствующие изменения в свойствах почв. В менее континентальных степях юго-запада Волжского бассейна можно ожидать достаточно синхронную и более быструю перестройку обоих компонентов экосистем при изменениях атмосферного увлажнения.

4.1.5. Верификация моделей дисконформности климатических ниш

Полученные модельные оценки соотношений реакции растительности и почв на климатические сигналы нуждаются в определенных доказательствах. Логично обратиться к современному территориальному распределению почвенно-растительного покрова, рассматривая его как некоторый пространственно-временной срез на разночастотных траекториях сверхвековой динамики фитобиотических и почвенных компонентов. «Работоспособность» моделей может быть проверена фактами современной дисконформности ареалов растительности и почв. Такая проверка была проведена нами по матрицам их частных коэффициентов связей (табл. 4.3). При интерпретации этих связей мы исходили из минимального характерного времени «реперного» природного компонента — растительности. Как показал В.Н. Сукачев (1975), период времени, необходимый для формирования разновозрастного лесного сообщества, с семенным возобновлением основных лесобразующих пород, составляет 200–300 лет. По-видимому, это тот временной лаг, в течение которого коренная лесная растительность приходит в соответствие с предшествующим климатическим возмущением. При этом, сам сигнал должен быть так же достаточно продолжительным. Как уже отмечалось, за такой период времени могут произойти существенные морфологические изменения в верхних горизонтах почвы, однако они явно недостаточны для перехода всего почвенного профиля из одного зонального или подзонального ряда в другой. Для этого нужны, по-видимому, несколько тысячелетий (Таргульян, Соколов, 1978).

Эта закономерность отвечает общей картине Евразийской и Мировой био-климатической зональности (Глазовская, 1981; Базилевич и др., 1986; и др.), а также правилу лимитирующих факторов (Одум, 1975).

Таким образом, современная территориальная структура растительного покрова Волжского бассейна и Русской равнины в целом сформировалась на последнем, не менее чем 500-летнем (а возможно и еще более продолжительном)

Таблица 4.3. Распределение экологических ниш классов растительных формаций по группам почв Волжского бассейна и его окружения

Почвы	Растительность														Северная степь				
	Темнохвойные и широколиственно-темнохвойные леса				Сосновые и широколиственно-сосновые леса средне- и южно-таежные и подтаежные				Широколиственные леса		Типичная лесостепь		Южная лесостепь						
	Средне- и южнотаетные	Средне- и южнотаетные	Подтаежные	Подтаежные															
Северной тайги	• П ^{ши} _о , П ^{ол} _т	• П ₁ , П ₂	• П ^т ₁	• П _{1,2}	• П ₁ , П ^{ши} _т	• П ₃ , П ^{лж} _ж	• П ^д _{3,2} , П ^л ₁	• П ^{лв} ₃ , П ^{до} ₀	• Д ^к	• С ^{лс}	• С ^л	• С ^{лт}	• Ч ^{ол} _{1,2}	• Ч ^в _{1,4}	• Ч ^{вл} ₃ , Ч ^л ₄	• Ч ^т _{1,3,3'} , Ч ^{фк} ₀	• Ч ^о ₀ , К ^т	• Ч ^к	• шш
Средней тайги	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Южной тайги и подтайги	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Переходные	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Широколиственных лесов	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Типичной и южной лесостепи	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Северной степи	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Южной (сухой) степи	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•

Примечание. Знак ↓ указывает на то, что данная группа почв является южным реликтом по отношению к растительной формации, а знак ↑ — новообразованием или северным реликтом. Знак X означает оптимум (доминант) экологической ниши, а знак • указывает на «размытую» часть ниши.

этапе многовековых климатических колебаний. Речь может идти, прежде всего, о восходящей ветви известного 1800–1900-летнего цикла общей увлажненности (Шнитников, 1957), которая пришлась в своем экстремуме на XIV–XVII вв. — на так называемый малый ледниковый период и продолжалась, по последним данным (Кренке и др., 1995; Климанов, 1997), почти до 90-х годов XIX века. Эта ветвь была осложнена вековыми и внутривековыми циклами, однако на всем 600-летнем интервале в западных и центральных районах Русской равнины сохранился общий тренд понижения летней температуры на 1,5–2 °C и роста годовой суммы осадков на 80–120 мм (Танфильев, 1953). Данный тренд похолодания и роста увлажненности усиливался тем, что он положительно интерферировал с аналогичной, но гораздо более низкочастотной, ветвью колебаний климата в верхнем голоцене — с субатлантическим временем, составляя его позднюю фазу (Хотинский, 1977; Палеогеография..., 1982).

Этот более общий тренд берет свое начало еще с первой половины суббореального периода (около 3000–4000 л.н.), которая отличалась более высокими температурами и повышенной сухостью по сравнению с современными условиями (Хотинский, 1977), почему и получила в свое время название ксеротермического периода (Герасимов, 1968). Понижение температуры и рост увлажненности во второй половине суббореала и на протяжении всего субатлантического времени (в течение 2500 лет) несомненно должны были привести к значительному смещению на Русской равнине зональных границ растительного покрова на юг. Судя по палинологическим и геоботаническим данным (Сукачев, 1975; Хотинский, 1977; Курнаев, 1980; Палеогеография..., 1982; Климанов, 1997; и др.), можно говорить о трансгрессии березово-сосновых лесов в темнохвойные формации средней и южной тайги, о широком внедрении ели в дубравы, с расширением зоны подтайги, и о наступлении леса на степь, с соответствующим смещением южной границы лесостепной зоны.

Если при сопряженном анализе современных ареалов растительности и почв обнаружится их дисконформность, то следует признать, что зональная структура растительного покрова приобрела нынешние очертания лишь в течение последних нескольких столетий, а аналогичные почвенные единства, сформированные еще в досубатлантическое время и оказавшиеся в полосе наиболее значительных сдвигов растительных ареалов, перешли в категорию южных реликтов. Для проверки этой гипотезы сопоставим полученную нами матрицу экологических ниш растительности по почвенному фактору (см. табл. 4.3) с эталонным распределением типов почв в системе ландшафтных зон и подзон бореального и суббореального поясов Русской равнины, согласно Зонну (1967), Ливеровскому (1974), Глазовской (1981).

В целом, средне- и южнотаежные растительные формации адекватны своим почвенным разностям — от торфяно-подзолисто-глеевых до иллювиально-гумусовых и железистых подзолов, с доминированием подтипа дерново-подзолистых почв. По-видимому, оба природных компонента в южной половине бореального

пояса пришли к настоящему времени в состояние относительной *устойчивости*. Несмотря на весьма значительные сдвиги на юг зональной растительности (Хотинский, 1977; Палеогеография..., 1982), минеральный профиль дерново-подзолистых почв остался унаследованным с конца атлантического периода; произошли лишь изменения гумусового профиля (Александровский, 1983). Благодаря сжато му круговороту органики (Одум, 1975) и высокой интенсивности биологических «атак» на гумусовые вещества, в почвах бореальных лесов постоянно преобладает «молодой гумус», с возрастом 250–500 лет (Герасимов, 1985), что свидетельствует о сравнительно быстрой их реакции на изменения гидротермических условий. Отсюда — достаточно высокая синхронность динамики почв и растительности средней и южной тайги. При этом, почвы трансформировались в первую очередь, о чем говорит наличие на плоских слабо дренируемых водоразделах под южнотаежными и даже темнохвойно-широколиственными лесами подзолисто-глеевых почв — представителя северной тайге (см. табл. 4.3). В условиях многовекового роста увлажненности произошло наложение глеевого процесса на подзолистый, с общим замедлением скорости биологического круговорота и с усилением кислого гидролиза органико-минеральных веществ (Александровский, 1983), в результате чего и сформировались подзолисто-глеевые почвы (Зонн, 1967). Очевидно их следует считать последними северотаежными новообразованиями в почвенном покрове южной тайги и смешанных лесов.

Однако в этих же зонах (подзонах) встречаются почвы — представители более южных климатических условий. В южной тайге ими являются развитые на опесчаненных суглинках и супесях под верхневолжскими и прикамскими пихто-ельниками дерново-подзолистые остаточные карбонатные и со вторым гумусовым горизонтом почвы, которые входят в ряд псевдоподзолистых (Зонн, 1967; Ливеровский, 1974), или переходных подзолисто-бурых почв (Глазовская, 1981) и соответствуют скорее зоне смешанных лесов.

В темнохвойной подтайге на хорошо дренируемых суглинистых склонах наряду с фоновыми дерново-подзолистыми почвами значительно распространены светлосерые и серые лесные, которые совместно с темносерыми разновидностями являются доминантами в дубравах и липняках соседней подзоны широколиственных лесов. В соответствии с результатами палео-педологического анализа (Александровский, 1983) все эти почвенные аномалии можно считать южными реликтами, которые сохранились здесь при трансгрессии более северной бореальной растительности в течение суббореального периода.

Наиболее пестрая картина соотношений фитобиотических и почвенных ареалов складывается в типичной и южной лесостепи и северной степи, что свидетельствует о достаточно сложной трансгрессивной динамике растительного покрова в переходной полосе от леса к степи. В типичной лесостепи типичные черноземы практически отсутствуют, зато они широко распространены в теневых широколиственных лесах (см. табл. 4.3). Пожалуй, их можно считать наиболее дальними степными реликтами почв, оставшимися на средних и нижних ча-

стях склонов в полосе современного распространения лесных формаций. Южные черноземы вместе с темнокаштановыми почвами сухой типчаково-ковыльной и полынно-солонцевой степи расширяют свой ареал от наиболее аридных приводораздельных склонов на плоские междуречья и в речные долины, где они встречаются под северными степями и даже остепненными дубравами и сосняками. Это еще одни южные реликты сухостепных почв в подзоне южной лесостепи. Реликтовость типичных и южных черноземов обусловлена замедлением биологического круговорота в сухом климате и прочностью гумусовых веществ, что ведет к преобладанию в этих почвах «старого гумуса», с возрастом не менее 1000–2000 лет (Зонн, 1967) Поэтому в течение позднего голоцена почвы типичной и южной лесостепи развивались исключительно по черноземному типу.

Вместе с тем в самой степной зоне и в переходной полосе от леса к степи обнаружены и северные реликты. Ими являются, во-первых, лесостепные оподзоленные и особенно обыкновенные черноземы, оказавшиеся под северными степями, а во-вторых, — темносерые лесные почвы в подзоне южной лесостепи (см. табл. 4.3). Как реликты эти почвенные разности свидетельствуют о недавней трансгрессии степной растительности на север, что должно быть вызвано устойчивыми изменениями в самое последнее время регионального климата в сторону аридизации. И действительно, за последние 100 лет на территории Волжского бассейна средняя годовая температура воздуха выросла почти на 1 °С (Переверденцев и др., 2001), при одновременном усилении межсезонных климатических контрастов и росте повторяемости экстремальных гидротермических условий (Кренке и др., 1995). Все это могло вызвать известные в XX веке волны усыхания дубрав (Курнаев, 1980) и расширение на север ареалов степных экосистем как наиболее динамичных (Танфильев, 1953).

Итак, анализ современных соотношений фитоценологических и почвенных единиц на территории Волжского бассейна, сформировавшихся за последние столетия, подтвердил реальность тех палео-прогнозных оценок взаимного смещения ареалов растительности и почв под действием гидротермических сигналов, которые сделаны нами по моделям их климатических ниш. Почвы бореальных лесов как наиболее динамичные среди остальных почв в основном сохранили свою адекватность зональным типам (подтипам) растительности.

В северной же полосе суббореального пояса растительность оказалась, как правило, гораздо динамичнее почвы, что привело к современному рассогласованию ее с соответствующими зональными и подзональными единицами почв. Не только типично-лесостепные, но и широколиственнолесные формации надвинулись на южную лесостепь и северную степь, в результате чего развитые здесь типы лугово-черноземных и черноземных почв оказались в положении реликтов. Этот процесс продолжается, по-видимому, и в настоящее время, о чем говорят внедрение в типичную лесостепь Среднего Поволжья видов теневого широколиственного леса, а также смена более аридных дубняков на более гумидные липовые леса (Курнаев, 1980).

Можно предполагать, что выявленные степные почвенные реликты в подзонах широколиственных лесов и типичной лесостепи есть не что иное, как наследие известных «доисторических степей» Г.И. Танфильева (1953). Результаты экологического моделирования и их верификация не позволяют согласиться с предположением о высокой стабильности в голоцене зональных границ переходной полосы от леса к степи и о древности и феноменальной устойчивости всего ареала лесостепной зоны.

Отрицательное мнение по этому вопросу высказывал Л.С. Берг (1950), связывавший реликтовость черноземных почв в лесостепной зоне Русской равнины с наследием прежнего (суббореального) более сухого и, в меньшей степени, более теплого климата.

4.2. Полиморфизм ландшафтно-зональных систем

4.2.1. Состояние проблемы

В ряду наиболее острых проблем современной географии выделяется «...поиск новых фундаментальных закономерностей, пополняющих научную картину мира» (Преображенский, 1997, с. 3). Одно из направлений этого поиска связано с разработкой теории полиструктурности географического пространства (Раман, 1976; Солнцев, 1997), в которой соотношения дискретности и континуальности географических явлений и процессов составляют важнейшую методологическую проблему (Пузаченко, 1984; Ретеюм, 1997). По нашему мнению, речь идет о создании научной концепции полиморфизма геосистем.

Истоки этой концепции мы находим в теоретических разработках отечественных и зарубежных исследователей прошлых лет. Так, рассматривая географический район (ландшафт) как «произведение, с одной стороны, пространства, а с другой — движения», В.П. Семенов-Тянь-Шанский подчеркивал необходимость учитывать географические явления не только по их пространственному расположению, но и по «количественным взаимоотношениям», отражающим «интенсивность явлений» (1928, с. 11, 16). Б.Б. Польшов обосновал представление о ландшафте как о сложной цепи взаимосвязей природных компонентов, имея в виду неоднозначность и неравноценность связей каждого элемента ландшафта с другими элементами: «...каждое звено такой цепи и составляет одну из главнейших задач учения о ландшафтах» (1952, с. 359). Развивая континуальное направление в ландшафтной экологии, Л.Г. Раменский (1971) выделял 5 разномасштабных факторов формирования растительного покрова.

Различные сочетания этих факторов дают соответствующее разнообразие региональных и топологических эколого-фитоценологических структур. Сторонник геттнеровского хорологизма в географии, Р. Хартшорн отметил, что «...синтез взаимодействий явлений, определяющий характер территории (пространства), представляет одну из форм интеграции» (Hartshorn, 1959, p. 32).

Представление о полиструктурности ландшафтных систем вытекает также из теории физико-географического процесса А.А. Григорьева (1965), который указывал, что развитие физико-географической среды идет по спиралевидным незамкнутым циклам. Стадии этого цикла различаются как соотношением геокомпонентов, так и ландшафто-образующим эффектом их взаимодействия, создающих дифференцированную систему межкомпонентных ландшафтных связей.

В отечественном ландшафтоведении наиболее аргументированные представления о полиструктурности природных комплексов любого ранга развивал Д.Л. Арманд (1952, 1955, 1975): он установил принципиально корреляционный характер межкомпонентных связей, показал условность выделяемых ландшафтных границ и доказал невозможность создания универсальной схемы природного районирования. В конце концов, к аналогичным выводам пришел один из его оппонентов Н.А. Солнцев (1973). Обобщив результаты исследований Г.И. Танфильева, К.Д. Глинки, И.М. Крашенинникова, Б.А. Келлера, И.П. Герасимова и др., он высказался в пользу поливариантности зональных типов почвенно-растительного покрова (и соответственно зональных типов ландшафтов), обусловленной различными формами устойчивого взаимодействия гидроклиматических и литогенных факторов. Эти выводы созвучны положениям фитоценологии об эмпирическом и теоретическом плюрализме — множественности моделей формирования устойчивых растительных сообществ при различных соотношениях абиотических факторов (Миркин, 1990; Миркин, Наумова, 1994). Распространенная в нашей стране двухрядная система таксономических единиц геосистем — типологических и региональных, — дополненная такой же «сквозной» схемой «переменных», или парагенетических, природных комплексов (Арманд, 1952; Ретеюм, 1975; Мильков, 1981), по существу исходит из признания полиморфизма как фундаментальной закономерности иерархического устройства биосферы.

Как отметил еще В.И. Вернадский (1965), полиморфизм есть общее состояние материи, а полиморфными разностями являются ее критические состояния симметрии, смена которых сопровождается определенным термодинамическим эффектом.

Представление о геосистемах как о полиструктурных природно-территориальных единствах получило дальнейшее развитие в работах (Раман, 1976; Солнцев, 1981а). Оно приобрело вид рабочей гипотезы, состоящей из целого ряда узловых положений: а) об относительной независимости геокомпонентов и образуемых ими геопотоков и геополей (Солнцев, 1981, 1997); б) о ядерно-оболочечном способе организации геосистем разной субстратной природы в условиях континуальности как фундаментального свойства географических пространств (Ретеюм, 1975, 1997) и в) о множественности вариантов автохтонного поведения геокомпонентов, создающих на каждом иерархическом уровне наложенные разнокачественные структуры (Пузаченко, 1984, 1997). К ним же можно причислить сформулированные в 60-х годах К.К. Марковым (1986) представления о метакронности природных процессов и явлений. Отсюда в дальнейшем оформились

основные черты концепции полихронности геосистем, дающей трактовку природного комплекса любого ранга как некоторого «диахронного целого», где каждый природный компонент обладает собственным характерным временем цикла развития со своими свойствами инерционности, унаследованности и лабильности (Величко, 1991) и где поэтому геокомпоненты выступают фактически как разные объекты (Солнцев, 1981а).

Развитию идеи полиструктурности ландшафта способствовал переход от начального понятия природный комплекс к более емкой и сложной дефиниции геосистема (Сочава, 1967). Это позволило рассматривать природные компоненты в их разнообразных взаимосвязях и выявлять множество парциальных структур, каждая из которых по-своему отображает свойства целого — ландшафта. Развитие теории ландшафтного полиморфизма означает по существу переход от единой модели природно-территориальной организации к множеству моделей, дающих более разнообразную картину процессов интеграции и дифференциации в географической оболочке и обогащающих наши представления о механизмах этих процессов.

Однако идею полиструктурности геопространства большинство авторов высказывают как некое обобщение их опыта многолетних ландшафтных исследований и обычно не подкрепляют ее фактическим материалом. По-видимому, еще рано говорить о превращении идеи полиструктурности в концепцию геосистемного полиморфизма. Ниже изложен наш опыт регионального анализа моносистемной природно-территориальной организации, в процессе которого были установлены конкретные парциальные ландшафтнозональные структуры — реальное воплощение идеи полиструктурности геосистем.

4.2.2. Методы исследования

Объектом изучения послужили различные геосистемы регионального уровня на территории бореального экотона Волжского бассейна: виды ландшафтов, ландшафтные области, физико-географические провинции, речные бассейны, геоморфологические секторы, для чего были использованы собственные и фондовые, а также опубликованные другими авторами картографические материалы в масштабе 1 : 2 500 000. В итоге получено следующее генеральное множество геокомпонентных признаков: 1, 2 — годовые суммарная радиация и радиационный баланс; 3, 4 — средние температуры января и июля; 5 — сумма активных температур; 6 — годовая испаряемость; 7–9 — суммы осадков за год, холодного и теплого периодов; 10 — годовое суммарное испарение; 11, 12 — годовой поверхностный и подземный сток; 13 — коэффициент стока; 14 — валовое увлажнение территории; 15 — максимальная высота снежного покрова; 16, 17 — радиационные индексы сухости Будыко и Базилевич; 18, 19 — коэффициенты увлажнения Высоцкого–Иванова и Селянинова; 20 — снежно-температурный коэффициент Рихтера; 21 — коэффициент снежности Осокина; 22–24 — коэффициенты кон-

тинентальности Симонова и Полозовой (зимний и летний); 25 — первичная биологическая продуктивность; 26, 27 — типы морфоструктур и морфоскульптур; 28 — ступени абсолютных высот; 29 — современные тектонические движения; 30 — механический состав почвообразующих пород; 31 — глубина залегания грунтовых вод; 32 — литология и влажность грунтов; 33 — летние запасы влаги в пахотном слое почвы; 34 — химический состав грунтовых вод; 35 — почвенно-геохимические комплексы.

Качественная определенность каждой ландшафтной единицы и особенности размещения ее ареалов определяются характером контактной геокомпонентной структуры (Солнцев, 1981а) и степенью ее геосинэргической однородности (Хазазе, 1980). Степень контактности и геосинэргичности моносистемной ландшафтной структуры мы выразили через *меру тесноты связей* между признаками различных геокомпонентов. Как подчеркивал В.Б. Сочава, «...теснота связей между компонентами геосистем может быть поставлена на первое место в ряду логических критериев учения о геосистемах, так как характеризует очень важную особенность структуры этих систем» (1978, с. 29–30).

Изучение тесноты связи между объектами земной природы с помощью различных математических методов — задача, которая уже ставилась неоднократно и решалась по-разному (Крамбейн, Грейбилл, 1969; А.Д. Арманд, 1975; Кобелева, 1975; Александрова, 1981; Пузаченко, Скулкин, 1981; и др.). Однако в большинстве случаев рассматривалась лишь парная корреляция и анализ ограничивался несколькими парами признаков. Ниже излагается метод расчета единого показателя тесноты межкомпонентных связей для множества признаков.

Сопряженный анализ карт (с помощью известного метода ортогональных сеток) позволил получить матрицы совместной встречаемости каждой пары A и B из 35 признаков (по их соответственно i -м и j -м градациям). По этим матрицам рассчитывались парциальные коэффициенты связи K_{ij} :

$$K_{ij} = 2 P_{ij} / (P_i + P_j), \quad (4.1)$$

где P_{ij} — условные, а P_i и P_j — априорные вероятности (очевидно, что $0 < K_{ij} < 1$).

Далее, для каждой из 1467 точек измерительной сети составлялась новая матрица K_{ij} — между всеми 35 признаками. В каждой клетке матрицы помещались те значения K_{ij} , которые отвечали парному сочетанию градаций признаков, принадлежащему данной точке. Наконец, путем объединения точек по ареалам отдельных видов или групп ландшафтов (см. Коломыц, 2005), природных зон (подзон), физико-географических областей (см. Мильков, Гвоздецкий, 1986) и т.д., были получены значения K_{ij} — для соответствующих объектов. Изложенный алгоритм был разработан Б.И. Семкиным по идее, предложенной автором. Все расчеты проведены по компьютерной программе, составленной С.И. Михальченко.

Параметр K_{ij} — характеризует степень взаимной эквивалентности (сбалансированности) коррелируемых геокомпонентных признаков, т.е. пространственную упорядоченность состояний каждого природного компонента в связи с теми или

иными состояниями других компонентов, что позволяет говорить о степени равновесности функциональных отношений геокомпонентов. В этом смысле K_{ij} есть мера упорядоченности и относительной равновесности моносистемной структуры ландшафтов, а следовательно, определенная *мера целостности самого природного комплекса*.

Для оценки наиболее существенных черт эквивалентности геокомпонентов была произведена выборка полностью или относительно не зависящих друг от друга признаков входа из их генеральной совокупности, а также выходных параметров состояния геосистем. Всего было отобрано 26 признаков, сгруппированных в семь блоков:

<i>Блок</i>	<i>Обобщенное наименование</i>	<i>Номера признаков</i>
A	Радиационно-термический режим атмосферы	1–6
B	Составляющие водного баланса территории	8–12, 14
C	Комплексные гидротермические показатели	16–19, 22
D	Геолого-геоморфологические факторы	26–30
E	Гидроэдафические условия местоположений	31–34
F	Первичная биологическая продуктивность	25
G	Почвенно-геохимические комплексы	35

Блоки характеризуют три обобщенных ландшафтообразующих фактора: приземную атмосферу, континентальную гидросферу и поверхностную литосферу, а также два выходных структурно-функциональных показателя ландшафтов: первичную биопродуктивность (геофизический показатель) и почвенно-геохимические комплексы (геохимический признак). Согласно А.Д. Арманду (1975), к независимым переменным отнесены признаки блоков *A*, *B* и *D*, к частично зависимым — элементы блоков *C* и *E*.

Далее, из начальных (полных) матриц мер тесноты межкомпонентных связей для всех видов ландшафтов были удалены все значения K_{ij} между признаками внутри каждого геокомпонентного блока и оставлены только межблочные отношения. Полученные таким образом новые матрицы характеризовали в отпрепарированном виде наиболее существенные ландшафтообразующие связи между входными геокомпонентами — «представителями» трех абиотических геосфер: атмосферы, гидросферы и литосферы. В этом ряду отсутствует представитель биосферы как системы сообществ живых организмов, прежде всего растительности. Однако последняя введена в качестве руководящего признака при выделении типов и видов ландшафтов.

Итак, мы различаем две категории меры тесноты межкомпонентных связей: меру $K_{ij}(1)$ по всей генеральной совокупности 35 структурно-функциональных признаков ландшафтов и меру $K_{ij}(2)$ связей между пятью абиотическими геокомпонентными блоками (*A*, *B*, *C*, *D* и *E*), а также между двумя выходными характеристиками (*F* и *G*). Параметр $K_{ij}(2)$ описывает «в чистом виде» системо-формирующие вертикальные связи в ландшафте, поскольку он отображает

отношения между генетически разнородными и разнотипными природными компонентами. По гистограмме распределения межблочных значений $K_{ij}(2)$ эмпирически были установлены следующие 7 классов эквивалентности структурно-функциональных блоков в ландшафтах Волжского бассейна:

Класс	1	2	3	4	5	6	7
Мера $K_{ij}(2)$	0,504–0,307	0,306–0,255	0,254–0,216	0,215–0,185	0,184–0,146	0,145–0,110	0,109–0,0

Анализ геокомпонентной структуры ландшафтов выполнен с помощью кластерных моделей, построенных на параметре $K_{ij}(2)$. Кластеризация межкомпонентных связей проведена по средневзвешенному парно-групповому методу (Ludwig, Reynolds, 1988), когда усредняются все межблочные отношения в данной паре блоков с учетом неравенства количеств признаков в разных блоках. При анализе кластер-дендрограмм использован предложенный нами парциальный индекс интеграции геокомпонентных блоков $I(int)$:

$$I(int) = 1 - N_i / N_{i-1}, \quad (4.2)$$

где N_i и N_{i-1} — соответственно, числа кластеров на данном и предшествующем уровнях эквивалентности. Индекс тем больше, чем выше общность геокомпонентных блоков на данном уровне эквивалентности и чем большее их число находится в состоянии конформности. Степень максимальной кластеризации соответствует уровню эквивалентности геокомпонентов с наибольшим значением индекса интеграции.

Параметр $I(int)$ рассматривается как парциальная мера геокомпонентной целостности природного комплекса и в этом смысле он служит критерием равновесности его моносистемной структуры. Для введения этого критерия в структурные схемы каждый вид ландшафтов был представлен семизначным (по числу классов эквивалентности) вектором-строкой парциальных индексов интеграции геокомпонентных блоков. Так, геосистемам среднетаежных элювиальных моренных ельников соответствует вектор-строка $Vekt \leftrightarrow (0,14 \ 0,33 \ 0,25 \ 0,33 \ 0,50 \ 0 \ 0)$, а подтаежным трансаккумулятивным зандровым еловым и елово-сосновым ландшафтам — $Vekt \leftrightarrow (0 \ 0,16 \ 0 \ 0,33 \ 0,50 \ 0,50 \ 0)$. В первом случае геокомпонентные блоки имеют более высокий общий уровень связности, чем во втором. Для учета значимости различных классов эквивалентности геокомпонентов в общей схеме их интеграции использованы «весовые коэффициенты» w_j : максимальный для 1-го класса и минимальный — для 7-го (см. Коломыц, 2005, с. 264).

4.2.3. Общий уровень межкомпонентных связей

Параметры $K_{ij}(1)$ и $K_{ij}(2)$ были рассчитаны для 64 видов ландшафтов Волжского бассейна и по всем 35 геокомпонентным признакам. В целом, теснота межкомпонентных связей оказывается весьма низкой и лежит в сравнительно узком диапазоне (табл. 4.2): 0,15–0,22, при таком же невысоком и стабильном коэффициенте вариации: от 40–45 до 55–60%. Максимальные значения K_{ij} обычно находятся в пределах 0,35–0,40 и лишь в редких случаях достигают 0,75–0,80.

Минимумы же нередко оказываются на уровне 0,03–0,06. Низкие в целом среднестатистические значения $K_{ij}(1)$ и весьма узкие рамки их варьирования свойственны не только региональным ландшафтам, но и вышестоящим по рангу региональным геосистемам: природным зонам и подзонам, геоморфологическим провинциям, ландшафтными областями, бассейнам крупных и средних рек, наконец, всему бореальному экотону Волжского бассейна:

Геосистемы регионального уровня	Средние значения тесноты межкомпонентных связей (коэффициент вариации)
Природные зоны и подзоны	0,168–0,193 (32–52)
Геоморфологические провинции, по: Гвоздецкий, Жучкова (1980)	0,180–0,189 (31–40)
Ландшафтные области, по: Исаченко (1965)	0,175–0,191 (32–35)
Большие и средние речные бассейны	0,183–0,192 (30–32)

Вопреки сложившимся представлениям, геокомпонентная сопряженность в целом не уменьшается сколько-нибудь существенно вверх по иерархической лестнице региональных природных комплексов, а остается на уровне ландшафта. Это означает, что теснота межкомпонентных связей не может служить надежным диагностическим признаком того или иного таксономического уровня региональной геосистемы.

Таким образом, слабая пространственная сопряженность геокомпонентов — важнейшее имманентное свойство моносистемной организации ландшафта как низшей ступени физико-географического районирования, отображающая, как принято считать (Григорьев, 1965; Исаченко, 1965; Мильков, 1981; Михайлов, 1985; и др.), единство зональных и азональных черт природно-территориальной дифференциации. Это единство оказывается далеко не столь тесным, что позволяет различным геокомпонентным признакам сохранять определенную взаимную независимость и формировать те или иные парциальные структуры. Мы считаем, что низкий общий уровень межкомпонентных связей — неперенное условие проявления ландшафтного полиморфизма.

Для выявления признаков геосистемного полиморфизма была проведена дифференцированная оценка моносистемной ландшафтной организации по матрицам эквивалентности геокомпонентных блоков. Приведенные примеры (табл. 4.4) показывают, что в одном и том же виде ландшафтов уровни конформности геокомпонентов могут варьировать весьма широко — от первого (наиболее высокого) класса эквивалентности до седьмого (наиболее низкого). С другой стороны, одна и та же пара геокомпонентных блоков может иметь столь же неодинаковую степень связности в различных геосистемах.

Сводка данных из матриц интеграции геокомпонентных блоков, полученных для каждого вида ландшафтов (табл. 4.5), позволила установить общую картину

бинарных отношений эквивалентности компонентов и оценить сами ландшафты по степени связности геокомпонентов. С помощью информационно-статистической процедуры бинарной ординации (Коломыц, 2005) выявлена также система областей доминирования (своего рода ниш) классов эквивалентности геокомпонентных блоков на множестве бинарных отношений этих блоков (табл. 4.6).

Мы выделяем два типа геосистемного полиморфизма — параметрический и территориальный. Первый из них лежит в основе второго, что и предопределило порядок последующего анализа.

Таблица 4.4. Матрицы классов эквивалентности геокомпонентных блоков для некоторых видов ландшафтов зоны смешанных (*а*) и подзоны широколиственных (*б*) лесов*

Блоки	<i>а</i>) Ельники элювиальных местоположений моренных равнин							<i>б</i>) Широколиственные леса транзитных денудационно-зандровых местоположений						
	A	B	C	D	E	P	G	A	B	C	D	E	P	G
<i>A</i>	–							–						
<i>B</i>	5	–						6	–					
<i>C</i>	3	5	–					3	6	–				
<i>D</i>	4	5	4	–				5	6	5	–			
<i>E</i>	1	5	3	4	–			5	6	5	5	–		
<i>P</i>	3	5	3	4	3	–		7	7	7	7	7	–	
<i>G</i>	4	5	4	2	4	4	–	4	6	4	4	5	4	–

* Обозначения геокомпонентных блоков см. в тексте.

Таблица 4.5. Распределение высоких (1–2), средних (3–4) и низких (6–7) классов эквивалентности геокомпонентных блоков по видам ландшафтов различных природных зон (подзон)*

Виды ландшафтов	Сочетание геокомпонентных блоков											
	A–B	A–D	A–E	B–D	B–E	C–E	D–E	P–A	P–D	P–E	G–A	G–B
1/1	6		4	6	6	4				4	3	6
1/3	6			6	6		3	7	7	7	7	7
1/9		4	4			4	3		3	3	7	7
1/11	6	6	6	6	6	6	6		6	6	4	6
2/1		4	2			3	4	4	4	4	7	7
2/4	6			6	6		3		4	4		6
2/8		4	4			4	4	4	4	3	4	
2/10	6	4		6	6			6	6	6		6
3/1	4	4	4	4	4	4	2	6	6	6	4	4
¾		4	4			4	2	6	6	6	2	
3/11	6	6	2	6	6	3	6	3		6		
3/12	4	2	3	4	4	3	3	4	4	4	3	4
4/1	4	4	2	4	4	4	3	6	6	6	4	4
4/3	6	6	6	6	6	3		6	6		6	6

4/11	6			6	6		3		6		7	7
4/14									4	4	4	
5/1	6	6	6	6	4	6	6			6		4
5/3				4	4		2	6	6	6		
6/3	3	4					1				1	3
6/4	4						2		4	4	2	4

* Связка геокомпонентов $A-C$ имеет доминирующие 2–3-й классы эквивалентности, связки $B-C$ и $B-D$ — почти исключительно 6-й класс, пары $P-B$ — только 6–7-й и $P-G$ — преимущественно 6–7-й классы.

Условные обозначения видов ландшафтов: в числителе — номер природной зоны или подзоны (1 — средняя тайга, 2 — южная тайга, 3 — смешанные леса, 4 — широколиственные леса, 5 — лесостепь, 6 — северная степь); в знаменателе — порядковый номер вида ландшафтов.

Таблица 4.6. Распределение классов эквивалентности геокомпонентных блоков в системе бинарных отношений этих блоков*

Блочная пара	Класс эквивалентности						
	1	2	3	4	5	6	7
<i>а) средняя и южная тайга и смешанные леса</i>							
$A-B$				–	X	X	
$A-D$		–	–	X	*	–	
$A-E$	X	*	*	–	–	–	
$B-D$				–	X	X	
$B-E$				–	X	X	
$D-E$		X	X	–	–	–	
$C-D$			–	X	–	–	
$C-E$		–	X	*	–	–	
$P-A$		–	X	*	*	–	–
$P-B$				–	X	*	–
$P-E$			X	*	*	–	–
$G-A$	X	*	*	–	–	–	*
$G-B$				–		X	X
$G-D$		X	–	–	–	*	–
$P-G$		–	–	–	–	*	X
<i>б) широколиственные леса, лесостепь и северная степь</i>							
$A-B$			X	*	*	–	
$A-D$			–	–	*	X	*
$A-E$	*	*	*	–	–	–	–
$B-D$				–	*	X	*
$B-E$			–	X	X	*	–
$D-E$	X	*	*	*	–	–	–
$C-D$			–	–	*	X	*
$C-E$		*	X	*	*		
$P-E$			X	*	*	*	
$G-A$	*	X	*	*	–	–	

G-B			-	X	-	-	*
G-C	*	X	*	*	-	-	-
P-G				-	-	*	X

Знак «X» обозначает оптимум доминирования классов эквивалентности; «» — «размытую» часть этой области; «-» — незначимые связи; пропуск означает полное отсутствие связи эквивалентности.

4.2.4. Параметрический полиморфизм

Как и следовало ожидать, наиболее высокую эквивалентность обнаруживают блоки, связанные друг с другом односторонней зависимостью. Таковы отношения $A-C$ — радиационно-термических факторов с комплексными ландшафтно-геофизическими показателями, а также связи ($D-E$) — геолого-геоморфологических условий с гидроэдафическими факторами (см. табл. 4.5). Интеграция составляющих этих пар компонентов происходит обычно на уровнях 1–3-го классов, которые и образуют оптимумы областей доминирования эквивалентности геокомпонентных блоков (см. табл. 4.6).

Прослеживается сравнительно частая повторяемость высокой и умеренной связности двух взаимно независимых групп факторов: радиационно-термических и комплексных ландшафтно-геофизических (A и C), с одной стороны, и литогенных в общем смысле (оро-эдафических — D и E), — с другой. При этом сами исходные факторы A (теплоэнергетический) и D (геолого-геоморфологический) имеют низкую взаимную конформность (преимущественно 5–7 классов эквивалентности), что подчеркивает их взаимную независимость в условиях равнинных ландшафтов.

Однако связаны они опосредованно — через гидроэдафический фактор E , причем эквивалентность компонентов в парах $A-E$ и $D-E$ весьма высока. Оптимумы областей доминирования этих связей приурочены к 1–2-му классам эквивалентности, с теснотой связи $K_{ij}(2) = 0,255-0,400$ и выше. Эти связи можно считать достаточно устойчивыми, что и определяет ведущую роль теплоэнергетического и литогенного факторов в ландшафтной организации зональных геопространств.

На общем фоне межкомпонентных связей явную отрицательную аномалию представляют бинарные отношения блока составляющих водного баланса территории (B), класс эквивалентности которого почти со всеми остальными абиотическими блоками (A , C , D , E) не поднимается выше 6–7-го ($K_{ij}(2) < 0,145$). Даже гидроэдафический блок D , в составе которого присутствует фактор поверхностного увлажнения эдафотопы, имеет весьма низкую связь с общим круговоротом влаги. Это феноменальное явление характерно для всех без исключения зональных геопространств и для подавляющего большинства видов ландшафтов. Оно не находит простого объяснения. Ясно, по крайней мере, что характеристики водного режима ландшафтов (осадки, испарение, поверхностный и подземный сток) в целом по экотону не образуют однозначной системы связей ни с теплоэнергетическими условиями территории, ни с коэффициентами атмосферного увлажнения,

ни с литогенной основой (равнинным рельефом, механическим составом почвообразующих пород, поверхностным увлажнением эдафотопы). Еще более низок уровень связности гидрологического блока с первичной биопродуктивностью ландшафтов (7-й класс эквивалентности, $K_{ij}(2) < 0,109$).

Таким образом, налицо несомненная автономность подсистемы водного баланса в общей системе межкомпонентных связей. Можно предположить, что эта автономность вызвана известной достаточно сильной зависимостью расходных составляющих водного баланса от структуры речной сети и морфометрии самих водосборов (Гарцман, 1977; Антипов, Корытный, 1981) — тех характеристик, которые не вошли в ансамбль рассматриваемых нами геокомпонентных признаков и которые создают слишком большой информационный «шум» в системе изучаемых межкомпонентных связей. Не исключен также фактор саморегулирования гидрологических систем с проявлением их компенсационных механизмов (Коронкевич, 1995), поэтому, с одной стороны, гидрологический режим территории оказывается слабо зависящим от традиционно выделяемых абиотических процессов и явлений в ландшафтах, а с другой — его изменения не вызывают однозначной реакции в механизме функционирования почвенно-биотического ядра геосистем. Следует, однако, оговориться, что автономность водного режима природных комплексов по отношению к другим структурно-функциональным характеристикам может считаться реальной лишь в той «системе отсчета» ландшафтных связей, которая принята в данном структурном анализе и которая оказывается нетрадиционной для ландшафтно-гидрологических исследований.

Как видим, бассейновая структура, относящаяся к классу анизотропных структур и образованная составляющими водного баланса, при ее взаимодействии с ландшафтно-геохимическим блоком представляет собой геосистемную конструкцию, принципиально отличную от подразделений изотропного класса — ячеистых и изопотенциальных структур (ландшафтных районов, областей и провинций, природных зон и подзон), которые служат традиционными единицами физико-географического районирования. Образно говоря, это два весьма слабо пересекающихся параллельных мира природно-территориальной организации, и каждый из этих миров обладает своими специфическими механизмами интеграции геокомпонентов в систему, поэтому закономерности, установленные, скажем, для геосистем изотропного класса, почти не проявляются у систем класса анизотропного, и наоборот. Таким образом, налицо первый (высший) уровень параметрического полиморфизма региональных геосистем. В свете изложенного представляется неоправданной и неконструктивной критика теоретических основ классического ландшафтоведения, касающихся геосистем изотропного класса, сторонниками изучения анизотропных структур — каскадных, бассейновых и пр. (Ретеюм, 1975; Величко, 1991; и др.). Тем более неправомерна однозначная интерпретация изотропных структур как генетических (или типологических), а анизотропных — как функциональных.

Выходные параметры геосистем: первичная биологическая продуктивность (P) и почвенно-геохимические комплексы (G) — имеют заметно более высокий уровень конформности с входными абиотическими факторами, нежели соответствие этих факторов между собой (см. табл. 4.6). Несомненно, они отображают две резко отличные друг от друга группы вещественно-энергетических процессов в одних и тех же абиотических геокомпонентных блоках, прежде всего радиационно-термическом и гидроэдафическом, с которыми связи у P и G , соответственно, наиболее тесные.

При этом, почвенно-геохимический блок индицирует наиболее связанные и целостные (равновесные) парциальные ландшафтные структуры — гораздо более целостные, нежели биопродукционный блок как результат ландшафтно-геофизических процессов. По-видимому, геохимическая составляющая метаболизма создает более высокую моносистемную организацию ландшафтов, чем составляющая геофизическая, формирующая массу живого органического вещества.

Параметрический полиморфизм выявляется через систему бинарных отношений геокомпонентных блоков, которая позволяет выявить определенное множество «проекции» ландшафта, по терминологии А.Д. Арманда (1988а), — парциальных природно-территориальных структур, обусловленных наиболее тесной взаимосвязью двух или нескольких блоков различной субстратной природы.

Выделение высокоэквивалентных признаков имеет ключевое значение в анализе моносистемной ландшафтной организации, поскольку наиболее прочными межкомпонентными связями создается геосинэргическая гомогенность природных комплексов, т.е. определенная однородность комбинации свойств геокомпонентов в данном природно-территориальном единстве. В этом смысле высокосвязные признаки геокомпонентов образуют синэргический инвариант природного комплекса; они могут быть использованы как основа классификации и типизации геосистем (Хаазе, 1980). Назовем высокоэквивалентные связки признаков геосинэргическими ядрами геокомпонентной структуры природных комплексов.

Если в качестве таких ядер принять геокомпонентные связки с эквивалентностью 1–3-го классов, т.е. с $K_{ij}(2) > 0,215$, то окажется, что параметрическая полиструктурность региональных геосистем бореального экотона Русской равнины включает семь геосинэргических ядер (см. табл. 4.5 и 4.6). Этим ядрам отвечают семь парциальных моносистемных ландшафтных структур (семь ландшафтных «проекции»), объединенных в три группы: а) в группе входных абиотических факторов — термо-эдафическая ($A-E$, $C-E$) и оро-эдафическая ($D-E$); б) в группе факторов и явлений геофизического функционирования ландшафтов — термопродукционная ($A-P$, $C-P$) и эдафо-продукционная ($E-P$), в) в группе почвенно-геохимического функционирования — термо-геохимическая ($A-G$), оро-геохимическая ($D-G$) и эдафо-геохимическая ($E-G$). Помимо этого на южном крыле экотона: в широколиственных лесах, лесостепи и северной степи, — отчетливо выражена гидро-термическая парциальная структура ($A-B$), с оптимумом в 3-м классе эквивалентности геокомпонентов. Это, пожалуй, единственная региональная ландшафтная «проекция», возникающая при участии блока состав-

ляющих водного баланса. Таким образом, из 21 возможного парного сочетания геокомпонентных блоков создается только восемь сравнительно высокоупорядоченных парциальных ландшафтных структур, которые, по-видимому, и определяют общую целостность моносистемной ландшафтной организации территории. Остальные бинарные отношения геокомпонентов ($A-D$, $B-D$, $B-E$, $D-P$, $D-G$ и др.) оказываются разбалансированными. Поэтому они лишь снижают общий уровень целостности ландшафтов.

4.2.5. Территориальный полиморфизм

На основе полученного материала мы построили серию карт, иллюстрирующих степень проявления этих структур в различных видах ландшафтов и в самих зональных геопространствах бореального экотона (рис. 4.4). На эту же территорию была построена карта осредненной эквивалентности всех рассматриваемых геокомпонентных блоков (см. Коломыц, 2005), которая по существу является картой целостности моносистемных структур видов ландшафтов.

Ландшафты южной полосы бореального пояса отличаются в целом наиболее высоким уровнем конформности геокомпонентов, что выражается максимальными обобщенными значениями статистических связей между ними. С переходом от северного крыла бореального экотона к его южному крылу явно усиливается общая разбалансированность геокомпонентных блоков, т.е. происходит «размыв» устойчивых связей между ними, что должно означать уменьшение степени равновесности моносистемной структуры, снижение целостности ландшафтов. Наблюдаются не только падение среднего уровня эквивалентности геокомпонентов, но и усиление контрастов их бинарной связности между различными видами ландшафтов. Последнее касается прежде всего таких блочных пар связок, как $A-B$, $A-C$, $D-E$, $G-A$, $G-C$, $G-D$.

В общем направлении с севера на юг явно снижается также связность первичной биопродуктивности ландшафтов с абиотическим компонентом. Если в средней и южной тайге в этих парах доминируют 4–5-й классы эквивалентности (причем здесь нередки и связи 3-го класса), то в лесостепи и северной степи фоновый уровень сопряженности снижается до 6–7-го классов при растяжении во многих случаях вектора-строки области доминирования (см. табл. 4.6). Следовательно, таежная и подтаежная зоны должны иметь более высокий уровень целостности природных комплексов, нежели лежащая южнее них зона лесостепи с подзонами широколиственных лесов и северной степи, несмотря на то, что литогенная основа суббореальных ландшафтов прошла гораздо более длительный путь геоморфологического развития по сравнению с ландшафтами бореальными (Средняя полоса..., 1967). Особенно заметное (вплоть до скачкообразного) уменьшение значений геокомпонентной связности и соответствующее снижение целостности моносистемных ландшафтных структур наблюдаются в полосе переходов от подтаежной зоны к зоне лесостепи, т.е. на экологическом переломе соотношения тепла и влаги в умеренном поясе.

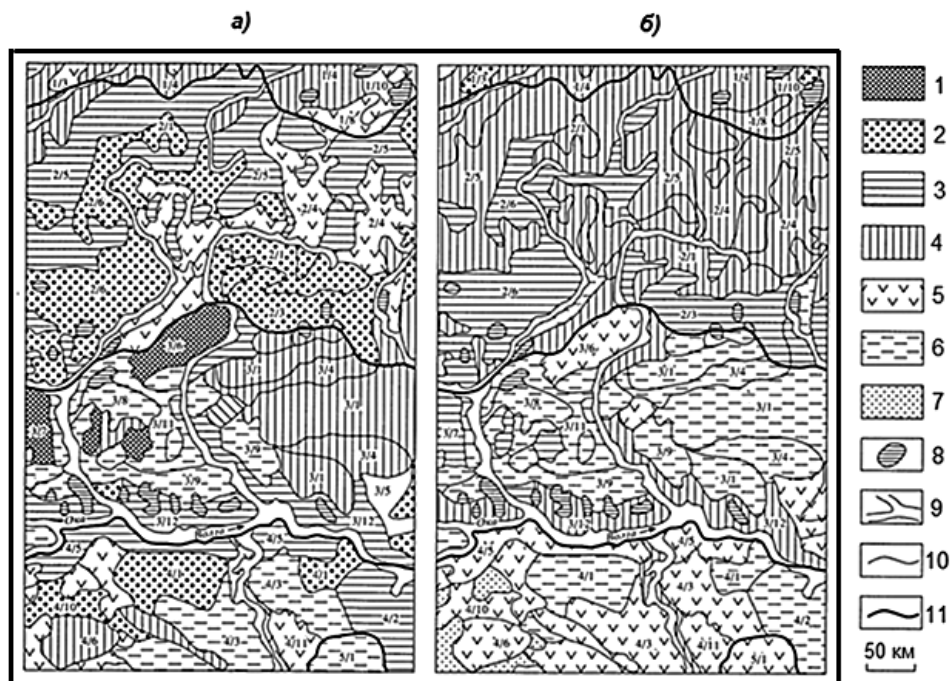


Рис. 4.4. Фрагменты карт проявлений различных парциальных ландшафтных структур на бореальном экотоне Русской равнины.

Парциальные структуры: *а* — термо-эдафическая; *б* — эдафо-продукционная. 1–7 — классы эквивалентности геокомпонентных блоков (см. в тексте). 8 — болотные ландшафты; 9 — речные долины. Границы: 10 — видов ландшафтов; 11 — природных зон и подзон.

1/3, 1/4 ... — обозначения видов ландшафтов (в числителе номер природной зоны или подзоны: 1 — средняя тайга, 2 — южная тайга, 3 — смешанные леса, 4 — широколиственные леса, 5 — лесостепь; в знаменателе порядковый номер вида ландшафта).

Указанные тенденции означают, что дефицит тепла вызывает заметно меньшую разбалансированность моносистемных ландшафтных структур, чем дефицит влаги. Следовательно, из двух лимитирующих геофизических факторов: тепла и влаги, — второй фактор, будучи в минимуме, оказывает наиболее сильное воздействие на моносистемную организацию региональных ландшафтов. Яркий пример тому — резкое усиление роли составляющих водного баланса (блока В) в распределении почвенно-геохимических комплексов (G) с переходом от северного крыла бореального экотона к южному (см. табл. 4.6): оптимум эквивалентности в паре В–G смещается с 6–7-го класса на 4-й класс. Теплоэнергетический фактор в этом отношении гораздо менее эффективен. Аналогичный вывод был получен нами ранее применительно к топологической уровню гео(эко)систем на основе информационно-статистического анализа межкомпонентной сопряженно-

сти (Коломыц и др., 1993). По-видимому, это общая закономерность моносистемной организации природных комплексов.

Север и юг бореального экотона существенно различаются также положением (в системе бинарной ординации) и структурой областей доминирования выходных характеристик ландшафтной организации, причем эти различия неодинаковы для P и G (табл. 4.6). Конформность биопродуктивности абиотическим факторам (прежде всего радиационно-термическим) наиболее высока в пределах подзон средней и южной тайги и зоны подтайги, между тем как по почвенно-геохимическому блоку максимум эквивалентности приходится на зону лесостепи с подзонами широколиственных лесов и северной степи. Следовательно, переход от бореального пояса к суббореальному должен сопровождаться снижением целостности биопродукционной парциальной структуры и повышением этой целостности у структуры ландшафтно-геохимической.

Итак, в переходной полосе от бореального пояса к суббореальному на Русской равнине происходит общее разбалансирование пространственной сопряженности как абиотических геокомпонентных блоков между собой, так и каждого из них с интегральным показателем геофизического функционирования ландшафтов — их первичной биопродуктивностью. Соответственно, в этом же направлении должен снижаться уровень ландшафтно-геофизической целостности региональных природных комплексов. Противоположную картину имеем в отношении почвенно-геохимических структур. Обусловленные ими свойства целостности ландшафтов в направлении с севера на юг должны возрастать. Таким образом, можно говорить о территориальном региональном полиморфизме геосистем первого порядка. Он выражается в наличии двух принципиально различных мегатипов природно-территориальной организации, один из которых свойствен бореальному поясу, другой — суббореальному. Налицо две пространственные модели формирования ландшафтных структур высшего (поясного) ранга.

Территориальный полиморфизм второго порядка выражен долготно-секторными вариациями общей широтно-зональной тенденции смены мегатипов ландшафтной организации. Эти вариации обусловлены главным образом зимней континентальностью климата — одним из наиболее сильных ландшафтообразующих факторов. В условиях более высокой зимней континентальности моносистемные ландшафтные структуры оказываются более упорядоченными (более целостными). Таким образом, сила ландшафтообразующего фактора проявляется не только в качественной дифференциации природных комплексов или в обострении контрастов между ними, но и в повышении их межкомпонентной связности, в общем росте моносистемной целостности ландшафтов. При этом территориальная упорядоченность функциональной парциальной структуры возрастает по мере того, как ведущий фактор, формирующий эту структуру, становится лимитирующим. По этой причине на северном крыле бореального экотона более высоко упорядоченной оказывается ландшафтно-геофизическая (термопродукционная) структура, а на южном крыле — группа ландшафтно-геохимических структур.

Глава 5

ТОПОЛОГИЯ ЭКОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ПРОСТРАНСТВА

5.1. Эколого-географические аспекты изучения малых природных комплексов

5.1.1. Исходные методологические положения

Одно из основных направлений комплексной физической географии и ландшафтной экологии состоит в изучении пространственной неоднородности свойств природно-территориальных комплексов (ПТК) и биогеосистем различного таксономического ранга, а также в установлении причинных механизмов формирования этой неоднородности. Истоки этой фундаментальной хронологической концепции лежат в классических трудах В.В. Докучаева (1949), Г.Н. Высоцкого (1909), В.П. Семенова-Тян-Шанского (1927), А. Геттнера (1930), Л.Г. Раменского (1971), В.Н. Сукачева (1972) и др.

В последние десятилетия объем понятия о пространственной неоднородности гео(эко-)систем существенно расширился. Сейчас уже речь идет не столько о разномасштабной мозаичности географической оболочки (биосферы) и составляющих ее частей, сколько об устойчивой во времени упорядоченности территориального размещения определенных природно-территориальных единств и их структурно-функциональных признаков, отображающих закономерности поведения вещества и энергии в пределах каждого такого единства. При этом сохраняются две идеи географии — пространственность и локальность. Внутренняя упорядоченность гео(эко-)систем и взаимосвязанное функционирование их отдельных компонентов и морфологических частей — основные признаки ландшафтной организации (Сочава, 1978).

Однако ландшафто-образующий эффект взаимодействия невозможен без наличия разнокачественности частей системы в отношении их субстратных свойств, а также неоднородности их размещения в пространстве. Иными словами, в основе структурно-функциональной организованности гео(эко-)систем лежит диссимметрия (т.е. нарушенная симметрия) свойств природных тел и характеристик вещественно-энергетических потоков, которые вызывают соответствующие изменения этих тел. Одним из частных проявлений диссимметрии природно-территориальных комплексов и биогеосистем является их простран-

ственно-временная контрастность (Глазовская, 1964; Ивашутина, Николаев, 1972; Бяллович, 1973; Мильков, 1981; и др.), которая характеризуется теми или иными отклонениями состояний структурных элементов рассматриваемой гео(эко-)системы от некоторого состояния, принятого за «нуль». В контрастности пространственного размещения инвариантных и переменных свойств географических комплексов можно видеть геометрический охват фундаментальных природных явлений, важных для понимания генезиса, структуры и функционирования природно-территориальных единств разного таксономического ранга. Несомненно, это один из эффективных путей эмпирического моделирования гео(эко-)систем в целях разработки методов эколого-географических прогнозов.

5.1.2. Экологическая концепция в ландшафтоведении и лесной типологии

Опыты работ комплексных физико-географических стационаров (Крауклис, 1969, 1974; Грин и др., 1972; Беручашвили, 1990) показывают, что для познания механизмов структурно-функциональной организации природной среды наиболее благоприятными объектами являются ПТК с малыми пространственно-временными градиентами — топогеосистемы и топоэкосистемы. Они представляют собой структурно-морфологические части ландшафта, или региональной экосистемы, которые образуют природную категорию большей размерности. Морфологические части ландшафта (местности, урочища, фации, биогеоценозы) могут быть описаны маршрутными и стационарными методами с привлечением точных наук полнее и глубже, чем более крупные (например, региональные) единицы биосферы.

В связи с этим исследование структуры и функционирования гео(эко-)систем топологического порядка давно уже связывается с понятием эксперимента, разработанного в физической географии и биогеоценологии (Сочава, 1969, 1974; Программа..., 1974; Крауклис, 1979). В этом заложен немаловажный смысл, ибо малые природные комплексы могут быть описаны с помощью методов моделирования гораздо полнее и глубже, чем более крупные (например, региональные) единицы биосферы. Сюда же можно причислить и исследования реакции локальных гео(эко-)систем на глобальные изменения климата.

В становление и развитие геотопологии как современного этапа ландшафтоведения существенный вклад внесли науки биологического профиля, в том числе и лесоведение. Термин «экотип», предложенный Г.Н. Высоцким (1909) и развитый Л.Г. Раменским (1971), используется в качестве биологической интерпретации понятия «местоположение, занятое организмами». Понятие «тип леса» в формулировке Б.П. Колесникова (1956) отличается широким географическим содержанием и включает не только собственно фитоценотический (геоботанический) аспект, но и экологический, который выражается в подробной характеристике типов лесорастительных условий, т. е. условий местопроизрастания участков леса, объединяемых в одном типе. Тип лесорастительных условий

определяется как абстрагированная совокупность участков земной поверхности, дающих одинаковый лесорастительный эффект — производительность леса (Сукачев, 1972) и обладающих сходными экологическими режимами, прежде всего гидротермическим и геохимическим. В тип лесорастительных условий логично включать не только некоторую категорию локального географического пространства, но и динамику взаимодействий средообразующих факторов во времени — в суточных, сезонных, годовых и многолетних режимах и циклах.

Тип лесо-растительных условий в ландшафтной интерпретации может рассматриваться в контексте одного из низших ПТК топологического порядка — ландшафтной фации (биогеоценоза) или группы близких друг к другу фаций (Рысин, 1980). Это соответствие обусловлено тем, что биогеоценоз как элементарная ячейка биогеохимической работы биосферы (Тимофеев-Ресовский, 1970) представляет собой «...первичный аппарат энергетического и материального обмена» (Сочава, 1974, с. 5) и, следовательно, наиболее дробное проявление системной общности различных природных компонентов, возникающей на основе закономерностей, действующих на земной поверхности.

В качестве биотического ядра элементарной природной экосистемы мы рассматриваем (за редким исключением) фитоценоз (растительное сообщество) — качественно своеобразный и однотипный участок растительного покрова, далее не разделяемый, с однородным характером взаимоотношений между растениями, а также между ними и средой (по дефиниции Ниценко, 1971). В контексте принципов организации гео(эко-)систем весьма важной представляется известная трактовка фитоценоза как исторически организованного аппарата, приспособленного к оптимальному использованию производительных сил местообитания для аккумуляции и трансформации вещества и энергии и для построения живого вещества (Сукачев, 1972).

Ландшафтная фация, занимающая элементарный гомогенный пространственно-временной ареал — тип местоположения (МП), или физиотоп, по Нэфу (1968), является пределом географического деления территории. В наших исследованиях мы обычно оперируем группами фаций. Каждой фациальной группе, представляющей собой некоторое типологическое обобщение родственных типов местоположений (выделов фаций) отвечает не только коренной тип фитоценоза, находящийся в нетронутом первобытном состоянии, но и определенный набор производных от него типов, характеризующих этапы спонтанных или антропогенных смен растительных сообществ. Физиотоп в какой-то мере определяет скорость лесообразовательного процесса, общий набор его промежуточных стадий, а также их относительную продолжительность.

Группа ландшафтных фаций (биогеоценозов) — это совокупность элементарных геосистем, находящихся в пределах генетически единой поверхности и близких друг к другу по своей вертикальной структуре, режимным параметрам, динамическим признакам прошлого и тенденциям будущего развития (Сочава, 1962; Михеев, 1974). Объединение фаций в группы как существенный элемент

экосистемного анализа сопровождается неизбежной генерализацией их второстепенных признаков, поэтому необходимо выделять такие группы, которые в наибольшей мере характеризовали бы локальные контрасты типов местоположений, связанные с морфогенетическими, литологическими, экспозиционными, гидроэдафическими и другими внутриландшафтными закономерностями. Контрасты могут быть выявлены на сопряженных рядах фаций и их групп в *системе локальных ландшафтных сопряжений*, т.е. на *катене*. При этом, «...учет катенарной организации ландшафта и степени антропогенной трансформации экосистем дают не только иные параметры суммарных характеристик продуктивности природных экосистем, но и иные выводы о закономерностях ее связей с рельефом, климатом и историческими факторами» (Тишков, 2005, с. 52).

Объединение фаций в пространственные (хорологические) ряды основано на их парагенезе, т.е. одновременном и взаимообусловленном существовании в связи с приуроченностью к различным элементам мезо- и микрорельефа. Рассматриваются так называемые парагенетические комплексы локальных гео(эко-) систем как типичное явление склоновой микрозональности ландшафта (Мильков, 1981). Пример таких парагенетических рядов топогеосистем описан в Главе 2 (раздел 2.7).

Сопряженные ряды фаций образуют, как известно, простые и сложные урочища (Исаченко, 1965; Анненская и др., 1963; Крауклис, 1969а) и могут быть использованы при выделении местностей (Михеев, 1974). Урочища и местности относятся к надфациальным пространственным структурам — геохорам (Сочава, 1974). Каждый сопряженный ряд фаций при переходе от одного звена катены к другому в связи с вариациями удельных весов различных экологических факторов локального порядка характеризуется закономерно направленными изменениями природных признаков. *Такой ряд называется факторальным, или факторально-динамическим*. Все звенья его обозначаются по ведущему для каждого из них экологическому фактору. Крайние звенья ряда отражают обычно гипертрофированное воздействие одного какого-либо фактора. Формируются элементарные ПТК редуцированного развития, между тем как гео(эко-)системы средних звеньев ряда имеют более оптимальные для данного ландшафта структурно-динамические признаки. Среди последних особое место занимает *плакорная группа фаций*, отображающая в наиболее «чистом виде» зонально-региональный фон территории (см. ниже)

Изучение факторально-динамических рядов фаций помогает выявить причины, порождающие существование в пределах данного ландшафта различных условий местообитания. В ландшафтоведении и биогеоценологии известны и применяются две основные разновидности рядов: 1) эколого-фитоценотический ряд растительных сообществ, в котором, согласно В.Н. Сукачеву (1972), типологические единства (таксоны) выделяются по видовой принадлежности доминанта главного растительного яруса (ярусов); 2) эколого-физиотопический (топологический) ряд типов локальных местоположений, которые характеризуются по веду-

шему биогеофизическому процессу (или комплексу процессов), формирующему экотопы. В изучении природы бореальных лесов эколого-фитоценотический подход развит достаточно полно и применяется в большинстве известных геоботанических и лесоведческих работ (Молчанов, 1961; Зубарева, 1967; Горчаковский, 1968; и др.). Гораздо слабее разработан эколого-физиотопический аспект, а между тем именно этот аспект в наибольшей степени способствует выявлению и объективной оценке типов лесорастительных условий и типов леса (Рысин, 1980).

В условиях расчлененного рельефа сопряженная парагенетическая система типов местообитаний (физиотопов) выражена особенно резко благодаря четко выраженному локальному перераспределению тепла, влаги и минеральных веществ. Это дало основание выделить геоморфологические комплексы типов леса с подразделением их на горные, предгорные и долинные (Колесников, 1956). Локальная интеграция абиотических факторов не замыкается в каждом типе лесорастительных условий, а создает определенное и неизбежное в данных геоморфологических условиях разнообразие взаимодополняющих типов. В парагенетической системе типов местообитаний наличие каждого реально существующего типа — неперенное условие развития всех остальных, что и обуславливает их генетическое единство.

5.1.3. Принципы факторально-динамического анализа локальных гео(эко-)систем

Факторально-динамические модели гео(эко-)систем отображают только те особенности их структуры и функционирования, которые важны для решения конкретной ландшафтно-экологической задачи. Факторально-динамический ряд ландшафтных фаций — определенный способ упорядоченности их отдельных свойств в пространственных и/или временных координатах. Для построения такого ряда необходимо пользоваться системой отсчета от некоторого состояния типов местоположений, принятого за нулевое. Начать систему отсчета любых структурных и режимных параметров элементарных геосистем целесообразно с признаков такой группы фаций, которая в максимальной степени отвечает зонально-региональной норме данной территории и, таким образом, является внутриландшафтным ядром ее физико-географического фона, согласно (Крауклис, 1969; Сочава, 1978).

С этой целью еще сто лет назад Г.Н. Высоцкий (1906, 1909) было введено понятие «плакорного типа местоположения» (см. главу 1, раздел 1.3). Согласно его определению, плакоры формируются на умеренно дренируемых полого-наклонных водоразделах, «...находятся в условиях отсутствия смыывания или намывания почвенных частиц, ...и в то же время при более или менее отдаленном уровне грунтовых вод, близость которого в других экспозициях вносит определенного характера отклонения от типичных плакорных образований» (1909, с. 115). И еще: «Зональность... выступает наиболее ярко, если выдвинуть типы сообществ и почв, образовавшихся на определенного состава грунтах (например, на суглин-

ках) и в определенных условиях экспозиции по отношению к тем или иным частям рельефа, преимущественно же на возвышенно-равнинных местоположениях» (там же, с. 113).

На таких «возвышенно-равнинных экспозициях», или «плакорах-ровнядях» (Высоцкий, 1960), развиваются «нормальные» типы почв и растительности, которые еще Н.М. Сибирцев относил к зональным типам. Считается поэтому, что плакорные природные комплексы отображают зонально-региональную биоклиматическую «норму» данной территории. При этом Г.Н. Высоцкий считал плакоры полигенетическими образованиями, возникающими под преломляющим воздействием почвенно-эдафических факторов в одних и тех же климатических условиях. На плакорах формируются *коренные* ландшафтные фации (биогеоценозы), которые представляют собой некоторое эквивиальное динамическое состояние элементарных геосистем, отвечающее «гармоничному (оптимальному) сочетанию их компонентов» (Сочава, 1978, с. 294), т.е. плакорным условиям. В 30-х годах XX в. И.П. Герасимов выразил эту закономерность в емком афоризме — «зональность фациальна» (цит. по: Сочава, 1978, с. 183).

С почвенно-геохимической точки зрения, плакор есть элювиальный, или автономный, «элементарный ландшафт» (Полынов, 1956; Глазовская, 1964; Перельман, 1975). Он характеризуется «...независимостью процессов почвообразования от грунтовых вод, отсутствием притока материала путем жидкого или твердого бокового стока, наличием расхода материала путем стока и просачивания, составом растительности, приспособленной к борьбе с просачиванием и выносом минеральных элементов, формированием в профиле почв иллювиальных горизонтов, а в течение длительных геологических периодов — остаточных форм древней коры выветривания» (Полынов, 1956, с. 498). Все эти почвенно-гидрологические и биотические особенности плакора обеспечивают ему роль зонального представителя в данном «сообществе» природно-территориальных комплексов.

Упомянутые Высоцким различные «определенного характера отклонения от типичных плакорных образований» создаются местными геоморфологическими и почвенно-эдафическими факторами, которые преломляют данный климатический фон и создают соответствующие факторально-динамические ряды локальных гео(эко-)систем (Крауклис, 1974; Коломыц, 1977). Эти ряды состоят из множества так называемых *катаклинальных*, по терминологии самого Высоцкого, или *экстразональных*, по (Спрыгин, 1986), *природных комплексов*, вызывающих «размывание» зональных эколого-географических границ (Мильков, 1986), т.е. создающих субрегиональную экотонизацию территории. Такая экотонизация нередко оказывается столь масштабной, что выходит на региональный уровень. Плакорные и экстразональные геокомплексы создают рассмотренную выше систему ландшафтных сопряжений: от элювиального типа местоположения до супераквального и элювиально-аккумулятивного (см. главу 1, раздел 1.3).

Г.Н. Высоцкий использовал понятие плакора только по отношению к равнинным территориям. Применительно к горным районам это понятие употребляется не всегда, хотя и здесь в каждом высотном поясе или ландшафтном ярусе присутствуют элементарные ПТК с признаками, отвечающими высотно-поясному или ярусному фону. В горно-лесных районах плакорные местообитания формируются при сочетании свойственных горным типам леса следующих локальных условий (Колесников, 1956): приуроченности к горным склонам или вершинам; близости коренных пород или их элюво-делювия к дневной поверхности; залегании грунтовых вод вне досягаемости корневой системой растений; формировании почвы при постоянной денудации и выносе продуктов выветривания.

Среди локальных факторов, преломляющих данный зонально-региональный физико-географический фон, ведущее значение имеют следующие два (Колесников, 1956):

1) литоморфизация — обновление минерального субстрата, связанное главным образом с выносом из почвы или накоплением в ней пылевато-глинистых частиц;

2) гидроморфизация — усиление или ослабление дренажа, обуславливающие степень концентрации склонового стока. Следовательно, внутриландшафтная дифференциация гео-(эко-)систем тесно связана со свойствами гидроэдафотопы — водно-минерального субстрата, образующего нижний горизонт элементарного ПТК. Поскольку в элементарном природном комплексе преобладают процессы вертикального вещественно-энергетического обмена между геокомпонентами (Мильков, 1967), то водно-минеральный субстрат предопределяет черты многоэтажной стратификации живого и мертвого вещества фации, в том числе и ярусность лесного фитоценоза (Михеев, 1974). Литоморфность и гидроморфность — два локальных экологических фактора, последовательно замещающих друг друга при соответствующей смене элементов и форм мезорельефа. Приводораздельные фации сопряженного парагенетического ряда (катены) будут относиться преимущественно к категории литоморфных, а долинные — к разряду гидроморфных и супергидроморфных. Промежуточное положение займут разного рода сублитоморфные, мезоморфные и субгидроморфные фации. Эти признаки использованы нами в качестве приоритетных при выделении различных биогеоценологических групп в каждой региональной экосистеме (см. ниже).

Тип условий местообитания определяется в конечном итоге характером и интенсивностью биологического поглощения веществ, получаемых из подстилающего водно-минерального субстрата, и радиационной энергии, поступающей к деятельным поверхностям гео(эко-)системы. В этом, очевидно, и состоит ведущая роль эдафических факторов в формировании внутриландшафтной структуры территории, на что неоднократно указывали Г.Н. Высоцкий (1909) и Л.Г. Раменский (1971). Свойства почво-грунтов оказываются решающими в создании качественной определенности того или иного локального природного комплекса с соответствующим фитоценозом.

Формы мезо- и микрорельефа вместе с литологией коренных пород создают генетическое начало в многочисленных связях между внутриландшафтными динамическими факторами, поэтому литогенная основа является ведущим фактором формирования не только самого ландшафта, но и его частей — вплоть до фаций (Солнцев, 2001).

С геоморфологическими границами связаны и динамически устойчивые природные рубежи, при пересечении которых происходит резкая смена фитоценоза и почвенной разности, указывающая на существенные изменения процессов и результатов метаболизма. «В конечном итоге форма рельефа дает как бы синтетическое выражение сумме большинства факторов среды, характерных местопроизрастаниям изучаемой комплексной группировки растительности» (Колесников, 1956, с. 150). В этом вся сущность экологической многофакторности литогенной основы ландшафтов.

5.1.4. Типология локальных ландшафтных сопряжений

Рассмотрим закономерности формирования парагенетических сопряжений локальных гео(эко-)систем, обусловленные текстурным эффектом литогенного субстрата в каждой паре топологических соседств. Наиболее простой парагенез возникает в обстановке относительно однородного литогенного субстрата. Подразумевается однородность с точки зрения водного баланса территории, с которым связаны поверхностный и подземный сток. Литогенная основа вносит существенные поправки в эти связи через характеристики водопроницаемости почво-грунтов, которые зависят от минералогического и механического состава почвообразующих пород и водоносных горизонтов.

Исходя из этого и следуя систематике (Глазовская, 1964, 1973), можно выделить для условий однородного субстрата два крайних альтернативных вида локальных ландшафтных сопряжений. Первый вид сопряжения — грунтово-водный (с разновидностью — водный почвенно-грунтовый). Он имеет место в тех случаях, когда на повышенных элементах рельефа и на склонах верхние толщи рыхлых отложений представлены песками или легкими супесями (рис. 5.1 а). Атмосферные осадки глубоко инфильтруются в такие почво-грунты, почти не давая поверхностного и внутрипочвенного стока. Гидрологический режим почвы определяется главным образом близостью ризосферы к капиллярной кайме грунтовых вод, поэтому глубина залегания последних на территории задровых равнин служит важнейшим экологическим фактором, оказывающим как прямое, так и опосредованное влияние на структуру и функционирование ландшафтов (Коломыц и др., 1993). С подавлением бокового стока резко ослабевают горизонтальные, межкомплексные ландшафтные связи, поэтому сформированные на катене экосистемы оказываются слабо подчиненными друг другу и их территориальные связи осуществляются преимущественно через взаимоотношения каждого из них с грунтовыми водами (сопряжение не прямое, а опосредованное). Согласно терминологии (Викторов, 1986), грунтово-водный вид ландшафтного сопряжения можно назвать *гидрогенным*.

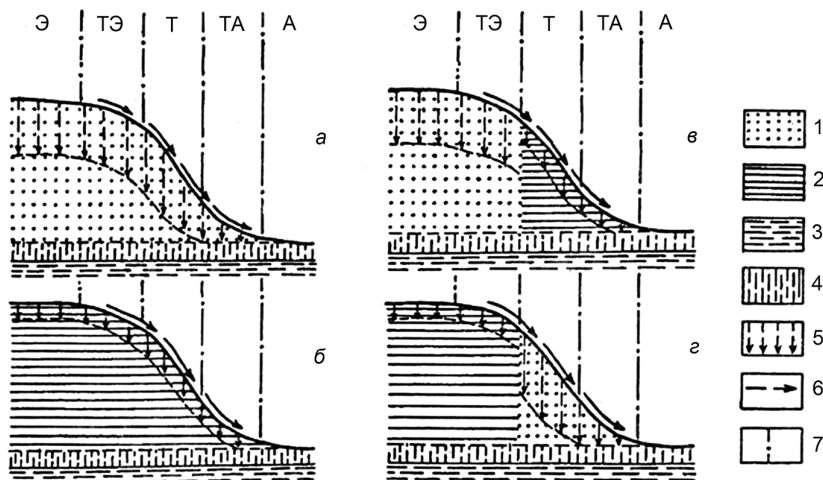


Рис. 5.1. Основные виды ландшафтных сопряжений и соответствующих им природных рубежей.

Условные обозначения: 1 — пески; 2 — супеси и суглинки; 3 — грунтовые воды; 4 — капиллярная кайма; 5 — инфильтрация атмосферных осадков; 6 — поверхностный и внутрипочвенный сток; 7 — ландшафтные границы; Э, ТЭ, ... — типы местоположений (см. в тексте); а-г — виды ландшафтных границ (пояснения в тексте).

Второй альтернативный вид ландшафтного сопряжения — водный поверхностно(внутри)-почвенный, по (Глазовская, 1964). Разновидностями его являются: водная поверхностно-почвенная потускулярная и водная поверхностно-эрозионная. Этот вид сопряжения свойствен территориям с преобладающими плохо водопроницаемыми породами (суглинками, оглиненными песками и супесями, конгломератами, известняками породами (суглинками, оглиненными песками и супесями, конгломератами, известняками и др.) на всех элементах рельефа (рис. 5.1б). Инфильтрация атмосферных осадков затруднена, поэтому хорошо развит поверхностный и внутрипочвенный сток, осуществляющий четко выраженные горизонтальные связи и соответствующее соподчинение топоэкосистем на катене. Вместе с водным потоком мигрируют химические вещества (геохимический поток), переносятся твердые, преимущественно илистые частицы (литодинамический поток), по Флоренсову (1978). Такой вид прямого ландшафтного сопряжения будем считать, по Викторову (1986), *миграционным*.

Следующие виды сопряжений связаны с территориальными контрастами свойств литогенной основы ландшафтов. Смена литолого-механического состава коренных и почвообразующих пород сопровождается, как правило, достаточно резкими изменениями в структуре почвенно-растительного покрова. При этом если это происходит в условиях слабо выраженного равнинного (пологоволнистого) рельефа, где по существу нет ни автономных, ни подчиненных ландшафтов

(все они в той или степени автономны), то мы имеем собственно литогенный вид ландшафтного сопряжения.

Гораздо сложнее картина при относительно расчленённом рельефе (эрозионно-денудационном, холмисто-увалистом, бугристо-западинном и т.п.), когда в средних звеньях ландшафтного сопряжения, преимущественно на транзитных местоположениях, происходит резкая смена состава почвообразующих и водоносных пород. На рис. 5.1 *в* и *г* представлены два таких типичных случая. В каждом из этих случаев установку вида сопряжения целесообразно проводить по режиму нижних звеньев катены, поскольку именно в них сосредоточен основной результирующий эффект парадинамических взаимодействий.

Если в направлении от водораздела к долине наблюдается смена хорошо водопроницаемых рыхлых отложений плохо водопроницаемыми породами (например, слабо связанных песков суглинками), то это означает, что элювиальные и трансэлювиальные геотопы имеют *грунтово-водный вид* сопряжения, а трансаккумулятивные и аккумулятивные — *поверхностно(внутри)-почвенный вид* (см. рис. 5.1 *в*). В связи с резким ослаблением вниз по катене инфильтрации и переводом значительной части подземного стока в поверхностный и внутрипочвенный сток нижние звенья катены получают дополнительное эдафическое увлажнение — вплоть до избыточного, сопровождающегося ухудшением аэрации верхних горизонтов почвы, торфонакоплением и развитием глеевых процессов. В противоположном случае, когда сверху вниз по катене наблюдается скачкообразный рост водопроницаемости почво-грунтов, мы имеем лито-гидрогенный вид ландшафтного сопряжения (см. рис. 5.1 *г*).

Нельзя не отметить также достаточно широкое распространение контактов двух различных подсистем ландшафтного сопряжения на переломных линиях рельефа — водоразделах и водотоках. Речь идет соответственно о *дивергентных* (гребневых) и *конвергентных* (ложбинных) видах сопряжения. Переломные природные рубежи здесь весьма устойчивы, особенно если они проходят по руслам крупных рек, поскольку вектор смещения границы в любую из этих двух сторон всегда противоположен вектору водно-геохимических потоков. Дополнительную устойчивость конвергентным рубежам нередко придают контрасты между лево- и правобережьем в рельефе, литолого-механическом составе почвообразующих пород и в гидрогеологических условиях. В эти случаях конвергентный вид сопряжения являются одновременно литогенными или лито-гидрогенными.

Дивергентные же сопряжения, проходящие по резко выраженным водоразделам, относятся скорее всего к миграционному виду, поэтому их можно выделить в качестве дивергентно-миграционной разновидности. Устойчивость границ в этом ряду зависит главным образом от степени выраженности экспозиционных контрастов по обе стороны водораздела (циркуляционных, соляных, ветровых), поэтому при оценке возможного смещения таких рубежей необходимо учитывать, насколько ожидаемый климатический тренд будет усиливать или, наоборот, ослаблять эти контрасты.

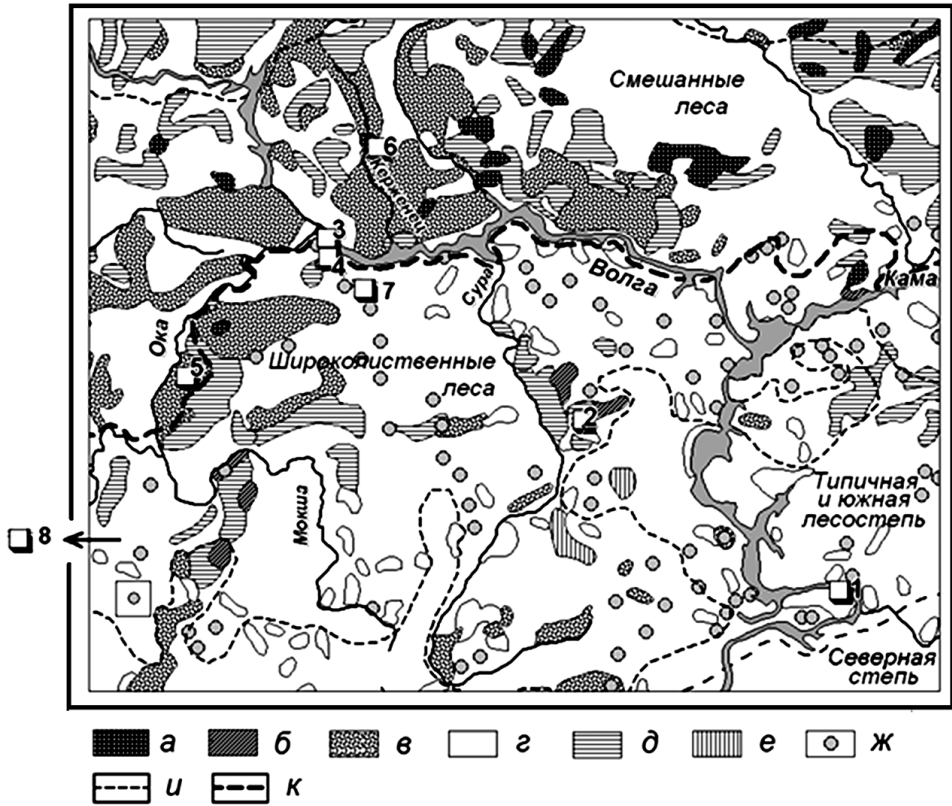


Рис. 5.2. Растительный покров Среднего Поволжья, по (Исаченко, Лавренко (1974), и схема расположения экспериментальных полигонов.

Условные обозначения. Леса: *a* — еловые, пихтово-еловые и черноольховые с елью; *b* — широколиственно-сосновые, местами с елью; *v* — сосновые (боры) и елово-сосновые (суборы); *г* — широколиственные; *д* — березово-осиновые и березово-липовые; *e* — березовые и сосново-березовые. Остальные обозначения: *ж* — внесмасштабные ареалы широколиственных лесов; *и* — границы природных зон и подзон; *к* — Главный ландшафтный рубеж Русской равнины, по: Мильков (1981); 1–8 — номера экспериментальных полигонов (см. в тексте; под № 8 — Приокско-террасный биосферный заповедник).

Наконец, надо выделить еще один, последний по счету, но не по значению, вид ландшафтного сопряжения — *климатогенный*. В этом случае не наблюдается сколько-нибудь существенных изменений в характере рельефа (например в типе местоположения) или в литолого-механическом составе почвообразующих пород. Факторально-динамический ряд топоэкосистем выстраивается исключительно по почвенно-фитоценоотическим признакам — резкой смене зональных типов почв и растительного покрова, т.е. он носит в «чистом виде» биоклиматический характер

почему и назван нами климатогенным. Можно полагать, что в таком ряду возникает некоторое пороговое значение климатических ландшафтообразующих факторов (прежде всего, соотношения тепла и влаги), при которых происходит смена зонального типа (или подзонального подтипа) природного комплекса.

5.2. Комплексный факторально-динамический анализ лесных экосистем

Объектом исследования послужили лесные экосистемы основного водосбора Волжского бассейна. Используются материалы крупномасштабных ландшафтно-экологических съемок, проведенных на экспериментальных полигонах Среднего и Верхнего Поволжья по специально разработанной методике (Коломыц, 2008). Для данного анализа были выбраны три полигона, относящихся к особо охраняемым природным территориям (рис. 5.2): 1) смешанные, хвойные и широколиственные леса низменной эрозионно-моренно-зандровой равнины, у южной границы подтаежной зоны в Южном Верхневолжье (Приокско-Террасный биосферный заповедник — ПТЗ); 2) смешанные и широколиственные леса возвышенного правобережного Присурья в подзоне типичной лесостепи (территория Чувашского национального природного парка «Чаваш Вармане»); 3) дубравы и остепненные сосняки Жигулевского низкогорного массива на зональном экотоне леса и степи (участок Национального природного парка «Самарская Лука»). Каждый полигон характеризует определенную *региональную экосистему (экорегиион)*, с соответствующим условным названием (Жигули, Присурье, ПТЗ).

В пределах каждого полигона на основе 42–45 пробных площадей выделялись шесть лесных биогеоценологических групп (табл. 5.1). Эти группы располагались по вектору локального ландшафтного сопряжения (микрокатены, см. рис. 1.1) — от элювиальных (Э) и трансэлювиальных (ТЭ) типов местоположений (МП) через транзитные (Т) и трансаккумулятивные (ТА) типы до аккумулятивных (А) и супераккумулятивных (СА). Каждому типу МП соответствовал определенный набор типов леса. Среди биогеоценозов выделялась *плакорная группа*, по определению Г.Н. Высоцкого (1960), как локальный зональный представитель данного экорегииона.

Изучались не только структурные, но и функциональные характеристики лесных топоекосистем, представленные живыми и мертвыми фитомассами, продуктивностью лесов, а также дискретными параметрами биологического круговорота (см. главу 1, раздел 1.4).

5.2.1. Экотипы лесных биогеоценозов

На основе расчетов мер сходства и включения дескриптивных множеств (экосистемных объектов) по набору параметров их функционирования были построены соответствующие орграфы (рис. 5.3), по которым выявились четыре

экологические группы (экотипы) объектов: эвритопные (доминирующие) субэвритопные, субстенотопные и стенотопные (редуцированные, банальные). Они отличаются друг от друга различным уровнем метаболизма и соответствующей мерой устойчивости к климатическим сигналам. Среди эвритопов выделяются два региональных экологических оптимума функционирования лесных экосистем Чувашско-Самарского Поволжья — бореальный подтаежный и суббореальный неморальнолесной.

Анализ структурной схемы показал, что общий уровень функционирования топоэкосистем, а также теснота латеральных межкомплексных взаимодействий на территории Национального парка Чаваш Вармане выше, чем в парке Самарская Лука. В условиях низкогорного рельефа Жигулей при дефиците атмосферного увлажнения преобладают функционально редуцированные лесные экосистемы. Одновременно происходит более резкое дробление функционального (и соответственно структурного) экологического пространства на относительно независимые фрагменты. Следовательно, на возвышенных равнинах Присурья может наблюдаться пространственно более упорядоченная и потому более предсказуемая картина климатогенных перестроек лесных природных комплексов, основанная на векторной системе локальных ландшафтных сопряжений. В условиях же глубокого эрозионного расчленения Жигулевского массива должны возникать орографические барьеры на пути латерального распространения волн гидротермических сигналов, поэтому здесь следует ожидать гораздо большую пестроту ответной реакции лесных экосистем на потепление, нежели в Присурье.

В Жигулевском низкогорном массиве и по правобережью среднего Присурья доминирующими (эвритопными) экосистемами являются умеренно влажные *плакорные* неморальнолесные биогеоценозы (присурские дубо-липняки и жигулевские вязово-кленово-липовые леса). Им свойствен наиболее интенсивный метаболизм, соответствующий нормам восточноевропейских широколиственных лесов: максимальные величины живых фитомасс и продуктивности и наибольшая скорость разложения мертвой органики. Пониженный уровень функционирования имеют субдоминанты (субэвритопы): в Присурье — мезо-гидроморфные хвойные леса нижних частей склонов водноледниковой равнины; в Жигулях — сосново-широколиственные леса и липо-дубняки теневых и нейтральных склонов низкогорья и их подножий.

Редуцированные топоэкосистемы: субстенотопы и стенотопы, — отличаются минимальными запасами живой фитомассы, наименьшей продуктивностью фитоценозов и заторможенным биологическим круговоротом. Подобные метаболические признаки характерны для зональных условий северотаежных лесов Восточной Европы и/или подтайги резко континентальной Восточной Сибири. В Поволжье это, с одной стороны, ксероморфные остепненные сосновые боры древних песчаных дюн (Присурье) и крутых солнцепечных склонов (Жигули), а с другой — елово-сосновые заболоченные редины западин присурских зандров и субгидроморфные лиственные леса днищ малых глубоко врезанных долин Жи-

Таблица 5.1. Краткая характеристика лесных топоекосистем экспериментальных полигонов в Волжском бассейне

Номера групп биогеоценозов	Экорегiónы (зональная принадлежность)	
	Приоче. Приокско-Террасный заповедник (южная граница подтаежной зоны)	Приюрье. Национальный природный парк «Чаваш Вармане (средняя лесостепь)
1	Ксероморфные и мезо-ксероморфные березово-сосновые, с липой, леса плосковыпуклых междуречий и верхних частей склонов	Мезо-ксероморфные сосняки и елово-сосновые леса плоских водоразделов и выпуклых склонов песчаной равнины
2	Мезо-гидроморфные еловые, сосново-еловые и елово-сосновые леса, элювиальные и трансэлювиальные, кислично-зеленомошные, на моренных отложениях	Мезоморфные сосново-широколиственные и осиновые леса плоских водоразделов и склонов моренной равнины
3	Мезоморфные и ксеро-мезоморфные сосново-липово-дубовые и сосново-липовые леса, с широким диапазоном местоположений (от Э до ТА), на элювии известняка	Мезоморфные дубово-липовые и осиновые леса полого наклонных суглинистых водоразделов (плакоров)
4	Мезоморфные и мезо-ксероморфные липово-березовые леса, с осинной, а также березяки и осинники, с дубом, липой и елью, на верхних и средних частях склонов	Мезо-гидроморфные ельники и сосняки слабо дренируемых междуречных понижений и высокой поймы
5	Мезо-гидроморфные ельники, а также сосново-еловые и елово-сосновые леса, на средних и нижних частях склонов, на делювии известняка и суглинистой морене	Мезо-гидроморфные елово-липовые дубравы и сосново-березовые леса полого-вогнутых склонов песчано-суглинистых междуречий
6	Гидроморфные, заболоченные сосняки, ельники, березяки, черноольшаники, в речных долинах и западинах	Гидроморфные (заболоченные) сосняки, с елью и березой, междуречных западин моренной и песчаной равнин

Таблица 5.1. Окончание

Номера групп биогеоценозов	Экорегiónы (зональная принадлежность)		
	Кульма. Возвышенное Нижегородское Предволжье (подзона широколиственных лесов)	Зеленый Город. Возвышенное Нижегородское Предволжье (граница подтайги и широколиственных лесов)	Керженец. Низменное Заволжье. Керженский заповедник (южная полоса подтаежной зоны)
1	Ксеро-мезоморфные дубово-липовые коренные леса плоских суглинистых водоразделов и прилегающих склонов	Сосновые боры и субори песчаных бугристых водоразделов	Сосняки с елью и березой песчаных гряд
2	Мезо-ксероморфные сосновые и сосново-липовые, с елью, коренные леса полого волнистых песчаных междуречий и их склонов	Ельники и елово-липовые дубняки плоских супесчаных междуречий	Сосняки с березой и елью песчаной полого-волнистой равнины
3	Мезо-ксероморфные осиново-дубово-липовые и березовые леса супесчано-суглинистых водоразделов и склонов	Плакорные елово-липовые дубравы и березняки	Еловый и елово-березовые леса моренно-зандровой равнины
4	Ксеро-мезоморфные березово-осиновые леса, с дубом и липой, плоских песчаных водоразделов и их склонов	Елово-сосновые леса пологих песчаных склонов	Елово-дубово-липовые и мелколиственные леса высокой поймы и надпойменных террас
5	Мезо-гидроморфные и мезоморфные дубово-липовые и осиново-березовые леса песчано-суглинистых надпойменных террас и междуречных депрессий	Сосняки, ельники и елово-сосновые леса понижений песчаных междуречий и надпойменных террас	Хвойные и мелколиственные леса западин моренно-зандровой равнины
6	Гидроморфные ольшаники и ивняки с березой переувлажненных суглинистых пойм малых рек и днищ ручьев	Пойменные мелколиственные леса долин малых рек	Смешанные леса пойменных западин и долин малых рек

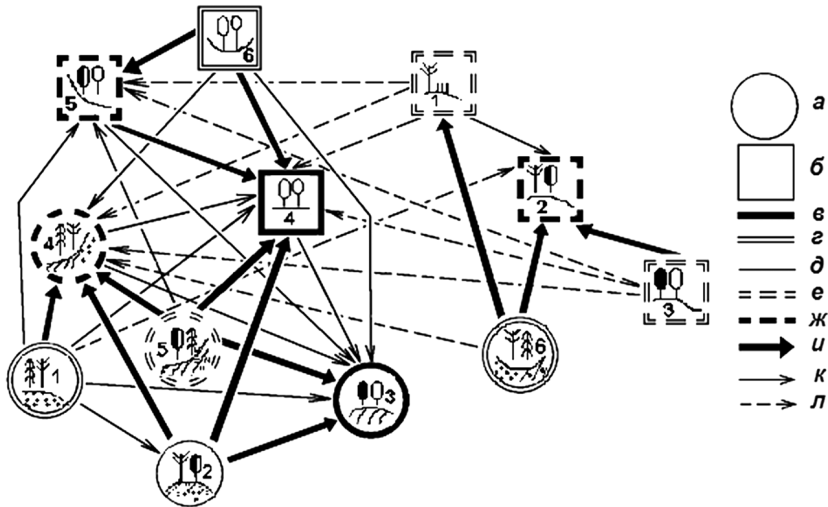


Рис. 5.3. Экотипы групп лесных биогеоценозов экорегионов Присурье (а) и Жигули (б) на орграфе их отношений включения по полному набору параметров функционального фитоценоотического блока.

Экотипы: в — эвритопы; г — субэвритопы; д — мезотопы; е — субстенотопы; ж — стенотопы. Направления включения при значении критического порога неразличимости $Z_{\text{крит}}$: и — 0,984; к — 0,970; л — 0,950. Расшифровку групп биогеоценозов см. в табл. 5.1.

гулевских гор. Налицо *достаточно высокая контрастность функциональных состояний лесных фитоценозов* в каждом из этих экорегионов, что должно обеспечивать соответствующее многообразие их ответной реакции на одни и те же фоновые гидротермические сигналы.

Таким образом, на территории Чувашско-Самарского Правобережья высшая степень функционирования и соответственно максимальная производительность свойственны плакорным мезофитным тенивым широколиственным лесам, произрастающим на водораздельных пространствах Приволжской возвышенности.. Эти лесные сообщества обладают наибольшей способностью использования вещественно-энергетических ресурсов среды (тепла, влаги и минерального питания) и отличаются максимальными значениями живых фитомасс (древесных, кустарниковых и травянистых), первичной продуктивности и скорости разложения мертвого органического вещества.

5.2.2. Гидротермическая ординация метаболических параметров

Термо- и гидроэдафическая ординация метаболических характеристик лесных топозкосистем проведена по двум геофизическим параметрам: температуре почвы на глубине 50 см (t_{50}) и запасам летней продуктивной влаги в слое почвы 0–50 см ($W-50$). С этими параметрами функциональные характеристики лесных

сообществ обнаруживают наиболее тесные связи. Расчетные модели ординации представлены в табл. 5.2–5.4.

На территории южной и типичной лесостепи (экорегiónы Жигули и Присурье), где атмосферное увлажнение изначально имеет критические для лесной растительности значения (коэффициент увлажнения Высоцкого-Иванова составляет 0,95–1,05), четко выражено снижение продукционного потенциала лесных сообществ при повышении летней температуры почвы и особенно уменьшении почвенного влагосодержания (табл. 5.2 и 5.3, рис. 5.4 *a, б*). Очевидно, в южных маргинальных лесах глобальное потепление должно привести к уменьшению количества CO_2 , изымаемого фитоценозами из атмосферы при фотосинтезе. Восходящая ветвь биологического круговорота будет вызывать здесь дополнительное повышение парникового эффекта атмосферы и тем самым усиливать глобальное потепление. Скелетная фитомасса должна сокращаться наибольшими темпами в плакорных дубравах жигулевского плато, а также в лесных сообществах речных долин. В то же время ксероморфные лесо-лугово-степные комплексы солнцепечных склонов (разреженные остепненные сосняки), почти не изменят базовых темпов продуцирования.

Возрастающий при глобальном потеплении дефицит влаги на зональном экотоне леса и степи затормозит разложение лесной подстилки и древесного дубри́са. С увеличением ML возрастает доля мертвой фракции в общей надземной фитомассе. Одновременно уменьшается количество надземной мортмассы, утилизируемой сапротрофами и используемой в последующих трофических цепях. Таким образом, здесь должно произойти общее понижение пропускной способности детритной ветви метаболизма, что вызовет накопление мертвой фитомассы и как результат — неизбежное замедление всего биологического круговорота, при одновременном интенсивном разложении гумуса (см. рис. 5.4 *в*) и резком снижении продуктивности лесов (см. рис. 5.4 *а*).

С переходом от южных маргинальных лесов к северной границе лесостепной зоны Среднего Поволжья и далее к смешаннолесной зоне термоаридный тренд вызовет все большее усиление процессов разложения мертвой органики и соответствующее уменьшение всех фракций мортмассы, в том числе лесной подстилки и гумуса. В смешанных лесах Южного Верхневолжья (полигон ПТЗ), отличающегося от Среднего Поволжья более высокой гумидностью (коэффициент увлажнения равен 1,52), наиболее чувствительными к термаридному климатическому тренду оказываются высоко гидроморфные биогеоценозы (рис. 5.5). Связь запасов древесины с влагосодержанием почвы почти линейная (см. табл. 5.4): в интервале изменений $(W-50) = 350-300 \rightarrow 120-100$ мм запас древесины возрастет в среднем с 5–15 до 35–50 т/га. Однако для ксероморфных лесных сообществ, где исходное $(W-50) \leq 80-100$ мм, прогноз запасов фитомассы гораздо менее надежен. К изменению влагосодержания почвы достаточно чувствительны также надземная скелетная масса и массы корней. В целом же продукционная ветвь биологического круговорота здесь зависит преимущественно от возраста леса и гораздо слабее связана с изменениями гидротермического режима почв.

Таблица 5.2. Параметры моделей, описывающих изменения показателей малого биологического круговорота в биогеоценозах региональной экосистемы Жигули под влиянием трендов температуры почвы и почвенного влаго- содержания в вегетационный период

Вид модели (расчетная формула)	Метаболические параметры	Коэффициенты				Статистические характеристики ^{**}				
		b_0	b_1	b_2	b_3	R	R ²	P	S _y	
$y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + b_3x_3$	<i>PW</i>	7,288	-0,185	0,01089	-0,04292	0,663	0,44	$2 \cdot 10^{-4}$	1,34	
	<i>PS</i>	4,496	-0,01344	0,01907	-0,0135	0,785	0,616	0	1,1	
	<i>KE</i>	-0,0026	0,00719	0,00003	-0,0002	0,61	0,372	$1,1 \cdot 10^{-3}$	0,013	
	<i>KR</i>	0,019	0	0,00008	0,00006	0,455	0,207	$1,5 \cdot 10^{-2}$	0,008	
$y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2$	<i>PC</i>	17,46	-0,5772	0,03508		0,537	0,288	$2,5 \cdot 10^{-3}$	3,32	
$y = b_0 + b_1x_2 + b_2x_2^2$	<i>ML</i>	44,08	-0,3611	0,00091		0,699	0,483	0	17,75	
	<i>HU</i>	82,54	-0,3988	0,00519		0,781	0,61	0	42,0	
	<i>KY</i>	14,65	-0,1457	0,000391		0,795	0,632	0	1,92	
$y = \exp(b_0 + b_1/x_1)$	<i>WD</i>	-0,8296	38,68			0,506	0,256	0	12,56	
$y = \exp(b_0 + b_1/x_2)$	<i>BW</i>	3,04	19,51			0,687	0,472	0	39,0	
	<i>BS</i>	3,706	15,42			0,611	0,374	0	39,3	
	<i>BV</i>	0,576	14,03			0,489	0,239	0	2,56	

Условные обозначения: x_1 — температура почвы на глубине 50 см (t_{50}); x_2 — запасы продуктивной влаги в слое почвы 0–50 см ($W-50$); x_3 — средневзвешенный возраст леса (τ); R — коэффициент корреляции; R² — коэффициент детерминации; P — уровень значимости (критерий Пирсона); S_y — стандартное отклонение. Обозначения метаболических параметров см. в тексте. Полужирным шрифтом выделены коэффициенты при значимых аргументах в уравнениях множественной регрессии.

Таблица 5.3. Параметры моделей, описывающих изменения показателей малого биологического круговорота в биогеоценозах региональной экосистемы Присурье под влиянием трендов температуры почвы и почвенного влагоосодержания в вегетационный период

Вид модели (расчетная формула)	Метаболические параметры	Коэффициенты				Статистические характеристики				
		b_0	b_1	b_2	b_3	R	R ²	P	S_y	
$y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + b_3x_3$	<i>PW</i>	7,764	-0,3315	-0,005475	-0,01903	0,509	0,259	$0,1 \cdot 10^{-2}$	0,84	
	<i>BS</i>	105,5	9,76	-1,001	0,7433	0,623	0,388	$0,5 \cdot 10^{-3}$	56,9	
	<i>PC</i>	8,684	0	0,04027	0	0,464	0,215	0	2,71	
$y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2$	<i>BW</i>	180,9	6,703	-1,523		0,788	0,621	0	46,65	
	<i>BV</i>	21,93	-0,7415	-0,07135		0,664	0,44	0	3,09	
	<i>PIV</i>	5,95	0,2365	-0,03041		0,436	0,19	$1,8 \cdot 10^{-3}$	2,49	
	<i>HU</i>	5,99	0	55,75		0,696	0,484	0	20,29	
	<i>KE</i>	0,031	0	0,000339		0,669	0,447	0	0,014	
$y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_1^2$	<i>PS</i>	24,87	-3,978	0,1814		0,636	0,404	$0,1 \cdot 10^{-3}$	0,48	
	<i>KU</i>	-1,246	0,3912	-0,0179		0,668	0,446	0	0,06	
$y = b_0 + b_1x_2 + b_2x_2^2$	<i>BL</i>	421,9	-4,972	0,01796		0,864	0,748	0	45,9	
	<i>KR</i>	0,017	0,00026	0,00000042		0,587	0,344	$0,5 \cdot 10^{-3}$	0,009	
$y = \exp(b_0 + b_1/x_1)$	<i>BD</i>	1,167	19,91			0,772	0,597	0	5,85	
	<i>ML</i>	0,22	24,07			0,641	0,411	0	5,4	
	<i>KY</i>	-1,72	25,07			0,564	0,318	0	1,46	

Примечание. Условные обозначения те же, что и в табл. 5.2.

Таблица 5.4. Параметры моделей, описывающих изменения показателей малого биологического круговорота в биогеоценозах региональной экосистемы Южное Верхневолжье (Приокско-Террасный заповедник) под влиянием трендов температуры почвы и почвенного влагосодержания в вегетационный период

Вид модели (расчетная формула)	Метабиологические параметры	Коэффициенты			Статистические характеристики				
		b_0	b_1	b_2	b_3	R	R ²	P	S _y
$y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + b_3x_3$	BS	637,2	30,67	-0,8285	0,8196	0,640	0,409	$2 \cdot 10^{-4}$	66,57
	PC	13,7	0	0,01636	0,02917	0,730	0,533	0	1,52
	BW	567,6	-30,14	-0,6817	0,8185	0,656	0,430	$1 \cdot 10^{-4}$	53,9
	BD	35,16	0	-0,08389	0,2243	0,659	0,434	0	7,58
	BL	195,4	0	-0,4784	1,047	0,555	0,308	$7 \cdot 10^{-4}$	11,2
	PC	15,07	0	0,00896	-0,03663	0,532	0,283	$1 \cdot 10^{-3}$	76,62
$y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2$	KE	0,0594	0,006561	0,00021		0,781	0,609	0	0,096
	KR	-0,08124	0,007092	0,000212		0,831	0,690	0	0,008
	ML	-10,57	2,449	-0,01638		0,547	0,300	$8 \cdot 10^{-4}$	0,077
$y = b_0 + b_1x_2 + b_2x_2^2$	BV	12,6	-0,02467	0,0000177		0,517	0,267	$2 \cdot 10^{-3}$	2,49
	HU	25,31	0,0159	0,0004196		0,577	0,333	$4 \cdot 10^{-4}$,32
	KY	5,31	-0,02412	0,0000483		0,477	0,228	$5 \cdot 10^{-3}$	1,46

Примечание. Условные обозначения те же, что и в табл. 5.2.

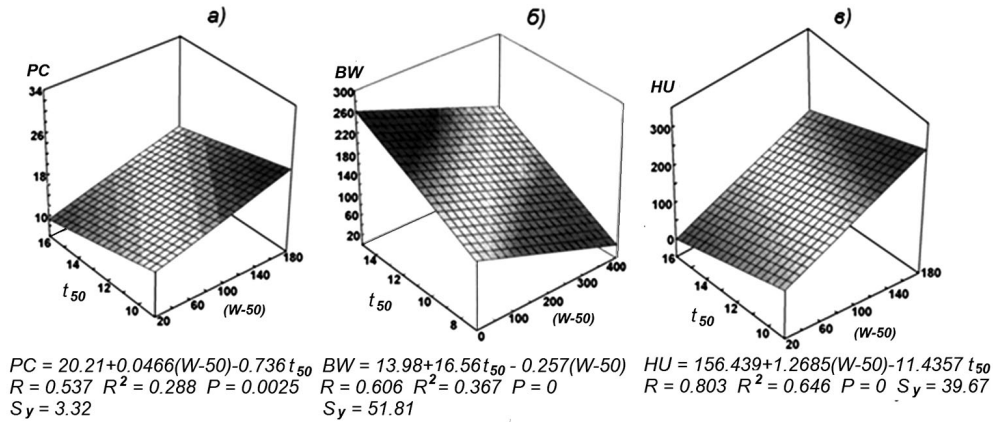


Рис. 5.4. Дубравы и сосняки Жигулевского низкогорного массива. Линейные поверхности распределения параметров продукционной (а) и детритной (б) ветвей биологического круговорота, а также лабильного гумуса (в) в пространстве почвенных гидротермических факторов. Приведены уравнения множественной регрессии.

Даже в семигумидном Верхеволжье аридизация почвы вызовет снижение суммарной годичной продуктивности лесов, однако при этом произойдет увеличение скелетной древесно-кустарниковой массы. Наиболее эффективно на продукционном процессе скажется сокращение запасов почвенной влаги. Само же повышение температуры почвы будет иметь гораздо меньшее значение.

В экорегионе ПТЗ коэффициент оборота надземной фитомассы (KR) резко снижается при иссушении почвы, но растет при повышении ее температуры (см. рис. 5.5 б). Первый фактор превалирует, поэтому термоаридный климатический тренд должен вызвать общее снижение коэффициента полезного действия продукционного процесса (параметра KE). Как видим, не только в семиаридных южно-лесостепных, но и в семигумидных подтаежных условиях для активного разложения мертвой массы в большинстве лесных экосистем изначально ощущается недостаток почвенно-грунтовой влаги, поэтому *аридизация почвы при глобальном потеплении должна привести к увеличению массы сухостое, валежа и лесной подстилки.*

Запасы гумуса в верхних слоях почвы определяются в первую очередь влагосодержанием почвы. Связь носит обратно пропорциональный характер: *по мере развития термоаридного тренда разложение и минерализация почвенной органики будут усиливаться и запасы гумуса снизятся* (см. рис. 5.5 в). Это увеличение будет максимальным в наиболее гидроморфных биогеоценозах. С возрастом леса это сокращение будет расти и достигнет максимума в перестойных лесах.

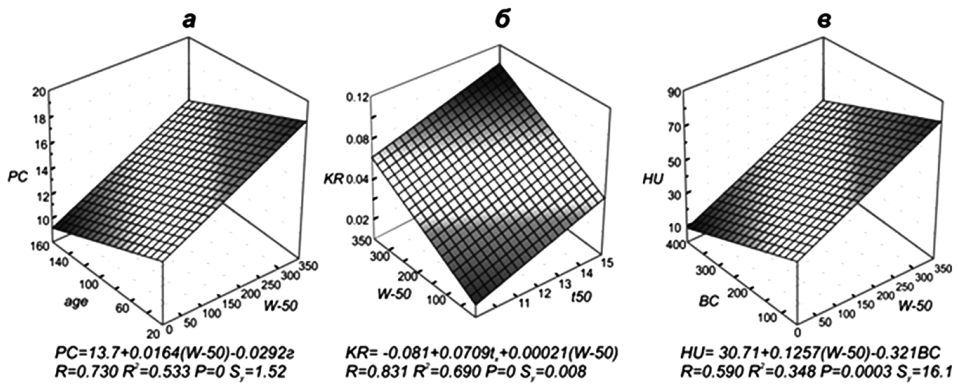


Рис. 5.5. Смешанные леса Южного Верхневолжья. Приокско-Террасный биосферный заповедник. Гидротермическая ординация метаболических параметров: общей продуктивности биогеоценозов (PC) и коэффициента оборота надземной фитомассы (KR), а также лабильного гумуса (HU). Учтено корректирующее влияние возраста леса (age) и общего запаса живой фитомассы (BC). Приведены уравнения множественной регрессии.

5.3. Полизональность локальных геосистем как способ их реакции на глобальные изменения климата

5.3.1. Вводные замечания

В познании локальных механизмов глобально-региональных изменений природной среды немаловажное значение имеет раскрытие закономерностей преломления фоновых биоклиматических условий местными геоморфологическими и почвенно-эдафическими факторами и формирования определенных категорий топогеосистем как своего рода представителей различных типов зональной географической среды. Это особенно важно для понимания роли местных ландшафтно-экологических структур в создании *региональных систем локализованной природной зональности*. Со своей стороны, такие регионально-топологические системы, будучи объектами воздействия фоновых климатических сигналов, могут имитировать основные направления и масштабы локальных экосистемных перестроек, тем самым они создают эмпирическую основу для прогнозных построений. Более того, представляется реальным оценить, насколько функционально-структурные преобразования локальных экосистем и соответствующие сдвиги природных границ способны преобразовать весь зонально-региональный фон данной территории под действием того или иного климатического тренда. Особая значимость этого аспекта ландшафтно-экологического прогнозирования обусловлена тем, что географическая зональность является, согласно В.В. Докучаеву (1949), высшей формой взаимодействия природных компонентов и ее чер-

ты непосредственно отражаются в структуре и функционировании гео(эко-)систем.

Локальные системы природной зональности целесообразно рассмотреть на примере зональных экотонных юга бореального пояса и в особенности экотона леса и степи как полосы взаимодействия и взаимопроникновения наиболее контрастных биоклиматических сред. В свете предстоящего и уже начавшегося глобального потепления, с прогрессирующим развитием в умеренных широтах континентов процессов аридизации почвенно-растительного покрова (Изменение климата..., 2003; Коломыц, 2003), рассматриваемый вопрос приобретает особую актуальность.

5.3.2. Районы исследований и исходные материалы

Решение поставленной задачи осуществлено на примере двух локальных экспериментальных полигонов (площадью каждый около 20 кв. км), расположенных в Чувашско-Самарском Поволжье на территориях двух Национальных природных парков (см. рис. 5.2 и табл. 5.1): Самарская Лука (полигон 1) и «Чаваш Вармане» (полигон 2). Длительная история хозяйственного освоения этой территории и современная ее высокая распаханность привели к резкому сокращению лесопокрытых площадей. Леса занимают сравнительно небольшие площади (в основном не более 10–5%) не только в южной и типичной лесостепи, но и в самой неморальнолесной подзоне. Даже территория Самарской Луки облесена всего на 25–30% (Ступишин, Бойко, 1981). Очевидно, что в условиях грядущего глобального потепления и общей аридизации региональной биоклиматической системы будут обостряться проблемы не только восстановления прежних лесопокрытых площадей, но и сохранения нынешних лесных ресурсов на всем возвышенном Правобережье Среднего Поволжья. Этому будет способствовать литогенно обусловленная «предрасположенность» Приволжской возвышенности к остепенению, с возникновением новых ареалов «климатически неоправданной» типичной и даже южной лесостепи (Коломыц, 2003) на тех участках неморальнолесной подзоны, которые по своим гидроэдафическим условиям перейдут через рубеж критических состояний для лесной растительности.

На двух указанных экспериментальных полигонах были проведены (соответственно 1–14 июля 1996 г. и 10–27 июня 1992 г.) крупномасштабные ландшафтно-экологические съемки по методике, изложенной в главе 1. Первый полигон занимает восточный участок Жигулевских гор (район древней Ширяевской долины и ее окрестностей, а второй — участок правобережья среднего течения р. Суры (в бассейне ее правого притока — р. Бездны), поэтому в дальнейшем мы будем их называть региональными экосистемами Жигули и Присурье.

Данный поиск опирается на результаты проведенных нами ранее региональных исследований по Волжскому бассейну (см. главы 2–4). В частности, установлено, что замыкающими звеньями в системе региональных ландшафт-

но-геофизических связей являются гидроэдафические признаки: летние запасы продуктивной влаги в почве и влажность почвы, — которые оказывают прямое действующее влияние на распределение фитоценологических и почвенных объектов. Влагосодержание почвы в середине вегетационного периода служит наиболее обобщенным комплексным абиотическим индикатором состояния природных экосистем Средней полосы Русской равнины. Эти признаки образуют замыкающий створ абиотических информационных потоков. Они воспринимают влияние как геолого-геоморфологических так и гидро-климатических факторов.

На локальном уровне найдены так же достаточно тесные пространственные связи лесных биогеоценозов с летними влагозапасами почвы. В экосистемах Присурья и Жигули значения параметра $K(A;B)$ составили для слоев почвы 0–20, 0–50 и 0–100 см в первом случае соответственно 0,161, 0,106 и 0,105, а во втором — 0,138, 0,148 и 0,171, что свидетельствует о вполне значимых связях. Таким образом, через гидроэдафотопы осуществляется управляющее воздействие глобальной климатической системы на состояние не только региональных, но и локальных природных экосистем. Это основной канал связи, который позволяет прогнозировать локальный ландшафтно-экологический отклик на глобально-региональные климатические сигналы.

Система бинарной топологической ординации была построена таким образом, чтобы смена состояний как факторов, так и явлений имела векторный характер и была бы адекватна общей тенденции аридизации локальных ландшафтно-экологических условий — в соответствии с принятой гипотезой предстоящих климатических изменений в Среднем Поволжье (Коломыц, 2003). Ординация рассмотрена по векторным рядам аридизации групп биогеоценозов (см. табл. 5.1), а также отдельных природных компонентов (табл. 5.5) для обеих региональных экосистем — Присурья и Жигулей. Тем самым было проведено своего рода *эмпирическое имитационное моделирование локального отображения глобально-региональных изменений природных сред* (путем замены временных координат операционной системы на координаты пространственные). Иерархически упорядоченный ряд векторных ординаций экосистем и их отдельных компонентов имитирует последовательность передачи гидротермических сигналов по каналам межкомпонентных связей, а также соответствующие изменения состояний самих систем в том направлении, которое задано фоновым климатическим прогнозом.

5.3.3. Система каналов локальных связей

Общее представление об этой системе дают информационные схемы пространственной сопряженности основных признаков ландшафтного макро- и микросубстрата, по терминология А.А. Григорьева (1965). Нами выбраны 10 таких диагностических признаков (рис. 5.6.). Среди них присутствуют как сами макросубстратные объекты (в виде геоморфологических характеристик, групп типов леса, почвенных разностей и самих биогеоценозов), так и две важнейшие для

Таблица 5.5. Градации геокомпонентных и комплексных признаков, используемых в моделировании

Номера градаций	Тип местоположения	Форма микрорельефа	Экспозиция склона	Эдафическое увлажнение	Группы типов леса (Присурье)	Группы почвенных разностей		Зонально-географические группы биогеоценозов
						Присурье	Жигули	
1	Трансэлювиальный (ТЭ)	Верхние выпуклые части склонов	316–45°	Почва сухая (ксеро- и мезоксерофиты)	Ельники и елово-сосновые леса	Д/п глубоко-подзолистые, суп.	Д/к средние мощные, с/с	Бореальная таежная с примесью неморальных
2	Элювиальный (Э)	Ровные склоны	271–315° и 46–90°	Почва свежая (ксеромезофиты)	Сосняки боровые (с елью)	Д/п глубоко-подзолистые, слабо дерновые	Д/к мало-мощные	Бореальная боровая
3	Транзитный (Т)	Субгоризонтальные поперхности	226–270° и 91–135°	Почва влажная (мезофиты + мезо-ксерофиты + гигрофиты)	Осинники (чистые и с дубом и елью)	Д/п неглубоко подзолистые, песчаные и супесчаные	Д/к мало-мощные, на элювии известняка	Смешанная бореально-неморальная моральная
4	Трансаккумулятивный (ТА, А)	Нижние вогнутые части склонов	Горизонтальная поперхность	Почва сырая (мезогигрофиты + гигрофиты)	Сосново-широколиственные леса	Д/п мелкоподзолистые, слабо дерновые	Темно-серые лесные на глинах	Бореально-неморальная европейская
5	Супераккумулятивный и элювиальный (Саф, ЭА)	Днища долин, ложбины и западины	136–225°	Почва мокрая (гигрофиты + мезогигрофиты)	Елово-широколиственные и еловоберезовые леса	Светло-серые лесные, л/с, на водно-ледниковых песках	Д/к выщелоченные, маломощные на делювии	Неморальная евразийская
6					Дубоволиственные леса	Серые лесные на карбонатах	Д/к намывные на делювии	Смешанная лесолуговая
7						Торфяно-болотные		

ландшафтно-экологического прогноза микросубстратные характеристики — эдафическое увлажнение, фиксируемое по видовому составу напочвенного покрова, и тип местообитания, представляющий собой сочетание влажности эдафотопа и мехсостава почвообразующих пород. На схемах признаки расположены сверху вниз в четыре ряда — в порядке уменьшения их роли как эдификаторов и роста их индикационных свойств, т.е. в направлении от независимых переменных к зависимым, согласно (А.Д. Арманд, 1975). Вся конструкция векторных информационных связей замыкается на группировках биогеоценозов как определенных зональных представителях региональной биоклиматической системы. Это сделано преднамеренно, с тем чтобы установить зональные масштабы локальных контрастов.

Обе информационные модели демонстрируют достаточно стройную соподчиненную систему ландшафтных связей, причем биогеоценозы, типы леса и почвенные разности весьма тесно сопряжены как с литогенными факторами, так и с почвенно-грунтовым увлажнением. Значения $K(A;B)$ в большинстве случаев превышают уровень 0,190.

В экосистеме Присурье весьма эффективно прямое воздействие почвенно-грунтового увлажнения на зональные группировки ландшафтных фаций. Здесь почвенно-гидрологический фактор обладает вполне самостоятельными эдификаторными свойствами, которые не только усиливают роль геоморфологических условий, но и обладают определенной автономностью. Зональные черты топогеосистем весьма четко дифференцируются по состояниям объектов макроландшафтного субстрата — в первую очередь по группам фаций и группам типов леса (значения $K(A;B)$ равны соответственно 0,326 и 0,314) и в меньшей степени по группам почв (0,237). Очевидно, фоновые сдвиги зонально-региональной биоклиматической системы должны адекватно отражаться в состоянии геокомплексов локального уровня.

В условиях низкорья, даже при относительной однородности почвообразующего субстрата, резко возрастает экологическая роль рельефа — типов местоположений (от трансэлювиального до аккумулятивного), характера самих мезо- и микроформ (рассеивающих, транзитных или собирающих), а также солярной экспозиции и крутизны склонов (см. рис. 5.6). При этом усиливается прямодействующее влияние форм рельефа на распределение биогеоценозов и почвенных разностей (в Жигулях соответствующие значения $K(A;B)$ увеличиваются в 1,5 раза по сравнению с Присурьем), минуя промежуточные каналы связи — эдафическое увлажнение и тип местообитания.

Самостоятельными и весьма эффективными экологическими факторами становятся солярная экспозиция и крутизна склона. На крутых склонах южной четверти горизонта, где в условиях повышенной аридизации и частого обнажения коренных пород преобладают процессы физического выветривания (Обидиентова, 1953), господствуют почти исключительно представители южной и типичной лесостепи — ксероморфные редкостойные сосняки и луговые степи, местами с петрофитной растительностью. При переходе к склонам нейтральным, а затем

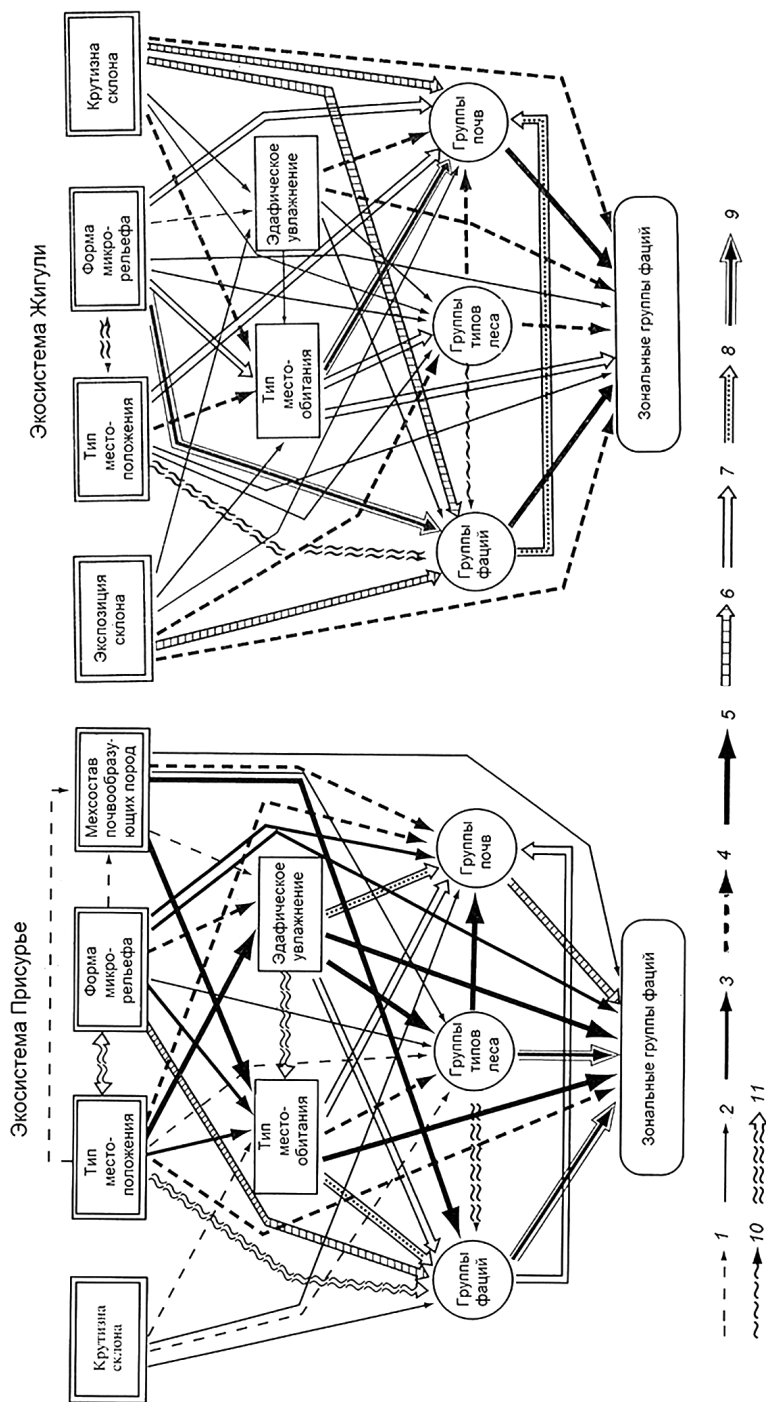


Рис. 5.6. Общие информационно-статистические модели межкомпонентных связей в региональных экосистемах Присурье и Жигули.

Нормированный коэффициент сопряженности, по: Пузаченко, Скулкин (1981): 1 — 0,071–0,100; 2 — 0,101–0,130; 3 — 0,131–0,160; 4 — 0,161–0,190; 5 — 0,191–0,220; 6 — 0,221–0,250; 7 — 0,251–0,280; 8 — 0,281–0,310; 9 — более 0,310. Коэффициенты сопряженности зависимых признаков: 10 — менее 0,310; 11 — более 0,310.

и тeneвым, обычно более пологим, с более мощным покровным делювиальным суглинком, возникшем в условиях интенсивного химического выщелачивания доломитов и гипсов (Обидиентова, 1953), растительный покров резко меняется. Доминируют соответственно мезо-ксероморфные сосново-широколиственные леса и мезоморфные дубо-липняки и осинники — представители неморальнолесной подзоны. На этом динамическом фоне крутизна склона и связанная с нею степень дренажа вносят дополнительный вклад в аридизации топоэкосистем.

5.3.4. Явление биоклиматической полизональности на локальном уровне

Известно, что ландшафтная мозаика любой территории складывается из ареалов как плакорных локальных гео(эко-)систем, отражающих в наиболее «чистом виде» зонально-региональный фон данной территории и являющихся его представителями (Высоцкий, 1909), так и геотопов, возникших в результате различного рода преломления этого фона под действием местных факторов (Крауклис, 1974). Во втором случае образуется определенное множество так называемых *экстразональных природных комплексов*, вызывающих «размывание» зональных эколого-географических границ (Мильков, 1986), т.е. местную экотонизацию данной территории. В пределах этого экотона мы можем построить гидротермический ряд экстразональных топоэкосистем (вместе с зональными представителями) в направлении их гумидности или, наоборот, аридности, представляя этот ряд (на основе указанного выше свойства самоподобия операционной системы) как некоторый аналог соответствующих фоновых климатических изменений (тренда). Таким образом, по векторному спектру *топологической полизональности* представляется возможность представить реальные сценарии реакции локальных гео(эко-)систем на те или иные сдвиги в региональной климатической системе и наметить соответствующие цепочки местных ландшафтно-экологических переходов.

Рассмотрим Присурье и Жигули как две самостоятельные региональные системы локализованной зональности. Выделение зонально-географических групп биогеоценозов проведено, согласно (Раменский, 1971; Сукачев, 1972; Растительность..., 1980), по спектрам видового состава лесообразующих пород, подлеска и напочвенного растительного покрова.

Полизональность в условиях равнинного рельефа. В экосистеме Присурье зональные группы ландшафтных фаций достаточно разнообразны и пространственно четко дифференцированы в зависимости от литогенных и почвенно-гидрологических факторов (рис. 5.7). Здесь встречаются топоэкосистемы бореальных (в том числе собственно таежных и боровых), смешанных и неморальных лесов, причем среди последних есть как чисто европейские представители, так и евроазиатские, свойственные более континентальному лесостепному климату. Подтверждается известное положение о том, что локальные фитоценотические контрасты в условиях возвышенной равнины соразмерны с зональными, а по градиентам — существенно превосходят их (Крауклис, 1974).

Фитоценотическое и соответственно ландшафтное разнообразие Присурья обусловлено отмеченными выше особенностями его экотонного географического положения: а) в переходной полосе от подзоны широколиственных лесов к подзоне типичной лесостепи; б) в непосредственной близости к меридиональному рубежу континентальности, отделяющему более гумидную Приволжскую возвышенность от менее гумидного Низменного Заволжья, с образованием двух контрастных геоботанических провинций (Лавренко, Исаченко, 1976); в) на стыке обширного низменного присурского зандра — проводника смещения на юг элементов таежной растительности, и суглинистых возвышенных водоразделов Волги и Суры, имеющих неморальнолесной облик.

Бинарные связи зональных групп ландшафтных фаций практически со всеми факторами имеют вид сложного регулирования (см. рис. 5.7 *a–z*), поэтому необходима содержательная интерпретация этих связей, в том числе переломов кривых аридного тренда.

Приуроченность ландшафтных представителей собственно таежной зоны (сосново-еловых сфагново-долгомошных лесов) почти исключительно к аккумулятивным, элювиально-аккумулятивным и супераквальным местоположениям (МП), с дерново-подзолистыми глубокоподзоленными суглинистыми почвами, указывает на явно экстразональный характер их присутствия в данном регионе Приволжской возвышенности. Об этом свидетельствует также гигрофитность их эдафотопов (см. рис. 5.7 *e*). Более сухие елово-сосновые чернично-зеленомошные леса, с элементами травостоя евразийского типа, поднимаются от днищ долин на окрестные склоны. Боровые же фитоценотические комплексы, встречающиеся исключительно в низменно-зандровом районе, относятся к ксерофитам и мезоксерофитам и тяготеют к противоположному «полюсу» ландшафтных сопряжений — трансэлювиальными и элювиальным типам МП, с дерново-мелкоподзолистыми супесчаными и песчаными почвами.

Полого наклонные междуречья (плакоры) заняты: а) в низменно-зандровом районе — мезо-гигрофитными сообществами подтаежной зональной группы, имеющими здесь свой экологический оптимум, б) в возвышенно-водораздельном районе — мезофитными дубово-липовыми лесами с разнотравьем европейского типа. Наконец, на более крутых суглинистых транзитных склонах, обращенных к речным долинам, распространены устойчиво мезофитные неморальнотравяные елово-липовые дубравы и производные от них сосново-мелколиственные ассоциации. Все они носят облик неморальных евразийских лесов.

Таким образом, вырисовывается достаточно сложная картина бинарного регулирования абиотическими факторами лесных биогеоценозов как зональных представителей. На траектории аридного тренда зональности существует не менее двух переключателей связи. В результате в самой системе локальных ландшафтных сопряжений единый тренд зональности отсутствует и возникает явная «черезполосица» в распределении лесных сообществ различного зонального облика по формам микрорельефа. Это уже само по себе должно предопределить доста-

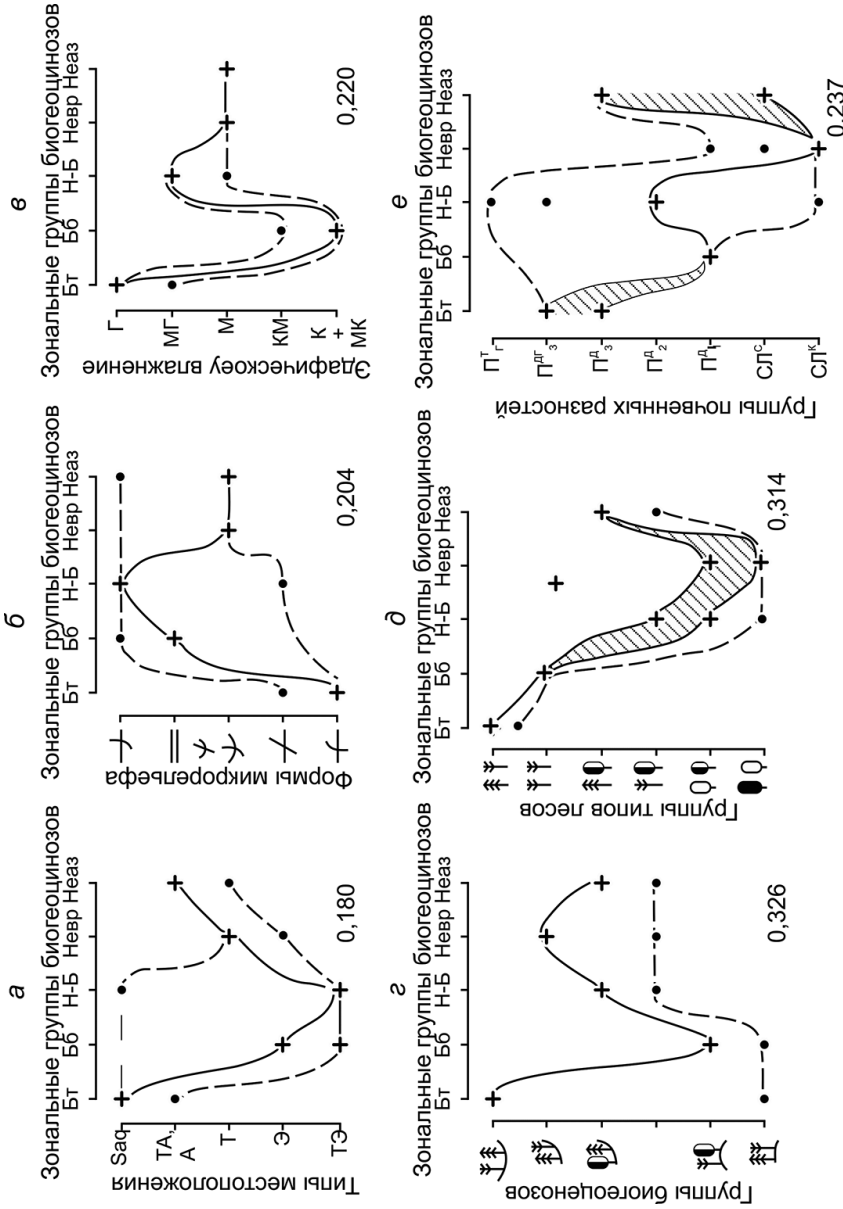


Рис. 5.7. Бинарная ординация зонально-географических групп фаций по литогенным, гидрографическим, фитоценотическим и почвенным факторам экосистемы Присурье.

1 — траектории экологических доминантов; 2 — траектории границ экологических ниш; 3 — «зоны» толерантности явления к фактору. 0,149, 0,159, ... — нормированные коэффициенты сопряженности. Обозначения градаций признаков см. в табл. 5.5.

точно разнообразную картину фитоценологических преобразований топоэкосистем и смещения их границ при одном и том же фоновом гидротермическом сигнале. Климатогенная трансформация экосистем будет иметь разновекторный характер, поэтому могут возникнуть одновременные сдвиги межфациальных границ как вверх, так и вниз по цепи топологических ландшафтных сопряжений.

При этом, судя по объему экологических ниш зональных представителей, наиболее устойчивыми к термоаридному климатическому сигналу могут оказаться таежные сообщества, имеющий повышенный «запас» гидроморфности, а наименее устойчивыми — ксерофитные боровые неморальнолесные ассоциации евроазиатского типа. Подтаежная фитоценологическая группа будет занимать промежуточное положение.

Полизональность в условиях рельефа, близкого к низкогорью. Механизмы формирования зонально-географических категорий биогеоценозов Жигулевского массива существенно иные. Геоморфологическая детерминация этих механизмов здесь выражена гораздо разнообразнее, нежели на равнинах Присурья (см. рис. 5.6), несмотря на более однородный почвообразующий субстрат Жигулей. Многофакторность литогенной основы низкогорья приводит к дроблению каналов связи, что вызывает общее снижение самой силы связей. Соответственно в низкогорном регионе гораздо слабее проявляется зональная дифференциация типов леса, почвенных разностей и в целом биогеоценозов, что показано на общей информационной модели уменьшением параметра $K(A;B)$. Это означает, что флористические и фитоценологические контрасты зональных подразделений топоэкосистем в Жигулях выражены меньше, чем в Присурье.

Выравнивание контрастов обусловлено двумя основными факторами. Во-первых, это само географическое положение Самарской Луки непосредственно на зональном экотоне леса и степи. Кроме того, здесь сказывается «дыхание» и более северной (подтаежной) зоны. Взаимопроникновение с севера и северо-запада не только неморальнолесных, но и бореальных (преимущественно боровых) видов, а с юга и юго-востока — степных элементов привело к смешению флор и большому фитоценологическому разнообразию жигулевских топоэкосистем. Возникла даже смешанная лесо-лугово-степная зонально-географическая группа (своеобразного горного облика) с примесью бореальных боровых элементов (см. табл. 5.5). Ее можно считать своего рода ландшафтным топоаналогом лесо-лугово-степного высотного пояса Тянь-Шаня (Гвоздецкий, Михайлов, 1987), а также горных ксерофитных редколесий Восточного Закавказья (Кавказ..., 1966) и других аридных суббореальных и субтропических регионов Евразии (Агаханиянц, 1981).

Вторым является палеогеографический фактор. Известные исследователи флоры и растительности Самарской Луки (Обидиентова, 1953; Спрыгин, 1986; и др.) рассматривают Жигулевские горы как один из рефугиумов доледниковой (верхнетретичной) флоры на Русской равнине, в котором сохранилось множество реликтовых и эндемичных видов, прежде всего, боровых и степных растений (вторые характерны для горно-степной флоры), а также некоторых немораль-

нолесных видов. Длительное (со времен верхнего плейстоцена) сохранение этих реликтов привело к неизбежному расширению их климатических ниш, что вызвало взаимное перекрытие их ареалов и определенное смещение самих растительных формаций.

Материалы Г.В. Обидиентовой (1953) позволяют представить следующую цепочку экологических связей, вызывающих локальную имитацию различных зональных биоклиматических условий: экспозиция и крутизна склонов (определяют интенсивность процессов выветривания и делювиального сноса) → мощность покровных отложений → характер почвенного покрова → видовой и ценоотический состав растительности. Глубокое эрозионное расчленение Жигулевского массива создает резко выраженные соляно-экспозиционные, т.е. теплоэнергетические, контрасты, которые в условиях однообразия коренных пород (известняков и доломитов), а также практической безводности территории (в условиях интенсивного развития карстовых процессов) и отсутствии подземного стока проявляются почти в «чистом» виде. Эти контрасты вызывают соответствующую пестроту почвенно-растительного покрова, причем пестроту геоморфологически предопределенную, что служит наглядной иллюстрацией подмеченного еще столетия назад И.И. Спрыгиным (1986) явления локальной экстразональности, известного как «правило ландшафтного предварения» В.В. Алехина (цит. по: Мильков, 1981). Как уже говорилось, теневые склоны заняты преимущественно представителями неморальнолесной подзоны с примесью элементов бореальных лесов, а солнцепечные — не только ассоциациями южной лесостепи, но и пришельцами из северной степи.

Зонально-географические группы фаций Жигулевских гор формируются по следующим схемам ландшафтных связей (рис. 5.8). Бореальные (боровые) и бореально-неморальные биогеоценозы распространены в достаточно широком диапазоне типов МП, но главным образом на средних участках ровных склонов — как солнцепечных, так и теневых. Им отвечают свежие и влажные эдафотопы с ксеро-мезофитным и мезофитным напочвенным покровом.

Переход к ТА местоположениям (нижним пологим склонам и их подножьям) сопровождается сменой почвенно-грунтового увлажнения на мезо-гигрофитное (сырые эдафотопы) и появлением (исключительно в теневых условиях) доминирующей неморальнолесной группы фаций, а на самих днищах долин — биогеоценозов смешанной бореально-неморальной группы. На плакорных (элювиальных) типах МП платообразных слабо расчлененных пространств Самарской Луки господствуют леса неморальной группы (вязово-кленово-липовые). Интересно отметить отсутствие в этих лесах чисто неморального напочвенного покрова. До 30% травостоя здесь составляют бореальные виды.

Наконец, специфическая лесо-лугово-степная фациальная группа приурочена главным образом к хорошо инсолируемым и дренируемым верхним выпуклым частям крутых склонов (ТЭ типам МП) с ксерофитными и мезо-ксерофитными эдафотопами, однако она встречается и на плакорах («лесостепное плато») антропо-

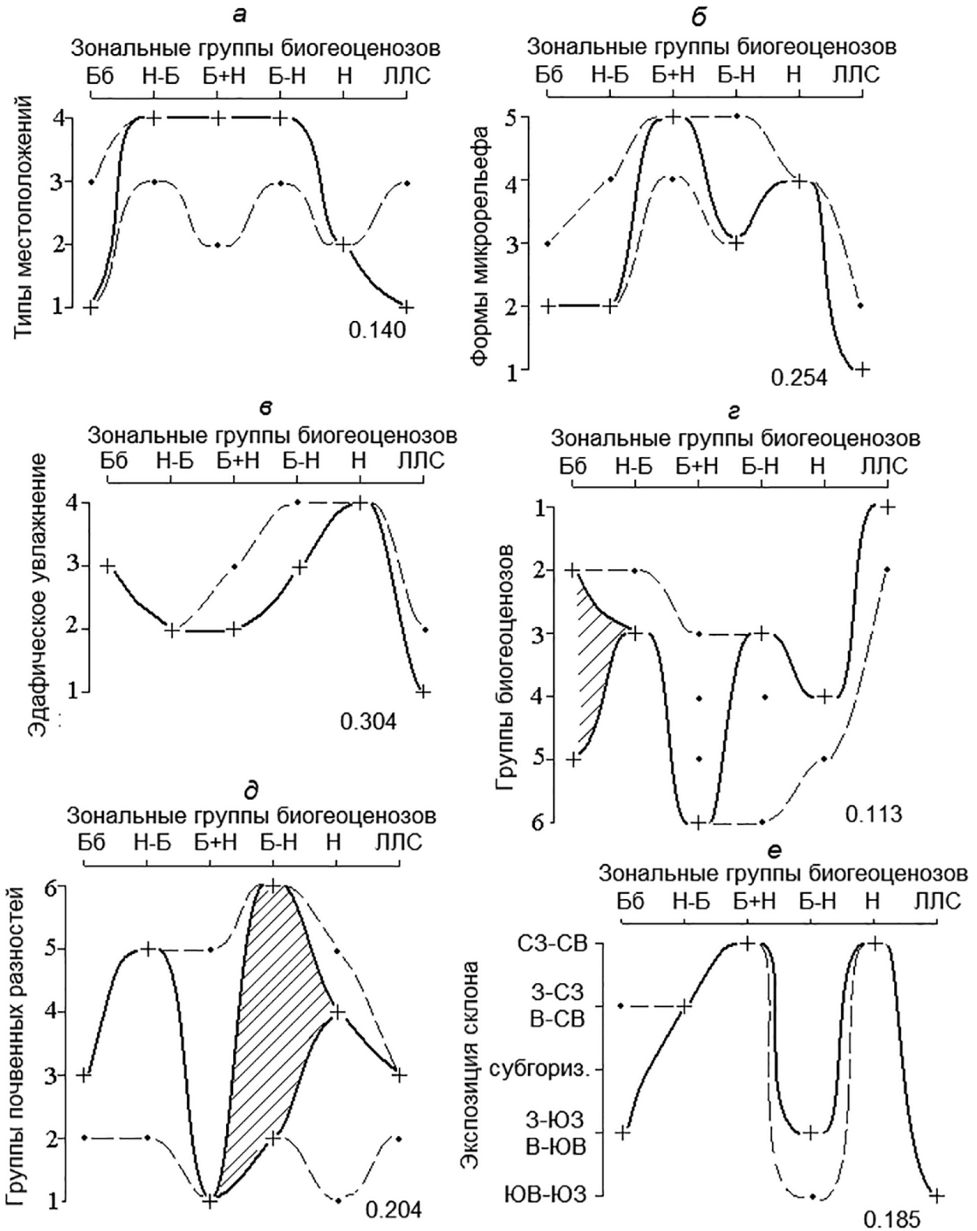


Рис. 5.8. Бинарная ординация зонально-географических групп фаций по различным экологическим факторам экосистемы Жигули.

Условные обозначения те же, что и на рис. 5.7 и в табл. 5.1.

погенного происхождения (Прокаев, 1956). Своеобразную «черезполосицу» дает ординация зонально-географических групп фаций по соляриной экспозиции склонов (см. рис. 5.8 е).

Активное взаимопроникновение бореальных и степных видов в неморально-лесной покров Жигулевских гор привело к тому, что в большинстве топоэкосистем присутствуют виды — представители всех трех зональных биоклиматических систем (см. рис. 5.8 з). Так, в бореальную группу входят как ксеро-мезоморфные ТЭ и Т сложные сосняки и сосново-широколиственные леса, так и мезо-гидроморфные Т и ТА дубо-липняки. В смешанной зональной группе представлен еще больший набор фаций: от мезо-гидроморфных липняков и осинников днищ долин до ксероморфных ТЭ дубняков теневых и нейтральных склонов. Столь же широк фациальный диапазон бореально-неморальной группы. И только лесо-лугово-степная группа связана почти исключительно с ксероморфными и мезо-ксероморфными сосняками и реже сосново-широколиственными лесами ТЭ типов местоположений.

Значительный размах ниш бинарной ординации зональных представителей по группам биогеоценозов свидетельствует об их высокой взаимной конкуренции, согласно (Логофет, Свиричев, 1983), которая может вызвать достаточно быстрое и весьма существенное преобразование всего облика лесного сообщества при фоновых климатических воздействиях. Судя по диаграммам бинарной ординации зонально-географических групп (см. рис. 5.8 з), можно полагать, что метаморфозы такого типа наиболее вероятны в плееде широколиственных лесов, распространенных как на плакорах, так и на теневых и нейтральных склонах. Однако это не означает, что преобразования неморальных лесов будут первоочередными. С точки зрения аридного тренда необходимо учитывать современную близость экологических доминантов ниш биогеоценозов к аридному критическому состоянию. По гидротермическим условиям своих эдафотопов топоэкосистемы неморальнолесной группы находятся еще в сравнительно большом удалении от этого состояния, поэтому их функционально-структурные изменения начнутся с определенным запаздыванием по сравнению, скажем, с лесо-лугово-степными экосистемами крутых солнцепечных склонов.

Фитоценотическим перестройкам в условиях высокой конкуренции сообществ будет благоприятствовать также достаточно большое разнообразие почвенных разностей в каждой зональной группе биогеоценозов, с появлением, например, в неморальнолесной группе широкой «зоны» толерантности к почвенному субстрату (см. рис. 5.8 д).

5.3.5. О климатических изменениях вертикальной зональной дифференциации равнинных ландшафтов

Прямая и обратная вертикальная ландшафтная дифференциация как зачаток высотной поясности является феноменальным свойством природно-территориальной структуры Русской равнины (Мильков, 1981), и она отчетливо выра-

жена как в Присурье, так и в Жигулях. В первом случае наблюдается обратная ландшафтная дифференциация, свойственная бореальному поясу: на низменных зандровых равнинах господствуют подтаежные и даже южнотаежные леса, а эрозионно-денудационные возвышенности заняты почти исключительно широколиственнолесной растительностью, переходящей в типичную лесостепь. На территории же Самарской Луки картина в целом противоположная, хотя и осложняется фактором соларной экспозиции склонов. Распространенные на пологоволнистых водоразделах дубово-липовые леса сменяются по солнцепечным склонам представителями подзоны типичной лесостепи — редкостойными разнотравно-злаковыми сосняками и субдубравами, с участками степной растительности на крутых каменистых склонах (Мельченко, 1991; Мельченко, Саксонов, 1993). Неморальнолесной облик сохраняют лишь теневые и в меньшей степени нейтральные склоны, а также днища узких глубоко врезаемых малых долин. Отметим, наконец, широкие плоскородные днища крупных древних долин, называемых «оврагами» (Обидиентова, 1953). Таков, например, наиболее крупный в Жигулях Ширяевский овраг — арена господства остепненных разнотравно-злаковых лугов (представителей северной степи). Как видим, здесь имеет место, хотя и не повсеместно, прямая вертикальная ландшафтная дифференциация, характерная для лесостепи и степей суббореального пояса.

В соответствии с этими региональными особенностями ландшафтной структуры рассматриваемых территорий следует ожидать и совершенно различную картину направлений трансгрессии растительных формаций и соответствующих сдвигов ландшафтных границ при развитии общего аридного климатического тренда. В Присурье произойдет расширение ареалов неморальных лесов, а вслед за ними и типичной лесостепи с останцов древних поверхностей выравнивания в сторону соседних зандровых подтаежных низменностей, с общим смещением ландшафтных границ вниз по склонам. Жигулям же будет свойственно площадное поглощение широколиственных лесов типично-лесостепной и степной растительностью, и этот процесс будет направлен от крутых солнцепечных склонов и днищ крупных долин к плоским водоразделам, т.е. в общем случае снизу вверх. В том же направлении начнут сдвигаться и сами ландшафтные границы. Второй вектор аридной фитоценотической трансгрессии будет направлен от солнцепечных склонов к тенивым, с преобразованием неморальных лесов в остепненные дубовые субдубравы.

Таким образом, каждый из двух типов вертикальной дифференциации ландшафтов равнин должен иметь свою специфическую картину динамических тенденций в природно-территориальной структуре региона при одной и той же направленности фоновых климатических изменений. В первом случае мы будем иметь, так сказать, *нисходящий* (по рельефу) *тип аридизации лесных экосистем*, во втором — *восходящий тип*. Нисходящий тип латеральных экосистемных трансформаций будет свойствен преимущественно югу бореального пояса, восходящий же тип — северу пояса суббореального.

5.3.6. Некоторые выводы

В результатах проведенного исследования автор склонен видеть первый шаг к познанию локальных механизмов глобальных изменений через методическую конструкцию с рабочим названием *«эмпирическая имитация регионального биоклиматического тренда экосистемами локального уровня»*. Бинарная ординация зональных черт биогеоценозов по ведущим факторам их формирования проведена на основе таких пространственно упорядоченных рядов их плакорных и экстремальных категорий, которые могут быть адекватны вектору прогнозируемых изменений климата. Через эту *методическую конструкцию* установлены основные закономерности преломления зонально-регионального биоклиматического фона местными геоморфологическими и гидроэдафическими факторами и формирования так называемых *региональных систем локальной природной зональности*. Подобные системы способны имитировать основные направления и масштабы почвенно-фитоценологических перестроек, создавая тем самым эмпирическую основу для прогнозных ландшафтно-экологических построений.

5.4. Локальные коэффициенты увлажнения и их значение для экологических прогнозов

5.4.1. Состояние вопроса

Соотношение радиационного тепла и атмосферной влаги является, как известно (Кеппен, 1938; Высоцкий, 1960; Григорьев, 1966; Д.Л. Арманд, 1975; Исаченко, 1985; и др.), важнейшим ландшафтообразующим фактором, который формирует физиономические черты природно-территориальных структур практически всех иерархических уровней биосферы: от глобального уровня до топологического. Одновременно данный фактор служит основным связующим звеном между этими структурами, с одной стороны, и биологическим круговоротом веществ, характеризующим функциональный аспект ландшафтной организации, — с другой.

Наиболее общее представление о гидротермическом режиме природных комплексов дает коэффициент атмосферного увлажнения как ландшафтно-геофизический параметр, отражающий в первую очередь фоновые климатические условия территории. Широко известен целый ряд таких коэффициентов — годовых и сезонных показателей соотношения тепла и влаги Кеппена, Высоцкого-Иванова, Будыко, Базилевич, Торнтвейга, Мартонна, Рябчикова-Миркина, Селянинова, Рихтера. В отечественной физической географии традиционно используется коэффициент Высоцкого-Иванова (Д.Л. Арманд, 1975; Исаченко, 1985). Во-первых, этот параметр позволяет проводить ландшафтный анализ территории на основе известной информации о связях глобальных и региональных гео(эко-)систем и их компонентов с соотношением тепла и влаги. Во-вторых, он наиболее доступен для расчетов, поскольку базируется непосредственно на данных многолетних наблюдений гидрометсети.

Коэффициент увлажнения Высоцкого–Иванова $K_{\text{увл}}(1)$ есть отношение годового количества осадков $r_{\text{год}}$ к годовой испаряемости E_0 . Последний предиктор, как показали наши расчеты для территории Русской равнины, зависит почти исключительно от средней июльской температуры $t_{\text{июля}}$, с весьма высокими коэффициентами корреляции $R = 0,94$ и детерминации $R^2 = 0,88$:

$$E_0 = 1384 - 161,6 t_{\text{июля}} + 6,245 t_{\text{июля}}^2. \quad (5.1)$$

При изучении современных биоклиматических условий территории регионального масштаба, а также в палеогеографических реконструкциях и экологических прогнозах параметр $K_{\text{увл}}(1)$ сопоставляется обычно с зональными типами/подтипами растительных формаций и их долготно-секторными вариантами (Сочава, 1978; Пузаченко, Скулкин, 1981; Исаченко, 1985; и др.). Теснота этих связей достаточно высока. Так, для зонального спектра Средней полосы Русской равнины (от средней тайги до южной степи) получен четко выраженный детерминированный ряд распределения групп коренных растительных формаций по градиенту параметра $K_{\text{увл}}(1)$. Коэффициент вариации этого показателя на границах природных зон и подзон колеблется от 4–6 до 10–11% (Коломыц, 2003), что указывает на высокую степень детерминации границ.

Коэффициент атмосферного увлажнения соответствует гидротермическим условиям формирования плакорных, согласно (Высоцкий, 1960), природно-территориальных комплексов (ПТК) как представителей зонально-регионального физико-географического фона (Сочава, 1978). Однако на локальном (топологическом) уровне обычно представлен также широкий набор экстразональных, по определению (Спрыгин, 1986), гео(эко-)систем малой размерности, которые имитируют биоклиматические условия не только соседних, но и весьма удаленных природных зон или регионов. Различного рода отклонения от плакорных ПТК формируются под воздействием местных геоморфологических и эдафических факторов, преломляющих данный климатический фон. Происходят, прежде всего, локализованные изменения в расходных статьях водного баланса: суммарном испарении и стоке, — что и создает местное структурно-функциональное многообразие топогеосистем. В результате этого пространственные связи, например, ландшафтных фаций (биогеоценозов), с двумя исходными для расчетов $K_{\text{увл}}(1)$ фоновыми климатическими параметрами: средней температурой июля и годовой суммой осадков, — оказываются весьма слабыми и зачастую статистически недостоверными.

Таким образом, возникает необходимость поиска такого показателя соотношения тепла и влаги, который способен адекватно отобразить топологическую дифференциацию природной среды и может быть использован как исходный гидротермический предиктор для разработки локальных ландшафтно-экологических прогнозов. Подобные прогнозы особенно актуальны в свете современных и грядущих глобальных изменений климата. Как известно (Тимофеев-Ресовский, Тюрюканов, 1966; Сочава, 1978), истоки глобальных изменений природной среды лежат на уровне элементарных структурных единиц биосферы.

5.4.2. Объекты исследования и исходные материалы

Как в глобальном, так и в региональном масштабах наиболее резкие изменения атмосферного увлажнения (тренд $K_{\text{увл}}^*(1) = 0,97-1,03 \rightarrow 1,35-1,52$) имеют место в зональном спектре от южной и типичной лесостепи до смешанных лесов (Исаченко, 1985; Коломыц, 2003). Согласно В.Р. Волобуеву (1974), в этом же диапазоне происходит наиболее быстрое увеличение полноты использования радиационной энергии на почвообразующие процессы — с 53–63 до 79–82%. Таким образом, вся переходная полоса от леса к степи является ареной достаточно высокой изменчивости функциональных характеристик природных экосистем, связанной с вариациями уровня увлажнения — как атмосферного, так и почвенно-грунтового.

В этой полосе на территории основного водосбора Волжского бассейна нами были выбраны три экспериментальных полигона: 1) Нижегородское возвышенное Предволжье (20 км южнее Нижнего Новгорода, правобережье малой р. Кудьмы — правого притока Волги); взят участок коренных дубово-липовых и сосновых лесов в неморальнолесной подзоне; 2) территория Чувашского Национального природного парка «Чаваш Вармане» на возвышенном правобережье р. Суры, в подзоне типичной лесостепи; представлена сосновыми, смешанными и широколиственными лесами на зандрах и останцах древних поверхностей выравнивания; 2) участок Национального природного парка «Самарская Лука» в подзоне южной лесостепи; охватывает дубравы, липняки и остепненные сосняки Жигулевского низкогорного массива — одного из южных форпостов зональных экотон лесов и степи. Каждый такой полигон рассматривается как представитель соответствующего экорегиона, с условным названием (Кудьма, Присурье, Жигули). В пределах каждого полигона было выделено шесть групп лесных биогеоценозов (ландшафтных фаций).

5.4.3. Локальное разнообразие коэффициента атмосферного увлажнения

Местный отклик на глобальные климатические сигналы определяется механизмом передаточных функций в ландшафтных связях, которые трансформируют эти сигналы при их прохождении через сопряженные ансамбли природных комплексов и их компонентов. Эмпирически было установлено, что основной пропускной канал связей региональных и локальных ПТК с климатом проходит через *летнее влагосодержание почвы*, которое, с одной стороны, служит достаточно надежным геофизическим индикатором состояния гео(эко-)систем, а с другой — является наиболее мощным экологическим фактором, который предопределяет их территориальную организацию (Коломыц, 2008). Для основного водосбора Волжского бассейна найдены достаточно тесные связи июльских запасов продуктивной влаги в слоях почвы 0–20 см ($W-20$), 0–50 см ($W-50$) и 0–100 см ($W-100$) с параметром $K_{\text{увл}}^*(1)$.

В самом топологическом пространстве фоновое влагосодержание почвы трансформируется типом местоположения в системе местных ландшафтных со-

пряжений (катен), экспозицией и крутизной склона, механическим составом почвообразующих пород. В результате возникает определенное множество значений запасов почвенной влаги при одном и том же $K_{\text{увл}}(1)$, с соответствующим многообразием фациальных структур. В Присурье и Жигулях неморальнолесные биогеоценозы имеют информационные коэффициенты сопряженности, по Пузаченко и Скулкину (1981), с параметрами ($W-20$), ($W-50$) и ($W-100$) соответственно 0,154–0,173, 0,128–0,162 и 0,139–0,200. Это существенно превышает критический порог значимости связей — 0,070 (см. Коломыц, 1995). В условиях низкогогорья связи выражены несколько сильнее, чем на слабо расчлененной возвышенной равнине.

Экорегion Присурье, с его слабо расчлененным рельефом, может быть охарактеризован одним значением параметра $K_{\text{увл}}(1) = 1.07$. Такое соотношение тепла и влаги в восточном секторе Волжского бассейна свойственно зональной границе между смешанными и широколиственными лесами (Коломыц, 2003), что и нашло отражение в ландшафтной структуре этого региона. Гораздо сложнее обстоит дело с экорегionом Жигули, где на первый план локальной дифференциации геосистем выходит соляно-экспозиционный фактор. Плакорные вязо-липняки приводораздельной полосы жигулевского плато имеют значения $K_{\text{увл}}(1) = 0.95$, что соответствует субзональному экотону между подзонами широколиственных лесов и типичной лесостепи. Для определения коэффициентов увлажнения на различно ориентированных склонах нами использовались результаты актинометрических наблюдений, проведенных в различных горных районах, по климатическим условиям близких к Жигулям (Щербаков, 1970; Выгодская, 1981). На основе экспериментальных данных (в годовом осреднении и при действительных условиях облачности) были установлены поправочные коэффициенты $k(E_0)$. Они позволили определить отклонения суммарной радиации, радиационного баланса и, следовательно, величины испаряемости на склонах разной экспозиции и крутизны от аналогичных параметров при субгоризонтальных (плакорных) условиях. Средневзвешенные нормы $k(E_0)$ для всех шести групп жигулевских биогеоценозов оказались следующими: 1 — 1,17; 2 — 1,03; 3 — 0,95; 4 — 1,00; 5 — 0,90; 6 — 1,05.

Как видим, разница в годовой испаряемости между геосистемами крутых солнцепечных и теневых склонов составляет 25–30%. В то же время на склонах западной и восточной четвертей горизонта и на пологих северных склонах (в группах фаций 2 и 3) отклонения испаряемости от ее значений на плакорах не превышают 3–5%. Примерно на такую же величину дополнительно прогрев аются днища малых долин. При расчетах $K_{\text{увл}}(1)$ годовое количество осадков для всех топогеосистем принималось одинаковым. Как известно (Гарцман, 1977), на топологическом уровне, т.е. в масштабе малых водосборов, водный баланс территории изменяется главным образом за счет его расходной части (испарения и стока), между тем как приходная часть (осадки) варьирует незначительно.

В результате расчетов были получены локальные коэффициенты атмосферного увлажнения для топогеосистем Жигулевских гор. Сопоставив эти коэффициенты с их зонально-региональными (фоновыми) аналогами, удалось установить,

к каким зонально-географическим условиям следует отнести гидротермический режим той или иной экстразональной группы биогеоценозов низкогорья. Таким образом, была проведена количественная имитация ландшафтно-зональных систем гидроэдафотопами локального плакорно-экстразонального ряда. Локальный $K_{\text{увл}}(1)$ можно рассматривать как своего рода имитационную меру, позволяющую более четко определить весь спектр разнообразия локальных отклонений от фоновых зональных условий данной территории. В экорегионе Жигули этот спектр оказался весьма широким. Он аналогичен зональному диапазону атмосферного увлажнения от северной степи до смешанных лесов.

5.4.4. Коэффициент эдафического увлажнения и метод его расчета

Коэффициент атмосферного увлажнения характеризует гидротермические условия территории лишь в первом приближении и носит весьма обобщенный характер (Д.Л. Арманд, 1975, Исаченко, 1985). Высказывается даже мнение о том, что подобные соотношения в виде одного показателя вообще мало значимы для познания топологического разнообразия гидротермики гео(эко-)систем (Сочава и др., 1970). Данные по $K_{\text{увл}}(1)$ для равнинных условий Присурья — наглядное тому подтверждение. Здесь локальные вариации этого коэффициента практически отсутствуют.

Дело в том, что фоновый коэффициент атмосферного увлажнения, равно как и известный радиационный индекс сухости (Будыко, 1971), по отношению к гео(эко-)системам регионального и топологического уровней являются входными параметрами. Они не учитывают местное разнообразие процессов круговоротов тепла и влаги, которое дает целый спектр состояний гидроэдафотопов при одних и тех же соотношениях поступающей солнечной энергии и выпадающих осадков. Как отмечено в работе Варлыгина и Базилевич (1992), даже на уровне растительных формаций, т.е. в зонально-региональном масштабе, общее количество осадков не отражает реальных условий увлажнения. Поэтому авторы данной работы в расчетах индекса сухости вместо годовой суммы осадков используют годовую эвапотранспирацию.

Еще менее информативными оказываются фоновые значения $K_{\text{увл}}(1)$ на уровне топогеосистем. Правда, при сильно расчлененном рельефе локальный $K_{\text{увл}}(1)$ уже вносит определенные поправки через испаряемость, связанную с соляной экспозицией склонов (это уже показано на примере Жигулей). Тем не менее, топологические контрасты расходных статей водного баланса: испарения и стока, — определяющих влагосодержание почвы в рамках поступающего количества влаги, остаются не учтенными.

Необходимо обратиться непосредственно к выходной характеристике состояния гидроэдафотопов — запасам продуктивной влаги в почве. Как отметил В.С. Преображенский (1960), формирование природных комплексов локального уровня происходит через «грунтовый климат» и грунтовый сток, которые непосред-

ственно связаны с литологией почвообразующих пород и, добавим, с самим типом местоположения. Гидроэдафотопы преломляют фоновые соотношения тепла и влаги в соответствии с местными особенностями ландшафтного сопряжения. В результате возникает определенное топологическое множество коэффициентов увлажнения, только теперь уже не атмосферного, а эдафического — $K_{увл}(2)$.

Через коэффициент эдафического увлажнения удастся провести количественную имитацию зональных гидротермических условий гео(эко-)системами локального уровня для регионов со слабо расчлененным рельефом, где отсутствует локальное разнообразие $K_{увл}(1)$. Репрезентативность такой имитации обеспечивается весьма сильными корреляционными связями летних запасов почвенной влаги с коэффициентом атмосферного увлажнения (Коломыц, 2008).

Для определения $K_{увл}(2)$ были использованы предварительно установленные по данным 120 агрометстанций и 5 воднобалансовых станций Волжского бассейна связи параметра $K_{увл}(1)$ со среднеиюльскими запасами продуктивной влаги в почве. Эти связи для лесных площадок оказались следующими ($R = 0,89-0,90$; $R^2 = 0,79-0,81$):

$$K_{увл}(1) = 0,242 + 0,06284 (W-20) - 0,00062 (W-20)^2; \quad (5.2)$$

$$K_{увл}(1) = 0,1226 + 0,025 (W-50) - 0,00008267 (W-50)^2; \quad (5.3)$$

$$K_{увл}(1) = 0,1596 + 0,01236 (W-100) - 0,00002178 (W-100)^2. \quad (5.4)$$

Подставляя в эти формулы базовые значения запасов почвенной влаги для каждой группы лесных биогеоценозов в пределах данного экорегиона, получаем соответствующее множество локальных коэффициентов эдафического увлажнения $K_{увл}(2)$. Каждый из этих коэффициентов характеризует такое местное соотношение тепла и влаги, которому отвечает фиксируемая норма летнего влагосодержания почвы в топогеосистеме, отчего и сами коэффициенты получили название эдафических.

5.4.5. Локальный коэффициент «общего» увлажнения

В гидро-климатологии нередко используется параметр «общее увлажнение» $W_{об}$ как влагоресурсы процесса испарения (Мезенцев и др., 1974). Параметр $W_{об}$ учитывает помимо атмосферных осадков, регистрируемых осадкомерами, поступление на земную поверхность влаги за счет конденсации приземных водяных паров (росы, иней) и влагообмена с нижележащими слоями почвы. Общее увлажнение рассчитывалось по годовым значениям суммарного испарения, речного стока и испаряемости, в результате чего были получены следующие уравнения множественной регрессии ($R = 0,88$; $R^2 = 0,77$):

$$W_{об} = 1211 - 31,66 t_{июля} + 0,1329 r_{год} + 0,4108 (W-50); \quad (5.5)$$

$$W_{об} = 1200 - 31,81 t_{июля} + 0,119 r_{год} + 0,2259 (W-100). \quad (5.6)$$

По приведенным зависимостям были рассчитаны значения $W_{об}$, а затем — локальные коэффициенты общего (атмосферно-грунтового) увлажнения $K_{увл}(3)$ как отношение $W_{об}$ к E_0 . Для плакорных топоэкосистем Присурья и Жигулей параметр $K_{увл}(3)$ оказался равным соответственно 1,25 и 1,07. Это означает, что по общему увлажнению первая региональная экосистема должна быть отнесена к зоне смешанных лесов, а вторая — к пограничной полосе между смешанными и широколиственными лесами (см. Коломыц, 2003). Согласно $K_{увл}(3)$, данные экорегионы должны быть смещены к северу на целую подзону по сравнению с тем, что дает $K_{увл}(1)$.

Судя по значениям локальных коэффициентов эдафического и общего увлажнения, естественный потенциал базовых зональных норм увлажнения достаточно высок не только в равнинном Присурье, но и в Жигулевских горах, что и обеспечило устойчивое развитие здесь за последние столетия лесных сообществ на плакорных местообитаниях. На зональных экотонах леса и степи лесные сообщества могут существовать при явном дефиците атмосферного увлажнения.

Таким образом, удалось существенно расширить методическую базу оценок соотношения тепла и влаги, что позволило гораздо эффективнее использовать данный критерий для выявления локального разнообразия гидротермических структур геосистем как в их исходном состоянии, так и на всех этапах прогнозного периода. Для биогеоценозов Присурья и Жигулей базовые коэффициенты увлажнения обозначены как $K_{увл}(1)$, $K_{увл}(2)$ и $K_{увл}(3)$. Их значения при интенсивном глобальном потеплении, прогнозируемые по климатической модели HadCM3 (см. главу 8), для различных фациальных групп представлены в табл. 5.6 и 5.7. Прогнозные расчеты летнего влагосодержания почвы производились по методике, изложенной в работе (Коломыц, 2008).

Таблица 5.6. Ожидаемые изменения гидротермических параметров состояния лесных биогеоценозов экорегиона Присурье, согласно прогнозно-климатической модели HadCM3 (см. Pore et al., 2000)

Прогнозные сроки	Группы биогеоценозов	$t_{июля}$	$r_{год}$	E_0	$K_{увл}(1)$	$W-20$	$K_{увл}(2)$	$W_{об}$	$K_{увл}(3)$
Базовый период	1	19,3	635	591	1,07	19	0,88	703	1,19
	2					34	1,43	709	1,20
	3					52	2,05	732	1,25
	4					33	1,40	723	1,22
	5					43	1,75	721	1,22
	6					72	2,69	737	1,25
2075 г.	1	23,5	652	1035	0,63	10	0,51	561	0,54
	2					18	0,84	565	0,54
	3					27	1,18	574	0,55
	4					18	0,84	567	0,55
	5					23	1,03	569	0,54
	6					38	1,57	577	0,55

2150 г.	1	26,3	624	1454	0,43	6	0,34	466	0,32
	2					16	0,76	469	0,32
	3					22	1,00	474	0,32
	4					14	0,68	473	0,32
	5					16	0,76	472	0,32
	6					30	1,29	476	0,32

Примечание. Жирным шрифтом выделены значения гидротермических параметров планорных топогеосистем. Остальные обозначения см. в тексте и в табл. 5.1.

Таблица 5.7. Ожидаемые изменения гидротермических параметров состояния лесных биогеоценозов экорегиона Жигули, согласно прогнозно-климатической модели HadCM3 (см. Pore et al., 2000)

Прогнозные сроки	Группы биогеоценозов	$t_{июль}$	$r_{год}$	E_0	$K_{увл}(1)$	$W-20$	$K_{увл}(2)$	$W_{об}$	$K_{увл}(3)$
Базовый период	1	23,5	629	771	0,82	115	1,29	575	0,75
	2	12,7		679	0,93	171	1,64	677	1
	3	19,1		626	1,05	171	1,64	728	1,16
	4	20,1		659	0,95	355	1,80	738	1,12
	5	18,1		593	1,06	233	1,86	774	1,3
	6	21,1		692	0,91	325	1,88	699	1,01
2075 г.	1	28,4	622	1340	0,46	28	0,49	402	0,3
	2	25,0		1179	0,53	47	0,69	517	0,44
	3	23,1		1088	0,57	50	0,72	580	0,53
	4	24,3		1145	0,54	125	1,36	562	0,49
	5	21,9		1030	0,60	85	1,05	629	0,61
	6	25,5		1202	0,52	110	1,26	516	0,43
2150 г.	1	31,8	580	1883	0,31	21	0,41	286	0,15
	2	28,0		1657	0,35	27	0,48	411	0,25
	3	25,8		1529	0,37	45	0,67	482	0,32
	4	27,2		1609	0,36	73	0,95	453	0,28
	5	24,5		1448	0,40	51	0,73	532	0,37
	6	28,6		1689	0,34	65	0,87	406	0,24

Примечание. Условные обозначения те же, что и в табл. 5.6.

5.4.6. Коэффициенты увлажнения и уровни функционирования геосистем

По 23 параметрам фитоценологического функционального блока лесных биогеоценозов (см. главу 1, а также Коломыц, 2008) были рассчитаны их меры отношений включения, согласно (Андреев, 1980), и установлены *экологические группы (экотипы) фаций*, отвечающие различным уровням функционирования — как производства, так и разложения фитомассы. Доминирующим (эвритопным) топогеосистемами свойственны максимальные значения живых фитомасс и продуктивности и наибольшая скорость разложения мертвой органики. Пониженный уровень функционирования имеют субэвритопы и мезотопы. Наконец, редуцированные геосистемы: субстенотопы и стенотопы, — отличаются минимальными запасами

живых фитомасс, наименьшей продуктивностью и сильно заторможенным биологическим круговоротом. Итак, налицо *достаточно высокая контрастность функциональных состояний лесных биогеоценозов в каждом экорегионе*, что должно создавать соответствующее многообразие их ответных реакций на одни и те же фоновые гидротермические сигналы.

В условиях слабо расчлененной возвышенной равнины (экорегион Присурье) локальная дифференциация ПТК обусловлена почти исключительно коэффициентом эдафического увлажнения (табл. 5.8). Плакорные неморальнолесные комплексы (группа фаций 3) занимают срединное положение в гидроэдафическом ряду, обладая одновременно наиболее высоким уровнем функционирования и, следовательно, максимальной продуктивностью. Они отличаются относительно высокой степенью почвенно-грунтового увлажнения ($K_{увл}(2) > 2$). Более увлажнены только элювиально-аккумулятивные и супераквальные хвойно- и смешаннолесные геосистемы (группа 6).

Таблица 5.8. Распределение групп биогеоценозов экорегиона Присурье в поле их уровней функционирования и локальных коэффициентов атмосферного $K_{увл}(1)$, эдафического $K_{увл}(2)$ и общего $K_{увл}(3)$ увлажнения, индицируемых по таксономической норме июльских запасов продуктивной влаги в почве

Уровни функционирования	I. Эвритопный		3		
	II. Субэвритопный	4			
	III. Мезотопный			2	
	IV. Субстенотопный			5	
	V. Стенотопный	1			6
$K_{увл}(1)$	1,07				
$K_{увл}(2)$	4 – 1,40 1 – 0,88	3 – 2,05	2 – 1,43 5 – 1,75	6 – 2,69	
$K_{увл}(3)$	4 – 1,22 1 – 1,19	3 – 1,25	2 – 1,20 5 – 1,22	6 – 1,25	

Примечание. 1–6 — номера групп биогеоценозов (см. табл. 5.1).

Таксономическая базовая норма летних запасов продуктивной влаги в метровом слое почвы плакоров составляет около 250 мм в Присурье и более 350 мм в Жигулях. Это превышает максимум влагозапасов при наименьшей влагоемкости (НВ) дерново-среднеподзолистых и серых лесных суглинистых почв (180–200 мм). Как известно, летние влагозапасы в почве на уровне НВ обеспечивают оптимальное развитие растений (Роде, 1965; Вериги, Разумова, 1973), что как раз отвечает эвритопной функциональной категории плакорных дубо-липняков.

Вся экстраординарная плейда топокосистем Присурья расположена на нисходящих ступенях функционирования по отношению к плакорам (см. табл. 5.8). В то же время почти все они, за исключением шестой фациальной группы, нахо-

Таблица 5.9. Распределение групп биогеоценозов экорегиона Жигули в поле их уровней функционирования и локальных коэффициентов атмосферного $K_{увл}(1)$, эдафического $K_{увл}(2)$ и общего $K_{увл}(3)$ увлажнения, обусловленных со-ярно-экспозиционными контрастами низкогорья

Уровни функционирования	I. Эвритопный		4		
	II. Субэвритопный			2	5
	IV. Субстенотопный	1			3
	V. Стенотопный			6	
$K_{увл}(1)$	1 – 0,82	4 – 0,95	2 – 0,93 6 – 0,91	5 – 1,06 3 – 1,05	
Зоны и подзоны — аналоги, восточный сектор Русской равнины (зональный коэффициент увлажнения)	Типичная и южная лесостепь (0,76–0,95)	Широколиственные леса (0,95–1,05)	Типичная лесостепь (0,86–0,95)	Смешанные леса (1,05–1,35)	
$K_{увл}(2)$	1 – 1,29	4 – 1,80	2 – 1,64 6 – 1,88	5 – 1,86 3 – 1,64	
$K_{увл}(3)$	1 – 0,75	4 – 1,12	2 – 1,00 6 – 1,01	5 – 1,30 3 – 1,16	

Примечание. 1–6 – номера групп биогеоценозов (см. табл. 5.1).

дятся в условиях меньшего, чем плакоры, эдафического увлажнения. Хотя таксономическая норма их ($W-100$) = 175–185 мм, т.е. близка к оптимальной, эти лесные сообщества не отличаются высокой производительностью.

Переход к сосново-широколиственным лесам моренных присурских равнин и далее к задровым елово-сосновым лесам и борovým соснякам (группам фаций 2 и 1) сопровождается дальнейшим уменьшением почвенных влагозапасов до 120–90 мм, что уже соответствует уровню замедленного развития растений (Роде, 1965). Одновременно происходит снижение $K_{увл}(2)$ до 0,90. Очевидно, лимитирующим фактором продуктивности этих мезотопных и стенотопных лесных экосистем является дефицит почвенно-грунтовой влаги, несмотря на то, что их атмосферное увлажнение вполне достаточное ($K_{увл}(1) > 1$).

Гораздо более разнообразны и контрастны локальные гидротермические структуры в условиях глубоко расчлененного низкогорного рельефа (экорегион Жигули). Здесь территориально дифференцированы не только эдафический коэффициент увлажнения, но и атмосферные коэффициенты $K_{увл}(1)$ и $K_{увл}(3)$, что вызвано почти исключительно солярно-экспозиционными контрастами элементов горного рельефа. По атмосферному увлажнению плакорные липняки Жигулевского массива характеризуются повышенной ксероморфностью: их $K_{увл}(1)$ отвечает соотношению тепла и влаги на самой южной окраине подзоны широколиственных лесов (табл. 5.9). В то же время эти лесные сообщества развиты на высокогидроморфных эдафотопях ($K_{увл}(2) \rightarrow 1,8$), что сближает их с плакорными дубравами Присурья.

Как уже говорилось, в Жигулях представлен достаточно широкий спектр экстремальных ПТК. В их семиаридной плеяде наименьшее эдафическое увлажнение

свойственно 1-й фациальной группе лесо-лугово-степного зонального облика. Эти разреженные остепненные сосняки относятся к типичной лесостепи и находятся на пониженном (субстенотопном) уровне функционирования. Семигумидную же плейду кроме плакорных вязо-липняков образуют субэвритопные сосново-широколиственные леса и субстенотопные дубняки теневых и нейтральных склонов (группы фаций 2 и 3), тяготеющие к зоне смешанных лесов. Повышенная гидроморфность почв свойственна также днищам малых долин и подножьям прилегающих к ним склонов (группам 6 и 5).

Таким образом, локальная аридизация гидроэдафотопов (за исключением супераквальных местоположений) при движении вверх по катене сопровождается снижением общего уровня функционирования лесных сообществ. Данная закономерность примечательна тем, что она по существу имитирует картину смены функциональных состояний лесных экосистем при прогнозируемом термоаридном климатическом тренде.

5.4.7. Гидроэдафические условия критических состояний лесных геосистем

Для прогноза экологических последствий климатогенных изменений гидрологического режима почв необходимо было определить критические значения летнего содержания почвенной влаги ($W_{\text{крит}}$), при которых совершаются переходы один в другой зональных типов или подзональных подтипов растительного покрова.

С этой целью использованы полученные ранее корреляционные связи зональных и подзональных границ в различных секторах Волжского бассейна с коэффициентом атмосферного увлажнения (Коломыц, 2003). Переход от пограничных (критических) значений $K_{\text{увл}}(1)$ к соответствующим величинам $K_{\text{увл}}(2)$ осуществлялся по найденной нами эмпирической зависимости ($R = 0,90$; $R^2 = 0,81$):

$$K_{\text{увл}}(2) = 0,409 - 0,05697 \cdot K_{\text{увл}}(1) + 1,399 \cdot K_{\text{увл}}(1)^2. \quad (5.7)$$

Значения параметра $K_{\text{увл}}(2)$ оказались в целом в 1,5–2 раза более высокими по сравнению с $K_{\text{увл}}(1)$. Это позволяет объяснить, почему лесные сообщества могут устойчиво существовать при явном дефиците атмосферного увлажнения.

На основе корреляционных связей июльских запасов продуктивной влаги в плакорных лесных экосистемах с параметром $K_{\text{увл}}(2)$ были получены два ряда критических влагозапасов (таксономических норм и минимальных значений) для трех основных зональных рубежей на территории Среднего Поволжья:

- а) перехода от бореального пояса к суббореальному;
- б) смены широколиственных лесов типичной и южной лесостепью;
- в) перехода от южной лесостепи к северной степи.

По определению А.Д. Арманды (1989), при критическом состоянии гео(эко-) системы происходит ее качественная перестройка, включающая структурные изменения. Представленные в табл. 5.10 июльские критические влагозапасы почвы

сняты с графиков статистических связей, по которым были получены расчетные формулы (5.2–5.4 и 5.7). Значения $W_{\text{крит}}$ характеризуют конкретные состояния гидроафотопов, при которых должны совершаться указанные выше наиболее резкие (скачкообразные) функционально-структурные изменения в геосистемах плакорного ряда, отображающих, как уже говорилось, зонально-региональный фон данной территории.

Таблица 5.10. Средние и минимальные (в скобках) критические значения июльских запасов продуктивной влаги в почве, при которых происходят зональные смены плакорных растительных сообществ на территории Среднего Поволжья

Ландшафтно-зональные условия (экорегион)	Слой почвы, см	Уровни критических запасов продуктивной влаги в почве, мм		
		I — для смешанных лесов (зональный переход к широколиственным лесам)	II — для сплошного неморального лесного покрова (зональный переход к типичной и южной лесостепи)	III — для островных парковых лесов и редколесий (зональный переход к северной степи)
Подзона широколиственных лесов (Нижегородское Предволжье, Кудьма)	0–20	46 (37)	40 (32)	30 (24)
	0–50	108 (87)	92 (74)	62 (48)
	0–100	215 (180)	185 (147)	122 (102)
Подзона типичной лесостепи (Присурье)	0–20	42 (34)	38 (29)	29 (23)
	0–50	96 (78)	85 (70)	57 (43)
	0–100	190 (150)	170 (132)	110 (87)
Подзона южной лесостепи (Самарская Лука, Жигули)	0–20	38 (32)	36 (30)	28 (22)
	0–50	84 (70)	79 (65)	52 (38)
	0–100	170 (130)	155 (120)	100 (75)

Обращает на себя внимание сравнительно узкий диапазон значений $W_{\text{крит}}$ между первым и вторым уровнями, т.е. между северной и южной границами неморально-лесной подзоны. Это говорит о том, что при интенсивном развитии термоаридного тренда процесс остепнения и последующего распада лесного покрова может охватить в равной степени как широколиственные, так и смешанные формации, создавая не только мелколиственно-дубравную, но и хвойную типичную лесостепь.

Примечательно также, что сплошной неморальнолесной покров и островные леса с редколесьями на своих южных форпостах (в данном случае на жигулевском плато) приходят в критическое состояние при более высоком летнем влагосодержании почвы, нежели в «ядре типичности» подзоны широколиственных лесов (на останцах древних поверхностей выравнивания в Присурье). Лесные и лесостепные экосистемы плакоров в «ядре» подзоны обладают более высокими

запасами гомеостатичности, чем на ее южной периферии. Следовательно, при одном и том же гидротермическом сигнале лесные сообщества должны придти в критическое состояние в первую очередь на зональных экотонах леса и степи и лишь затем — в более внутренних районах лесных зон. Этот вывод подтверждается результатами анализа прогнозных моделей самих ландшафтно-экологических переходов (см. Коломыц, 2008).

5.4.8. Итоги и перспективы

Изложенные материалы данного раздела демонстрируют несомненную научно-методическую эффективность использования в ландшафтно-экологическом анализе предложенного автором коэффициента эдафического увлажнения как комплексного параметра состояния гидроэдафотопов, определяющего пространственную организацию геосистем топологического уровня. Входящее в этот коэффициент летнее влагосодержание почвы служит основным звеном передачи гидротермических сигналов с глобального уровня на региональный и локальный. Оно вызывает соответствующую климатогенную динамику природных комплексов, что и отражено в результатах проведенных прогнозных оценок состояния лесных экосистем по одной из глобальных климатических моделей.



ЧАСТЬ II

ЭКОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ

Глава 6

МЕТОДИКА ЛАНДШАФТНО-ЭКОЛОГИЧЕСКОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

6.1. Идеологические основы метода

Прогнозирование является, как известно, конечной целью и основной чертой естественнонаучных теорий. Выражаясь в форме требования воспроизводимости в эксперименте публикуемого результата при определенных контролируемых условиях, прогнозирование «...напрямую связано с такими целями научного исследования, как «объяснение» или «раскрытие сущности явления» (Розенберг и др., 2008, с. 172).

Научность любого прогноза подразумевает его доказуемость, выводимость, воспроизводимость и наличие ограничений (Пузаченко, 1998). Первый отечественный опыт регионального прогнозного моделирования гео(эко-)систем, с составлением картографических моделей, пожалуй впервые был представлен в работе (Пузаченко, Скулкин, 1981). Суть этого метода заключается в построении матрицы передаточных функций между значениями геофизических параметров среды и характеристиками структуры и функционирования изучаемого биотического компонента. Затем на основе принципа актуализма проводится аппроксимация этих характеристик по задаваемым (прогнозируемым) величинам климатических параметров, с использованием метода пороговой логики, что позволяет проводить прогнозное ЭВМ-картографирование объекта. Методика достаточно проста и удобна для работы с большим массивом цифровой информации. Она позволяет разыгрывать тот или иной сценарий возможных состояний изучаемого объекта, исходя из предполагаемых климатических сдвигов, а также оценивать меры антропогенных нарушений природного комплекса.

Однако в каждом из таких сценариев аппроксимация носит строго детерминированный характер и не учитывает неизбежного разнообразия в отклике гео(эко-)системы на одно и то же внешнее воздействие. Переходы данного объекта из одного состояния в другое могут быть (и чаще всего бывают) не полными, а лишь частичными, поэтому неизбежно встает вопрос о величине смещения природных

рубежей. Увеличение масштаба карты, преследующее целью получить более густую регулярную сетку квадратов на ЭВМ-карте, с ее последующей генерализацией, не всегда дает желаемый результат, особенно для горных территорий, по которым крупномасштабная информация о мозаичном распределении многих природных компонентов и факторов часто отсутствует. К тому же процесс трансформации объекта может иметь неоднозначный характер при фиксированном значении геофизического тренда. Так или иначе, географический прогноз должен обладать определенной стохастичностью, учитывать территориальное разнообразие одних и тех же природных взаимодействий. В этом заключается известный принцип неопределенности (многовариантности) географического прогноза. «Прогноз не может быть жестким, так как стоит задача определения направления и результатов развития сложных разнокачественных систем... Прогноз, выраженный в жестких показателях одного варианта, не окажет пользы планированию, управлению, принятию решений» (Саушкин, 1980, с. 247). Разработанный нами ландшафтно-геофизический метод позволяют давать прогноз принципиально вероятностным, с количественной дифференцированной оценкой как самой трансформации состояния рассматриваемой гео(эко-)системы, так и сдвига ее границ. Такие прогнозные оценки можно отнести к категории поисковых прогнозов, по определению (Бестужев-Лада, 1982), основной чертой которых как раз и является установление степени вероятности прогнозируемого явления.

Стратегия аналитического прогноза состоит в первоначальной идентификации зонально-региональных единиц растительности определенным значениям базовых климатических условий и в последующей количественной оценке наиболее вероятных преобразований этих объектов в соответствии с ожидаемыми изменениями климата на заданные сроки. При этом предполагался многозначный характер трансформации экосистем при фиксированном значении геофизического тренда, когда новое состояние может иметь черты не одного, а нескольких состояний, существующих на начальный момент времени. Весь алгоритм прогнозирования представляет собой, по существу, последовательность этапов минимизации некоторой оценочной функции гео(эко-)системы, определяемой на основе характеристик внешней среды — по принципу оптимальной конструкции.

Идеология прогнозного исследования включает в себя следующие узловые теоретические положения ландшафтной экологии, касающиеся реакции наземных экосистем на климатические воздействия.

1. Устойчивое функционирование экосистем в относительно стабильной гидротермической среде обеспечивается в первую очередь почвенно-биотическими механизмами их моносистемной организации и саморегуляции (Сочава, 1974). В основе этих механизмов лежат межкомпонентные взаимодействия — вертикальные ландшафтные связи, которые осуществляют стабилизирующий отбор, поддерживающий модальный фенотип данной системы, по терминологии (Пианка, 1981), и придающий ей, как мы полагаем, определенную *геотопическую ареальную устойчивость*.

2. Толчком к преобразованию гео(эко-)систем при новом климатическом сигнале служит обострение *межкомплексных взаимодействий* (Злотин, 1987), т.е. горизонтальных (латеральных) связей и отношений *в системе ландшафтных сопряжений (катен)*. Многозначное преломление этого сигнала местными геоморфологическими и гидроэдафическими факторами создает и обостряет гетерогенную среду.

3. Развивается дизруптивный отбор, способствующий образованию двух и более модальных фенотипов (Пианка, 1981). Возникает неизбежное *пространственное многообразие локальных и региональных функционально-структурных перестроек* экосистем при одном и том же фоновом сигнале. Этот системообразующий процесс направлен на достижение фитобиотой нового *эволюционного климаткса* (Криштофович, 1946) в данных зонально-региональных условиях.

4. При нарушенной катенарной организации экосистем *фитобиота* как наиболее динамичный геокомпонент *играет ведущую преобразующую роль, определяет будущую судьбу всего экорегиона* (Семенов-Тянь-Шанский, 1928; Симонов, 1982) Основной движущей силой экосистемных перестроек становятся *конкурентные отношения экологических ниш растительных сообществ* (Свирижев, Логофет, 1978) в пространстве новых гидротермических полей. Благодаря конкуренции происходит экологическая диверсификация — разделение ниш, благоприятствующее развитию более сложных биотических образований (Пианка, 1981). Эволюция осуществляется миграционными процессами в растительном покрове (Васильев, 1946), поэтому экосистемы переходят в *новый тип ареальной устойчивости — миграционный*, который сопровождается ростом эффективности использования вещественно-энергетических ресурсов, всегда в той или иной мере ограниченных.

Итак, движущей силой функционально-структурных преобразованию данной гео(эко-)системы служит обострение горизонтальных (межэкосистемных) связей, которое происходит в результате деструктивного воздействия внешних сигналов (как естественных, так и антропогенных), выводящих отдельные экосистемы или даже весь экосистемный покров из состояния прежней устойчивости. В этом случае биота из фактора, стабилизирующего геосистему, превращается в фактор динамико-преобразующий, что обусловлено ее имманентной способностью к латеральному перемещению — стремлению жизни растекаться, по известному выражению В.И. Вернадского (1994). Особенно наглядно это проявляется в преобразовании растительного покрова, который, обладая наибольшей скоростью оборота своей массы, оказывает мощное интерактивное воздействие на вещественно-энергетические процессы и другие геокомпоненты, перестраивая тем самым всю природно-территориальную мозаику.

Именно *обострение латеральных (межкомплексных) природных взаимодействий в периоды нарушения достигнутой ранее (в той или иной степени) устойчивости природных экосистем под действием новых климатических сигналов является первопричиной и движущей силой функционально-структурных пере-*

строек гео(эко-)систем. Такова исходная идеологическая предпосылка, положенная нами в основу разработки методов региональных и локальных эколого-географических прогнозов. Обострившиеся латеральные отношения и связи становятся предметом самостоятельного прогнозного исследования, и параметры этих связей следует непосредственно включать в соответствующие расчетные модели.

Выдвигаемый нами основной *принцип ландшафтно-экологического прогнозирования* гласит: климатически обусловленное функциональное преобразование одной гео(эко-)системы в другую тем значительнее, чем меньше была степень пересечения их климатических ниш в начальном состоянии, т.е. чем сильнее выражена исходная контрастность их состояний, и чем больше окажется величина пересечения ниш после сближения систем по данному геофизическому признаку. Этот принцип соответствует одному из основных положений экологии сообществ, которое касается взаимоотношений между конкурирующими популяциями: «...эффективность сообщества и его стабильность возрастают прямо пропорционально той степени, в которой составляющие его популяции в процессе эволюции приноровились друг к другу» (Риклефс, 1979, с. 335). Взаимное приспособление популяций, их совместное существование означают значительное перекрытие их экологических ниш. Возникает, как уже говорилось, квазиравновесная триггерная система, в которой обе конкурирующие популяции могут находиться в достаточно устойчивом состоянии, поэтому в самом сообществе не происходит сколько-нибудь значительных структурных преобразований. Если же сообщество сложено популяциями видов, сформировавшихся в резко контрастных условиях, то перекрытие их экологических ниш в процессе изменений абиотической среды вызывает «экологическую компрессию» (термин Р. Риклефса). Обостренная конкуренция между популяциями неизбежно приводит к трансформации самого сообщества в том направлении, которое отвечает новому состоянию среды, согласно закону конкурентного исключения Гаузе (Розенберг и др., 1999), при условии, что популяции-иммигранты по своей конкурентоспособности доминируют над местными популяциями. Адаптация к новым условиям среды во многих случаях приводит к эволюционной дивергенции сообществ и к соответствующему повышению пространственного био- и георазнообразия.

Развивая положение Р. Уиттекера (1980) о многоплановости понятия экологической ниши, можно утверждать, что описанное экологическое правило приложимо к биотическому сообществу на любом иерархическом уровне ландшафтной организации территории: от биогеоценоза до природной зоны на равнине или высотного пояса в горах. Согласно этому правилу, трансформация, скажем, объекта *A* в объект *B* должна быть тем больше, чем дальше отстояли друг от друга эти объекты в многомерном экологическом пространстве и чем ближе они окажутся в результате сдвига объекта *A* по координатам этого пространства (климатическая ниша объекта *B* в данном случае принимается неизменной). В свою очередь, объект *B* трансформируется в объект *C*, с соответствующим смещением природных границ и т.д. В конечном итоге получаем картину предполагаемого сдвига

ландшафтной структуры всей рассматриваемой территории в связи с уже наступившими или ожидаемыми изменениями данной характеристики климата во временном масштабе, соразмерном с характерным временем природных комплексов данного ранга. При смещении состояния ландшафтов на одну-две градации значений геофизического признака допускается, что структура экологической ниши не меняется, т.е. сохраняется характер территориального распределения признака в данных гео(эко-)системах.

Для ландшафтно-экологического прогноза принципиально важным является разграничение двух качественно различных типов релаксации природных экосистем — функционального и структурного. При прогнозных оценках на первые несколько десятков лет с точки зрения характерных времен объектов первостепенное внимание должно быть уделено не структурной эволюции гео(эко-)систем, а направленной смене их функционирования (Коломыц, 2003), т.е. функциональной релаксации. Речь идет, прежде всего, об изменениях скорости малого биологического круговорота и о переходе экосистемы на новый уровень сбалансированности продукционной и детритной ветвей метаболизма. Этот процесс по своей продолжительности достаточно адекватен общему сдвигу ландшафтно-экологических условий.

Таким образом, *приоритетным объектом ландшафтно-экологического прогнозирования является функциональная релаксация как первоочередная реакция гео(эко-)систем на внешнее воздействие*. В экологических оценках предстоящего глобального потепления на ближайшие десятилетия речь может идти в первую очередь о функциональном, а не о структурно-морфологическом прогнозе. Представленные на этих моделях смещения зонально-региональных ареалов растительности или почв, а также вероятности переходов одних гео(эко-)систем в другие указывают на то, в каких ландшафтно-геофизических условиях будут функционировать в ближайшие десятилетия эти системы (Коломыц, 1999). Это касается главным образом лесных природных комплексов, время структурной релаксации которых охватывает несколько столетий — период смены двух-трех поколений древостоев. В луговых же экосистемах может иметь место весьма быстрый (в течение 10–20 лет) переход от функциональных сдвигов к структурным преобразованиям.

Дифференциация общего процесса экзогенной трансформации гео(эко-)систем на две составляющие: функциональную и структурную, — отражает два различных аспекта биологической реакции на изменения в окружающей среде и созвучно известному выделению двух различных понятий — функциональной и структурной устойчивости экосистем (Свирижев, Логофет, 1978). Если структурные преобразования экосистемы рассматривать как результат непрерывной цепи последовательных смен ее функциональных состояний, то на каждом достаточно кратковременном этапе этих смен функциональную релаксацию системы правомерно считать процессом равновесным (либо неравновесным стационарным) и, следовательно, обратимым, согласно (Пузаченко, 1993). Вполне возможно, таким

образом, предсказывать поведение экосистемы для каждого последующего шага ее релаксации на основе вероятностных базовых моделей.

К сказанному необходимо дать некоторые пояснения. В методике экологического прогнозирования ключевое значение имеют оценки состояний экосистем и их *наиболее вероятных динамических тенденций* через призму *конкурентных отношений их экологических ниш*. В основе такого подхода лежат известные представления об экологической нише объекта в виде некоторой области распределения его состояний в данном экологическом пространстве (Одум, 1975). Вероятностный ландшафтно-экологический прогноз осуществляется с помощью операций с современными и предполагаемыми гидротермическими нишами экосистем (Коломыц, 2003). Для этого каждая такая ниша представляется как некоторое «размытое» (дескриптивное) множество в виде вектора-строки (или вектора-столбца).

Составляющими этого вектора служат нормированные частные коэффициенты связи, которые рассматриваются как «весовые» коэффициенты. Каждый из этих коэффициентов является определенным эквивалентом вероятности (встречаемости) того или иного объекта при данной градации геофизического параметра. Вероятность эта тем выше, чем больше коэффициент.

Матрицу мер пересечения экологических ниш, построенную на основе нормированных частных коэффициентов связей двух данных объектов с тем или иным фактором (ресурсом), можно интерпретировать, согласно (Свирижев, Логофет, 1978), как матрицу коэффициентов конкуренции между этими объектами в пространстве значений фактора, т.е. конкуренции за потребление соответствующего ресурса. Если исходное пересечение климатических ниш объектов достаточно высокое ($A_0 \cap B \rightarrow \max$, здесь « \cap » — знак пересечения ниш), то они образуют, как уже говорилось, триггерную систему, с сильно выраженными конкурентными отношениями и, следовательно, с изначальной неопределенностью состояния каждого из членов этой бинарной связки и с неустойчивостью его климатогенного тренда.

Если же имеются первоначальное низкое (вплоть до нулевого) и конечное высокое пересечения ниш ($A_0 \cap B \rightarrow 0$; $A_1 \cap B \rightarrow \max$), то, пользуясь терминологией Пузаченко (1996), можно сказать, что имеются исходный консервативный и конечный диссипативный типы бинарных отношений. Объект A по своим функциональным параметрам должен с определенной вероятностью сблизиться с объектом B и в последующем частично или полностью перейти в него на протяжении того или иного времени структурной релаксации. Таким образом, объект A является *редуцентом*, а объект B — *абсорбентом*.

Если, скажем, группы растительных формаций A и B являются соседями первого порядка, то величина смещения границы между ними в направлении $A \rightarrow B$ принимается пропорциональной самой расчетной мере трансформации группы формаций A . В свою очередь, формации группы B могут преобразовываться в следующую группы формаций (D , C и т.д.). Процесс эволюции географических

объектов носит, как правило, множественный характер, что требует для каждого из них рассмотрения всех возможных переходов, с выявлением максимальных мер трансформации, которые укажут наиболее вероятные направления преобразований фитоценологических, почвенных или в целом ландшафтных структур. Для ландшафтных соседств первого порядка данный процесс будет выражен достаточно четко, если $P_{\text{кн}}(B) > P_{\text{кн}}(A)$, т.е. при условии, что поглощающий объект B имеет большую мощность климатической ниши по сравнению с поглощаемым объектом A .

В условиях неизбежной множественности таких направлений функционально-структурных преобразований данной экосистемы существенную роль может играть, как будет показано (см. ниже), фактор функционального изоморфизма экосистем. Предпочтительными окажутся те направления переходов, где по уровню метаболизма (а мы его характеризуем, как уже говорилось, значениями первичной биопродуктивности) объекты A и B окажутся наиболее близки друг к другу, т.е. максимально изоморфны.

Как видим, необходимо различать функциональный изоморфизм гео(эко-) систем и положение их экологических ниш в многомерном ресурсном пространстве. Две системы могут иметь высокое конечное пересечение их парциальных или комплексных климатических ниш, но оставаться слабо изоморфными по уровню функционирования. Высокий функциональный барьер препятствует их взаимным переходам, существенно увеличивая время релаксации. Высокоизоморфные же системы могут гораздо быстрее переходить друг в друга даже при небольшой разности конечного и начального значений пересечения их климатических ниш.

Используемый нами актуалистический принцип прогноза наиболее близок к известному ландшафтно-фитоценологическому методу палеоклиматических реконструкций (Хотинский, Савина, 1985), с той, однако, разницей, что найденные эмпирические связи ареалов современных зонально-региональных ландшафтов или растительных ассоциаций с климатическими параметрами мы используем не для восстановления климатов прошлого по палеоботаническим данным, а для предсказания ландшафтно-экологических условий будущего в соответствии с заданными прогнозными климатическими сценариями.

Процедура прогнозных расчетов состоит из двух этапов:

1) установление климатических ниш объектов (региональных или локальных геосистем) в пространстве современных и прогнозируемых гидротермических параметров (см. Главу 1);

2) проведение с помощью методов теории «размытых» множеств операций с нишами на основе их отношений включения как дескриптивных векторов. Находятся вероятности стабилизации (меры устойчивости) каждого объекта и его функциональных переходов в другие объекты согласно данному климатическому тренду. Затем на основе принципа функционального изоморфизма экосистем (см. Главу 4) производится разреживание сети переходов. Конечным итогом расчетов

являются средневзвешенные по территории матрицы и орграфы функциональных переходов рассматриваемых ландшафтных единиц.

6.2. Два типа экзогенных преобразований гео(эко-)систем

Общий процесс фитоценотической трансформации природных комплексов можно условно разделить на две основные группы процессов. К первой группе относятся непосредственные трансграничные взаимодействия фитоценозов, принадлежащих различным ландшафтным ареалам, в условиях соседств первого, второго и т.д. порядков. Это по существу явление *фитоценотической индукции*, т.е. наведения, обусловленное главным образом разносом семян и их выживаемостью на данном этапе экзогенетических сукцессий и почти не связанное с аналогичными явлениями индукции на предыдущих сукцессионных стадиях. Такой процесс фронтальной фитоценотической трансформации ландшафтов можно назвать индукционным. Темпы его весьма низки, поскольку обусловленная им скорость перемещения границ ареалов древесных пород не превышают 100 м в год (Удра, 1988), или 20–40 км за столетие (Leemans, 1992).

Вторую группу образуют процессы, так сказать, *очаговой, или площадной, трансформации фитоценозов*, когда решающую роль в смене доминант играют наличие уже готового банка семян в почве или существование (в других жизненных формах или хотя бы в виргинильном состоянии) определенных биогрупп, способных при благоприятных условиях занять доминирующее положение в фитоценозе (Работнов, 1978). При имитационном моделировании экзогенных сукцессий лесных экосистем так же предполагается, что всегда имеются семена в почве или ростки для восполнения видов в областях вне их нынешнего ареала (Sykes, Prentice, 1993). Процесс фитоценотической трансформации биогеоценоза развивается как бы изнутри. Он меньше всего связан с преодолением биогенными потоками тех или иных природных границ на данном этапе сукцессионных смен. Скорость его проявления зависит главным образом от характера и остроты конкурентных отношений экологических ниш старых и новых ценологических групп и их отдельных элементов и от соответствующих темпов смены доминант.

Благодаря очаговому типу фитоценотической трансформации вторичные сукцессии осуществляются гораздо быстрее, нежели первичные (Разумовский, 1981; Исаков и др., 1986). Здесь уместно привести следующее замечание В.Н. Сукачева: «Часто достаточно едва уловимых изменений [внешних условий. — Э.К.], чтобы дать перевес в борьбе за существование тем растениям, которые доныне влачили жалкое существование в этом сообществе... В одних случаях такая смена столь быстро совершается, что она проходит на наших глазах, и в течение нескольких лет одно сообщество сменяется другим» (1975, с. 231). Этот процесс оказывается особенно скоротечным и необратимым, если он является неравновесным, т.е. период изменения внешних условий соизмерим со временем релаксации биогеосистемы (Пузаченко, 1986; Шестаков, Дроздов, 1992). Под воздей-

ствием термоаридного климатического сигнала наиболее быстрые изменения происходят в структуре лесных сообществ, находящихся в фазе регенерации, когда при вымирании старых древостоев возникает множество «окон», задерживающих возобновление и рост молодняка, что ведет к общему падению продуктивности леса (Шугарт и др., 1989).

Процесс очаговой трансформации фитоценозов является, очевидно, ведущим в общей динамике ландшафтно-экологических преобразований территории. Он намного более эффективен по сравнению с фронтальным, трансграничным взаимодействием и способен вызвать гораздо более быстрые изменения ландшафтной структуры территории, нередко со скачкообразными сдвигами самих фитоценологических границ. При этом, эффект фронтальных взаимодействий фитоценозов следует рассматривать как часть общего, преимущественно очагового, процесса преобразований гео(эко-)систем.

Итак, поглощение одного топологического геопространства другим происходит не столько за счет фронтальной трансгрессии фитоценологических границ в периферийной полосе того или иного биогеоценоза, сколько путем возникновения, последующего расширения и слияния «очагов» поглощающего топоареала внутри ареала поглощаемого. Такими очагами поглощения должны быть, очевидно, ареалы тех биогеоценологических групп, которые наиболее чувствительны к изменениям климата. По-видимому, наиболее вероятными будут не постепенные, а скачкообразные сдвиги природных границ, обусловленные интеграцией биогеоценологических ареалов, которые образуют соседства не только первого, но и второго и третьего порядков. Подобная климатогенная трансформация топоэкосистем приобретает площадной характер, когда те или иные субрегиональные и локальные отклонения от зонально-региональной нормы, существовавшие ранее согласно «правилу ландшафтного предварения» Спрыгина–Алехина (Мильков, 1981), сами становятся новой нормой не только на периферии, но и в ядре типичности биогеоценозов данной группы. Речь идет, по-видимому, о вторичных аллогенных сукцессиях (Кобак, Кондрашева, 1992), которые совершаются на много порядков быстрее первичного аллогенеза, обусловленного фронтальным распределением видов.

Изложенные соображения приняты нами в качестве идеологической основы прогнозных ландшафтно-экологических расчетов. Признание приоритета за очаговым типом климатогенной трансформации топоэкосистем позволяет выразить механизмы сукцессионных смен через конкурентные отношения их экологических ниш, в данном случае ниш гидроэдафических. Как было показано ранее (Коломыц, 2008), каждая региональная экосистема имеет свой, наиболее типичный для нее ряд гидроэдафотопов (катену) в соответствии с особенностями микрорельефа и мехсостава почвообразующего субстрата. В зависимости от этого формируется и сама парагенетическая система локальных сопряжений биогеоценозов и их групп.

Гидроэдафической нише каждой фациальной группы свойствен, как уже говорилось, определенный тип распределения того или иного гидротермического

параметра. Степень пересечения ниш у каждой взятой пары фациальных групп означает, насколько они близки между собой по данному гидротермическому параметру, с соответствующими характеристиками растительности и почв, и, следовательно, в какой мере они могут заменять (имитировать) друг друга в процессе перестроек почвенно-растительного покрова. Группы биогеоценозов с высоким взаимным пересечением гидроэдафических ниш, по-видимому, могут быть отнесены к категории диссипативных пространственных структур, согласно (Логофет, Свиричев, 1983). Такие структуры обладают определенными «горизонтальными» взаимосвязями, построенными по принципу перекрытия экологических ниш составляющих их конкурирующих элементов. Высокая степень пересечения экологических ниш создает острые конкурентные отношения между соответствующими биогеоценозами, которые поэтому и образуют определенную последовательность (череду) наиболее вероятных взаимных переходов при том или ином климатическом тренде.

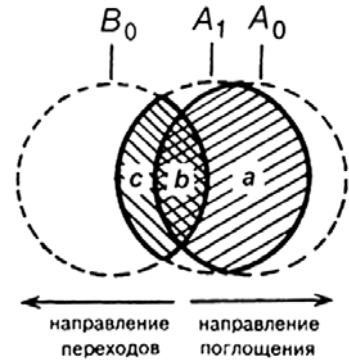


Рис. 6.1. Диаграммы Венна, иллюстрирующие процесс частичного перехода одного объекта в другой (объяснения в тексте).

Рис. 6.1. Диаграммы Венна, иллюстрирующие процесс частичного перехода одного объекта в другой (объяснения в тексте).

6.3. Региональный ландшафтно-экологический прогноз

6.3.1. Расчет вероятностей ландшафтно-экологических переходов

Под переходом понимается такая смена функционального, а затем и структурного состояния данного объекта, при которой объект принимает (с той или иной долей вероятности) черты других объектов-прообразов благодаря тому, что его экологическая (в данном случае гидротермическая) ниша при своем изменении все более пересекается с нишами этих объектов. Оценка ландшафтно-экологических переходов проводится путем расчетов мер включения дескриптивных множеств, отображающих современные и прогнозируемые частные климатические ниши рассматриваемых объектов.

Механизм вероятностной оценки ландшафтно-экологических переходов наглядно иллюстрируется с помощью диаграмм Венна (рис. 6.1). Здесь A_0 и A_1 — соответственно начальное (современное) и конечное (предполагаемое на данный прогностический срок) значения вектора-строки экологической ниши объекта A , который должен поглощаться функционально другим объектом B , если их ниши будут пересекаться в конечном состоянии больше, нежели в начальном. При этом, для поглощающего объекта B рассматривается только начальное состояние ниши

B_0 . Переход объектов осуществляется в направлении $A \rightarrow B$, а поглощение — в противоположном направлении $B \rightarrow A$. Заштрихованный ареал ($a + v + c$) на диаграммах отображает суммарное значение трансформации объекта A , которое можно выразить следующими мерами включения, согласно (Семкин, 1973):

$$a + v = A_0 \cap A_1; v = A_0 \cap B_0; v + c = A_1 \cap B_0, \quad (6.1)$$

где « \cap » — знак пересечения (логического произведения) двух множеств. Элементы «зоны» пересечения принадлежат одновременно обоим множествам.

Как показала практика расчетов, прогнозируемый климатический тренд вызывает чаще всего лишь частичное пересечение ниш либо некоторый рост этого пересечения у двух сопоставляемых объектов. При этом поглощаемый объект с той или иной вероятностью может переходить как бы сам в себя, что и показано на диаграммах ареалами ($a + v$). Эту вероятность можно назвать *мерой стабилизации (резистентной устойчивости) рассматриваемого объекта* при данном климатическом тренде.

Итак, по каждой паре объектов A и B рассчитываются две характеристики трансформации: $K(A_0 \rightarrow A_1)$ — переход объекта A самого в себя (мера его устойчивости) и $K(A_0 \rightarrow B_0)$ — поглощение его другим объектом B . Эти характеристики выражаются следующими мерами включения:

$$K(A_0 \rightarrow A_1) = \frac{A_0 \cap A_1}{A_0}; \quad (6.2)$$

$$K(A_0 \rightarrow B_0) = \frac{A_1 \cap B_0 - A_0 \cap B_0}{A_0}. \quad (6.3)$$

Поскольку операции проводятся с дескриптивными множествами, расчетные формулы приобретают вид:

$$K(A_0 \rightarrow A_1) = \frac{\sum \min[L_i(A_0), L_j(A_1)]}{\sum L_i(A_0)}; \quad (6.4)$$

$$K(A_0 \rightarrow B_0) = \frac{\sum \min[L_j(A_1), L_k(B_0)] - \sum \min[L_i(A_0), L_k(B_0)]}{\sum L_i(A_0)}. \quad (6.5)$$

Здесь i, j и k — порядковые номера частных коэффициентов связи в векторах, описывающих экологические ниши соответственно A_0, A_1 и B_0 , а N, P и Q — общие объемы соответствующих векторов.

Процедура региональных прогнозных расчетов состоит из следующих операций.

1. Проводится информационный анализ связей объектов (в данном случае это были ландшафтные группы) с климатическими характеристиками настоящего пе-

риода и прогнозируемых сроков. По каждому из рассматриваемых климатических факторов получают две матрицы частных коэффициентов связей: матрица T_0 для современного периода и матрица T_1 для данного прогнозируемого срока. По столбцам каждой матрицы расположены градации данного фактора, а по строкам — рассматриваемые объекты. Поскольку климатический прогноз дается, как правило, по температурам и осадкам (Будыко, 1971, 1977; Climate..., 1996; Изменение..., 2003), то для регионального ландшафтно-экологического прогнозирования строятся четыре пары матриц: по средним температурам января и июля ($T_0(1)$ и $T_1(1)$, $T_0(2)$ и $T_1(2)$), а также по количеству атмосферных осадков холодного и теплого периодов ($T_0(3)$ и $T_1(3)$, $T_0(4)$ и $T_1(4)$).

2. По приведенным выше формулам рассчитываются четыре квадратных матрицы $T(1)$, $T(2)$, $T(3)$ и $T(4)$ мер стабилизации (резистентной устойчивости) каждого объекта P_{ii} (диагональные элементы матриц) и мер его трансформации P_{ij} во все возможные другие объекты. Направление переходов для каждого объекта прослеживается слева направо по соответствующей строке матрицы, от первого столбца во все остальные. Нулевые значения элементов матриц указывают на отсутствие перехода (отклонений) в данной паре объектов, а отрицательные — на усиление контрастности между ними, когда климатический тренд вызывает не рост, а наоборот — уменьшение степени пересечения экологических ниш ($A_1 \cap B_0 < A_0 \cap B_0$).

В целях упрощения прогнозных расчетов на данном этапе разработки описываемого алгоритма отмеченное выше условие $P_{кн}(B) > P_{кн}(A)$ во внимание не принимается, что конечно снижает достоверность получаемых результатов.

3. Комплексный ландшафтно-экологический прогноз строится на одновременном учете влияния изменений всех четырех упомянутых климатических факторов, поэтому на основе матриц $T(1)$, $T(2)$, $T(3)$ и $T(4)$ рассчитывается первая средневзвешенная по факторам матрица $T_{взв}(1)$ гео(эко-)системной трансформации. «Весовыми» коэффициентами для расчета этой матрицы служат полученные ранее при информационном анализе показатели связей (нами был использован нормированный коэффициент сопряженности $K(A;B)$, см. Главу 1). Эти показатели необходимо еще раз пронормировать (привести к 1) с тем, чтобы получить линейный полином зависимостей распределения изучаемых объектов от рассматриваемых климатических факторов. Полином используется для расчетов матрицы $\bar{T}_{взв}(1)$. Например, выявленные для прогнозных оценок значения нормированных коэффициентов сопряженности ландшафтных групп северного макросклона Большого Кавказа с современными климатическими условиями позволили получить для расчета матрицы $\bar{T}_{взв}(1)$ линейный полином со следующими «весовыми» коэффициентами:

$$\bar{T}_{взв}(1) = 0,241 T(1) + 0,315 T(2) + 0,126 T(3) + 0,318 T(4). \quad (6.6)$$

4. Итак, имеем определенное число средневзвешенные матрицы переходов — по числу прогнозных сроков. Обратим внимание на следующее немаловажное об-

стоятельство. В общем случае представленные на этих матрицах вероятности не охватывают всего возможного многообразия переходов. Могут иметь место переходы того или иного объекта в те объекты, которые не вошли в нашу выборку и, таким образом, оказались за рамками данной операционной системы. Такие случаи вполне реальны для тех ге(эко-)систем, которые изначально находятся вблизи границ рассматриваемых гидротермических полей и не имеют для себя в изучаемой выборке прообразов-объектов, если климатический тренд выводит их за пределы этих полей с соответствующим множеством своих локальных экосистем.

Таким образом, на данном этапе операций с матрицами необходимо учесть возможное наличие «остаточных» переходов того или иного объекта в другие прообразы-объекты, отсутствующие в нашей операционной системе (выборке), т.е. во вневыборочные объекты. Для некоторых объектов эти переходы оказываются доминирующими и даже единственно возможными. Найти такой переходный «остаток» $P_{ij}(x)$ для каждого объекта (т.е. для каждой строки средневзвешенной матрицы переходов) легко из соотношения:

$$P_{ij}(x) = 1 - P_{ii} - \sum P_{ij}. \quad (6.7)$$

Значения $P_{ij}(x)$ заносятся в виде дополнительного столбца в матрицу $T_{взв}$ (1). Если «остаток» отрицательный, то это означает, что все прогнозируемые переходы данного объекта укладываются в рамки рассматриваемого множества прообразов-объектов и других переходов нет. Отрицательные «остатки» переходов заменяются нулями.

5. В дальнейшем производится нормирование всех элементов средневзвешенной матрицы по строкам, в результате чего получаем вторую средневзвешенную матрицу $\bar{T}_{взв}$ (2) вероятностей стабилизации каждой ландшафтной группы и вероятностей переходов ее во все другие группы. При нормировании все отрицательные и нулевые значения переходных вероятностей отбрасываются, за исключением диагональных элементов матрицы. Из отрицательных значений может быть сформирована своя отдельная матрица, которая будет характеризовать вероятности усиления биоклиматических контрастов между ландшафтными ареалами, в том числе вероятность повышения устойчивости природных рубежей. Строки матрицы $\bar{T}_{взв}$ (2) являются по существу векторами вероятностей ландшафтно-экологических переходов по каждому виду природных комплексов.

6. В заключение проводится корректирующая процедура. В матрице $\bar{T}_{взв}$ (2) довольно многочисленны элементы с весьма низкими вероятностями — менее 1–2%, которые выходят за пределы точности измерений и расчетов. Необходимо вычислить гарантированный минимум вероятностей ландшафтно-экологических переходов — M_{\min} . Для этого по каждой строке матрицы $\bar{T}_{взв}$ (2) находятся выборочная средняя ($M_{cp} = \sum P_{ij} / n$, где P_{ij} — условные вероятности переходов, n — число положительных случаев переходов) и среднее квадратичное отклонение σ . Вычисляется также параметр $m = \sigma / \sqrt{n}$. Затем определяется критерий надежности t (Плохинский, 1970), который при значениях $n < 14$, $14-28$ и ≥ 29

равен соответственно 2,2, 2,1 и 2,0. Исходя из этого, вычисляется абсолютная погрешность: $\Delta = m t$. Наконец, получаем: $M_{\min} = M_{\text{ср}} - \Delta$.

Более простой способ нахождения гарантированного минимума элементов основан на применении одностороннего критерия их значимости — $t = \sigma$, при котором обеспечивается 5-процентный уровень значимости (Митропольский, 1971). Все значения переходов или отклонений M (P_{ii} или P_{ij}) меньше разности $M - \sigma$ должны быть сняты. Для этого вычисляем $M_{\min} = M - \sigma$ и отбрасываем все элементы вектора ниже этой разности.

Второй способ нахождения критерия значимости достаточно хорошо работает при множестве примерно одинаково низких значений переходов и неприменим при малом числе трансформаций, когда в векторе присутствуют одновременно элементы с аномально высокими и низкими величинами P_{ij} . В этих случаях выбор гарантированного минимума очевиден и поэтому все незначимые P_{ij} отбрасываются при последующем анализе.

В обоих случаях каждый объект приобретает гораздо более короткий вектор его переходов.

7. Оставшиеся элементы вектора снова нормируются, и, таким образом, получаем третью средневзвешенную по данному геофизическому фактору матрицу переходных вероятностей — матрицу $\bar{T}_{\text{взв}}$ (3). Она дает уже достаточно отчетливое представление о потенциальных возможностях трансформации тех или иных объектов или, наоборот, об их способности противостоять внешнему воздействию. В каждой клетке матрицы помещены условные вероятности переходов P_{ij} . По диагонали расположены вероятности стабилизации P_{ii} , которые по существу являются *мерами их резистентной устойчивости* (см. главу 7) на данном шаге переходов.

При наших исследованиях компьютерная программа описанной процедуры была разработана В.Э. Смирновым.

Приведем пример результатов расчета переходных вероятностей между группами растительных формаций Волжского бассейна (см. Главу 4, табл. 4.1) при ожидаемом изменении климатических условий к середине XXI столетия по глобальной модели GISS-1993 (табл. 6.1). На этот прогнозный срок наибольшей вероятностью сохранения прежнего уровня функционирования и стабилизации своей ценогической структуры (на 42–49%) должны отличаться формации южной лесостепи. Тем не менее, они могут в определенной степени (на 8–11%) трансформироваться в дубравы и даже перейти на режим функционирования хвойно-широколиственных лесов. Это будет результатом достаточно эффективного проявления на юге лесостепной зоны прогнозируемого гумидного тренда.

Наиболее кардинальные функционально-структурные изменения к данному прогнозируемому сроку будут претерпевать почти все бореальные леса. Мера сохранения их прежнего состояния не превысит 9–16%, а в южнотаежных и подтаежных формациях Верхневолжья наметится практически полный переход к состоянию широколиственных лесов и, в меньшей степени, типичной лесосте-

пи (в сумме на 60–70%). Смешанные леса к тому же будут в определенной мере трансформироваться в формации южной лесостепи. Значительное остепнение (до 35%), причем прямое, минуя неморальнолесную стадию, испытают пихто-ельники восточного Приуралья сектора бассейна. Все это указывает на приоритетный экологический эффект термической составляющей ожидаемых климатических изменений на данной территории.

6.3.2. Расчет скоростей прогнозируемых переходов

Расчетный алгоритм не заканчивается построением средневзвешенных матриц переходных вероятностей $\bar{T}_{взв}$ (3). При прогнозных построениях это лишь первый этап, хотя и весьма важный и достаточно продолжительный. Вторым этапом являются расчеты потенциальных скоростей переходов и средних времен полного или частичного поглощения состояния того или иного объекта состояниями других объектов, при сохранении стохастического характера самих процессов ландшафтно-экологической трансформации.

Для этих целей целесообразно использовать математический аппарат теории марковских цепей. Марковские модели находят свое применение в геологии (Харбух, Бонэм-Картер, 1974), экологии (Джефферс, 1981), ландшафтоведении (Коломыц и др., 1995; Коломыц, 2003). Эти модели описывают природные процессы в качестве случайных, при определенном влиянии каждого предыдущего состояния на каждое последующее, что как раз отвечает особенностям сукцессионных смен фитоценозов и ландшафтов в целом. Замечено, например, что вызванные внешними причинами изменения природных комплексов ложатся на разные их предшествующие состояния, что обуславливает определенную неповторимость состояний каждого из них (Мамай, 1999).

Главное достоинство марковских моделей состоит в том, что они позволяют выявлять основные тенденции в изменениях рассматриваемой системы, без сколько-нибудь глубокого изучения самих механизмов динамических процессов (Джефферс, 1981). Матрица вероятностей ландшафтно-экологических переходов (см. табл. 6.1) является по существу сжатым описанием марковских цепей. Дело в том, что в марковском процессе вероятность нахождения объекта в данном состоянии в заданный момент времени или в заданной точке пространства определяется только непосредственно его предшествующим состоянием и не зависит от более отдаленных (во времени или в пространстве) состояний (Харбух, Бонэм-Картер, 1974). Иными словами, марковский процесс обладает очень короткой «памятью», распространяющейся только на один шаг и быстро «стирающей» по мере удаления от него.

Расчеты скоростей ландшафтно-экологических переходов проводятся, с использованием методических приемов В. Крамбейна (Харбух, Бонэм-Картер, 1974) и Дж. Джефферса (1981), разработанных ими для указанных условий. Скорости h_{ij} (а следовательно, и времена) переходов определяются путем несложного

алгебраического преобразования исходной нормированной матрицы переходных вероятностей, где должны быть представлены как условные вероятности переходов (P_{ij}), так и априорные вероятности (P_i). Последние образуются как сумма условных вероятностей по строкам, за исключением вероятности стабилизации, т.е. переходов каждого состояния самого в себя (P_{ii} , расположенных по главной диагонали квадратной матрицы). При этом $P_{ii} + P_i = 1$ и $\sum P_{ij} = 1$, поэтому в матрицах и на орграфах переходов (см. табл. 6.1) параметры P_{ii} и P_{ij} по своим величинам не сопоставимы.

В первую очередь, рассчитываются суммарные скорости перехода M_i из данного состояния за один шаг, т.е. за временной интервал $d=1$. В общем случае:

$$M_i = (1 - P_{ii}) / d, \text{ а при } d = 1 \text{ } M_i = 1 - P_{ii}. \quad (6.8)$$

Относительные парциальные скорости переходов m_{ij} из i -го состояния в j -е находятся из соотношения: $m_{ij} = P_{ij} / P_i$. Очевидно, при $P_i = 1$ $M_{ij} = P_{ij}$. Ожидаемое суммарное время пребывания системы в состоянии P_i , т.е. до того момента, как оно сменится всеми другими состояниями, равно: $\tau(P_i) = 1 / M_i$. Здесь $\tau(P_i)$ выражается в условных единицах — например, в степени функциональной перестройки растительности или почв, либо в долях площади данной группы ландшафтов, приходящихся на 1 шаг ее сокращения. При $\tau(P_i) < 1$ одного шага недостаточно для полного поглощения ареалов i -го объекта ареалами других объектов. Если же $\tau(P_i) > 1$, то это означает, что данный объект полностью трансформируется и/или его ареал целиком поглощается уже в течение первого шага.

Умножая величину $\tau(P_i)$ на временной эквивалент 1 шага, получаем ожидаемое время поглощения (в годах), которое по существу является конечным временем полной трансформации данного вида ландшафтов. Далее необходимо вычислить h_{ij} — абсолютную скорость перехода i -го объект в j -й объект (как условную вероятность). Эта скорость равна:

$$h_{ij} = P_{ij} M_i / P_i = m_{ij} M_i. \quad (6.9)$$

Значения h_{ij} вычисляются по всем строкам матрицы P_{ij} (за исключением ее диагональных элементов). Отношение h_{ij} / M_i указывает на ту долю общего одношагового функционально-структурного преобразования или сокращения ареала i -го объекта, которая приходится на трансгрессию j -го объекта. По условию стационарности марковского процесса эта доля сохраняется на всех шагах переходов. В дальнейшем уже не составляет труда вычислить, какая доля площади данного вида ландшафтов будет поглощена ареалами других видов через каждый временной интервал (шаг).

Если построить матрицы ландшафтных переходов для каждого из двух взятых прогнозных интервалов (1990–2050 гг. и 1990–2100 гг.), имеющих продолжительность соответственно в 1 шаг и 2 шага, то окажется, что переходные вероятности P_{ij} в этих матрицах для одной и той же пары видов ландшафтов будут заведомо неодинаковыми. Таким образом, мы получаем нестационарную марков-

скую цепь переходных вероятностей, у которой $P_{ij}(\tau) \neq P_{ji}$ (Харбух, Бонэм-Картер, 1974).

Матрицы вероятностей взаимных переходов P_{ij} гео(эко-)систем строятся для всех прогнозных интервалов, однако в дальнейших оценках скоростей переходов по марковским цепям учитывается сама продолжительность интервалов, т.е. число шагов (d). В частности, при расчетах m_{ij} и h_{ij} принято, что для первого прогнозного интервала $d = 1$, а для второго оно равно 2. Нестационарность марковской цепи учитывалась путем изменения этих параметра на каждом следующем шаге ландшафтных переходов.

Продемонстрировать матричное выражение описанной процедуры расчетов скоростей ландшафтных переходов не представляется возможным из-за слишком большого числа объектов как по ландшафтам, так и по их компонентам. В табл. 6.2 приведен пример результирующих значений ожидаемой трансформации состояния предгорных, а также ниже- и среднегорных ландшафтных групп Центрального и Западного Кавказа, по Беручашвили и др. (1979) на два прогнозных срока, согласно прогнозно-климатической модели E GISS (Schmidt et al., 2006). По данному (довольно мягкому) климатическому прогнозу значения параметра M_i остаются, как правило, меньше 1. Это говорит о том, что для полного функционального преобразования рассматриваемых ландшафтов одного прогнозируемого шага недостаточно. Как правило, необходимо от 1,5–2,0 до 3,5–4 шагов, что составляет для первого прогнозного срока 100–250 лет, а для второго — 350–500 лет. Как показывают параметры $\tau(\text{ш})$ и $\tau(\text{г})$, на втором прогнозном шаге (2050–2100 гг.) скорости ландшафтно-экологических переходов должны существенно замедлиться, что будет связано с общим ослаблением термоаридного климатического тренда во второй половине XXI столетия. Для высокогорных ландшафтов можно ожидать 2–3-кратное замедление (см. табл. 6.2).

Обратим внимание на определенную ограниченность существующих прогнозно-экологических моделей, основанных так или иначе на методе актуализма. Суть этих ограничений состоит в том, что прогноз может быть реальным только на период сохранения равновесных или, по крайней мере, стационарных процессов с присущей им эргодичностью (Пузаченко, 1998). Надежность моделей существенно снизится, если в течение прогнозного периода системообразующая роль экологических факторов будет кардинально меняться (Меняющийся..., 1991). В этом случае прогнозируемая гео(эко-)система, будучи изначально линейной, перейдет в категорию нелинейных систем, отличительная черта которых — трансформация самого способа функционирования и соответственно непропорциональность их отклика на ту или иную величину возмущающего сигнала (Lischke et al., 1998; Зейдис и др., 2001).

Указанные ограничения касаются не только эмпирико-статистических, но и широко известных имитационных методов моделирования. Однако для построенных нами моделей эти ограничения в значительной мере «снимаются», поскольку модели описывают траекторию структурных преобразования экосисте-

мы как серию последовательных смен (этапов) ее функциональных состояний, т.е. дискретными временными тактами, согласно теории конечных автоматов (см. Девдариани, 1969). Если принять в первом приближении функциональную релаксацию системы на каждом относительно непродолжительном этапе этой серии процессом равновесным, то сам процесс приобретает свойства обратимости, что позволяет предсказывать поведение системы на основе базовых вероятностных моделей. В целом же, согласно Пузаченко (1993), траекторию предполагаемых функциональных изменений экосистемы на каждом дискретном шаге прогнозирования правомерно считать стационарным неравновесным процессом, который так же обладает свойствами обратимости. Это означает, что при внешнем возмущении система переходит из состояния равновесия в неравновесный стационарный режим. При этом слияние прежнего устойчивого равновесия с неустойчивым стационарным режимом вызывает определенный скачкообразный переход к новому режиму (Свирижев, Логофет, 1978; Свирижев, 1982). Таким образом, каждый новый шаг прогнозируемой траектории представляет собой скачок функциональных изменений экосистемы, выраженный в большей или меньшей степени.

Необходимым заключительным этапом всякого прогнозно-экологических исследований является *верификация прогнозов*. Последняя по своим особенностям существенно отличается от верификации данных анализа или диагноза. В данном случае мы можем говорить не об абсолютной, а о предварительной верификации, которая осуществляется специальными контрольными исследованиями (Бестужев-Лада, 1982). К сожалению, массовым материалом подобного контроля автор пока не располагает. В Главе 11 приведен пример верификации прогнозных оценок продуктивности и стока углерода в лесных экосистемах одного из экспериментальных полигонов Волжского бассейна, где проводилась повторная ландшафтно-экологическая съемка.

6.3.3. Региональный прогноз в картографическом выражении

Региональная прогнозно-экологическая модель была бы неполной, если бы описанные закономерности климатогенной трансформации ландшафтов не были представлены также прогнозной картой. Подчеркнем, что прогнозная карта характеризует не само размещение ландшафтных ареалов в заданный прогнозный срок, а мозаику тех ландшафтно-экологических условий, которые сложатся к этому сроку на данной территории и в соответствии с которыми произойдут, прежде всего, сдвиги в функционировании ландшафтов.

Именно поэтому прогнозная карта называется ландшафтно-экологической, а не ландшафтной. Будучи статичной прогнозной моделью, по определению (Lischke, 1998), она дает представление о тех конечных равновесных состояниях, к которым будут стремиться региональные природные комплексы в своих структурных преобразованиях (в соответствии с их временами релаксации).

Таблица 6.2. Характеристики вероятностей и скоростей функционально-структурных переходов для ландшафтных групп северного макросклона Большого Кавказа (см. Беручавили и др., 1979) на прогнозные сроки 2050 и 2100 гг., согласно прогнозно-климатической модели E GISS

Высотные ярусы	Ландшафтные группы *	2050 г.					2100 г.						
		P_{ii}	P_i	M_i	m_i (сп)	τ (ш)	τ (г)	P_{ii}	P_i	M_i	m_i (сп)	τ (ш)	τ (г)
Предгорный	1	0,782	0,218	0,218	0,054	4,58	274,7	0,550	0,45	0,225	0,112	4,45	489,0
	2	0,550	0,45	0,45	0,114	2,22	133,3	0,904	0,096	0,048	0,17	20,86	2295,2
	3	0,593	0,407	0,407	0,034	2,46	147,4	0,328	0,672	0,336	0,224	2,98	327,3
	4	0,459	0,541	0,541	0,27	1,85	110,8	0,719	0,281	0,14	0,281	7,13	784,1
Нижне- и среднегорный	5	0,647	0,353	0,353	0,038	2,84	170,2	0,922	0,078	0,039	0,028	25,73	2830,2
	6	0,464	0,536	0,536	0,077	1,86	111,9	0,503	0,497	0,249	0,071	4,02	442,6
	7	0,590	0,41	0,41	0,068	2,44	146,4	0,387	0,613	0,307	0,102	3,26	358,7
	8	0,500	0,500	0,50	0,062	2,64	158,4	0,569	0,431	0,216	0,054	4,64	510,2
	9	0,526	0,474	0,474	0,052	2,11	126,6	0,751	0,249	0,125	0,062	8,02	882,2
	10	0,528	0,472	0,472	0,053	2,12	127,2	0,488	0,512	0,256	0,064	3,91	430,0
	11	0,440	0,560	0,560	0,100	1,78	107,1	0,698	0,302	0,151	0,200	6,62	728,3

*) Равнинные и холмистые теплоумеренные семигумидные и семиаридные денудационно-аккумулятивные: 1 — лугостепные и кустарниковые; 2, 3 и 4 — степные разнотравно-попынно-злаковые, разнотравно-злаковые и лугово-шибляковые. 5 — аккумулятивные и пойменные субгидроморфные, с лугами, лесами и кустарниками. Горные умеренно гумидные: 6 и 8 — среднегорные эрозивно-денудационные и карстовые, с грабово-дубовыми и букowymi лесами и послелесными лугами; 7 и 9 — нижнегорные эрозивно-денудационные и карстовые, с дубовыми и грабово-букowymi лесами и послелесными лугами и кустарниками. Горные умеренные семигумидные: 10 — горно-котловинные теплоумеренные эрозивно-аккумулятивные, с дубовыми лесами, степями, шибляком, фриганой и редколесьем; 11 — низко- и среднегорные интрузивные, эрозивно-аккумулятивные и карстовые, с лугостепями и кустарниками, реже с букowymi и грабово-дубовыми лесами.

Опишем процедуру прогнозно-экологического картографирования на примере северного макросклона Большого Кавказа (Залиханов и др., 2010). Согласно модели E GISS, наиболее значимым климатическим предикторам здесь являются средние температуры января ($t_{\text{январь}}$) и июля ($t_{\text{июль}}$), которые должны измениться наиболее существенно — на 1–1,5 °C уже к середине XXI в. Согласно нашим оценкам (Коломыц, 2008), повышение или понижение среднеиюльской температуры на 1° по силе воздействия на гидротермический режим почв равнозначно изменению годового количества осадков не менее чем на 80–100 мм. Прогнозируемое же изменение суммы осадков для Большого Кавказа оказывается на порядок меньше и к тому же не выходит за пределы точности измерений самих осадков, поэтому плювиометрические параметры в прогнозных расчетах не учитывались.

Итак, региональное прогнозное картографирование проводилось путем операций с термическими нишами ландшафтов. Для каждой ландшафтной группы были определены два вектора-столбца ее частных коэффициентов связи (см. выше) с прогнозируемыми на данный срок значениями $t_{\text{январь}}$ и $t_{\text{июль}}$. В векторе выделялась значимая область (+, •), где $C(x/y_j) > 1$. Путем нормирования всех значений $C(x_i/y_j)$, получали исходную матрицу векторов для дальнейших операций (табл. 6.3). Вертикальные столбцы матрицы с областями доминирования ЛГ характеризуют, по существу, проекции экологических ниш, которые заняты природными комплексами в их бинарных отношениях с термическими условиями. При определенных грациях $t_{\text{январь}}$ и $t_{\text{июль}}$ формируются экологические доминанты, или оптимумы, (+) ландшафтов данной группы.

В оптимальных температурных условиях данная ЛГ имеет наиболее высокую вероятность (встречаемость). Такие оптимумы характеризуют базовую либо прогнозируемую многолетнюю норму гидротермического режима ландшафтов, т.е. они отображают «ядро типичности» этого режима. Менее значимая, «размытая» часть ниши (•) приходится на «периферию» поля термической ординации ландшафтов, где состояние последних приближается к критическому.

Климатически обусловленная трансформация природных комплексов на карте выражается определенным смещением ландшафтных границ. При этом следует говорить главным образом о фитоценологических сдвигах как наиболее реальных. Вектор этого смещения на карте в общем случае определить нетрудно. Его направление задается матрицей либо орграфом перехода одной ландшафтной группы в другую (см. табл. 6.1). Рассматривается множество динамических пар объектов: поглощаемого A (редуцента — Р) и поглощающего B (абсорбента — А).

При этом принимается, что процесс поглощения может идти по отношению не только к смежному объекту, но и к достаточно удаленному (к соседям, второго, третьего и т.д. порядков), т.е. в общем случае он имеет характер «дистанционного наведения» — очаговой трансформации гео(эко-)систем, которая является ведущей формой их климатогенных преобразований (см. Коломыц, 2003). Набор абсорбентов для каждого редуцента определяется по значимым вероятностям P_{ij}

Таблица 6.3. Северный склон Большого Кавказа. Матрицы нормированных частных коэффициентов связи субальпийских лесо-кустарниково-луговых ландшафтов (ЛГ-16 — редуцента), а также верхнегорных лесных и среднегорных лесо-луговых природных комплексов (ЛГ-13, ЛГ-14, ЛГ-8 и ЛГ-6 — абсорбентов) со среднеянварской и среднеиюльской температурой в 2050 г., согласно прогнозно-климатической модели E GISS

Средняя температура января	Ландшафтные группы *		
	16	13	14
-15,0 ÷ (-12,5)	0,06		
-12,5 ÷ (-10,5)	0,23 •		0,03
-10,5 ÷ (-9,0)	0,29 +	0,30 •	0,24 •
-9,0 ÷ (-7,0)	0,24 •	0,36 +	0,30 +
-7,0 ÷ (-5,2)	0,12 •	0,27 •	0,34 +
-5,2 ÷ (-4,0)	0,05	0,07	0,08
-4,0 ÷ (-3,0)	0,01		0,02

Средняя температура июля	Ландшафтные группы *		
	16	8	6
0 ÷ 3,5	0,06		
3,5 ÷ 6,5	0,05	0,04	
6,5 ÷ 9,0	0,13 •	0,09	
9,0 ÷ 11,0	0,24 •	0,10 •	
11,0 ÷ 13,5	0,32 +	0,32 +	0,01
13,5 ÷ 16,0	0,15 •	0,35 +	0,16 •
16,0 ÷ 18,7	0,04	0,08	0,62 +
18,7 ÷ 21,0			0,21 •

*) Горные холодно-умеренные семигумидные и семиаридные: 13 — среднегорные эрозионно-денудационные с буково-темнохвойными лесами; 14 — верхнегорные эрозионно-денудационные и палеогляциальные, с сосновыми и березовыми лесами; 16 — высокогорные субальпийские денудационные и палеогляциальные, с лугами, кустарниками и редколесьем (расшифровку ЛГ 6 и 8 см в табл. 6.2).

ландшафтно-экологических переходов на данный прогнозный срок, начиная с наибольшей величины P_{ij} .

Гораздо сложнее определить величину территориального смещения фитоценотической и соответственно ландшафтной границы, а следовательно, оценить степень площадной трансформации одной ЛГ в другую. Поиск в этом направлении привел к разработке следующей методики. Она исходит из того, что в каждой паре редуцент–абсорбент вероятности переходов $P_{ij}(A \rightarrow B) \ll 1$. Это означает, что процесс преобразований объекта A всегда будет носить локализованный характер и начнется, так сказать, с наиболее уязвимых мест. Иными словами, переход $A \rightarrow B$ должен совершаться по частям, начиная с тех фрагментов a_i ареала

A , которые наиболее чувствительны к климатическим сигналам, в данном случае термическим. Как определить такие фрагменты?

Как уже говорилось, проекция экологической ниши данной ЛГ на поле $t_{\text{янв}}$ или $t_{\text{июля}}$ складывается из «ядра» ниши и ее периферийных частей. Проведенный нами анализ механизмов формирования ландшафтно-зональных систем и их границ показал (см. Главу 3, раздел 3.3), что на периферии природных комплексов регионального уровня резко возрастает системоформирующее и пространственно дифференцирующее влияние транзитных ландшафтообразующих факторов, в том числе гидротермических. Следовательно, наиболее чувствительными к климатическим сигналам должны быть те ландшафты, которые оказались в позициях вектора экологической ниши, помеченных значком «*», или тем более находятся за пределами области доминирования. Такие фрагменты a_i ареала A будут наименее устойчивыми и начнут трансформироваться в первую очередь. В приведенном нами примере (см. табл. 6.3) в качестве редуцента рассматривается субальпийская ЛГ-16. На прогнозный срок 2050 г. первоочередными ландшафтами, которые в условиях глобального потепления будут терять свой прежний субальпийский облик, будут те, которые окажутся в диапазонах $t_{\text{янв}} = -5,2 \div (-9,0)^\circ$ и $t_{\text{июля}} = 13,5 \div 16,0^\circ$.

Не менее важно найти также группу ландшафтов, выступающую в роли абсорбента, а также определить относительную величину площади, поглощаемой им у того или иного редуцента. Здесь логично допустить, что для каждого фрагмента a_i редуцированного ареала A абсорбентом будет та ландшафтная группа, экологический оптимум которой находится в том же (или близком) температурном диапазоне, что и поглощаемый фрагмент. Поиск абсорбента осуществляется путем сопоставления векторов экологических ниш данного редуцента с нишами всех потенциально возможных абсорбентов.

В данном случае по среднеянварской температуре это будут два абсорбента: 1) ЛГ-13 — для фрагментов субальпийских ландшафтов, оказавшихся в диапазоне $-7,0 \div (-9,0)^\circ\text{C}$; 2) ЛГ-14 — для фрагментов этого же редуцента, попавших в диапазон $-5,2 \div (-7,0)^\circ\text{C}$. Аналогичным образом выявляется также преобладающий абсорбент и по среднеиюльской температуре; им оказывается среднегорная лугово-лесная ЛГ-8. Ландшафтная группа 6 имеет второстепенное абсорбирующее значение.

Сама же относительная величина поглощаемой площади может быть оценена по значению соответствующего нормированного частного коэффициента связи. При этом допускается, что к данному прогнозному сроку происходит полное поглощение абсорбентом рассматриваемого редуцированного фрагмента. Например, исходя из данных табл. 6.3, принимаем, что к 2050 г. в переходах по среднеянварской температуре ЛГ-16 \rightarrow ЛГ-14 и ЛГ-16 \rightarrow ЛГ-13 субальпийские ландшафты будут сокращать свою площадь соответственно на 12 и 24% за счет функциональной трансгрессии верхнегорных сосняков и березняков в первом случае и среднегорных буково-темнохвойных лесов — во втором. По среднеи-

юльской же температуре субальпы на 15% своей площади перейдут в состояние среднегорных буковых лесов (ЛГ-8).

Во многих случаях имели место дублирующие переходы $P \rightarrow A$, однако решение задачи облегчалось тем, что эти переходы, как правило, были разнесены по различным регионам Большого Кавказа, что и нашло отражение в самой таблице. Так, в приведенном выше примере переходы ЛГ-16 \rightarrow ЛГ-13 будут приурочены только к верховьям речных бассейнов самого западного сектора хребта — от Лабы до Бол. Зеленчука, между тем как трансформация ЛГ-16 \rightarrow ЛГ-14 произойдет в соседнем более восточном районе, охватывающем верховья Мал. Зеленчука, Теберды и Кубани. То же самое можно сказать и относительно конкурирующих абсорбентов ЛГ-6 и ЛГ-8. Первый из них охватывает верховья бассейна Кубани, а второй распространен в бассейне Терека.

Поиск поглощаемых фрагментов того или иного ЛГ-редуцента осуществлялся путем наложения карты прогнозируемой температуры января или июля на базовую ландшафтную карту. При определении же самих направлений поглощения в случае множественности равновероятных переходов предпочтение отдавалось ближайшему абсорбенту — соседу первого порядка. В горах сдвиги ландшафтных границ могут происходить одновременно как в субширотном направлении, так и по вертикали (в общем случае меридионально).

По изложенному алгоритму была построена прогнозная ландшафтно-экологическая карта северного макросклона Большого Кавказа на срок 2050 г. (рис. 6.2). Одновременно рассчитывались приращения ($+\Delta S$) и потери ($-\Delta S$) площадей ландшафтных групп, а также результирующие изменения площадей ($\Sigma \Delta S$). Оказалось, что в целом по региону размах приращений площадей у ландшафтных групп довольно велик — от 5–10% до 1,5-кратного. Сокращение же площадей лежит в более узком диапазоне — от 20–25% до 55–60%.

В предгорьях Северного Кавказа значения $+\Delta S$ и $-\Delta S$ весьма умеренны и соразмерны, поэтому величина $\Sigma \Delta S$ хотя и положительна, но невелика (≤ 20 –30%). В среднегорном ярусе преобладают две ландшафтные группы широколиственных лесов — ЛГ-6 и ЛГ-8. Обе они будут слабо реагировать на глобальное потепление, поэтому практически останутся в своих первоначальных ареалах. Термоаридный тренд спровоцирует резкое расширение площадей горно-долинных и котловинных степей с шибляком, фриганой и редколесьями — среднегорной семигумидной ЛГ-10 и верхнегорной семиаридной ЛГ-12. При этом если первая ландшафтная группа увеличит свою суммарную площадь на 50–100%, то вторая получит возможность многократного расширения, с захватом значительной части прилегающих горных склонов с субальпийскими и альпийскими лугами. В силу этого площади последних сократятся более чем на 20%.

Существенно расширятся также ареалы верхнегорных сосняков и березняков в сторону субальп по верховьям левых притоков Кубани (ЛГ-14, $+\Delta S \approx 0,71 \div 3,22$). Соседние широколиственно-темнохвойные леса будут наступать вверх по склонам гораздо слабее. В то же время многочисленные ареалы верхне-

горных сосняков (ЛГ-15), разбросанные по Центральному Кавказу, более чем на 20% сократят свои площади, замещаясь как березняками соседней ЛГ-14, так и трансгрессирующими сюда снизу среднегорными буковыми лесами (ЛГ-8).

Активное и почти повсеместное смещение вверх по склонам хребтов верхнегорных лесов приведет к значительному сокращению площадей субальпийской и даже альпийской растительности — соответственно на 40 и 20%. Только субнивальный пояс значительно (от 85 до 180%) увеличит свои ареалы, активно наступая на высокогорные пустыни и отступающие ледники и гораздо меньше замещаясь альпийским поясом.

6.4. Локальный ландшафтно-экологический прогноз

6.4.1. О прогнозном направлении в топологии гео(эко-)систем

В прогнозах экологических последствий ожидаемого и по существу уже начавшегося глобального антропогенного потепления (Будыко, 1980; Emanuel et al., 1985; Предстоящие..., 1991; Оценки..., 1992; Dahl, 1993; Climate..., 1996; Состояние..., 2001; и др.) проблема локального (топологического) отклика на эти климатические изменения остается наименее освещенной. Между тем известно, что истоки механизмов реакции природных экосистем на внешние возмущения сосредоточены на уровне элементарных хронологических единиц биосферы — биогеоценозов (Тимофеев-Ресовский, Тюрюканов, 1966). Картина проявлений глобальных биосферных процессов в этом масштабе достаточно сложна. «Чем подробнее подразделение ландшафтной сферы, тем сложнее структура окружающей его среды. В полной мере связанное целое с последовательно действующими прямыми и обратными связями образует только планетарная геосистема» (Сочава, 1974, с. 52–53). Уже на региональном уровне пространственная сопряженность геокомпонентов и степень целостности природных комплексов резко снижаются, благодаря чему возникает феноменальное явление полиморфизма ландшафтно-зональных систем (Коломыц, 1998, 2005), которое сохраняется, а возможно даже усиливается в масштабе наиболее мелких подразделений географической среды.

Благодаря этому явлению, местный отклик на глобальные изменения климата имеет вид многозначной реакции растительности и почв на фоновые климатические сигналы. До сих пор отсутствует сколько-нибудь четкое представление об этой многозначности, что стоит в ряду «всепроникающей неопределенности» (Бертон, 1992) феномена глобальных изменений климата. Во-первых, не решена проблема трансформации глобально-региональных климатических сигналов в локальные, соразмерные с масштабами структурных частей природных ландшафтов — вплоть до биогеоценозов. Остаются неясными передаточные механизмы ответной реакция «сайт-специфических», по (Lischke et al., 1998), климатических

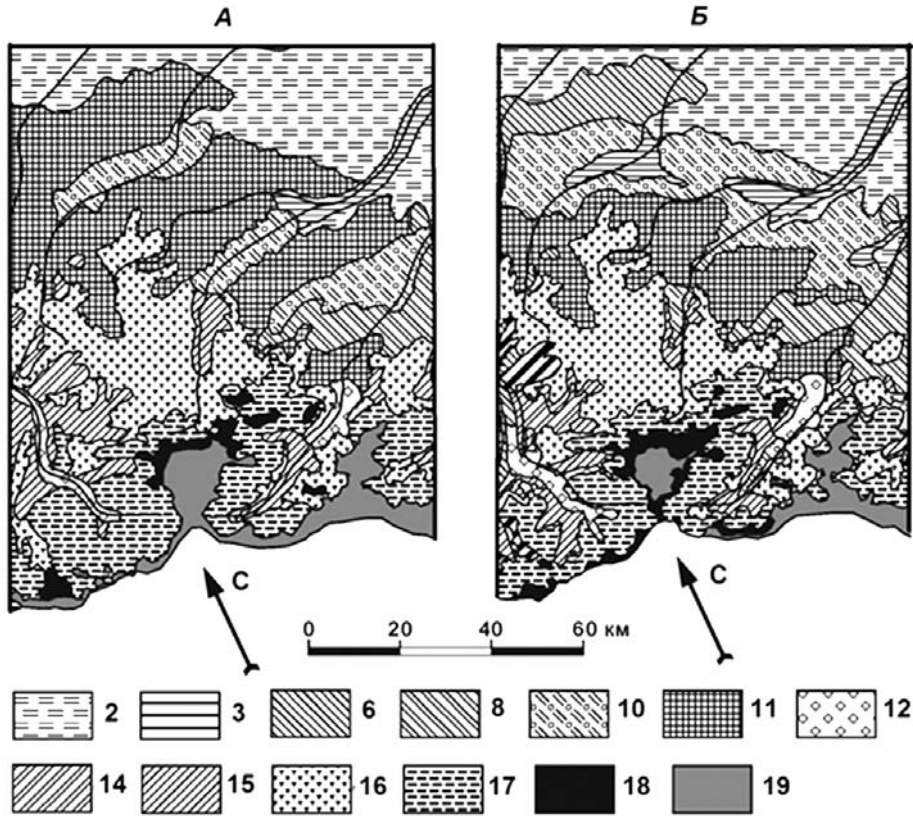


Рис. 6.2. Фрагменты ландшафтно-экологических карт Центрального Кавказа: *A* — базовой ландшафтной карты, по: Беручашвили и др. (1979); *B* — карты ландшафтно-экологических условий, прогнозируемых на 2050 г., согласно глобальной климатической модели E GISS (Коломыц, Шарая, 2012).

Ландшафтные группы. Равнинно-холмистые теплоумеренные семиаридные степные: 2 — разнотравно-полюнно-злаковые; 3 — разнотравно-злаковые. Нижне- и среднегорные умеренные гумидные: 6 — с дубовыми и грабово-букowymi лесами; 8 — карстовые с букowymi лесами. Горные умеренные семигумидные: 10 — горно-котловинные, с дубowymi лесами, степями, фриганой и шибляком; 11 — низко- и среднегорные, с лугостепями, кустарниками, реже с букowymi и грабово-дубowymi лесами. Горные холодно-умеренные семиаридные и семигумидные: 12 — горно-котловинные, с горно-степной и фригановой растительностью; 14 — верхнегорные, с сосновыми и березовыми лесами; 15 — верхнегорные, с сосновыми, реже березовыми лесами. Высокогорные холодные луговые: 16 — с лугами, кустарниками и редколесьем; 17 — с альпийскими лугами в комплексе с «декиани»; 18 — субнивальные. 19 — ледники.

ниш почвенно-фитоценотического ядра локальных экосистем на перестройку фоновых атмосферных процессов. Во-вторых, эмпирически не установлены наиболее вероятные для данных зонально-региональных условий траектории переходов одних топоекосистем в другие при тех или иных сценариях изменениях глобального климата.

К настоящему времени еще недостаточно накоплен опыт по определению направлений и скоростей распространения внешних сигналов с глобально-регионального уровня на топологический. Сами глобальные и региональные гидротермические тренды описывается двумя исходными параметрами: температурами и осадками, — связь которых с биогеоценозами выражена слабо и зачастую статистически недостоверна. Прогнозные же климатические модели на локальном уровне отсутствуют (Lischke et al., 1998). Необходимо установить механизмы локального отклика на глобальные и региональные сигналы, выявив передаточные функции в ландшафтных связях, которые трансформируют сигналы при их прохождении через сопряженные ансамбли геокомпонентов.

Таким образом, речь идет о разработке *прогнозной топо-экологической концепции «Глобальные изменения на локальном уровне»* как научно-методической основы локального биоэкологического и геосистемного мониторинга глобальных изменений (Коломыц, 2008). Продуктивное значение этой концепции в решении глобальных экологических проблем состоит в том, что, как уже говорилось, на топологическом уровне сосредоточены исходные механизмы проявления системной общности различных природных компонентов, возникающей как результат природных процессов, действующих на земной поверхности. Благодаря своему широкому распространению локальные процессы приобретают глобальный характер (Котляков, 2001).

При поисках путей разработки указанной концепции пришлось столкнуться с тем, что до сих пор, во-первых, остается неясной реакция экологических (гидротермических) ниш топоекосистем (биогеоценозов и их групп) в данном экорегионе на поведение фоновой климатической системы, а во-вторых, — не изучены передаточные механизмы этой реакции. Подробного освещения способов трансформации глобально-региональных климатических сигналов на локальный уровень мы не обнаружили ни в отечественной, ни в зарубежной литературе.

Прогнозное моделирование основных направлений и скоростей функционально-структурных изменений локальных экосистем базируется нами на представлении последних как о целостных природно-территориальных единствах, в соответствии с организменной концепцией растительных сообществ Костычева–Клементса–Тэнсли (Миркин и др., 1989; Розенберг и др., 1999; Розенберг, 2004). Эта концепция позволяет, во-первых, рассматривать биогеоценозы той или иной группы как интегрированные системы с дискретными пространственными границами и столь же четкими их сменами во времени, а во-вторых, — более определенно судить об устойчивости растительных сообществ к внешним возмущениям, об их чувствительности к климатическим сигналам. При дис-

кретном подходе к анализу поведения топоэкосистем в пространстве изменений локальных гидротермических полей устанавливается определенный каркас прогнозируемой картины смены функциональных состояний экосистем, что позволяет в пределах каждого экорегиона сразу охватить различные местные варианты таких смен и в дальнейшем выходить на более широкие территориальные обобщения.

Сами траектории климатогенных преобразований локальных экосистем можно рассматривать, согласно определению В.Н. Сукачева, как биогеоценотический процесс, где «...все время идет процесс разрушения одних взаимоотношений и созидание других взаимоотношений. Это в конечном итоге выливается в непрерывную перестройку биогеоценозов, в разрушение одних... и созидание новых биогеоценозов» (Программа..., 1966, с. 12), причем возникают новые типы связей, свойственные только этим вновь формирующимся целостным образованиям.

Локальный ландшафтно-экологический прогноз по своей сути носит экспериментальный характер, поскольку основан на преднамеренном поиске механизмов локального отображения глобальных изменений, с выявлением передаточных и трансформирующих функций в ландшафтных связях различного иерархического уровня. При этом сами прогнозные сценарии описываются эмпирико-статистическими моделями, для построения которых используются материалы целенаправленных крупномасштабных ландшафтно-экологических съемок. Общее направление и специфика прогнозных ландшафтно-экологических исследований на локальном уровне охарактеризованы в работе Коломыца (2008).

6.4.2. Методология локальных экологических прогнозов

Идеология локального ландшафтно-экологического прогноза, а также основной алгоритм расчетов остаются теми же, что и для регионального (см. выше). Главное отличие состоит в том, что на топологическом уровне предикторами прогнозных расчетов на каждый предстоящий срок должны быть не температуры воздуха и осадки, как это было в случае регионального прогноза, а летние гидротермические характеристики почвы, которые служат основным передаточным каналом связей ландшафтных фаций или их фитоценотического блока с климатической системой.

Для равнинных бореальных и суббореальных ландшафтов нами было эмпирически установлено, что основной пропускной канал связей региональных и локальных экосистем с фоновой климатической системой проходит через *летнее влагосодержание почвы*, которое, с одной стороны, служит достаточно надежным геофизическим индикатором состояния экосистем, а с другой — является наиболее мощным экологическим фактором, который предопределяет их территориальную организацию (Коломыц, 2008). Так, для основного водосбора Волжского бассейна найдены тесные связи июльских запасов продуктивной влаги в слоях почвы 0–20 см (*W-20*), 0–50 см (*W-50*) и 0–100 см (*W-100*) с годовым коэффициентом

том атмосферного увлажнения Высоцкого-Иванова ($K_{увл}$). Применительно к лесным экосистемам эти связи имеют следующий вид, с соответствующими коэффициентами корреляции (R) и детерминации (R^2):

$$(W-20) = \exp(2,281 + 0,8068 K_{увл}); R = 0,83; R^2 = 0,69; \quad (6.10)$$

$$(W-50) = \exp(2,622 + 1,071 K_{увл}); R = 0,89; R^2 = 0,79; \quad (6.11)$$

$$(W-100) = \exp(3,225 + 1,134 K_{увл}); R = 0,88; R^2 = 0,77. \quad (6.12)$$

В свою очередь, параметр $K_{увл}$ определяется почти исключительно среднеянварской температурой (Коломыц, 2003), в то время как влияние температуры января незначимо. Очевидно, главный фактор климатогенной трансформации природных экосистем в регионе — термические условия вегетационного периода.

С другой стороны, существует достаточно тесная зависимость распределения лесных топоэкосистем от летнего влагосодержания почвы. Так, неморальнолесные биогеоценозы Среднего Поволжья имеют информационные коэффициенты сопряженности, по (Пузаченко, Скулкин, 1981), с параметрами ($W-20$), ($W-50$) и ($W-100$) соответственно 0,154–0,173, 0,128–0,162 и 0,139–0,200. Полученные цифры существенно превышают критический порог значимости связей — 0,070 (Коломыц, 1995).

В соответствии с этим для гео(эко-)систем топологической размерности нами строились три начальные матрицы переходов T_1 , T_2 и T_3 , характеризующие вероятности локальных биогеоценологических трансформаций согласно изменениям на каждый прогнозный срок параметров ($W-20$), ($W-50$) и ($W-100$).

Совершенно иная картина складывается в субарктическом поясе. Здесь система широтной зональности и соответствующая структура растительного покрова определяются почти исключительно температурой самого теплого месяца, отображающей летний радиационный баланс, при общем избыточном годовом атмосферном увлажнении (Григорьев, 1956; Мильков, 1986). Аналогичные гидротермические условия свойственны высотно-зональным типам ландшафтов высокогорий умеренного пояса (Гребенщиков, 1974). На примере Центрального Кавказа нами установлено (Залиханов и др., 2010), что в гидротермическом режиме высокогорных экосистем локального уровня ведущую экологическую роль играет термоэдафический фактор, между тем как фактор влажности почвы отодвигается на второй план. Исходя из этого, для высокогорного экорегиона исходные матрицы переходов T_1 , T_2 и T_3 создавались на основе изменений летних температур почвы на глубинах 20, 30 и 40 см.

Дадим необходимые пояснения. В целом температура воздуха и атмосферные осадки по отношению к гео(эко-)системам топологического уровня являются входными параметрами. Они не учитывают местное разнообразие процессов круговоротов тепла и влаги, которое дает целый спектр состояний биогеоценозов при одних и тех же соотношениях поступающей солнечной энергии и выпадающих осадков. Как отмечено в работе Варлыгина и Базилевич (1992), даже на

уровне растительных формаций, т.е. в зонально-региональном масштабе, указанные соотношения не отражают реальных условий увлажнения. Еще менее информативными оказываются фоновые значения атмосферного увлажнения на уровне топокосистем. Правда, сильно расчлененный горный рельеф вносит определенные поправки в местные коэффициенты увлажнения через испаряемость, которая тесно связана с соляной экспозицией склонов. Тем не менее топологические контрасты расходных статей водного баланса: испарения и стока, — определяющих влагосодержание почвы в рамках поступающего количества влаги, остаются не учтенными.

Необходимо обратиться непосредственно к выходным ландшафтно-геофизическим характеристикам состояния топокосистем — *гидротермическим свойствам почвы*, которые являются следствием местной трансформации фоновых ландшафтно-геофизических условий двумя основными факторами — микро-рельефом и литологией почвообразующих пород. Как подчеркнул В.С. Преображенский (1960), формирование природных комплексов локального уровня происходит через «грунтовый климат» и грунтовый сток, которые непосредственно связаны с литологией почвообразующих пород и, добавим, с самим типом местоположения. Термо- и гидроэдафотопы преломляют фоновые соотношения тепла и влаги и создают его территориальную мозаику в соответствии с местными особенностями ландшафтного сопряжения.

В результате такого преломления возникает известное явление взаимозаменяемости зонально-региональных и местных экологических факторов, которое впервые было отмечено еще В.В. Докучаевым (1953). В последующем исследованию данного явления уделяли много внимания основоположники отечественной геотопологии. Так, Г.И. Танфильев полагал, что постепенное самооблесение северных пределов степи является «...неизбежным следствием изменения грунтовых условий» (1953, с. 366) и в частности спонтанной деградации черноземов, аналогичной почвообразовательному процессу при увеличении влажности климата. Располагая фитоценотические объекты в определенные «...ряды по развитию действующих факторов или по величине отдельных элементов (при изучении их взаимной сопряженности)», Л.Г. Раменский рассматривал эти ряды как «...некоторый объем или поле условий: эдафического увлажнения, засоленности почвы, аллювиального процесса и др.» (1971, с.37)

Явление взаимозаменяемости зонально-региональных и местных экологических факторов, лежащее в основе формирования экстразональных природных комплексов (см. главу 5), было подмечено также Г.Н. Высоцким: «...при одинаковых... условиях климата на различных грунтах встречаются лес и степь так же, как и при одинаковых условиях грунта, но в различных условиях климата» (1960, с. 32). Здесь же, описывая модель микроразнообразности лесистой балки в степной зоне, Высоцкий проводит весьма содержательную аналогию между пространственной сменой фитоценотической структуры ее различных полос, с одной стороны, и временной динамикой растительного покрова на уровне формаций при

изменения климата в сторону гумидности или, наоборот, аридности, — с другой. Несомненно, налицо пример эргодичности, т.е. свойства самоподобия, операционной системы локального уровня.

В каждом экорегионе формируется своя *региональная система локализованной природной зональности* (Коломыц, 2006, 2008). Такая система состоит из ареалов как *плакорных гео(эко-)систем*, отражающих в наиболее «чистом виде» зонально-региональный климатический фон («норму») данной территории и являющихся его представителями (Высоцкий, 1909), так и *экстразональных природных комплексов* (Спрыгин, 1986; Мильков, 1981). Последние возникают в результате различного рода преломления этого фона под действием указанных выше местных факторов и по существу имитируют зональную климатическую «норму» других регионов, нередко весьма удаленных.

Таким образом, *полизональность локальных гео(эко-)систем правомерно рассматривать в качестве формы их реакции на глобально-региональные изменения климата* (Коломыц, 2006). Этот вывод имеет немаловажное методическое значение для создания локальных экологических прогнозов в условиях меняющегося климата. В пределах каждого экорегиона мы можем построить гидротермический ряд (или несколько рядов) плакорно-экстразональных локальных экосистем в направлении изменения их термо- или гидроэдафотопов, представляя этот ряд (на основе указанного выше свойства самоподобия операционной системы) как некоторый аналог соответствующих фоновых климатических изменений (тренда). Далее, производится замена пространственных последовательностей на временные и по векторному спектру *топологической полизональности* воссоздаются возможные сценарии реакции локальных гео(эко-)систем на те или иные сдвиги в региональной климатической системе. В результате намечаются соответствующие цепочки местных ландшафтно-экологических переходов.

Такова в общих чертах идеология предложенного нами *метода локальной эмпирической имитации регионального биоклиматического тренда*, входящего составной частью в прогнозную топо-экологическую концепцию (Коломыц, 2008). Анализируя пространственно упорядоченные системы локальной зональности, адекватные вектору прогнозируемых изменений климата, мы получаем возможность имитировать основные направления и масштабы наиболее вероятных экосистемных перестроек в рассматриваемых регионах, создавая тем самым эмпирическую основу для прогнозных построений на локальном уровне. Аналогичный подход был использован нами также при разработке региональных ландшафтно-экологических прогнозов (Залиханов и др., 2010).

6.4.3 Алгоритм прогнозно-экологических расчетов

Процедура прогнозных расчетов для отдельных экорегионов Волжского бассейна состояла из четырех этапов.

1. Выявление (по данным 120 агрометстанций Волжского бассейна и его окружения) зонально-региональных связей июльских запасов продуктивной почвенной влаги открытых сельскохозяйственных полей с основными климатическими параметрами — средними температурами января ($t_{\text{январь}}$) и июля ($t_{\text{июль}}$), и годовым количеством осадков ($r_{\text{год}}$). Данный этап расчетов необходим, поскольку только для агрометстанций можно получить массовый многолетний материал по запасам влаги в почве. Указанные параметры фигурируют в исходных прогнозно-климатических моделях. Для слоев почвы 0–20 см, 0–50 см и 0–100 см были получены следующие уравнения множественной регрессии:

$$(W-20) = 78,71 + 0,1212 t_{\text{январь}} - 3,85 t_{\text{июль}} + 0,02324 r_{\text{год}}; R = 0,86; R^2 = 0,75; \quad (6.13)$$

$$(W-50) = 166,9 + 0,0394 t_{\text{январь}} - 8,66 t_{\text{июль}} + 0,06537 r_{\text{год}}; R = 0,86; R^2 = 0,74; \quad (6.14)$$

$$(W-100) = 426,7 + 0,1633 t_{\text{январь}} - 20,12 t_{\text{июль}} + 0,07998 r_{\text{год}}; R = 0,86; R^2 = 0,72. \quad (6.15)$$

Как видим, зимнее потепление и рост годовых осадков дают некоторую прибавку июльских влагозапасов в почве, а летнее — весьма сильное их сокращение (за счет усиления испарения), причем на порядок большее. Превалирующая роль летних температур очевидна, и хотя зимнее потепление вместе с увеличением годовой суммы осадков способствуют увеличению влагозапасов в почве, это приращение с лихвой перекрывается их убылью в весенне-летний период из-за гораздо более эффективного роста температур. Даже если принять летнее потепление в 2–3 раза меньшее, чем зимнее (что предполагается некоторыми климатическими моделями), процесс аридизации почвы неизбежен.

Для прогнозных расчетов июльского влагосодержания почвы агроэкосистем Присурья и Жигулей (см. Главу 5, табл. 5.1) были использованы полученные нами эмпирические экспоненциальные связи параметров ($W-20$), ($W-50$) и ($W-100$) со среднеиюльской температурой ($t_{\text{июль}}$), с учетом механического состава почвообразующих пород. Для песчаной и супесчаной почвы уравнения регрессии имеют вид:

$$(W-20) = \exp [8,265 - 0,287 \cdot t_{\text{июль}}]; R = 0,83; R^2 = 0,70 \quad (6.16)$$

$$(W-50) = \exp [8,846 - 0,229 \cdot t_{\text{июль}}]; R = 0,78; R^2 = 0,61 \quad (6.17)$$

$$(W-100) = \exp [7,786 - 0,213 \cdot t_{\text{июль}}]; R = 80; R^2 = 0,64 \quad (6.18)$$

На легко- и среднесуглинистом субстрате связи несколько иные:

$$(W-20) = \exp [9,033 - 0,3266 \cdot t_{\text{июль}}]; R = 0,92; R^2 = 0,84 \quad (6.19)$$

$$(W-50) = \exp [9,72 - 0,3179 \cdot t_{\text{июль}}]; R = 0,89; R^2 = 0,70 \quad (6.20)$$

$$(W-100) = \exp [10,43 - 0,3153 \cdot t_{\text{июль}}]; R = 90; R^2 = 0,81 \quad (6.21)$$

Следует оговориться, что расчеты по этим зависимостям дают несколько большее летнее иссушение почвы, чем использование приведенных выше уравнений множественной регрессии, поскольку не учитывается компенсирующее влияние $t_{\text{январь}}$ и $r_{\text{год}}$.

2. Установление переходных зависимостей (для трех указанных параметров летнего влагосодержания почвы) от сельскохозяйственных полей агрометстанций $W(\text{поле})$ к лесопокрытым площадям $W(\text{лес})$ в соответствии с зонально-провинци-

альными условиями региона. С этой целью были использованы данные многолетних наблюдений двух воднобалансовых станций:

1) Болховской (Орловская область) и

2) Нижнедевицкой (Воронежская область), — расположенных в подзонах соответственно широколиственных лесов и южной лесостепи. Линейные уравнения связи имеет вид (для любого срока весенне-летнего периода и для любого слоя почвы):

$$1) W(\text{лес}) = 1,01 W(\text{поле}) + 7,7; R = 0,92; R^2 = 0,85; \quad (6.22)$$

$$2) W(\text{лес}) = 0,991 W(\text{поле}) + 7,2; R = 0,98; R^2 = 0,97. \quad (6.23)$$

Несмотря на хорошую тесноту связи, точность самой корреляции (информационный шум) остается невысокой — в пределах 15–20 мм. Соответственно, таким же должен быть, очевидно, и порог чувствительности лесных экосистем к изменениям влагосодержания почвы, вызванным климатическими сигналами.

3. Прогнозные расчеты изменения летних запасов продуктивной почвенной влаги в различных топоэкосистемах для всех четырех прогностических сроков: 2050, 2075, 2100 и 2150 гг. Начальное летнее влагосодержание в метровом слое почвы в лесных и лесостепных экосистемах изучаемых регионов, как правило, не превышает соответственно 150 мм и 100 мм, т.е. остается ниже критической влажности, согласно (Будыко, 1971; Зубенок, 1976). В этих условиях испарение почвенной влаги определяется не только испаряемостью, но и самим количеством почвенной влаги. Исходя из этого, нами принято, что при одном и том же повышении температуры запасы продуктивной влаги в различных биогеоценозах уменьшаются пропорционально их начальному (для каждого прогнозного шага-интервала) влагосодержанию. Чем оно выше, тем больше абсолютные потери влаги в почве к концу данного шага. Одинаковым для всех биогеоценозов остается только относительное уменьшение влагозапасов.

По приведенным выше экспоненциальным и линейным зависимостям были рассчитаны базовые и прогнозируемые значения зонально-региональной (фоновой) нормы летнего влагосодержания для слоев почвы 0–20, 0–50 и 0–100 см. Далее для каждого из этих слоев и каждого прогнозного срока вычислялся коэффициент как отношение фоновых запасов влаги данного срока к фоновым же запасам базового периода. Умножением полученного коэффициента на конкретные влагозапасы базового периода по всем точкам каждого полигона были получены прогнозируемые значения влагозапасов в этих точках, которые были распределены по группам биогеоценозов.

Для глубоко расчлененного Жигулевского низкогорья помимо этого необходимо было внести поправки на солярно-экспозиционные контрасты, для чего использовались данные актинометрических наблюдений в различных горных условиях, близких к Жигулям (Выгодская, 1981). В результате были получены следующие поправочные коэффициенты на прогнозируемое влагосодержание почвы для всех шести групп биогеоценозов Жигулевских гор:

1 — 0,85; 2 — 0,97; 3 — 1,05; 4 — 1,00; 5 — 1,11; 6 — 0,95 (см. табл. 5.1).

4. Локальный ландшафтно-экологический прогноз: оценка вероятностей и скоростей функциональных сдвигов в системе биогеоценозов данного экорегиона (экспериментального полигона), согласно установленному тренду изменений июльских запасов почвенной влаги. Данный этап расчетов подробно описан выше.

Расчеты параметров скоростей и времен функциональных ландшафтно-экологических переходов: P_i , M_i , t_{ij} , $\tau(P_{ii})_{ш}$, $\tau(P_{ii})_{год}$ и $T(P_{ii})$, — для локального прогноза выполняются по тем же формулам, что и для прогноза регионального (см. выше). Следует отметить, что все эти характеристики скоростей функциональных преобразований экосистем — производные от двух исходных прогнозных параметров (P_{ii} и P_{ij}), однако они дают весьма важные дополнительные сведения к матрицам и орграфам вероятностей ландшафтно-экологических переходов, позволяя более разносторонне анализировать ту или иную прогнозируемую ситуацию.

На основе окончательных матриц переходов $T_{взв}$ (3) строятся орграфы вероятностей функциональных переходов между рассматриваемыми топогео(эко-) системами. Для Волжского бассейна такие графо-аналитические модели лесных экосистем рассмотрены в Главе 7. В Главе 10 на рис. 10.1 и 10.3 представлены аналогичные модели для высокогорных экосистем Центрального Кавказа. Эти графо-аналитические модели служат основным инструментом самого ландшафтно-экологического прогноза. Они дают наиболее общее представление об экзогенной сукцессионной динамике локальных гео(эко-)систем как целостных природно-территориальных единств. На этих моделях выделяются *транзитные экотипы растительных сообществ* по методу, описанному в Главе 1 (раздел 1.8).

6.5. Функциональный изоморфизм природных экосистем и его значение для экологических прогнозов

6.5.1. Вводные замечания

К настоящему времени получены первые разработки экологических прогнозов глобального и регионального уровней в свете ожидаемых, и по-видимому, уже начавшихся, изменений климата, обусловленных антропогенным ростом содержания CO_2 и других парниковых газов в атмосфере (см. Коломыц и др., 1995; Коломыц, 1999). Эти прогнозы нацелены главным образом на оценку будущего состояния биосферы как планетарной системы, они основаны на анализе наиболее общих ландшафтно-геофизических связей и поэтому весьма мелкомасштабны. Региональный уровень прогнозирования остается еще слабо разработанным, что связано с самими методическими трудностями перехода от глобального прогноза к региональному.

Поскольку природные процессы и явления на этом иерархическом уровне отличаются большим разнообразием и высокой дискретностью (Сочава, 1978), региональный отклик почвенно-растительного покрова на одни и те же климатиче-

ские сигналы оказывается многозначным. До сих пор отсутствует сколько-нибудь четкое представление об этой многозначности. Во-первых, остается неясной сама реакция климатических ниш почвенно-фитоценологического ядра региональных и локальных экосистем на перестройку атмосферных процессов. Во-вторых, не выявлены механизмы переходов одних экосистем в другие при тех или иных сценариях изменениях глобального климата. Очевидно, установление таких механизмов является самостоятельной прогнозно-экологической задачей. В настоящем разделе на примере почвенно-растительного покрова Волжского бассейна излагаются некоторые результаты оценочных исследований в этом направлении.

6.5.2. Идеологические предпосылки научного поиска

Продолжительность структурно-морфологических преобразований природных экосистем, как правило, во много раз больше прогнозного периода, между тем как этот период можно считать достаточно соразмерным с характерным временем функционирования системы (Трофимов, 1989; Тишков, 1991). Последнее непосредственно связано с малым биологическим круговоротом, который определяет не вполне замкнутый баланс органического вещества в экосистеме и состоит из двух взаимно противоположных ветвей — восходящей биопродукционной (автотрофного биогенеза) и нисходящей детритной (Дылис, 1978; Глазовская, 1988). Функциональную структуру экосистемы можно представить в виде соотношения трех фазовых составляющих интегральной «экомассы»: живой биомассы, некро-массы и минеральной массы. Последовательное превращение этих парциальных масс друг в друга и есть процесс функционирования экосистемы в самом общем виде (Керженцев, 1999).

Таким образом, при экологическом прогнозировании на первые несколько десятков лет с точки зрения времен релаксации объектов первостепенное внимание должно быть уделено не структурной эволюции экосистем, а направленной смене их функционирования. Речь идет о перестройке физиологических процессов в растениях и об изменениях параметров почвы-момента (Таргульян и др., 1977; Таргульян, Соколов, 1978), что по времени (от нескольких месяцев до нескольких лет) гораздо более адекватно общему сдвигу ландшафтно-экологических условий. Таковую смену состояний системы можно назвать *функциональной релаксацией*. Со своей стороны, функциональные изменения в системе должны определять последующие темпы и продолжительность ее *структурной релаксации* — морфологической адаптации к новым условиям.

Дифференциация общего процесса экзогенной трансформации гео-(эко-) систем на две составляющие: функциональную и структурную, — отражает два различных аспекта биологической реакции на изменения в окружающей среде и созвучно известному выделению двух различных понятий — функциональной и структурной устойчивости экосистем (Свирижев, Логофет, 1978). Если структурные преобразования экосистемы рассматривать как результат непрерывной цепи

последовательных смен ее функциональных состояний, то на каждом достаточно кратковременном этапе этих смен функциональную релаксацию системы правомерно считать процессом равновесным (либо неравновесным стационарным) и, следовательно, обратимым, согласно (Пузаченко, 1993). Вполне возможно, таким образом, предсказывать поведение экосистемы для каждого последующего шага ее релаксации на основе вероятностных базовых моделей.

Малый биологический круговорот может быть охарактеризован в первом приближении двумя дискретными параметрами: а) для созидательной (восходящей) ветви — первичной биологической продуктивностью $V_{\text{перв}}$, в значениях которой отображаются эффективность использования фитоценозом ресурсов среды (Утехин, 1977), а также затраты энергии на биологические процессы в почвах (Волобуев, 1974); б) для детритной (нисходящей) ветви — коэффициентом годичной деструкции фитомассы KY (Коломыц, 1995), который равен отношению массы лесной подстилки (или ветоши в травяных экосистемах) к массе ежегодно продуцируемого зеленого вещества всех надземных растительных ярусов. Вторым параметр известен еще как подстилочно-опадный индекс (Базилевич, Родин, 1969; Ковда, 1973) и выражается в числах лет, необходимых для накопления данной массы лесной подстилки (или ветоши) при имеющихся скоростях ежегодного поступления в опад и последующего разложения органического вещества.

Параметры $V_{\text{перв}}$ и KY в своей совокупности характеризуют экологическую эффективность почвенно-фитоценотического «ядра» экосистемы (Одум, 1975), и их соотношение определяет сбалансированность процессов метаболизма — фактор, весьма важный для сохранения самой экосистемной структуры. Считается (Одум, 1975; Дылис, 1978; и др.), что в обеспечении этой сбалансированности приоритетная роль принадлежит детритной ветви, которая является наиболее узким пропускным каналом метаболизма и поэтому играет ключевую роль в малом биологическом круговороте, определяя в конечном итоге его интенсивность. Приведенные выводы получены на основе изучения главным образом лесных экосистем и касаются в первую очередь бореальных лесов.

Основная задача данного поиска состояла в том, чтобы установить на примере Волжского бассейна систему связей экологических ниш региональных единиц растительности и почв с дискретными параметрами биологического круговорота и на этой основе провести гипотетическую оценку функциональных сдвигов почвенно-фитоценотического «ядра» природных экосистем в свете глобальных изменений климата.

6.5.3. Исходные материалы и методы анализа

В растительном покрове данной территории рассматривались 16 фитоценологических категорий, представленных в легенде к «Карте растительности Европейской части СССР и Кавказа» (Котова, 1987). Согласно В.Б. Сочаве (1979), эти единства мы относим к группам и классам растительных формаций, которые яв-

ляются региональными вариантами (например, восточноевропейскими или камско-печерскими) типов и подтипов растительности (среднетаежного, подтаежного и т.д.). За основу почвенных категорий взяты единицы, приведенные в легенде к «Почвенной карте РСФСР» (Фридланд, 1998). Все 34 почвенные единицы территории бассейна по генетическим признакам были разбиты на 14 групп, которые, в соответствии с известной систематикой (Глазовская, 1988), объединялись в зонально-типологические категории. В анализе использовалась также построенная нами в масштабе 1 : 2 500 000 карта первичной продуктивности природных экосистем основного водосбора Волжского бассейна (Коломыц, 2005). Значения подстилочно-опадного индекса на эту же территорию (в гораздо меньшем масштабе и более грубых градациях) были сняты с карты, помещенной в работе (Базилевич, Родин, 1971).

Решение поставленной задачи осуществлялось в два этапа. На первом из них проводился математико-картографический анализ структурно-функциональных связей в региональных экосистемах. С помощью информационно-статистического анализа (см. главу 1) были получены матрицы частных коэффициентов связей объектов с первичной биопродуктивностью и подстилочно-опадным коэффициентом, которые рассматриваются как их метаболические ниши — соответственно биопродукционные или деструкционные. Матрицы наглядно демонстрируют характер и тесноту связей (табл. 6.4 и 6.5). С помощью вектора-столбца экологической ниши рассчитывались таксономические (средневзвешенные по территории) норма параметров $B_{\text{перв}}$ и KY для каждой фитоценологической или почвенной единицы.

Второй этап анализа состоял в оценке степени контрастности выделенных экологических пространств. Горизонтальная контрастность отображает в неявном виде межэкосистемные связи (Коломыц и др., 1995). Обострение этих связей, вызванное воздействием внешних сигналов, выводит экосистемы из состояния прежней устойчивости и служит толчком к их функциональным и структурным преобразованиям (Злотин, 1987). Оценка латеральной контрастности парциальных экосистем проводилась на основе расчетов мер сходства продукционных и деструкционных ниш экосистем с помощью методов теории дескриптивных («размытых») множеств (Семкин, 1973; Андреев, 1980). Для этого использовались матрицы нормированных частных коэффициентов связей. Бинарные отношения сходства экосистем позволили установить степень функциональной контрастности между ними и рассмотреть последнюю как условие межэкосистемных переходов.

6.5.4. Понятие функционального изоморфизма экосистем

Считается, что природные экосистемы представляют собой относительно слабо связанные образования (Арманд, 1988), которые при внешнем воздействии меняют свою структуру в целях сохранения прежнего уровня функционирования (и прежде всего биопродукционного процесса) как инвариантного свойства, обеспечивающего устойчивость системы (Коломыц и др., 1995; Керженцев, 1999).

Вместе с тем, известно, что функциональные параметры должны реагировать на внешние сигналы значительно раньше, чем структурные, ибо первые обладают гораздо меньшими характерными временами по сравнению со вторыми. Не случайно верховенство функциональной динамики экосистем над динамикой структурной положено в основу моделирования биосферных процессов и явлений (Свирижев, Логофет, 1978; Зейдис и др., 2001; и др.).

Выход из этого противоречия можно найти, если предположить, что любые структурные перестройки у данной экосистемы должны быть предпочтительными в направлении тех экосистем, которые имеют с ней наибольшее сходство по таксономической норме $V_{\text{перв}}$ и/или KY , а также по самой структуре соответствующих экологических ниш, т.е. которые функционально изоморфны этой системе.

Понятие изморфизма двух систем подразумевает способность их элементов к взаимозаменяемости, обеспечивающей подобие их структуры и функционирования (Паффенгольц, 1973). В данном случае речь идет о приоритетной роли функционального изморфизма, который позволяет экосистеме, подвергнутой воздействию, сохранить в той или иной мере свой функциональный инвариант — прежние скорости автотрофного биогенеза и разложения органики, т.е. уровень малого биологического круговорота. Последний же, в свою очередь, должен упростить переход системы в новое состояние с качественно новой структурой.

В самом деле, функциональный изморфизм двух гео(эко-)систем есть не что иное как однородность межкомпонентных взаимодействий, в понимании Б.Б. Полынова (1952), а точнее их подобие, благодаря чему и сами структурные элементы систем приобретают сходные динамические свойства. И наоборот, структурные изменения данной экосистемы будут затруднены в направлении тех систем, которые достаточно сильно отличаются от нее (и в этом смысле наименее изоморфны ей) по уровню функционирования, т.е. по значениям $V_{\text{перв}}$ и/или KY . Иными словами, при внешнем возмущении экосистема «выбирает» ту траекторию своих структурных преобразований, которая отвечает наименьшим изменениям в процессах ее функционирования и которая быстрее обеспечивает ей новую устойчивость.

Выдвигаемый нами принцип функционального изморфизма региональных экосистем весьма созвучен известной в аутэкологии гипотезе экологического дублирования, которая гласит: «...при экологическом дублировании исчезнувший или уничтоженный вид, как правило, заменяется функционально близким...» (Розенберг, 1991, с. 439). Наличие близости видов по экологическому и хронологическому градиентам позволяет экосистеме избежать катастрофических изменений (Тишков, 1991). Таким образом, матрицы и графы мер сходства биопродукционных и деструкционных ниш фитоценологических или почвенных объектов можно назвать моделями функционального изморфизма природных экосистем.

Итак, природная экосистема, вынужденная при смене ландшафтно-экологических условий переходить в одно из множества состояний, адекватных другим экосистемам в соответствии с новыми условиями, будет «выбирать» то состоя-

ние, которое минимально отличается от ее исходного состояния. Это конечно не исключает того, что она может приобретать черты и других систем. Однако ее общая трансформация должна пойти по предпочтительному тренду с минимальными проявлениями нелинейности, согласно (Зейдис и др., 2001), когда структурные преобразования сопровождаются наименьшими изменениями функциональных параметров (в данном случае $B_{\text{перв}}$ и KY), что и обеспечивает в той или иной мере прежнюю линейность поведения системы. Модели функционального изоморфизма как раз и позволяют определить эти наиболее предпочтительные направления фитоценологических, почвенных и в целом ландшафтных переходов среди того их множества, которое неизбежно вырисовывается в результате прогнозных расчетов возможных смен ландшафтно-экологических условий (см. Коломыц и др., 1993). С помощью таких моделей мы вводим весьма существенные ограничения в вероятностную картину траекторий рассматриваемых географических объектов, и эта картина становится более однозначной.

Обобщенной мерой функционального изоморфизма $N(A, B)$ двух объектов A и B может служить средневзвешенная (по таксономическим нормам параметров $B_{\text{перв}}$ и KY) величина их взаимооднозначного соответствия. В основе этой меры лежит коэффициент сходства Сьерсенсена (Семкин, 1973):

$$N(A, B) = G_1 \frac{2 [B_{\text{перв}}(A) \cap B_{\text{перв}}(B)]}{B_{\text{перв}}(A) + B_{\text{перв}}(B)} + G_2 \frac{2 [KY(A) \cap KY(B)]}{KY(A) + KY(B)} \quad (6.24)$$

Здесь « \cap » — знак логического пересечения объектов как дескриптивных множеств, а G_1 и G_2 — весовые коэффициенты. В качестве последних нами взяты нормированные коэффициенты приема информации (Пузаченко, Мошкин, 1969) в системе связей фитоценологических и почвенных объектов с первичной биопродуктивностью и подстильно-опадным индексом. Для групп растительных формаций значения G_1 и G_2 оказались равными соответственно 0,353 и 0,647, а для почвенных групп — 0,285 и 0,715.

По этой формуле были рассчитаны меры функционального изоморфизма фитоценологических и почвенных единиц (табл. 6.6), что позволило вскрыть определенную картину метаболической близости–удаленности региональных экосистем во всем зональном спектре Волжского бассейна. В частности, растительные формации (и в целом почвенно-растительные комплексы, представленные в табл. 6.6) суббореального пояса отличаются более высокой степенью функционального сходства по сравнению с формациями пояса бореального.

Следовательно, при одном и том же гидротермическом сигнале первоочередные функционально-структурные сдвиги следует ожидать в лесостепной зоне, а не в таежной. При этом, теневые широколиственные леса весьма близки по уровню метаболизма не только формациям типичной лесостепи, но и южнолесостеп-

ным экосистемам. Такому их функциональному сближению способствует преобладание во всех случаях одних и тех же почвенных разностей — оподзоленных и выщелоченных черноземов (см. табл. 6.4). Следует отметить также весьма высокий изоморфизм сосново-широколиственных лесов с лесостепными формациями, что указывает на их глубокие генетические связи.

6.5.5. Влияние функционального изоморфизма экосистем на их структурные преобразования

Системообразующая роль каждой из двух ветвей биологического круговорота, определяющая сбалансированность ее метаболических процессов, зависит от степени чувствительности данной ветви к гидротермическому сигналу, т.е. от величины «экологического градиента», по терминологии Л.Г. Раменского (1971), тех дискретных параметров, которые характеризуют эту ветвь. Соотношение экологических градиентов $B_{перв}$ и $K_{зд}$ определяет, какой тип функционального изоморфизма является ведущим в данных зонально-региональных условиях и соответственно в каких направлениях можно ожидать наиболее предпочтительные ландшафтно-экологические переходы среди множества расчетных переходных вероятностей при заданном климатическом тренде.

В пределах собственно бореального пояса смена функциональных состояний растительных формаций и почв связана преимущественно со скоростью разложения органического вещества, формирующего лесную подстилку. Параметр $K_{зд}$ варьирует от 10–13 до 30–36 ед. (рис. 6.3), т.е. его экологический градиент весьма высок. Пространственные же изменения первичной биопродуктивности сравнительно невелики и остаются в пределах достаточно больших значений — от 9–10 до 11,5–12 т/га·год. Эта закономерность, отмеченная нами ранее для геосистем топологической размерности (Коломыц и др., 1993), проявляется вполне отчетливо и на региональном уровне, что позволяет говорить о ней как о феноменальном явлении, раскрывающем основной причинный механизм влияния функционирования бореальных экосистем на их пространственную организацию. Очевидно, этот механизм заложен в «работе» редуccionной ветви метаболизма и гораздо слабее зависит от автотрофного биогенеза, что и подтверждает известный в экологии и биогеоценологии тезис о том (Одум, 1975; Дылис, 1978), что лес функционирует главным образом как детритная экосистема.

Пространственные региональные изменения коэффициента годичной деструкции подчинены в целом закону природной зональности. Об этом свидетельствует, в частности, полученная нами эмпирическая экспоненциальная связь параметра KY с коэффициентом увлажнения Высоцкого-Иванова $K_{увл}$ (при коэффициенте корреляции 0,82):

$$KY = \exp(3,211 K_{увл} - 1,806). \quad (6.25)$$

По мере снижения коэффициента увлажнения параметр KY уменьшается сначала достаточно быстро; однако затем этот процесс резко замедляется.

















Средне- и южнотаежные пихто-ельники и сосняки, с собственно подзолистыми почвами и иллювиально-гумусовыми и торфяно-глеевыми подзолами, отличаются наиболее низкой скоростью разложения мертвой органики ($KY > 17-20$ ед., т.е. относится к застойной категории, по Базилевич и Родину (1969), что замедляет в целом и весь метаболический цикл. Первопричиной являются высокие значения коэффициента увлажнения, таксономическая норма которого достигает 1,74–1,85. Тем не менее в подзоне южной тайги соотношения тепла и влаги обеспечивают достаточно высокий уровень продуктивности — в среднем до 11–11,5 т/га·год (см. табл. 6.4). В средней же тайге, особенно в восточном (приуральском) секторе бассейна на фоне крайне медленных деструкционных процессов существенно ослабевает и сам автотрофный биогенез. По мере движения на юг к хвойно-широколиственным лесам и дерново-подзолистым почвам интенсивность биологического круговорота заметно возрастает, на что указывает уменьшение KY до 11–13 ед., с переходом его в заторможенную категорию. При этом, восточный сектор Волжского бассейна остается по-прежнему на более низком уровне метаболизма по сравнению с западным сектором.

Формации зоны смешанных лесов (главным образом верхневолжских), а также дубравы и неморальные сосняки, развитые на серых и темносерых лесных почвах, находятся в условиях зонального экологического оптимума. Последний отличается наибольшей продуктивностью (не менее 11–12 т/га·год) и умеренной, а в широколиственно-сосновых лесах даже повышенной скоростью прохождения фитомассы по детритной ветви метаболизма ($KY = 2-8$ ед., т.е. относится к ускоренной категории). В «зоне» экологического оптимума происходит своего рода перелом зональных соотношений двух ветвей биологического круговорота, поскольку экологический градиент первой (восходящей) ветви метаболизма существенно возрастает, а второй (нисходящей) — резко падает.

При переходе к суббореальному поясу интенсивность разложения мертвой органики достигает своего максимума ($KY = 1,5-2$ ед.), что обусловлено существенным повышением температуры теплого периода. Одновременно в связи с резким сокращением атмосферных осадков и соответствующим снижением коэффициента увлажнения (в норме до 0,57–0,62) падает первичная биопродуктивность (см. табл. 6.4 и 6.5). В типично-лесостепной подзоне, с выщелоченными и оподзоленными черноземами, она уже не превышает 10 т/га в год, а в степных формациях на обыкновенных и южных черноземах составляет всего 7–8 т/га.

Таким образом, смены зональных типов и подтипов почвенно-растительного покрова в бореальном и суббореальном поясах Русской равнины совершаются при весьма различных механизмах изменения малого биологического круговорота, и это имеет, вероятно, принципиальное значение для региональных прогнозных оценок природной среды. Если в бореальном поясе обе составляющие метаболического цикла являются достаточно эффективными, при ведущей роли

Таблица 6.6. Средневзвешенные меры функционального изоморфизма между группами растительных формаций и доминирующими в них группами почв на территории Волжского бассейна и его окружения

Почвенно-фитонологические системы																	
	$\frac{\Pi_1^1 \Pi_0^1}{\Pi_0^1}$	$\frac{\Pi_{1,2}^1 \Pi_0^1}{\Pi_0^1}$	$\frac{\Pi_1^1 \Pi_2^1}{\Pi_2^1}$	$\frac{\Pi_1^1 \Pi_1^1}{\Pi_1^1}$	$\frac{\Pi_1^1 \Pi_1^1}{\Pi_1^1}$	$\frac{\Pi_1^1 \Pi_1^1}{\Pi_1^1}$	$\frac{\Pi_1^1 \Pi_1^1}{\Pi_1^1}$	$\frac{\Pi_1^1 \Pi_1^1}{\Pi_1^1}$	$\frac{\Pi_1^1 \Pi_1^1}{\Pi_1^1}$	$\frac{\Pi_1^1 \Pi_1^1}{\Pi_1^1}$	$\frac{\Pi_1^1 \Pi_1^1}{\Pi_1^1}$	$\frac{\Pi_1^1 \Pi_1^1}{\Pi_1^1}$	$\frac{\Pi_1^1 \Pi_1^1}{\Pi_1^1}$	$\frac{\Pi_1^1 \Pi_1^1}{\Pi_1^1}$	$\frac{\Pi_1^1 \Pi_1^1}{\Pi_1^1}$	$\frac{\Pi_1^1 \Pi_1^1}{\Pi_1^1}$	$\frac{\Pi_1^1 \Pi_1^1}{\Pi_1^1}$
$\frac{\Pi_{1,2}^1 \Pi_0^1}{\Pi_0^1}$	0,80	-															
$\frac{\Pi_1^1 \Pi_2^1}{\Pi_2^1}$	0,92	0,77	-														
$\frac{\Pi_1^1 \Pi_1^1}{\Pi_1^1}$	0,96	0,78	0,96	-													
$\frac{\Pi_1^1 \Pi_1^1}{\Pi_1^1}$	0,68	0,58	0,76	0,72	-												
$\frac{\Pi_1^1 \Pi_1^1}{\Pi_1^1}$	0,79	0,64	0,82	0,75	0,88	-											
$\frac{\Pi_1^1 \Pi_1^1}{\Pi_1^1}$	0,89	0,72	0,92	0,88	0,78	0,89	-										
$\frac{\Pi_1^1 \Pi_1^1}{\Pi_1^1}$	0,62	0,54	0,67	0,64	0,88	0,80	0,70	-									
$\frac{\Pi_1^1 \Pi_1^1}{\Pi_1^1}$	0,45	0,42	0,48	0,47	0,60	0,54	0,49	0,68	-								
$\frac{\Pi_1^1 \Pi_1^1}{\Pi_1^1}$	0,69	0,59	0,76	0,72	0,99	0,89	0,79	0,89	0,61	-							
$\frac{\Pi_1^1 \Pi_1^1}{\Pi_1^1}$	0,49	0,41	0,48	0,47	0,62	0,59	0,53	0,72	0,90	0,63	-						

	$\frac{U^{0П,В}}{C_{II}^T}$	0,49	0,41	0,48	0,46	0,62	0,58	0,53	<u>0,71</u>	<u>0,92</u>	0,62	<u>0,98</u>	–			
	$\frac{U^{ВЛ}}{U^{0П}}$	0,44	0,38	0,54	0,42	0,49	0,51	0,47	0,61	<u>0,90</u>	0,54	0,86	0,87	–		
	$\frac{U^{В,0П}}{U^{Ю}}$	0,45	0,38	0,59	0,43	0,58	0,54	0,49	0,67	<u>0,90</u>	0,58	<u>0,94</u>	<u>0,95</u>	0,86	–	
	$\frac{U^{0,Ю}}{U^{ВЛ}}$	0,41	0,35	0,39	0,38	0,48	0,47	0,43	0,56	0,84	0,49	<u>0,79</u>	0,80	<u>0,93</u>	0,84	
	$\frac{U^{0,Ю}}{K^T}$	0,37	0,32	0,35	0,34	0,43	0,42	0,39	0,50	<u>0,76</u>	0,44	<u>0,72</u>	<u>0,73</u>	0,86	<u>0,77</u>	<u>0,92</u>

Примечания. Высокая степень изоморфизма (более 80%) отмечена жирными цифрами (наивысшая, более 90% — с подчеркиванием); повышенная степень (более 70%) — простым подчеркиванием; минимальная степень (меньше 50%) — курсивом.

деструкционной ветви, то в поясе суббореальном абсолютный приоритет переходит к ветви биопродукционной. Это означает, что один и тот же фоновый гидротермический сигнал должен по-разному восприниматься функциональным аппаратом бореальных и суббореальных экосистем и приводить соответственно к различному структурному эффекту. В первом случае реагирует в большей мере процесс разложения мертвого органического вещества, аккумулируемого в лесной подстилке, а во втором — почти исключительно автотрофный биогенез, формирующий живую фитомассу.

Итак, эмпирически подтверждается наличие двух существенно различных типов функционального изоморфизма экосистем: продукционного и деструкционного, — которые способны выступать в качестве корректирующих факторов

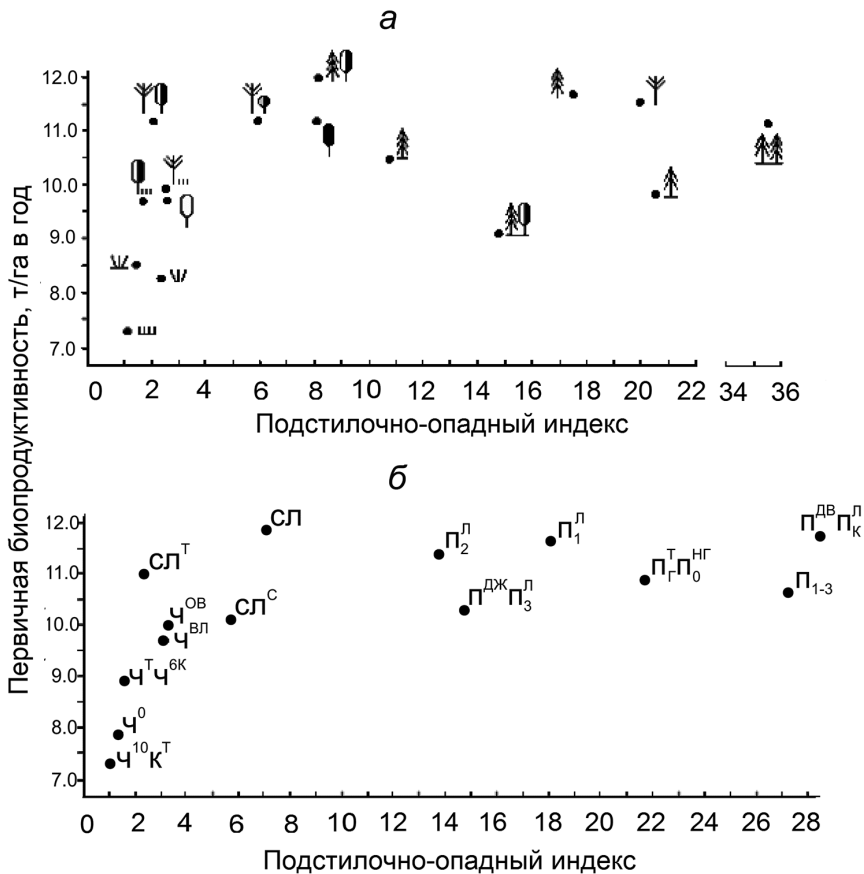


Рис. 6.3. Распределение групп растительных формаций (а) и групп почв (б) Волжского бассейна в поле таксономических (средневзвешенных) норм первичной биологической продуктивности и подстилочно-опадного индекса.

прогнозируемых почвенных и фитоценологических переходов. При этом оба типа имеют достаточно четкую зонально-поясную принадлежность. В пределах бореального пояса ведущую роль играет деструкционный изоморфизм, а на территории пояса суббореального — изоморфизм продукционный.

Если та или иная бореальная экосистема остается в своем биоклиматическом поясе, то ее первоочередные изменения будут направлены в сторону тех экосистем, которые наиболее близки к ней по величине подстильно-опадного индекса. Например, при термоаридном климатическом тренде (повышении температуры при уменьшении коэффициента увлажнения) среднетаежные пихто-ельники Верхневолжья должны сменяться в первую очередь сосняками, а затем уже южнотаежными темнохвойными лесами (см. табл. 6.4 и рис. 6.3 а). Подтаежные же неморально-отравяные пихто-ельники будут переходить не только в относительно гумидные смешаннолесные формации, но и непосредственно в липово-дубовые леса. В то же время взаимопереходы суббореальных экосистем в пределах своего биоклиматического пояса контролируются почти исключительно продукционным процессом, ибо экологическая амплитуда детритной ветви метаболизма весьма мала.

Здесь предпочтительными окажутся те переходы, которые соответствуют минимальным сдвигам в величине ежегодной фитопродукции. В условиях слабо выраженного гидротермического сигнала термоаридного типа таковыми могут оказаться, например, смены теневых широколиственных лесов (дубо-липняков) типичной лесостепью (как дубравной, так и сосновой). При этом, светлосерые лесные почвы будут стремиться к преобразованию в оподзоленные и выщелоченные черноземы (см. рис. 6.3 б).

Если же термоаридный тренд достаточно эффективен, то возможна прямая функционально-структурная трансформация неморальнолесных формаций в южную лесостепь. Почвообразовательные же процессы будут направлены в сторону развития типичных и бескарбонатных черноземов.

Гораздо более сложную картину следует ожидать при прогнозируемых переходах природных экосистем из бореального пояса в суббореальный или — наоборот. В этих случаях обе ветви биологического круговорота оказывают эффективное контролирующее воздействие на результирующую траекторию экосистемных преобразований, хотя и здесь роль продукционного и редуционного изоморфизма не остается постоянной. Можно предположить два принципиально различных варианта межпоясных переходов экосистем, которые соответствуют двум альтернативным биоклиматическим трендам — холодно-гумидному и термоаридному.

При первом, холодно-гумидном, варианте (понижении температуры при росте коэффициента увлажнения) суббореальные растительные формации трансформируются в бореальные, и эта тенденция сопровождается ослаблением корректирующей роли автотрофного биогенеза и повышением значимости процессов разложения надземной фитомассы. Иными словами, системообразующая роль продукционного изоморфизма снижается, а деструкционного — возрастает.

В условиях же второго варианта, достаточно сильного и продолжительного термо-аридного сигнала, неизбежна обратная трансформация бореальных экосистем в суббореальные, и здесь деструкционный изоморфизм должен уступать место изоморфизму продукционному.

Если бореальная экосистема отличалась значительной продуктивностью и высокими значениями параметра KY (скажем, пихто-ельники или сосняки южнотаежной подзоны), то ее первоначальные преобразования пойдут по пути наименьших потерь мертвой надземной органики (до состояния смешанных лесов), т.е. при воздействии деструкционного изоморфизма. Однако дальнейшая траектория (уже смешаннолесной экосистемы) станет все больше определяться минимальным шагом изменения (главным образом уменьшения) годового прироста фитомассы, что будет означать приоритетное значение продукционного изоморфизма.

Климатогенные преобразования экосистем, находящихся по обе стороны от природных рубежей наиболее высокого, поясного ранга, должны, по-видимому, определяться соразмерным влиянием обоих типов функционального изоморфизма. Так, переходы широколиственно-хвойных лесов и дубрав в типичную лесостепь будут связаны как с ослаблением автотрофного биогенеза, так и с усилением скорости разложения лесной подстилки. Обратная экзогенетическая траектория может быть обеспечена только повышением продуктивности фитоценозов при одновременном росте подстилично-опадного индекса.

Итак, обе ветви малого биологического круговорота правомерно рассматривать в качестве показателей интенсивности функционирования региональных экосистем. При этом, параметр KY является таким показателем не для любых почвенно-растительных образований, как это обычно принято (Базилевич, Родин, 1969; Дылис, 1978), а только для экосистем бореального пояса, включая зону смешанных лесов. В суббореальном же биоклиматическом поясе, начиная с подзоны широколиственных лесов, ведущим индикатором интенсивности функционирования становится первичная биопродуктивность.

6.5.6. Экологический прогноз в моделях биопродукционного изоморфизма

Широкий диапазон мер сходства продукционных векторов как для растительности, так и для почв Волжского бассейна (от 0,10–0,20 до 0,60–0,70 и более), свидетельствует о весьма контрастных полях функционирования этих парциальных экосистем, что предопределяет изначально высокую избирательность их наиболее предпочтительных взаимных переходов при том или ином гидротермическим сигнале.

Такую избирательность можно вскрыть с помощью известного метода корреляционных плеяд, который позволяет выявить потенциально наиболее реальные направления их функциональных, а затем и структурных преобразований. Очевидно, очагами сети переходов служат максимально изоморфные бинарные связ-

ки — корреляционные плеяды высшего уровня сходства продукционных ниш; они образуют первоочередные цепочки фитоценологических и почвенных трансформаций. По мере снижения изоморфности ниш значимость переходов объектов должна уменьшаться.

На моделях биопродукционного изоморфизма (рис. 6.4) корреляционные плеяды фитоценологических и почвенных единиц выявлены путем задания двух уровней однородности (N):

- 1) при $N > 0,60$ (плеяда первого уровня сходства);
- 2) при $N > 0,40$ (плеяда второго уровня). На втором уровне однородности создается основной фон пространственной дифференциации мер сходства и соответствующих сетей функциональных переходов, между тем как первый уровень формирует своего рода очаги таких переходов.

Обратимся сначала к фитоценологической модели (см. рис. 6.4 а). Здесь на втором уровне сходства формируются две крупные плеяды. Одна из них (плеяда I) охватывает западный, менее континентальный, сектор Волжского бассейна, а другая (плеяда II) — восточный, более континентальный, сектор. В первую ярко выраженную плеяду входят верхневолжские южнотаежные пихто-ельники, средне- и южнотаежные сосняки и широколиственные леса; к ним примыкает также темнохвойная подтайга.

Перечисленные формации, обладая максимальным функциональным изоморфизмом, отличаются наиболее высокой таксономической нормой продуктивности (11,2–11,8 т/га·год), а также весьма растянутыми (до семи позиций вектора-столбца) и взаимно пересекающимися продукционными нишами (см. табл. 6.4). Они функционируют в весьма широком диапазоне ландшафтно-геофизических условий и, следовательно, обладают достаточно высокой устойчивостью.

Можно ожидать, что при повышении температуры вегетационного периода и общем росте атмосферных осадков южнотаежные пихто-ельники бассейна Верхней Волги и Оки сравнительно быстро могут сменяться широколиственно-темнохвойными лесами и даже напрямую — дубо-липняками, а при аридизации климата — сосновыми лесами. В то же время при повышении гумидности климата трансформация сосновых и широколиственно-сосновых формаций в темнохвойно-широколиственные леса будет существенно затруднена; гораздо предпочтительнее окажется замена их чистыми дубо-липняками.

Корреляционная плеяда II охватывает почти весь зональный спектр восточного сектора Волжского бассейна: от камско-печерской южной тайги до восточно-казахстанских степей. Эти группы формаций отличаются пониженной таксономической нормой фитопродукции — от 10,2 т/га·год в южной тайге до 7,1 т/га·год в сухой степи. К тому же фитоценологические единицы здесь имеют гораздо более сжатые векторы продукционных ниш, т.е. сравнительно узкий диапазон свойственного им гидротермического пространства, что указывает на их пониженную устойчивость. По-видимому, они способны трансформироваться раньше и/или быстрее при одних и тех же параметрах геофизического сигнала.

Западный и восточный секторы Волжского бассейна существенно различаются также по меридиональным изменениям оптимума функционирования бореальной фитобиоты (см. табл. 6.4). В направлении от средней тайги к смешанным лесам в Верхнем Поволжье биопродукционный оптимум резко снижается, а в Прикамье — столь же резко возрастает. Максимум первичной продукции создают в первом случае среднетаежные пихто-ельники и сосняки, а во втором — подтаежные широколиственно-темнохвойные леса. Фактор повышенной континентальности климата смещает, таким образом, оптимум функционирования камско-приуральских таежно-лесных формаций к южной границе бореального пояса. И только в северной полосе пояса суббореального в направлении от широколиственных лесов преимущественно западного сектора до заволжских степей прослеживается система однозначного падения продуктивности.

Судя по структуре плеяды II, можно предполагать, что в наиболее континентальном секторе бассейна при изменениях климата от холодного и влажного к теплему и сухому наиболее предпочтительными были в прошлом и будут в дальнейшем процессы прямого остепнения южнотаежнолесных формаций, с заменой пихто-ельников на разнотравно-злаковые сосняки, минуя подтаежную и неморальнолесную стадии.

Еще более отчетливым может оказаться процесс олуговения и остепнения бореальных сосняков, а также средней темнохвойной тайги в западном секторе. При обратном же климатическом тренде должна иметь место активная трансгрессия бореальных лесов в лесостепь и даже в северную степь.

На функциональной модели групп почв (см. рис. 6.4 б) почти все почвенные различия связаны между собой вторым уровнем однородности биопродукционных процессов (при $N > 0,40$), хотя избирательность предпочтительных структурных переходов здесь так же весьма высока. Отчетливо выделяются два очага педогенных трансформаций (с $N > 0,60$), причем возможны существенные «скачки» из одного зонального типа почв в другой, резко отличный от первого.

Главные переходы следует ожидать в зональном спектре почв от южной тайги до типичной лесостепи. При изменениях климата в сторону повышения температур и уменьшения увлажненности наиболее высокопродуктивные дерново-подзолистые иллювиально-железистые почвы южной тайги и подтайги, а также светлосерые лесные почвы дубо-липняков (см. табл. 6.5) должны заменяться гораздо менее продуктивными лесостепными оподзоленными и выщелоченными черноземами. Более того, тенденцию перехода к оподзоленным черноземам могут обнаруживать даже мелко- и средне-подзолистые почвы средней тайги (наряду со сменой их дерново-подзолистыми почвами).

В свою очередь, южнотаежные и подтаежные дерново-подзолистые почвы будут заменяться серыми лесными, а также переходными подзолисто-бурыми почвами. Обратную трансформацию почвенных разностей следует ожидать главным образом под действием роста атмосферного увлажнения. На этом динамическом фоне функционально обособленными оказываются обыкновенные и южные черноземы и темнокаштановые почвы северной и южной (сухой) степи.

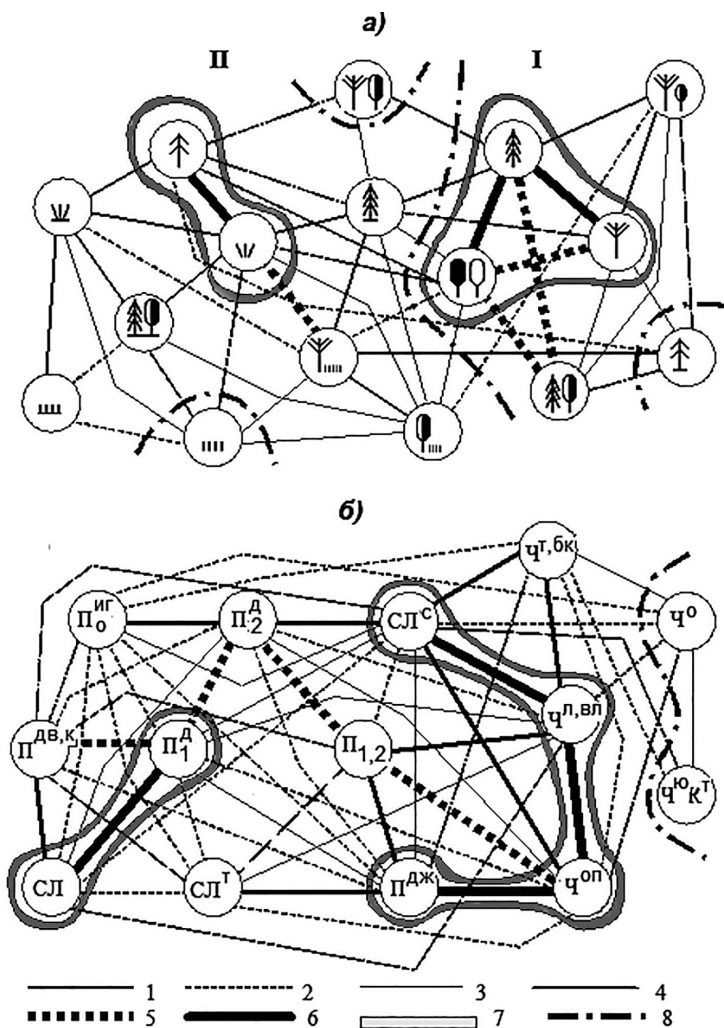


Рис. 6.4. Корреляционные плеяды классов растительных формаций (а) и групп почв (б) Волжского бассейна по мерам сходства векторов их частных коэффициентов связи с первичной биопродуктивностью.

Условные обозначения. Меры сходства: 1 — 0,11–0,20; 2 — 0,21–0,30; 3 — 0,31–0,40; 4 — 0,41–0,50; 5 — 0,51–0,60; 6 — 0,61–0,70. Границы уровней однородности: 7 — первого (>0,60), 8 — второго (>0,40).

6.5.7. Некоторые выводы

В свое время Н.В. Тимофеев-Ресовский дал широкую трактовку дарвиновской теории естественного отбора видов, распространив ее на популяции и

биогеоценозы и указав, что отбор этих биохорологических систем совершается по признакам их приоритетного вклада в скорость и непрерывность общего круговорота вещества (Тюрюканов, 2001). Изложенные нами представления о функциональном изоморфизме экосистем как о «приводном» механизме их климатогенных преобразований вполне соответствует теоретическим положениям Тимофеева-Ресовского. Как подчеркивал В.Н. Сукачев (1975), изучение борьбы за существование в растительных сообществах и их естественного отбора является прямой задачей экспериментальной фитосоциологии. По-видимому, есть основания использовать эти положения в качестве рабочей гипотезы при ландшафтно-экологическом прогнозировании. Если произошли существенные изменения гидротермических условий, то естественный отбор природных экосистем будет идти по линии развития тех из них, которые быстрее других обеспечивают замкнутость процессов метаболизма на новом вещественно-энергетическом уровне. При этом, исходя из мер функционального изоморфизма экосистем, мы можем упорядочить по времени различные варианты переходов, выделив среди них первоочередные и второстепенные, и получить, таким образом, более детальное представление о траекториях экосистемных преобразований.



Глава 7

ПРОГНОЗНЫЕ СЦЕНАРИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ЛАНДШАФТНО-ЗОНАЛЬНЫХ СИСТЕМ ВОЛЖСКОГО БАССЕЙНА

7.1. Состояние вопроса

Эколого-географическое прогнозирование включает две составляющие — собственно географическую и экологическую. Географический прогноз есть научно обоснованная разработка представлений о состоянии и свойствах будущих природных комплексов (геосистем), а также их отдельных компонентов в связи с целенаправленным или непреднамеренным воздействием на них человека, с учетом тех экономических и социальных аспектов, которые касаются их влияния на природу (Сочава, 1974, 1978; Исаченко, 1980а, и др.).

Главной целью географического прогнозирования являются: 1) оценка общей направленности (характера, тренда) и степени ожидаемых изменений природной среды; 2) определение во времени хода этих изменений, а также эффекта их дальнего действия на основе изучения взаимосвязей и взаимозависимостей отдельных элементов геосистем в прошлом и настоящем, а также в связи с появлением новых природных явлений и процессов (Симонов, 1990). Среди географических прогнозов выделяют отраслевые (климатические, гидрологические, биогеографические и т.п.) и комплексные (ландшафтно-географические), причем отраслевые прогнозы не могут быть достаточно надежными, если они не согласованы с комплексным географическим прогнозом. Только комплексный (ландшафтный) подход способен выявить общую прогнозную ситуацию, необходимую для решения частных задач прогнозирования.

Экологический аспект эколого-географических прогнозов, будучи биоцентрическим по своей сущности, концентрирует внимание на изменении тех ландшафтных связей, которые замыкаются так или иначе на почвенно-биотическом ядре гео(эко)-систем и являются для него, так сказать, прямодействующими. При экологическом подходе, таким образом, более целенаправленно анализируются будущие отношения прогнозируемого объекта с окружающей его средой (Сочава, 1970; Герасимов, 1985). В этих отношениях приоритетным является изучение вещественно-энергетических, а также информационных потоков в системе объ-

ект – среда, с построением соответствующих структурно-функциональных моделей. Последние должны описывать определенную систему ландшафтных связей, в которой учитывается экологический эффект не только непосредствующих, но и отдаленных (опосредованных) факторов. Следовательно, здесь экология используется как специфический общенаучный подход к изучению всех проблем, касающихся жизни и среды, включая и те, которые относятся к человеческому обществу. А.А.Тишковым (1988) очерчена достаточно подробная схема исследования биоты для целей географического прогнозирования, с учетом не только прямого влияния на нее абиотической среды, но и обратного средообразующего воздействия живого вещества.

Использование экологических принципов в географическом анализе вскрывает новые пласты знаний о системе природа–общество, поэтому успехи дальнейшего развития географии тесно связаны с перспективами ее «биологизации» (Саушкин, 1980). В современном синтезе экологии и географии сформировались два основных направления: экология ландшафтов и экология человека, — которые несомненно должны найти соответствующее отражение в эколого-географическом прогнозировании. Оба эти направления «...взаимосвязаны и могут рассматриваться как аналитические ступени единого по своей сути географического исследования нашей планеты» (Сочава, 1970, с. 5). Конструктивная роль экологизации мышления в природоведческих отраслях географии состоит, прежде всего, в том, что происходит сдвиг от задач научного обоснования и содержания мониторинга к прогнозированию состояния природной среды, а в дальнейшем к проектированию новых устойчивых состояний и управлению природными процессами (Преображенский и др., 1997).

Среди глобальных экологических проблем современности важное место занимает, прогноз экологических последствий предстоящего (и уже по существу начавшегося) глобального потепления климата, которое будет вызвано техногенным ростом содержания углекислого газа, метана, фреонов и других парниковых газов в атмосфере. Существует обоснованное мнение о том, что еще до конца нашего столетия этот антропогенный фактор изменений климата будет преобладать над естественными факторами его низкочастотных колебаний. Характерное время технологических процессов намного меньше времени естественных процессов, происходящих в биосфере. Ввиду такого рассогласования временных масштабов природные процессы и явления не успевают приспособляться к новым условиям, связанным с развитием техники, что и может привести к нарушению стабильности всей биосферы (Котляков, 1992; Заварзин, Котляков, 1998; Кондратьев, Демирчян, 2000; *Global Change...*, 2001; и др.).

Современная экология располагает значительным арсеналом теоретических положений и методических приемов, однако вопросы геоэкологического прогнозирования освещены еще крайне недостаточно. Прежде всего, это связано со слабой разработкой системного подхода к анализу природных процессов и явлений (Сочава, 2005). Вследствие несовершенства методов изучения организа-

ционных и конструктивных связей в гео(эко-)системах прогнозирование реакций этих систем на климатические и антропогенные воздействия остается нередко проблематичным.

Известно, что глобальные биосферные процессы зарождаются в конкретных регионах, поэтому региональный подход к изучению этих процессов становится наиболее эффективным путем выявления кризисных экологических ситуаций и поиска путей их ликвидации (Сочава, 1978; Колосов, Сдасюк, 1992). Это стратегическое направление отражено в «Международной геосферно-биосферной программе» (Котляков, 1992, 2001), которая сосредоточена на естественно-исторических аспектах глобальных изменений. Она предусматривает разработку сценариев ближайшего будущего биосферы на основе физических моделей, описывающих базовые процессы и явления. Геоэкология, несомненно, находится в фокусе данной программы.

В последние десятилетия в нашей стране и за рубежом резко возросло число публикаций, посвященных этой проблеме (Будыко, 1971, 1980; Emanuel et al., 1985; Предстоящие..., 1991; Кобак, Кондрашева, 1992; Leemans, 1992; Printice et al., 1992; Вудуэлл, 1993; Climate..., 1996; Изменение..., 2003; Кобак и др., 2002; Мохов и др., 2005; и др.). В исследованиях используются как расчетные (теоретические) прогнозные модели, основанные на системе общей циркуляции атмосферы (Climate..., 1996; Alcamo et al., 1998; и др.), так и палеогеографические сценарии (прежде всего оптимумов голоцена и микулинского межледниковья), рассматриваемые в качестве аналогов ландшафтно-экологических условий будущего (Будыко, 1980; Величко, 1991; и др.).

Однако эти палеопрогнозные разработки носят весьма схематичный характер и нацелены главным образом на оценку общего будущего состояния биосферы как планетарной системы. Соответственно и масштабы приведенных в них карт составляют не более 1 : 30–40 000 000, а сам эколого-географический прогноз ограничивается грубым показом изменений границ природных зон, ареалов некоторых лесообразующих пород и сельскохозяйственных культур, а также весьма приблизительных величин продуктивности фитобиоты.

Региональный уровень прогнозов освещен крайне недостаточно, несмотря на то, что сам глобальный мониторинг наиболее актуален и реально осуществим в масштабе именно экологических регионов. Этот недостаток связан как с дефицитом регионального фактического материала, так и с самими методическими трудностями перехода от глобального биоклиматического прогноза к региональному, ввиду многозначности реакции зонально-региональных типов почвенно-растительного покрова и экзогенных процессов на одно и то же фоновое климатическое воздействие.

Нельзя не согласиться с В.М. Котляковым в том, что «...математическое моделирование, успешно работавшее на уровне глобальных моделей, оказалось в затруднении на региональном уровне» (2001, с. 139). Как отмечал В.Б. Сочава, «для интегрального географического прогноза, для предвидения геосистемы будущего

слабо разработана теоретическая база, в частности системный подход к анализу географических явлений (2005, с. 26).

Наши многолетние исследования показали достаточно высокую эффективность ландшафтно-экологических прогнозных моделей с территориально распределенными параметрами (Коломыц, 1995, 2003, 2008; Залиханов и др., 2010). Эти модели входят в методический арсенал экспериментальной географической экологии. Основанные на эмпирически установленных закономерностях климато-генных изменений в структуре и функционировании природных комплексов, они позволяют получить такую развертку ландшафтно-геофизических связей, которая обеспечивает широкое использование метода актуализма в численном экологическом прогнозировании на основе свойств самоподобия зонально-региональной биоклиматической системы. Уже первые результаты поиска в этом направлении показывают (Коломыц, Розенберг, 2004; Коломыц, 2006, 2008), что локально-региональное разнообразие отклика на глобальные климатические сигналы определяется не только вертикальными, но и горизонтальными (межкомплексными) связями, в том числе эффектами парагенетического взаимодействия гео(эко-) систем на мезо- и микрокатенах, а также характером и контрастностью почвенно-фитоценологических рубежей. При этом, в отличие от имитационных моделей, носящих априорный характер, при ландшафтно-экологическом, по существу апостериорном, моделировании материалы натурных исследований используются не в качестве проверки тех или иных расчетных данных, а как фактологическая база самого моделирования, что сводит к минимуму влияние фактора субъективности при построении модели.

Ландшафтный подход к экологическому прогнозированию предусматривает «...будущие пространственные соотношения между геосистемами» (Сочава, 2005, с. 25), в данном случае — выявление геосистемного многообразия ответной реакции природных комплексов разного масштаба на фоновые климатические воздействия. Система ландшафтных связей вскрывает локальные и региональные механизмы пространственной организации природных комплексов, основные черты их структуры и функционирования, отображающие разномасштабные закономерности круговорота тепла, влаги и органического вещества. Центральное место в этих связях занимает первичная биологическая продуктивность как интегральный ландшафтно-геофизический показатель состояния природных комплексов, согласно (Арманд, 1967). Такой подход позволяет выявить те передаточные звенья малого биологического круговорота, которые могут обеспечить устойчивость наземных экосистем к грядущим изменениям климата.

Ландшафтно-экологический прогнозный анализ основывается на построении дискретных эмпирико-статистических моделей природных экосистем (см. Главу 6). В региональном масштабе такой метод моделирования позволяет использовать для прогнозных построений обширный аналитический и картографический материал по состоянию и динамике различных геокомпонентов и самих ландшафтных систем. На локальном же уровне дискретные модели создаются на основе непо-

средственно собираемой в поле массовой информации при сохранении статистических методов ее анализа. С их помощью даются прогнозные вероятностные оценки закономерностей поведения биотических сообществ в различных геоморфологических и эдафических условиях того или иного экорегиона.

Что же касается ретроспективных прогнозов, то здесь необходимо отметить приоритет отечественной географии (Будыко, 1971, 1980; Палеогеография..., 1982; Изменения..., 1999; Величко, 2010). Существенные шаги в оценке региональных проявлений глобальных процессов, с комплексированием теоретических моделей и палеореконструкций, были сделаны в работах (Величко, 1991, 2002, 2006). Вместе с тем, очевидно, что палеоклиматические реконструкции, играющие несомненно важную роль в корректировке глобальных численных климатических прогнозов, с которыми они имеют примерно одинаковый уровень пространственного разрешения (до ранга субконтинентов и географических поясов), становятся малопродуктивными на региональном и тем более локальном уровнях. Численные прогнозно-климатические эксперименты в этом масштабе не могут быть адекватно верифицированы палеоклиматическими реконструкциями, в силу того, что на моделируемых территориях, как правило, отсутствует кондиционное число точек с палинологическими данными. Соответственно, затруднен и палео-ландшафтный контроль численных результатов прогнозного экологического моделирования, вскрывающего возможные тенденции внутренних структурных преобразований природных зон и подзон, физико-географических провинций и самих региональных ландшафтов. Прогнозируемая с помощью расчетов даже самая общая ландшафтно-экологическая ситуация оказывается в территориальном отношении полнее и разнообразнее той картины, которую способны дать сами по себе палеогеографические аналоги, основанные на редкой сети единичных опорных разрезов.

Наряду с этим следует отметить подмеченные С.М. Разумовским (1981) следующие методические недостатки палеогеографических реконструкций, осуществляемых обычно по споро-пыльцевым спектрам, взятым из разрезов торфяников, т.е. из экстремально гидроморфных местообитаний данного экорегиона. Во-первых, биоклиматическая интерпретация споров-пыльцевых спектров априори предполагает, что каждое звено вертикального разреза, описывающего фитоценологический экзогенез (ту или иную географическую смену), характеризует климаксовое состояние растительности. Между тем, на фоне каждой такой географической смены идут полные периоды экогенетических (демутационных) сукцессий, вполне сопоставимые, например, с климатическими периодами голоцена (около 1000 лет и более). Следовательно, по спорово-пыльцевым спектрам нельзя однозначно судить о тысячелетних, а тем более о столетних, колебаниях климата, поскольку в каждом случае смена климатических условий наступает раньше, чем процесс экогенеза достигнет климаксовой стадии

Во-вторых, вековые и сверхвековые климатические флуктуации реально скрываются на растительных сообществах ксеро- и мезоморфных местообитаний, в

то время как гидромофрные местоположения с торфяными болотами, откуда как раз и берутся образцы на споров-пыльцевой анализ, гораздо более индифферентны к внешним гидротермическим сигналам. Это существенно снижает репрезентативность самой палеореконструкции.

Итак, на повестке дня стоит проблема создания региональной палео-прогнозной концепции. Один из вариантов такой концепции разработан нами на примере основного водосбора Волжского бассейна, который оказался подходящим объектом для создания региональных палео-прогнозных моделей с достаточно большим пространственным разрешением. На эту центральную часть Русской равнины уже имеется весьма обширный банк гидро-климатической информации, с данными о колебаниях климата в историческом прошлом. Кроме того, наличие для Средней полосы Русской равнины ряда опорных разрезов со спорово-пыльцевыми спектрами позволяет восстановить палеоклиматические условия региона с пространственно распределенными параметрами. Эти материалы дают возможность оценить современные ландшафтно-геофизические связи и наметить их наиболее вероятные значения как в геологическом прошлом, так и в ближайшем будущем.

В палео-прогнозной концепции по Волжскому бассейну и его окружению рассмотрены ландшафтно-экологические сценарии ближайшего будущего региона и их палеогеографические аналоги как единая система глобальных изменений природной среды. Это единство обусловлено тем, что прогнозные и палеогеографические сценарии рассчитаны по одной и той же методике регионального ландшафтно-экологического прогнозирования (Коломыц, 2005), что позволило более адекватно представить эти сценарии в общей системе глобальных изменений.

Исследованы причинные механизмы сдвига ландшафтно-зональных условий и соответствующих изменений в почвенно-растительном покрове при заданных сценариях возмущающих воздействий климатической системы, которые ожидаются в обозримом будущем (до середины XXI века) и аналоги которых могли иметь место в геологическом прошлом — в оптимуме микулинского межледникового (120–130 тыс. л.н.) и голоцена (5–7 тыс. л.н.). С этой целью были разработаны региональные аналитические и картографические (в масштабе 1 : 2 500 000, т.е. в гораздо более крупном, чем это делалось до сих пор) прогнозные модели ландшафтно-экологических условий, а также модели двух указанных палеогеографических срезов.

7.2. Обзор известных сценариев глобального антропогенного потепления

Рассмотрим основные показатели климатического прогноза для Русской равнины и северного макросклона Большого Кавказа на основе известных литературных материалов. Следует сразу отметить, что в большинстве прогнозов глобального потепления не учитываются поправки на возможные естественные

флуктуации климата, обусловленные преимущественно солнечно-земными связями и их отображением в циркуляции атмосферы. Достаточно хорошо разработанная и общепринятая концепция предстоящего глобального потепления, основанная исключительно на зависимости планетарного климата Земли от содержания парниковых газов (и в первую очередь CO_2) в атмосфере, получила наиболее стройное и законченное воплощение в трудах М.И. Будыко (1971, 1980, 1984). Однако уже вскоре эта концепция подверглась весьма серьезной и обоснованной критике (Борисенков, Кондратьев, 1988), которая в последние годы приобретает все большее число сторонников как в нашей стране, так и за рубежом (McIntyre S., McKittrick, 2003; Демирчян и др., 2006; Даценко, Сонечкин, 2009). Оппоненты теории парникового эффекта атмосферы как первопричины глобальных потеплений на Земле приводят не менее убедительные доказательства приоритетного воздействия колебаний Солнечной активности на климатические изменения не только в геологическом и историческом прошлом, но и в течение последних 100 лет, подвергая сомнению и тезис об исключительной роли круговорота углерода в уже начавшемся в последние десятилетия глобальном потеплении (Кислов, 2006). Теория биотической регуляции окружающей среды В.Г. Горшкова (Горшков, 1995; Горшков и др., 1999), основывающаяся на глобальном парниковом эффекте атмосферы, так же вызывает определенные критические замечания (Глазовский, 2004).

Во всяком случае, вполне справедливым представляется мнение о том, что во всех известных глобальных прогнозно-климатических моделях семейства общей циркуляции атмосферы AOGSMs (Santer, 1985; Предстоящие..., 1991; Solomon et al., 1993; Climate..., 1996; Мохов, 2006; Hansen et al., 2007 a, b; и др.) недостаточно учитываются механизмы солнечно-земных связей, которые могут внести существенные поправки в эти модели.

Тем не менее имеющиеся к настоящему времени фактические данные так или иначе «работают» на концепцию парникового эффекта. В частности, установлено, что техногенные изменения химического состава атмосферы вызвали в последние десятилетия такие планетарные климатические сдвиги, которые соразмерны по своей амплитуде с вековыми и даже сверхвековыми естественными колебаниями климата (Climate..., 1996; Будыко, 2002; Груза, Ранькова, 2006; и др.). В конце 50-х годов XX в. концентрация CO_2 в атмосфере равнялась 315 ppm, а к 2000 г. она достигла 368 ppm (Изменение..., 2003). За этот же период происходил рост коэффициента корреляции между реальной обстановкой и модельными аномалиями, что подтвердило гипотезу о влиянии антропогенных факторов на современную планетарную климатическую обстановку (Кислов, 2006).

По данным ВМО, в 2016 г. средняя концентрация CO_2 превысила уровень 403 ppm, что на 45% превышает его концентрацию в доиндустриальный период (1750 г.). Темпы роста концентраций углекислого газа в атмосфере за последние 70 лет почти в сто раз превысили аналогичные темпы роста в конце последнего ледникового периода. Насколько можно судить по данным прямых и косвенных

наблюдений, такие резкие изменения уровней CO_2 в атмосфере никогда ранее не наблюдались. «Текущие уровни CO_2 соответствуют климату в “равновесном” состоянии, в последний раз наблюдавшемуся в среднем плейстоцене (3–5 млн л.н.), климату, который был на 2–3 °С теплее и при котором таяли Гренландский и Западно-антарктический ледяные щиты и даже была утеряна часть Восточно-антарктического щита, что привело к повышению уровня моря на 10–20 м по сравнению с сегодняшним», — говорится в отчете ВМО.

Как видим, влияние парникового эффекта становится не только значительным, но и определяющим. Доказательством может служить также следующий факт. Современное глобальное потепление охватило только тропосферный слой и не распространилось на стратосферу, что не соответствует ходу естественных колебаний климата (Глобальное..., 1993). Сопоставление многолетнего хода реальных аномальных отклонений температуры за период 1850–2000 гг. с результатами моделирования естественных колебаний климата (Изменение..., 2003) показало резкое их расхождение. Для периода после 1970 г. модельные сценарии дали понижение глобальной температуры на 0,3° (нисходящая ветвь очередного векового цикла климатических колебаний), между тем как на самом деле произошло беспрецедентно резкое, экспоненциальное ее повышение — на 0,7°. Только одновременный учет совместного воздействия природных и антропогенных факторов позволил получить согласованную картину реальных и расчетных изменений температуры за последнее 40-летие.

В работе (IPCC, 2001) приведены результаты математического моделирования климата за то же 150-летний период при различных вариантах учета изменений солнечной постоянной, а также содержания вулканического аэрозоля и CO_2 в атмосфере. Модели показали, что «...современный климатический режим коренным образом отличается по своим статистическим показателем от климата предшествующих эпох» (Кислов, 2006, с. 127). Вступил новый климатообразующий фактор — антропогенный, однако все же нет достаточных доказательств подавляющего влияния этого фактора в будущем.

Согласно геохимическим прогнозам, к концу нашего столетия нижний предел концентрации диоксида углерода в атмосфере может достигнуть 540 ppmv, что составит двукратное ее превышение по сравнению с доиндустриальным периодом. Климатические прогнозы, основанные на сценариях техногенных выбросов парниковых газов в атмосферу, предполагают повышение средней глобальной температуры поверхности Земли в пределах 1,4–5,8° за период с 1990 по 2100 г., что в 2–10 раз больше величины потепления, произошедшем в XX в. (Изменение..., 2003).

Оппоненты теории решающего антропогенного фактора в современном глобальном потеплении в качестве одного из доказательств приводят сходство температурных амплитуд в северном полушарии за последние десятилетия с изменением температуры при переходе от средневековой теплой эпохи к «малому ледниковому периоду» (Даценко, Сонечкин, 2009). Подчеркивается также, что

данный переход хорошо коррелирует со сверхвековой динамикой солнечной активности. Однако при этом обходят молчанием следующее обстоятельство. По отношению к настоящему периоду речь идет не столько о величине потепления, сколько о скорости этого процесса, которая оказалась беспрецедентной. В текущем столетии ожидаются самые высокие темпы глобального потепления за последние 10 000 лет (Изменение..., 2003), что уже само по себе должно иметь серьезные экологические последствия.

В докладе Межправительственной группы экспертов по изменению климата (IPCC) ООН, распространенном 8 октября 2018 г., указывается, что «... мир должен сделать усилие и сдержать его на уровне не выше 1,5 градусов Цельсия по сравнению доиндустриальной эпохой. Этого порога Земля может достигнуть уже в 2030 году. Если температура и дальше будет расти, Землю ожидают потери экосистем и катаклизмы планетарного масштаба. Уже сейчас ученые фиксируют повышение температуры примерно на один градус. Следствием этого являются экстремальные погодные условия, повышение уровня моря и таяние ледников».

В свое время на основе имеющейся модели общей циркуляции атмосферы и по палеоклиматическим данным М.И. Будыко (1980) предположил, что при удвоении концентрации CO_2 в атмосфере по сравнению с индустриальным периодом на территории основного водосбора Волжского бассейна средняя температура приземного слоя воздуха должна повыситься в январе на 10–12° С, а в июле — на 3–5° С. При этом произойдет увеличение годового количества осадков на 250–280 мм в средней и южной тайге территории бывшего СССР и на 150–200 мм в лесостепной зоне. На широтах Большого Кавказа и юга Европейской части России январское и июльское повышение температуры может составить соответственно 3,8–4,0° С и 1,5–2,0° С, при небольшом росте годовой суммы атмосферных осадков (до 200 мм). На каждый 10 %-ный прирост содержания CO_2 в атмосфере предполагается повышение глобальной температуры на 0,3° С.

Для сравнения отметим, что в неогене (миоцене) на территории северокавказских предгорий средняя температура самого холодного месяца была выше современной на 10–15° С, а самого теплого — на 2–4° С (Зубаков, 1993). В микулинское межледниковье плейстоцена (100–120 тыс. лет назад) эти характеристики были равны соответственно 3–5° и 0–2° С (Палеогеография..., 1982). Наконец, в конце атлантического времени (климатического оптимума) голоцена (5–6 тыс. лет назад) и в архызский период исторического времени (в VIII–XII вв. н.э.) средняя годовая температура была выше современной на 2–3° С (Тушинский, 1969). Таким образом, в отношении термических условий наиболее близкие палеогеографические аналоги будущих состояний ландшафтов можно искать в периоды климатических оптимумов плейстоцена и голоцена.

М.И. Будыко (1977, 1980) считал, что удвоение концентрации CO_2 в атмосфере произойдет уже к 2050 г., однако в последнее время этот срок отодвигается на начало XXII столетия (Изменение..., 2003; Кислов, 2006; и др.). При этом предполагается повышение температуры в различных регионах Земного Шара от

0,6° до 7,0 °С (Голубев, 1999), с одновременным ростом осадков на 10–30% (Состояние..., 2001). В связи с этим для заинтересованного читателя необходимо напомнить, что в наших монографиях (Коломыц, 2003, 2005, 2008) и многочисленных статьях тех же лет мы исходили из климатической модели Будыко, поэтому рассматриваемые нами прогнозные сроки теперь следует сдвинуть на 40–50 лет вперед (2010 → 2050; 2030 → 2075; 2050 → 2100 гг.).

Следует отметить, что непрекращающиеся дискуссии по поводу первопричин современного глобального потепления не имеют прямого отношения к нашему исследованию. Насколько данное потепление является антропогенно обусловленным — это чисто атмосферно-геофизическая проблема, выходящая далеко за рамки стоящих перед нами прогнозно-экологических задач, решение которых связано с поисками ответов на вопрос «что будет, если...» независимо от причин изменений климата. Все дело лишь в том, что глобальные прогнозно-климатические модели, основанные на концепции антропогенного потепления, описывают по градусной сетке Земного шара определенные гидротермические сценарии на конкретные прогнозные сроки, и эти данные можно использовать для ландшафтно-экологических прогнозов по тому или иному региону. Других исходных материалов для прогнозных построений просто нет.

В качестве базового периода нами принят 100-летний интервал (1881–1985 гг.) инструментальных наблюдений гидрометеосети, результаты которых представлены в виде многолетних климатических норм в «Справочниках по климату СССР», опубликованных в 1963–1965 гг., и в «Научно-прикладном справочнике по климату СССР» (1992 г.).

Начало прогнозного периода, характеризующее уже современное глобальное потепление, относится ориентировочно к 1990 г. (Коломыц, 2008). По данным МГЭИК (Тарко, 2005), которые, впрочем, подвергаются сомнению (Демирчян и др., 2006), после 1976 г. изменчивость климата превысила его естественные колебания за последние 1000 лет. Начиная с 1985 г. шло прогрессирующее повышение среднегодовой температуры, оставившее далеко позади предшествующие экстремумы базового периода, и это позволяет говорить о современном глобальном потеплении беспрецедентного масштаба. На территории Европейской России интенсивность потепления за 100-летний период 1899–1999 гг. составила 0,9°, при статистически недостоверном изменении атмосферных осадков (Состояние..., 2001). В течение второй половины XX в. отмечен существенный тренд засухливости климата, особенно в теплый период года (Груза, Ранькова, 1998).

Повышение средней июльской температуры на 1,5 °С должно дать увеличение суммы биологически активных температур в равнинных, предгорных и низкогорных ландшафтах Европейской России на 300 °С, в средне- и высокогорных — на 400 °С и в высокогорных ландшафтах (в среднем выше 2000 м) — на 350 °С. При росте же средней температуры июля на 2° суммы температур повышаются на 400 °С 500 °С и 450 °С соответственно. На Большом Кавказе средняя январская температура должна повыситься на 1,5–2 °С, за исключением, по-видимому,

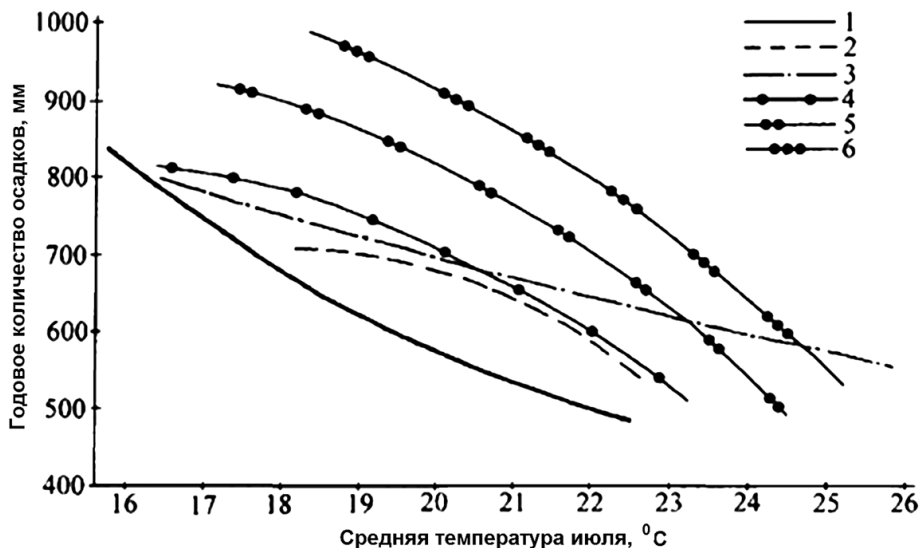


Рис. 7.1. Пространственные связи средней температуры июля и годового количества осадков для различных палеоэпох и прогнозных сроков.

Временные срезы: 1 — современные условия; 2 — оптимум голоцена; 3 — оптимум миклулинского межледникового. Прогнозы по модели GISS-1993 на 2050 г. (4), 2075 г. (5) и 2100 г. (6).

наиболее холодных высокогорных ландшафтов — субальпийских, альпийских и субнивальных, где зимнее потепление может оказаться более слабым.

Приведенные данные климатического прогноза 30-летней давности имеют исключительно исторический характер и полезны лишь в том, чтобы сравнить их с излагаемыми ниже новыми региональными прогнозами, дающими несравнимо более разнообразную картину ожидаемых климатических изменений в условиях как равнинного, так и глубоко и сложно расчлененного горного рельефа.

7.3. Общие гидротермические условия настоящего, прошлого и будущего

Идеологической основой палеогеографического и прогнозного ландшафтно-зонального картографирования стало фундаментальное положение физической географии и глобальной экологии о тесной связи природной зональности с соотношением тепла и влаги (Григорьев, 1966; Будыко, 1971; Волобуев, 1973). В качестве последнего нами использован коэффициент увлажнения Высоцкого–Иванова ($K_{увл}$) как наиболее известный в отечественной литературе.

Для экологических палеореконструкций и прогнозов весьма важно оценить, насколько современный характер территориальных связей температуры и осадков

был свойствен прошлому и сохранится в будущем. Обычно для сценариев антропогенного потепления климата оптимум голоцена считается аналогом 2010 г., а оптимум микулинского межледниковья — как аналог 2030-х гг. За пределами 2050 г. ожидается наступление климатических условий, близких к позднему плиоцену.

Нам впервые удалось сопоставить между собой палеогеографические и расчетно-прогнозные сценарии климатических условий (рис. 7.1). Оказалось, что на Русской равнине для всего палео-прогнозного тренда характерна обратно пропорциональная статистическая связь летних температур и годовых осадков: более теплые районы всегда были и будут более сухими и — наоборот. Следовательно, в верхнем плейстоцене и в голоцене действовал такой же климатообразующий механизм атмосферной циркуляции на всей обширной территории Восточно-Европейского субконтинента, как и в настоящее время, и этот механизм, по-видимому, сохранится в ближайшие десятилетия. Эти свойства самоподобия региональной гидро-климатической системы позволяют использовать метод актуализма для построения как палеогеографических, так и прогнозных сценариев ландшафтно-экологических условий на основе современных гидротермических связей.

Более того, есть возможность предсказывать в первом приближении изменения годового количества осадков как наименее надежного в прогнозе климатического параметра (Будыко, 1980; Santer, 1985) по динамике средней температуры июля с помощью следующей эмпирической зависимости:

$$r_{\text{год}} = 11,22 t_{\text{июля}}^{-1,628}, \text{ при } R = 0,79.$$

Прогнозируемые на основе построенных нами климатических карт (см. Коломыц, 2005) пространственные связи температуры июля и годовой суммы осадков имеют в целом линейный характер:

$$\text{а) для 2010 г. } r_{\text{год}} = 1766 - 53,37 t_{\text{июля}}; R = 0,86; R^2 = 0,74; \quad (7.1)$$

$$\text{б) для 2030 г. } r_{\text{год}} = 2235 - 70,97 t_{\text{июля}}; R = 0,87; R^2 = 0,76; \quad (7.2)$$

$$\text{при этом } t_{\text{июля}} = 28,9 - 0,0107 r_{\text{тп}}; R = 0,86; R^2 = 0,74; \quad (7.3)$$

$$\text{в) для 2050 г. } r_{\text{год}} = 2403 - 73,5 t_{\text{июля}}; R = 0,86; R^2 = 0,74. \quad (7.4)$$

Оптимум голоцена отличается параболической связью:

$$r_{\text{год}} = 301,2 t_{\text{июля}} - 8,312 t_{\text{июля}}^2 - 2025; R = 0,82; R^2 = 0,67. \quad (7.5)$$

Наконец, для микулинского климатического экстремума наиболее точной оказалась экспоненциальная зависимость:

$$r_{\text{год}} = \exp(7,265 - 0,0366 t_{\text{июля}}), \text{ при } R = 0,88 \text{ и } R^2 = 0,77. \quad (7.6)$$

Положительные термические аномалии теплой половины года сопровождались в прошлом и будут сопровождаться в дальнейшем большим или меньшим, но практически повсеместным для данной территории увеличением атмосферного увлажнения. Это характерно не только для микулинского межледниковья и прогнозируемых (по модели GISS) сроков до 2100 г., но и для климатического оптимума голоцена. Если первое согласуется с общепринятым мнением, то второе

достаточно неожиданно. Обычно считается, что атлантический период голоцена в средней полосе Русской равнины был теплее, но большую часть времени суше современного (Палеогеография..., 1982; Величко, Климанов, 1990). Однако полученные нами данные не подтверждают этого. На основном водосборе Волжского бассейна голоценовый климатический оптимум отличался от современного периода, по-видимому, не только более высокой температурой, но и большим годовым (и соответственно летним) количеством осадков.

Установлено также, что в пределах лесных зон бореального пояса Русской равнины, где средние июльские температуры в прошлом не поднимались выше 20 °С, климатические условия оптимумов голоцена и микулинского межледникового были весьма близки между собой, правда, с несколько большим годовым количеством осадков в микулинскую эпоху. Кроме того, гидротермические параметры по модели GISS для прогнозного срока 2050 г. оказываются сходными не столько с климатическим оптимумом голоцена, сколько с микулинским оптимумом, на что указывает более высокое атмосферное увлажнение при тех же летних температурах. И только для лесостепи и северной степи суббореального пояса оптимум голоцена можно принять в качестве палеоаналога 2010-х гг. Наконец, климатические расчеты по модели GISS для 2075 г. дают гораздо большее годовое количество осадков по сравнению с микулинским оптимумом не только для лесных зон бореального пояса, но и для всей суббореальной лесостепной зоны, причем эта разница возрастает в направлении с юга на север.

7.4. Материалы и методика палео-прогнозного анализа

В известных экологических прогнозах на крупные регионы сопоставление будущей биоклиматической зональности с ее современной картиной проводится главным образом по коренной растительности, экзогенная динамика которой наиболее адекватно отображает климатические изменения (Сукачев, 1972). В нашем анализе операционными единицами растительного покрова послужили представленные на геоботанической карте Европейской России (Котова, 1987) группы коренных фитоценозов. Согласно Сочаве (1979), эти единства относятся к классам (и подклассам) растительных формаций, которые являются региональными вариантами (например, восточноевропейскими или камско-печерскими) типов и подтипов растительности (среднетаежного, подтаежного и т.д.).

Использован также обширный банк гидро-климатической информации — данных многолетних наблюдений гидрометсети региона по средним температурам января и июля, а также по годовому и сезонному количеству осадков. Именно такие параметры составляют обычно основу климатических прогнозов. Исходя из этого, по эмпирическим формулам были рассчитаны и закартированы базовые и прогнозируемые значения годовой испаряемости и эвапотранспирации, радиационного индекса сухости Будыко, годового и летнего коэффициента увлажнения и других гидротермических параметров (Коломыц, 2005).

Для сопоставления современных региональных ландшафтно-геофизических связей с палеогеографическими и прогнозными построениями в свете глобальных изменений климата нами были построены 30 ландшафтно-геофизических карт в масштабе 1:2 500 000, отображающих различные звенья круговорота и трансформации солнечной энергии и атмосферной влаги за базовый период гидрометеорологических наблюдений 1881–1965 гг. (см. Коломыц, 2005). Наличие на территорию Волжского бассейна 170 метеостанций и более 300 постов позволило получить сеть современных гидро-климатических данных со средним шагом 75–80 км (для осадков — 30–40 км), что вполне допустимо для равнинной территории в данном масштабе. Запасы влаги в почве брались по данным 120 агрометеостанций. Аналогичные гидро-климатические карты были построены нами для микулинского межледниковья (125 тыс. лет назад), оптимума голоцена (5–6 тыс. лет назад), а также для трех прогнозных сроков по модели GISS-1993 — 2050, 2075 и 2100 гг.

Прогнозные ландшафтно-экологические оценки и палеореконструкции проведены с помощью базовых (осредненных за период инструментальных наблюдений гидрометсети 1881–1980 гг.), ожидаемых и восстановленных полей коэффициента увлажнения Высоцкого-Иванова ($K_{увл}$). Прогнозируемые климатические характеристики региона на сроки 2050, 2075 и 2100 гг. взяты из климатической модели GISS — Годдардовского института космических исследований (Hansen et al., 1988; Предстоящие..., 1991), трансформированной в 1993 г. Г.В. Менжулиным и С.П. Савватеевым (по нашей просьбе) на региональный уровень, с соответствующим пространственным разрешением (с шагом в 1° широты и долготы).

Это позволило провести ЭВМ-картографирование основных гидро-климатических параметров (температур, осадков, испаряемости, коэффициента увлажнения и др.) в масштабе 1 : 2 500 000 с помощью пакета компьютерных программ «Arc View.GIS, Vers.3.0». Для каждой из региональных фитоценологических единиц были вычислены таксономические нормы гидротермических параметров — их средневзвешенные по территории значения, что обеспечивало сопоставимость ландшафтно-экологических параметров прошлого, настоящего и будущего.

В основу расчетов коэффициентов увлажнения указанных эпох геологического прошлого положены материалы точечных (по опорным разрезам) палеоклиматических реконструкций на территорию Русской равнины, изложенных в работах (Палеогеография..., 1982; Величко и др., 1983; Величко, Климанов, 1990). К сожалению, сеть опорных точек оказалась весьма неравномерной и явно некондиционной для картирования в заданном масштабе по стандартному методу интерполяции. Выход из положения был найден следующим образом. Во-первых, мы исходили из того факта, что по типам спорово-пыльцевых диаграмм основной водосбор Волжского бассейна характеризуется единым характером эволюции растительного покрова (Нейштадт, 1976). Следовательно, можно предполагать территориальную целостность биоклиматических условий региона на всех этапах становления его современной ландшафтно-зональной структуры.

Во-вторых, следуя разработкам Величко и др. (1983), мы приняли, что в рассматриваемые геологические эпохи общий характер структуры основных гидротермических полей был аналогичен современному, поскольку в оба последних межледниковья, начиная с Микулино, расположение центров действия атмосферы в средних и высоких широтах Евразии было идентично современному, а на территории Восточной Европы господствовал такой же адвективный тип климата. Иными словами, сохранялась картина относительных различий между теми или иными районами, что позволяло проводить нелинейную экстраполяцию на участки карт с отсутствующими фактическими данными. Соответственно при самой рисовке изолиний использовались в качестве аналогий карты гидротермических параметров на базовый период.

Далее необходимо было установить корреляционные связи ландшафтно-зональных систем с коэффициентом увлажнения. С этой целью на границах природных зон и подзон были сняты (с шагом в 25 км) базовые значения параметра $K_{увл}$ (Коломыц, 2005) и проведена их статистическая обработка. По каждой границе насчитывалось от 95 до 280 точек. Для большинства границ распределения $K_{увл}$ оказались весьма далекими от нормального, с резко выраженными отрицательными эксцессами. Это указывает на то, что в выборку попали совокупности с разными средними, поэтому пришлось расчлнить каждую из таких выборок на две-три подвыборки в соответствии с долготно-секторным делением зональной или подзональной границы. Граница между широколиственными лесами и типичной лесостепью представлена наиболее крупной выборкой, с распределением, близким к нормальному. Однако ее пришлось так же разделить на две подвыборки, отвечающие западному и восточному секторам территории бассейна, поскольку общий диапазон коэффициента увлажнения на этой границе оказался слишком велик (от 1,50 на западе до 0,75 на востоке).

Коэффициенты вариации параметра $K_{увл}$ в каждой из анализируемых совокупностей не превысил 4—6% и только для границ лесостепной и степной зон он составил 10—11%, что свидетельствует о высокой значимости полученных нами пространственных связей зональных и подзональных границ с показателем соотношения тепла и влаги. Эти связи были в дальнейшем использованы для прогнозного и палеогеографического картографирования системы природных зон и подзон на территории Волжского бассейна и его окружения на основе соответствующих карт коэффициента увлажнения.

В отличие от весьма схематичных данных по глобальной системе ландшафтно-геофизических связей (Волобуев, 1973), а также отрывочных аналогичных сведений на Русской равнине (Исаченко, 1985), для территории Волжского бассейна удалось получить более строгие и статистически обоснованные закономерности распределения коэффициента увлажнения по природным зонам (подзонам), с двумя долготно-секторными вариантами (табл. 7.1). Крайние значения каждого интервала $K_{увл}$ приходится на южную и северную границы соответствующей природной зоны или подзоны.

Таблица 7.1. Сопоставление зонально-региональных коэффициентов увлажнения на территории Волжского бассейна с коэффициентами, отражающими природную зональность Русской равнины, а также планетарную систему зональности

Природные зоны (подзоны)	Система природных зон мира (Волобуев, 1973)*	Русская равнина (Исаченко, 1985)	Волжский бассейн и его Окружение	
			Западный сектор	Восточный сектор
Средняя тайга	1,87–2,0	1,07–1,76	> 1,88	> 1,62
Южная тайга		1,33–1,69	1,63–1,88	1,35–1,62
Смешанные леса	1,52–1,61	0,78–1,46	1,22–1,63	1,00–1,35
Широколиственные леса	1,20–1,24			
Типичная и южная лесостепь	0,99–1,03	0,67–0,98	0,76–1,09	0,76–0,97
Северная степь	0,73–0,74	0,51–0,80	0,70–0,90	0,60–0,76

*) Данные приведены для границ между природными зонами и подзонами.

Нетрудно заметить, что как в глобальном, так и в региональном масштабах наиболее резкие изменения коэффициента увлажнения (0,97–1,03 до 1,35–1,52) имеют место в зональном спектре от южной и типичной лесостепи (луговой степи) до смешанных лесов и южной тайги. Согласно В.Р. Волобуеву (1974), в этом же зональном спектре происходит наиболее быстрое увеличение полноты использования радиационной энергии (α) на биогеоценотические (почвообразующие) процессы — с 53–63 до 79–82%. Очевидно, вся переходная полоса от леса к степи является ареной достаточно высокой изменчивости функциональных характеристик природных экосистем, связанной с вариациями уровня увлажнения — либо атмосферного, либо почвенно-грунтового. Здесь даже относительно небольшое повышение или понижение $K_{увл}$ должно вызвать существенные изменения биологической активности в процессах почвообразования и первичной продуктивности (Волобуев, 1973) и соответствующие структурные преобразования самих зональных типов экосистем.

Весьма существенными оказались внутризональные долготно-секторные изменения соотношений тепла и влаги, обусловленные континентальностью климата. Чем выше континентальность, тем ниже значение $K_{увл}$, которое соответствует граничным условиям существования данной природной зоны (подзоны). Даже в пределах Русской равнины одно и то же зональное подразделение в восточном более континентальном секторе отличается большей аридностью, причем этот долготный сдвиг относительной увлажненности соразмерен со смещением на юг зональных границ на целую подзону. Так, южный рубеж средней тайги в восточ-

Таблица 7.2. Распределение групп растительных формаций в пространстве значений коэффициента увлажнения Высоцкого–Иванова ($K_{\text{ув}}$). Результаты информационно-статистического анализа, проведенного по методике (Пузаченко, Скулкин, 1981)

Градации коэффициента увлажнения	Объединения групп растительных формаций *															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
0.50–0.61															X	X
0.61–0.73															X	X
0.73–0.82															X	X
0.82–0.96															X	X
0.96–1.04															X	X
1.04–1.12															X	X
1.12–1.23															X	X
1.23–1.33															X	X
1.33–1.45															X	X
1.45–1.55															X	X
1.55–1.65															X	X
1.65–1.75															X	X
1.75–1.85															X	X
1.85–2															X	X
Таксономическая норма $K_{\text{уд}}$	1.80	1.73	1.47	1.42	1.54	1.23	1.21	1.12	1.07	1.07	0.94	0.90	0.80	0.72	0.62	0.57

*) Зонально-провинциальные группы растительных формаций:

1–6 – темнохвойные и широколиственно-темнохвойные леса; 1, 2, 3 – восточноевропейские (среднетаежные, южнетаежные и подтаежные), 4, 5, 6 – камско-печерские (средне- и южнетаежные, подтаежные пихтово-еловые сложные и смешанные); 1–9 – сосновые и широколиственно-сосновые леса; 7 – средне- и южнетаежные, 8, 9 – подтаежные сосняки с дубом в подлеске и смешанные; 10–11 – широколиственные леса; 10 – дубовые и липово-дубовые, 11 – липовые; 12, 13 – лесостепь; 12 – светлохвойная, 13 – широколиственная; 14, 15 – степи разнотравно-типчаково-ковыльные; 14 – причерноморского типа, 15 – заволжские; 16 – степи типчаково-ковыльные и полные, Символом «X» обозначена область экологического доминанта; градации, указанные знаком «*», образуют «размытую» часть климатической ниши.

вях Камы и Вятки соответствуют тому же $K_{увл}$ (1,62–1,63), что и южная граница южнотаежной подзоны в Верхнем Поволжье. Смешанные леса в восточном секторе Волжского бассейна распространяются на юг почти до такого же уровня относительной увлажненности, какой свойствен северным рубежам типичной лесостепи ($K_{увл} = 0,97–1,00$), что и является причиной выклинивания подзоны широколиственных лесов в Предуралье. Заметим кстати, что аналогичная закономерность в планетарном масштабе была отмечена в свое время А.А. Григорьевым (1966) в отношении радиационного индекса сухости.

Все палео-прогнозные ландшафтно-зональные построения базируются на достаточно тесной региональной связи растительных формаций с коэффициентом увлажнения (табл. 7.2). Климатические ниши растительности по данному фактору образуют единый континуальный ряд, без резко выраженных скачков и с непрерывной сменой таксономических норм $K_{увл}$. Такой ряд указывает на то, в какой последовательности следует ожидать фитоценологические переходы при том или ином климатическом тренде. Например, при понижении $K_{увл}$ с 1,85–1,65 до 1,23–1,12 верхневолжские средне- и южнотаежные пихто-ельники должны преобразовываться в широколиственно-темнохвойные и/или сосновые формации, а последние затем — в более континентальную темнохвойную подтайгу камско-печерского облика, а также в широколиственно-сосновые леса.

Наиболее широкие климатические ниши по $K_{увл}$ свойственны средней и южной пихтово-еловой тайге и смешанным лесам западного умеренно континентального сектора Волжского бассейна. Это свидетельствует о достаточно высокой устойчивости их «ядер типичности» к фоновым климатическим сигналам и в то же время — об их весьма значительном трансгрессивном потенциале. Бореальные леса Верхнего и частично Среднего Поволжья способны существенно расширять свои ареалы уже на первых этапах благоприятного для этого климатического тренда и сохраняться длительное время при обратных, неблагоприятных изменениях климата. Особенно характерны в данном отношении полидоминантные широколиственно-темнохвойные формации верхневолжской подтайги, имеющие «разорванную» климатическую нишу, с двумя далеко отстоящими друг от друга экологическими оптимумами (см. табл. 7.2). Верхний оптимум ($K_{увл} = 1,75–1,85$) соответствует скорее всего современным климатическим условиям, между тем как нижний ($K_{увл} = 1,33–1,45$) — носит явно реликтовый характер и связан, как можно думать, с последним 500–600-летним холодно-гумидным климатическим трендом, ибо он соответствует оптимуму южной темнохвойной тайги.

Наконец, необходимо отметить определенное, хотя и второстепенное, влияние провинциальных геоморфологических факторов на распределение коэффициента увлажнения. Например, липово-дубовые леса широко распространены на достаточно крупных возвышенностях Средней полосы Русской равнины (Смоленско-Московской гряде, Средне-Русской, Приволжской и Белебеевской возвышенностях, Волжско-Камском возвышенном Предуралье), которые получают несколько большее количество осадков по сравнению с соседними низменностями.

По этой причине липо-дубняки произрастают в условиях аномально высокого относительного увлажнения, с такой же таксономической нормой $K_{\text{увл}} = 1,07$, как и у повышенно континентальных широколиственно-темнохвойных лесов. Более того, эти условия приближаются к уровню увлажнения подтаежных широколиственно-сосновых формаций (1, 12).

В то же время преобладающие в неморальнолесной подзоне тенивые липовые леса произрастают в условиях гораздо более низкого коэффициента увлажнения (0,94), весьма близкого к коэффициенту типичной широколиственной лесостепи (0,90). Все это, во-первых, еще раз указывает на упомянутую выше климатическую реликтовость возвышенных дубрав, которые сохраняются здесь, по-видимому, лишь благодаря литогенным факторам, а во-вторых, — подтверждают факт относительно недавней широкой трансгрессии тенивых широколиственных лесов в среднюю и южную лесостепь под влиянием субатлантического холодно-гумидного климатического тренда.

С коэффициентом увлажнения хорошо коррелирует летнее влагосодержание почвы, что определяет широтно-зональный характер ее распределения как в настоящее время, так и в будущем. Для агрофитоценозов территории Волжского бассейна связь июльских запасов продуктивной влаги в метровом слое почвы ($W-100$) с параметром $K_{\text{увл}}$ имеет вид:

$$(W-100) = 98,57 \cdot K_{\text{увл}} - 19,8; \text{ при } R = 0,86 \text{ и } R^2 = 0,73. \quad (7.7)$$

Охарактеризуем методы прогнозных расчетов составляющих расходной части водного баланса. В условиях современного климата величина полного годового стока ($S_{\text{год}}$) зависит как от годового количества осадков, так и от испарения, которое при достаточном увлажнении определяется летней температурой, или годовой испаряемостью (E_o). Для оптимума голоцена и прогнозного срока 2050 г. значения $S_{\text{год}}$ находились на основе базовых связей стока с годовой суммой осадков ($r_{\text{год}}$) и средней температурой июля ($t_{\text{июля}}$). В соответствии с климатическим прогнозом GISS (Hansen et al., 1988; Impacts..., 1993) начальные изменения геофизических параметров будут иметь линейный характер, т.е. еще не выйдут за пределы предшествующих колебаний климата, по которым имеются данные инструментальных наблюдений. То же самое можно сказать о голоцене. Поэтому для расчетного периода 2010 г. была использована найденная автором связь, выраженная уравнением множественной регрессии, с достаточно высоким коэффициентом корреляции (R):

$$S_{\text{год}} = 0,1028 r_{\text{год}} - 37,724 t_{\text{июля}} + 794; R = 0,90. \quad (7.8)$$

Для сроков 2075 и 2100 гг. ситуация будет существенно иной. Состояние атмосферы, по-видимому, выйдет за рамки известных по фактическим данным колебаний параметров атмосферы в историческом прошлом. Будут действовать новые факторы и главный из них — повышение атмосферного увлажнения на фоне роста температуры, чего раньше почти не наблюдалось (Будыко, 1980). Аналогичная ситуация возникает и для сценария оптимума микулинского межледнико-

вья (Величко и др., 1983; Изменение..., 1999). В указанных случаях палеопрогнозный расчет стока по принципу «чем больше осадков, тем холоднее», или «чем выше температура, тем меньше осадков» оказывается некорректным. Поэтому, по мнению автора, более целесообразно использовать однофакторную связь полного годового стока с осадками по экспоненциальному уравнению (хотя и с более низким R):

$$S_{\text{год}} = \exp(2,402 + 0,004 r_{\text{год}}), R = 0,82. \quad (7.9)$$

Суммарное испарение (эвапотранспирация) определялось как остаточный член уравнения водного баланса, а годовой подземный сток вычислялся с помощью районированных коэффициентов (Коронкевич, 1990).

Интегральным критерием оценок влияния изменений в гидрологическом цикле на состояние экосистем является влагосодержание почвы (Climate Change..., 1996), особенно в середине вегетационного периода — времени максимальной интенсивности процессов метаболизма и наибольшего водопотребления растений (Вериго, Разумова, 1973).

Июльские запасы продуктивной влаги ($W-20$, $W-50$ и $W-100$, мм) в слоях почвы сельскохозяйственных полей соответственно 0–20, 0–50 и 0–100 см определялись по уравнениям:

$$W-20 = 0,0257 r_{\text{год}} + 0,0676 S_{\text{год}} - 0,0136 E_o + 0,8, R = 0,88; \quad (7.10)$$

$$W-50 = 0,0631 r_{\text{год}} + 0,1746 S_{\text{год}} - 0,0231 E_o + 7,6, R = 0,89; \quad (7.11)$$

















$$W-100 = 0,0964 r_{\text{год}} + 0,3216 S_{\text{год}} - 0,0802 E_o + 33,5, R = 0,86. \quad (7.12)$$

Построение прогнозных и палеогеографических карт сопровождалось созданием аналитических моделей ландшафтно-экологических переходов по методике, подробно изложенной в Главе 6. В качестве зональных представителей рассматривались группы и классы растительных формаций, объединяющиеся в зональные (подзональные) типы (подтипы) растительности, согласно (Сочава, 1979). Именно по растительному покрову обычно сравнивают биоклиматическую зональность в прошлом и будущем с ее современной картиной.

Следует отметить, что если палеогеографические карты отражают действительно имевшееся в прошлом расположение ландшафтно-зональных систем, то прогнозное картографирование позволяет оценить лишь некоторые эквивиальные состояния, к которым будут стремиться данные системы в процессе сначала функциональных, а затем структурных преобразований под действием климатических сигналов.

В прогнозных же моделях представленные зональные ареалы, а также вероятности переходов указывают на то, в каких ландшафтно-геофизических условиях будут функционировать в ближайшие десятилетия данные гео(эко-)системы. Речь может идти только о функциональном, но не о структурно-морфологическом прогнозе.

Таблица 7.3. Таксономические нормы средних температур января и июля для зональных типов и групп растительных формаций Волжского бассейна и его окружения по базовому периоду (1881–1980 гг.), а также отклонения от этих норм на прогнозируемые сроки 2050, 2075 и 2100 гг., по модели GISS-1993

Зональные типы и подтипы формаций	Группы формаций *)	Средняя $t_{\text{январь}}$, °C				Средняя $t_{\text{июль}}$, °C			
		Базовый период.	2050 г.	2075 г.	2100 г.	Базовый период.	2050 г.	2075 г.	2100 г.
Средне- и южно-таежные		-12.2	0.6	1.3	3.7	16	1.3	2.3	3.2
		-15.6	1.4	3.6	5	16.7	1.1	1.9	3
		-11.6	0.5	2.1	4	17.2	0.8	2	2.7
		-11.9	0.6	2.1	3.9	17.4	0.7	2	2.7
Подтаежные		-10.2	0.2	1.4	3.3	17.3	0.7	2.3	3
		-14.7	0.9	2.9	4.8	18	0.8	2	2.6
		-13.9	0.5	2.7	4.5	18.6	0.8	2.1	2.6
		-12.2	0.5	2.3	4.1	18.8	1.1	2	2.8
		-12	0.3	1.7	3.8	19.2	1.1	2.2	2.8
Широколиственно-лесные		-11	0.1	1.5	3.7	18.7	1	2.1	3
		-11.5	-0.2	1.9	3.3	19.6	1.1	2.6	3
Типично-лесостепные		-12.5	0.3	2.4	4.3	20.2	1	2.4	3
		-11.1	0.1	1.6	3.5	20.5	1.3	3.4	3.3
Южно-лесостепные		-12.3	0.4	2	3.9	21.6	0.9	2.2	3
		-14.9	0.9	3.2	4.6	20.9	0.9	2.4	2.7
Северостепные		-14.3	0.4	2.4	24.4	22.2	0.8	2	2.9

*) Условные обозначения см. в табл. 4.1.

7.5. Прогнозные сценарии гидроклиматических условий Волжского бассейна

















Согласно модели GISS-1993, в прогнозируемые сроки 2050, 2075 и 2100 гг. ожидается антропогенное повышение средней глобальной температуры соответственно на 0,8–1,0 °С, 2,0–2,2 °С и 3–4 °С по сравнению с базовым уровнем. Этот прогноз уже отчасти оправдывается: в 1995–1999 гг., которые оказались самым теплым за все время инструментальных наблюдений, отклонение средней годовой температуры от 20-летней нормы «доиндустриального периода» (1886–1905 гг.) на европейской территории России составило от 0,7–0,88 °С до 1,9 °С (Израэль, 2001). Модель показывает также, что для Средней полосы Русской равнины в первый (50-летний) прогнозный период ожидается более высокий рост температуры не в холодный, а в теплый период года (табл. 7.3). Отметим, что расчеты по другим моделям (GFDL и UKMO) так же дают существенное повышение средней $t_{\text{июля}}$ в данном регионе (Менжулин, Савватеев, 2002). Экологически это весьма существенно, ибо, как уже было нами показано (Коломыц, 1998), структурные изменения растительности и почв определяются главным образом их функциональными сдвигами именно в вегетационный период.

К 2050 г. в большинстве ландшафтов Волжского бассейна средняя июльская температура вырастет на 1,1–1,3 °С, а в подтаежной зоне и подзоне широколиственных лесов местами на 1,5–1,7 °С. Рост средней январской температуры будет гораздо меньше — в основном от 0 °С до 0,2–0,5 °С (в Верхнем Поволжье до 1,4°), а на территориях смешанных и широколиственных лесов и лесостепи возможно даже понижение зимней температуры на 0,2–0,8 °С. Такой термический тренд вызовет неизбежное повышение континентальности климата, с соответствующим ростом вероятности экстремальных метеорологических ситуаций, что должно повысить нестабильность функционирования экосистем и соответственно ускорить их структурные преобразования.

К 2075 г. темпы потепления в целом сохранятся, однако рост температур будет выравниваться и превысит 2 °С по сравнению с базовым периодом. При этом в одних (более редких) случаях преобладающим окажется уже зимнее потепление (например, на 3,6 °С в тайге Верхнего Поволжья), а в других, более частых, станет преобладать летнее потепление. Последнее будет характерно для всей лесостепной зоны, где отклонения средних температур июля составят 2,2–3,4 °С. По-видимому, на данном прогнозном интервале континентальность климата в пределах Волжского бассейна снизится, поэтому скорости преобразований экосистем замедлятся.

















К 2100 г. ожидается тенденция преобладающего роста средней $t_{\text{января}}$ (см. табл. 7.3). Если в начале прогнозного периода будет доминировать летнее потепление, то к его окончанию приоритет перейдет к потеплению зимнему (межсезонная разница в росте температур достигнет 1–2 °С). Максимальный рост средней температуры января (до 4,5–5,0 °С) придется на ландшафты южной и

Таблица 7.4. Базовые таксономические нормы годового количества осадков и $K_{увл}$ и прогнозируемые отклонения от них в Волжском бассейне, по модели ISS-1993

Зональные типы и подтипы формаций	Группы формаций *)	Годовая сумма осадков, мм				$K_{увл}$			
		Базовый период	2050 г.	2075 г.	2100 г.	Базовый период	2050 г.	2075 г.	2100 г.
Средне- и южнотаежные		768	14	142	172	1.80	-0.14	-0.13	-0.24
		697	122	123	250	1.42	-0.16	0.08	0.07
		759	94	166	229	1.73	-0.13	-0.34	-0.21
		737	59	106	193	1.47	-0.02	-0.07	-0.08
Подтаежные		763	62	134	196	1.54	-0.01	-0.19	-0.18
		679	54	93	170	1.23	0.06	-0.07	-0.03
		630	44	92	158	1.07	0.04	-0.07	-0.04
		650	56	93	148	1.21	-0.09	-0.18	-0.13
		652	50	110	178	1.12	-0.02	-0.09	-0.15
Широколиственнолесные		655	64	102	156	1.07	-0.10	0.01	-0.19
		602	56	65	134	0.94	-0.02	-0.09	-0.10
Типичнолесостепные		556	81	76	121	0.80	0.05	-0.10	-0.08
		536	109	96	158	0.90	-0.06	-0.38	-0.27
Южнолесостепные		507	77	25	126	0.72	-0,02	-0.20	-0.26
		509	48	38	81	0,62	0.06	-0.01	-0.03
Северостепные		438	66	61	81	0,57	-0.11	-0.23	-0,26

*) Условные обозначения см. в табл. 4.1.

Таблица 7.5. Прогнозируемые изменения летнего влагосодержания почвы и годового речного стока в Волжском бассейне, по модели GISS-1993

Зональные типы и подтипы формаций	Группы формаций *)	Июльские запасы влаги в метровом слое почвы, мм				Годовой речной сток, мм			
		Базовый период	2050 г.	2075 г.	2100 г.	Базовый период	2050 г.	2075 г.	2100 г.
Средне- и южно-таежные		181	-39	-77	-125	266	24	50	99
		134	-14	-40	-65	260	30	71	103
		167	-52	-87	-105	246	34	92	161
		130	-23	-59	-70	214	53	89	129
Подтаежные		129	-14	-53	73	185	84	111	158
		121	-31	-59	70	199	35	66	118
		103	-32	-53	60	164	38	66	98
		95	-31	-47	-88	135	52	83	104
		78	-22	-39	-46	138	22	34	64
Широколиственно-лесные		103	-34	-45	-67	98	34	43	56
		71	-21	-41	-45	153	24	47	66
Типично-лесостепные		64	-21	-38	-44	112	36	38	57
		62	-25	-45	-44	83	49	59	43
Южно-лесостепные		46	-19	-28	-32	74	42	53	38
		38	-4	-17	-20	71	32	36	45
Северо-степные		28	-5	-8	-18	48	32	32	41

*) Условные обозначения см. в табл. 4.1.

средней тайги и широколиственных лесов. Одновременно, по-видимому, произойдет общее замедление термического процесса после 2075 г.

Таким образом, к концу XXI в. можно ожидать значительные сдвиги в тепло-энергетическом уровне экосистем во всех природных зонах Волжского бассейна, причем чем южнее, тем кардинальнее окажется итоговый экологический эффект таких сдвигов. Таежные и неморальные леса останутся в климатических условиях умеренного пояса. Формации же южной лесостепи и в особенности северной степи перейдут, согласно классификации (Волобуев, 1973), из суббореальной радиационно-термической категории в субтропическую, т.е. окажутся в другом климатическом поясе.

Антропогенное потепление будет сопровождаться общим увеличением количества осадков (табл. 7.4), однако в направлении с севера на юг по бассейну этот рост существенно замедлится. К 2050 и 2100 гг. в средней и южной тайге $r_{\text{год}}$ возрастет на 100–120 и 200–270 мм соответственно, а в лесостепи (с широколиственными лесами) и северной степи — только на 60–80 и 100–150 мм. В процентном же отношении разница проявится лишь к концу прогнозного периода: за временной интервал 2050–2100 гг. рост годовых осадков составит в первом случае от 9–18 до 26–37%, а втором — от 9–13 до 18–26%. Важно подчеркнуть, что он будет происходить главным образом (на 70–80% и более) за счет приращения осадков в теплый период года.

7.6. Прогнозные сценарии состояния региональной биоклиматической системы

Ожидаемое по модели GISS глобальное антропогенное потепление вызовет на территории Волжского бассейна и его окружения почти повсеместную аридизацию природных экосистем, и чем дальше по времени, тем этот процесс станет все более выраженным и масштабным. Иными словами, вплоть до конца XXI столетия будет развиваться термоаридный климатический тренд. Об этом свидетельствуют доминирующие на всех этапах прогнозного периода отрицательные значения изменений $K_{\text{увл}}$, а также июльских запасов продуктивной влаги в почве (табл. 7.4 и 7.5). Очевидно, увеличение количества осадков, вызванное глобальным потеплением, не сможет сколько-нибудь существенно компенсировать повышение температуры, поэтому общий дефицит атмосферного увлажнения будет возрастать и достигнет своего максимума к 2100 г. Расчеты показали, что для того чтобы приостановилась аридизация климата в бореальных лесах ($DK_{\text{увл}} = 0$) при повышении средней июльской температуры на 1,5–2,5 °С (что ожидается для всей территории региона к 2075 г.) $r_{\text{год}}$ должна возрасти на 210–220 мм, а рост температуры на 3,5–4,5 °С в 2050 г. должен быть нейтрализован прибавкой осадков в количестве 240–250 мм. Столь значительный рост атмосферного увлажнения на всей территории бассейна не предполагается даже к концу прогнозного периода. Не просматривается он и в палеоклиматических аналогах. Например, в

микулинское межледниковье $r_{\text{год}}$ превышало современную норму не более чем на 100 мм (Величко и др., 1983). Даже для плиоцена как аналога климатических условий второй половины XXI в. оценивается увеличение годовых осадков в Средней полосе Русской равнины <200 мм (Борзенкова и др., 1992).

















К 2050 г. термоаридный тренд проявится еще не так сильно, что вызовет неодинаковую стартовую скорость релаксации растительных формаций. Начало их общей функционально-структурной перестройки будет положено, по-видимому, на крайнем севере бассейна, где гидротермический сигнал окажется наиболее сильным. Здесь $K_{\text{увл}}$ может снизиться на 0,1–0,2 почти во всех средне- и южнотаетжных ландшафтах, а июльские запасы почвенной влаги уменьшатся на 20–30%. Возникнут условия для трансгрессии сюда смешаннолесных формаций с юга, а вслед за ними и дубрав, как это было, например, в ксеротермическую эпоху голоцена. В неустойчивом состоянии окажутся также подтаежные сосняки и липово-дубовые леса. Они могут начать вытесняться разнотравно-злаковыми сосняками типичной лесостепи, трансгрессия которых будет обусловлена наличием здесь в этот период термогумидного тренда. Наконец, значительное начальное снижение увлажненности ($\Delta K_{\text{увл}} = -0,11$) произойдет на крайнем юго-востоке — в северной степи Самарского Заволжья. В условиях современного высокого дефицита влаги такой тренд соотношения тепла и влаги, по-видимому, вызовет ощутимый эффект дальнейшего иссушения и опустынивания этой семиаридной территории.

На 2-м этапе (2050–2075 гг.) снижение $K_{\text{увл}}$ в целом значительно усилится и произойдет почти повсеместно. Охарактеризованная выше картина трансформирующих тенденций в таетжной зоне сохранится. Однако в восточном секторе бассейна появится слабо выраженный термогумидный тренд ($\Delta K_{\text{увл}} = 0,07-0,08$), и южнотаетжные формации начнут эволюционировать в свои западные менее континентальные аналоги, с приостановкой общего процесса аридизации. Весьма интенсивное проявление термоаридного тренда в верхневолжской южной тайге ($\Delta K_{\text{увл}} = -0,34$) вызовет определенное ослабление долготно-секторных биоклиматических контрастов во всей таетжной зоне.

Аридизация распространится также на подзоны типичной и южной лесостепи. Наиболее неустойчивыми окажутся разнотравно-злаковые дубравы (здесь снижение $K_{\text{увл}}$ составит 0,38), на которые начнут интенсивно наступать континентальные формации южной лесостепи Самарского Заволжья. Последние будут распространяться также на запад — в свои аналоги причерноморского типа. Наконец, существенно усилится процесс опустынивания заволжско-оренбургских степей.

На 3-м этапе прогнозного периода (2075–2100 гг.) интенсивность описанных процессов несколько снизится, что будет вызвано стабилизацией или даже некоторым уменьшением значений $\Delta K_{\text{увл}}$. Наибольшее замедление выразится в средней части бассейна — в смешанных лесах восточного сектора и остепненных сосняках и дубравах. В то же время процессы термоаридной трансформации будут по-прежнему интенсивны в западном секторе — главным образом в сред-

Таблица 7.6. Прогнозируемые изменения поверхностного и подземного годового стока в Волжском бассейне, по модели GISS-1993

Зональные типы и подтипы формаций	Группы формаций *)	Годовой поверхностный сток, мм				Годовой подземный сток, мм *)			
		Базовый период	2010 г.	2030 г.	2050 г.	Базовый период	2010 г.	2030 г.	2050 г.
Средне- и южно-таежные		213	19	40	79	53	5	10	20
		203	23	55	80	57	7	16	23
		187	26	70	122	59	18	22	39
		148	36	61	89	66	17	28	40
Подтаежные		148	67	89	126	37	17	22	32
		157	28	52	91	42	7	14	24
		123	29	49	73	41	9	17	25
		100	38	61	77	35	14	22	27
		109	17	27	51	29	5	7	13
Широколиственно-лесные		64	18	28	36	34	12	15	20
		104	16	32	45	49	12	15	21
Типично-лесостепные		82	26	28	41	30	10	10	16
		64	38	45	33	19	11	14	10
Южно-лесостепные		51	29	37	26	23	13	16	12
		50	23	26	32	21	9	10	13
Северо-степные		31	21	21	27	17	11	11	14

*) Условные обозначения см. в табл. 4.1.

нетаежных пихто-ельниках, смешанных и широколиственных лесах, а также в дубравной и южной лесостепи. Таким образом, если в первые десятилетия антропогенный термоаридный тренд должен проявиться главным образом на территории лесных экосистем наиболее континентального восточного сектора бассейна, то к концу прогнозного периода его воздействие сместится преимущественно в западный наименее континентальный сектор.

Сопоставление по ряду ландшафтно-геофизических параметров обоих сценариев модели GISS-1993 со сценариями, полученными по моделям GFDL и UKMO (Менжулин, Савватеев, 2002), показывает, что в целом прогнозируется однозначное, хотя и в разной степени выраженное, снижение к 2100 г. коэффициентов увлажнения в широком спектре природных зон Русской равнины — от южной тайги до средней степи. Это несомненно указывает на доминирующий термоаридный климатический тренд. При этом по сравнению с моделями GFDL и особенно UKMO модель GISS-1993 дает весьма умеренную аридизацию климата, особенно в лесной и лесостепной зонах Русской равнины.

















7.7. Прогноз изменений водного баланса и влагосодержания почвы

На основе прогнозируемой динамики температуры и осадков оценены возможные изменения составляющих расходной части водного баланса и июльских запасов продуктивной влаги в почве (табл. 7.5 и 7.6; см. также Коломыц и др., 1995). В водном балансе наибольшее увеличение предполагается для поверхностного стока (в 2100 г. от 25–40 до 70–85%, см. табл. 7.6). Уже в настоящее время идет его заметное нарастание в водосборном бассейне Волги. Сравнение величин слоя стока, рассчитанных за период наблюдений отдельно до 1980 и 1990 гг. показывает, что его значения увеличились в среднем на 7% при удлинении ряда наблюдений на 10 лет. Максимальный рост слоя стока произойдет в западном секторе южной тайги и смешанных лесов, средний — в подзоне широколиственных лесов и минимальный — в южной лесостепи и северной степи.

Аналогичные выводы современного повышения речного стока и прогнозы его дальнейшего увеличения в XXI столетии по бассейну Волги даются в работе (Шикломанов, Георгиевский, 2002) на основе других расчетных моделей (ECHAM4, GFDL-R15 и др.), а также палеоклиматических аналогов. К 2100 г. поверхностный сток на большей части Европейской территории России должен возрасти, по разным оценкам, на величину от 1–4% до 25–32%. Это произойдет за счет увеличения зимнего и летне-осеннего меженного стока.

Гораздо меньше увеличатся подземный сток и суммарное испарение (табл. 7.6 и 7.7). Согласно модели GISS, к 2050, 2075 и 2100 гг. рост их значений (по сравнению с 1990 г.) в среднем по региону составит 5,9 и 15% и 4,6 и 11% соответственно, а в лесостепи и северной степи подземный сток практически не возрастет (Коломыц и др., 1995). При этом отношение подземного стока к поверхностному за весь период снизится в среднем с 0,28 до 0,19. Таким образом,

Таблица 7.7. Прогнозируемые изменения годового суммарного испарения и первичной биопродуктивности в Волжском бассейне, по модели GISS-1993

Зональные типы и подтипы формаций	Группы формаций *)	Годовое суммарное испарение, мм				Первичная биопродуктивность, т/га в год			
		Базовый период	2050 г.	2075 г.	2100 г.	Базовый период	2050 г.	2075 г.	2100 г.
Средне- и южно-таежные		502	-10	92	73	9.7	2.9	4.4	5.7
		437	92	52	147	11	1.9	2.9	4.9
		513	60	74	68	11.5	1.8	3.7	5.1
		523	6	17	56	11.4	1.6	3.1	4.6
Подтаежные		578	-22	23	38	11.8	1.3	3.3	4
		480	19	27	56	10.2	2	2.9	4.4
		466	6	26	60	9	2.4	3.2	4.6
		515	4	10	44	11	1	1.9	3
		514	28	76	114	11	1.6	2.1	3.1
Широколиственно-лесные		557	30	59	100	11.2	0.8	1.9	3.2
		449	32	18	68	9.5	2	2.5	3.6
Типично-лесостепные		444	85	38	64	9.7	1.3	0.7	3
		453	60	37	115	9.5	1.6	2.4	3
Южно-лесостепные		433	35	-28	88	8.1	1.7	2.5	3.2
		438	16	2	36	8.3	0.7	0.5	1.8
Северо-степные		390	34	29	40	7.1	-1.3	-1.3	1.1

*) Условные обозначения см. в табл. 4.1.

произойдет не простой и однозначный сдвиг всех составляющих водного баланса в сторону увеличения, а перестройка самой структуры баланса, т.е. соотношения его расходных частей — стока и испарения. Эта перестройка будет состоять в непропорциональном большом увеличении доли поверхностного речного стока за счет относительного снижения испарения и подземного стока. При этом общие расходы атмосферной влаги на поверхностный и подземный сток возрастут гораздо сильнее, чем затраты на испарение, что вызовет повсеместное увеличение коэффициента стока. Подобное изменение структуры водного баланса будет указывать на снижение степени замкнутости влагооборота, что, в свою очередь согласно Будыко (1980) и Исаченко (1985) следует рассматривать как существенный фактор ослабления устойчивости экосистем к внешним воздействиям, в том числе антропогенным.

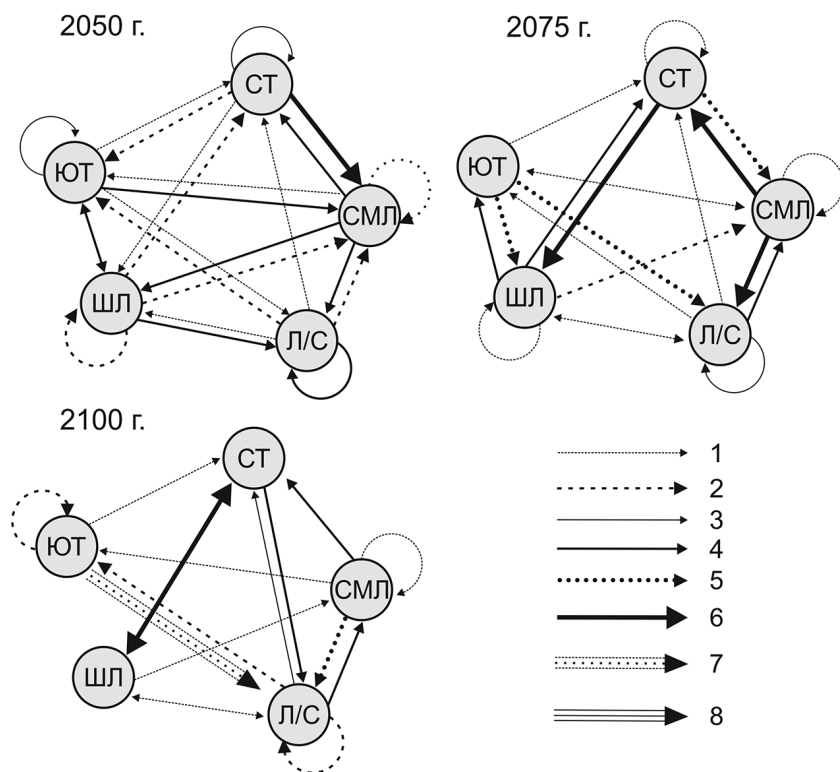


Рис. 7.2. Вероятности переходов зональных ландшафтно-экологических условий между средней и южной тайгой (СТ и ЮТ), смешанными и широколиственными лесами (СМЛ и ШЛ) и лесостепью с северной степью (Л/С) на прогнозные сроки 2050, 2075 и 2100 гг. Условные обозначения для орграфов переходных вероятностей на рис. 7.2, 7.3 и 7.5. Вероятности переходов: 1 — 0,01–0,10; 2 — 0,11–0,20; 3 — 0,21–0,30; 4 — 0,31–0,40; 5 — 0,031–0,50; 6 — 0,51–0,60; 7 — 0,61–0,70; 8 — 0,71–0,80

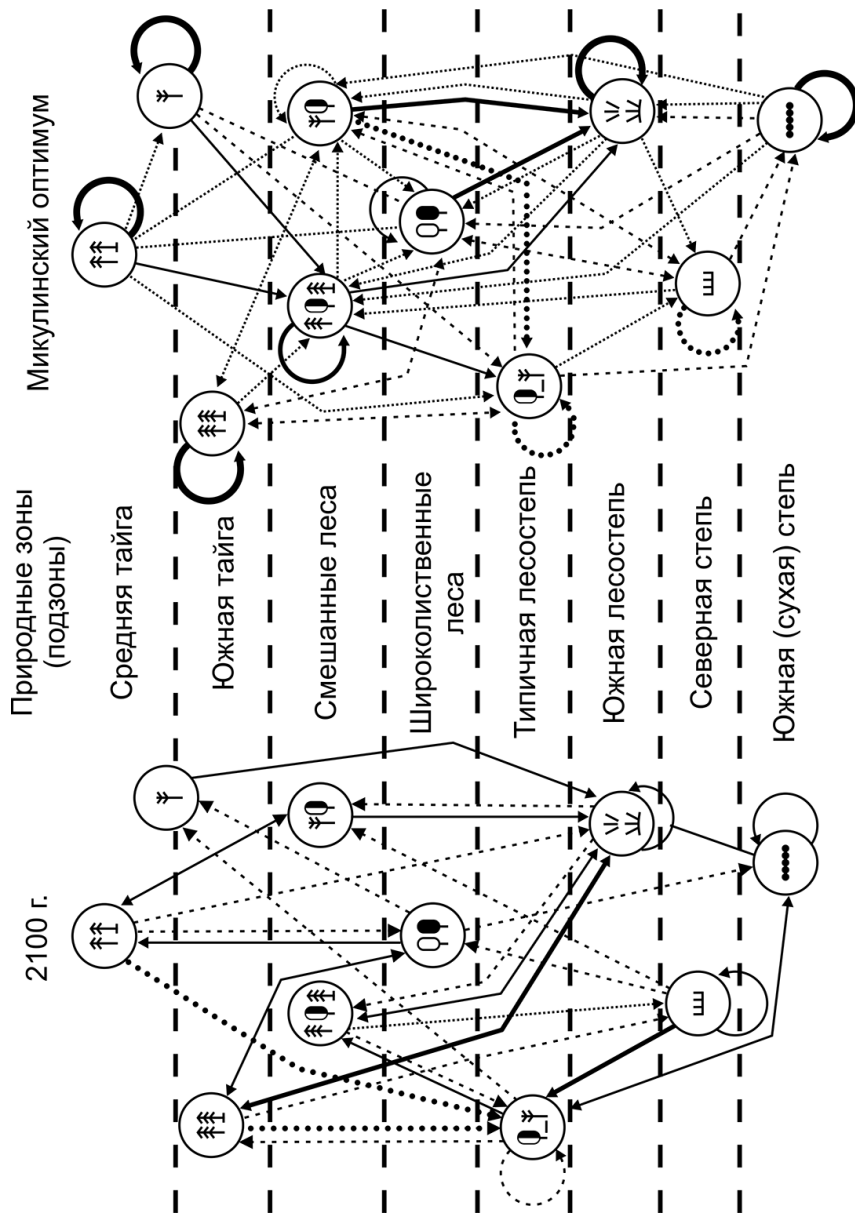


Рис. 7.3. Волжский бассейн. Орграфы вероятностей функциональных переходов групп растительных формаций на прогнозный срок 2100 г., а также их отклонений для эпохи микулинского оптимума. Условные обозначения см. в табл. 4.1 и на рис. 7.2.

По всей территории бассейна прогнозируется также весьма значительное снижение запасов почвенной влаги в середине вегетационного периода (табл. 7.5). Эта тенденция отвечает общему феноменальному явлению летнего иссушения почв умеренного пояса континентов, которое дают практически все расчетные модели (Climate Change, 1996). Иссушение будет обусловлено опережающим повышением летних температуры по сравнению с увеличением количества осадков теплого периода, что вызовет снижение $K_{увл}^c$.

Так, в Подмоскowie уже в 2050 г. ожидается уменьшение влагосодержания почвы на 17%, что приблизит его к минимуму в спектре современных флуктуаций влажности — 22% от среднего за период наблюдений 1965–1984 гг. (Судницын и др., 1998). К 2075 г. уменьшение многолетней нормы запасов влаги в 1,5 раза превзойдет этот минимум, а еще через 20 лет снижение будет 2,5-кратным. Таким образом, уже на втором прогнозном этапе средние многолетние запасы продуктивной влаги в почве выйдут за пределы нижнего уровня их современной межгодовой изменчивости.

К концу XXI в. июльские запасы влаги в метровом слое почв агрофитоценозов в подзонах средней и южной тайги снизятся с 130–180 до 50–70 мм, что будет в 5–7 раз ниже их наименьшей влагоемкости (в настоящее время это отношение $\leq 1,5–1,7$). Практически до такого же уровня упадут запасы почвенной влаги в зоне смешанных лесов. По дефициту летнего влагосодержания дерново-подзолистые почвы приблизятся к современному состоянию не только серых лесных почв широколиственных лесов, но даже выщелоченных и оподзоленных черноземов типичной лесостепи. Иссушение серых лесных почв приведет их к состоянию современных луговых черноземов южной лесостепи, а также типичных и обыкновенных черноземов северной степи $\{(W-100) = 30–40 \text{ мм}\}$. Последние же, в свою очередь, будут аридизироваться в сторону полупустынных каштановых почв.

Таким образом, выводы, приведенные в работах (Предстоящие..., 1991; Менжулин, Савватеев, 2002), об увеличении влажности почвы в континентальных районах умеренного пояса в связи с ростом годовых осадков при глобальном потеплении не подтверждается в рамках рассматриваемой нами прогнозной климатической модели, по крайней мере, для Средней полосы Русской равнины. При снижении $K_{увл}^c$ запасы почвенной влаги могут только уменьшаться даже в условиях увеличения атмосферных осадков. Что это действительно так, подтверждают не только приведенные выше материалы и результаты глобального моделирования (Climate Change, 1996), но также данные многолетних стационарных наблюдений за влажностью почвы (Судницын и др., 1998).

7.8. Прогнозные сценарии зональной структуры Волжского бассейна

Под ландшафтно-зональной системой понимается определенное множество ландшафтно-геофизических параметров зонального уровня гомогенитета, кото-

рое определяет соответствующий механизм функционирования почвенно-фитоценологического ядра региональных и локальных природных комплексов. Каждая ландшафтно-зональная система описывает граничные вещественно-энергетические условия формирования определенного набора природно-территориальных структур и их антропогенных модификаций. Таким образом, ландшафтно-зональная система — весьма динамичная биоклиматическая категория в географической экологии. Она является понятием скорее функциональным, нежели структурным, что позволяет рассматривать ее как один из основных объектов ландшафтно-экологического прогнозирования.

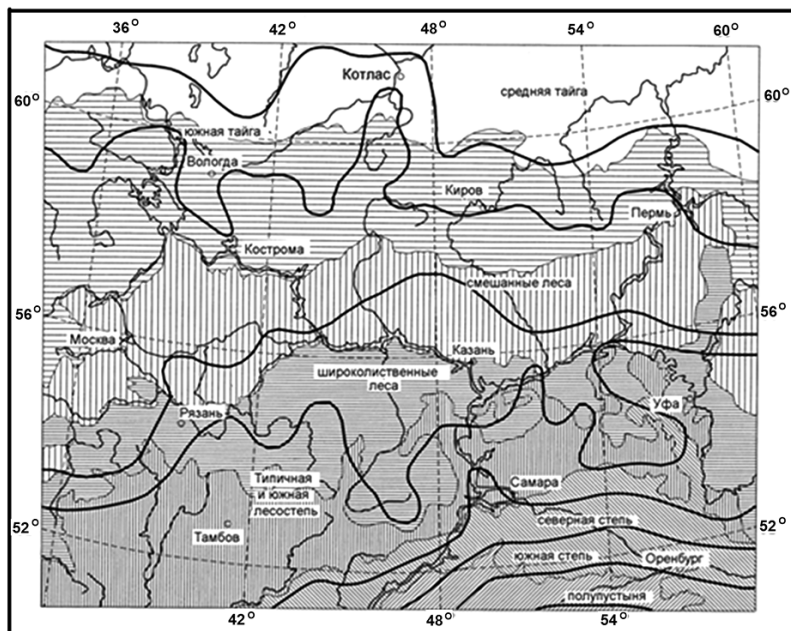
Грядущее антропогенное потепление должно, прежде всего, приостановить естественный процесс роста увлажненности бореального и суббореального поясов на данном витке 1800–1900-летнего климатического цикла, по (Шнитников, 1957).

Этот виток начался еще в первой половине суббореального времени (3000–4000 л.н.), и, судя по многочисленным палинологическим и геоботаническим данным (Берг, 19476; Нейштадт, 1957, Сукачев, 1975; и др.), продолжается все последние 600 лет. В связи с общим снижением коэффициентов увлажнения, вызванным глобальным потеплением, будут, по-видимому, затухать процессы наступания леса на степь на юге бореального экотона и вытеснения дуба елью в зоне смешанных лесов Русской равнины.

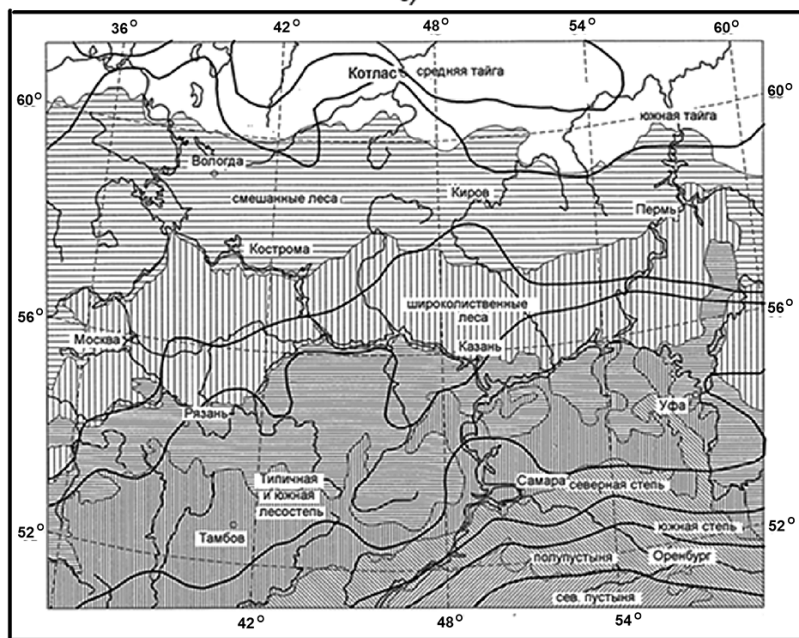
В целом, по всем трем прогнозным срокам (2050, 2075 и 2100 гг.) построенные ориентированные графы (рис. 7.2 и 7.3) и карты (рис. 7.4 и 7.5) отражают предполагаемое последовательное смещение в северном направлении зональных и подзональных границ и соответствующие смены типов функционирования экосистем под действием термоаридного климатического тренда. Объектами-доминантами и субдоминантами, по облику которых будут преобразовываться большинство ландшафтно-зональных систем, станут исключительно суббореальные природные комплексы — типичная и южная лесостепь и северная степь (см. рис. 7.2). К 2100 г. лесостепные черты будут все больше приобретать не только подтайга, но даже южно- и среднетаежные подзоны Волжского бассейна.

Трансгрессивная смена ландшафтно-зональных систем в регионе пойдет в обратном направлении. В соответствии с описанным климатическим сценарием по модели GISS-1993 следует ожидать последовательное смещение в северном направлении зональных и подзональных границ природных комплексов. Этот процесс должен проявиться в почвенно-растительном покрове наиболее эффективно на территориях двух крайних «полюсов» бореального экотона Волжского бассейна — в подзонах средней и южной тайги и в южной полосе лесостепи, с захватом северной степи (см. рис. 7.2). Аналогичные изменения были свойственны оптимумам голоцена и микулинского межледниковья (рис. 7.5). Наиболее неустойчивыми окажутся разнотравно-злаковые дубравы типичной лесостепи, которые будут готовы к полному поглощению повышено континентальными формациями южной лесостепи Самарского Заволжья. Станет интенсивно развиваться также процесс опустынивания заволжско-оренбургских степей.

а)



б)



Наиболее значительный сдвиг ландшафтно-зональных условий в сторону аридации намечается на первом и втором этапах прогнозного периода (см. рис. 7.4), когда прирост атмосферных осадков будет еще мал по сравнению с повышением температуры, что вызовет достаточно резкое снижение $K_{увл}$ — сначала в средней и южной тайге, а затем в типичной и южной лесостепи. Начальный сигнал потепления окажется, таким образом, экологически и территориально наиболее эффективным. Уже к 2050 г. среднетаежный режим функционирования экосистем почти полностью сместится на север за пределы Волжского бассейна. Дальнейшие смещения ландшафтно-зональных границ будут гораздо меньшими, благодаря возрастающему (особенно к 2100 г., см. рис. 7.5) увеличению количества осадков, что приостановит снижение $K_{увл}$. По этой же причине возможна встречная трансгрессия подзон южной и даже средней тайги на территорию широколиственных лесов.

Таким образом, можно ожидать следующие эквифинальные преобразования зональной структуры Волжского бассейна. Во-первых, наибольшее территориальное развитие получают два зональных типа природной среды: с одной стороны, смешанные леса, а с другой — типичная и южная лесостепь, которая расширится почти по всему своему простираанию.

Как было показано ранее (Коломыц, 1998), южная граница южнотаежной подзоны является главным климатическим рубежом между бореальным и суббореальным поясами, так как здесь наблюдается наиболее резкий скачок в вещественно-энергетической базе природных процессов. Следовательно, к концу XXI столетия практически вся территория основного водосбора Волжского бассейна окажется в суббореальных биоклиматических условиях. При этом если в первое 60-летие трансгрессия проявится главным образом со стороны смешанных и, в меньшей степени широколиственных лесов, то уже к 2075 г. не менее приоритетной окажется вся лесостепная зона, которая станет господствующим поглощающим состоянием в конце прогнозного периода.

Во-вторых, неморальнолесная подзона резко сузится и полностью сменит свое местоположение, перейдя за пределы известного оро-климатического барьера — широтного отрезка системы долин Оки–Волги–Камы. Территория современных широколиственных лесов полностью будет поглощена типично-лесостепными формациями (луговой степью), которые частично захватят даже предуральскую подтайгу. Сами же дубово-липовые сообщества проявят трансгрессию сначала в южную, а затем и в среднюю тайгу, создавая новые смешан-

Рис. 7.4. Зональные ландшафтно-экологические условия Волжского бассейна и его окружения, прогнозируемые на 2050 г. (а) и 2100 г. (б).

Штриховкой обозначены ареалы современных природных зон (подзон): 1 и 2 — средней и южной тайги; 3 — подтайги; 4 — широколиственных лесов; 5 — типичной и южной лесостепи; 6 — северной степи; 7 — южной (сухой) степи. Изолиниями показаны прогнозируемые зональные (подзональные) границы.

Таблица 7.8. Волжский бассейн. Ожидаемые изменения первичной биопродуктивности ($B_{перв}$) для групп ландшафтов на прогнозные сроки 2050 г. (+), 2075 г. (X) и 2100 г. (X) по сравнению с базовым периодом (●), согласно прогнозной модели GISS-1993

Прир. зоны (подзоны)	Группы ландшафтов *)	Градации параметра $B_{перв}$														
		7,1–8,0	8,1–9,0	9,1–10,0	10,1–11,0	11,1–12,0	12,1–13,0	13,1–14,0	14,1–15,0	15,1–17,0						
Средняя тайга	Э			●							+		X			X
	ТЭ										+					
	Т			●							+					
	А-ТА			●							+		X			
Южная тайга	Э										+					
	ТЭ				●						+					
	Т			●						●						X
	А-ТА									+			X			X
Смешанные леса	Э										+					
	ТЭ										+					
	Т			●							+					
	А-ТА										+			X		X
Широколиственные леса	Э															
	ТЭ															
	Т			●							X					
	А-ТА			●							+					
Лесостепь и северная степь	Э															
	ТЭ															
	Т															
	А-ТА															

*) Условные обозначения см. в главе 3 в разделе 3.2 и на рис. 3.5.

Таблица 7.9. Ожидаемые изменения подстилочно-опадного индекса (коэффициента годичной деструкции, KY) для групп ландшафтов на прогнозные сроки 2050 г. (+), 2075 г. (X) и 2100 г. (X) по сравнению с базовым периодом (●)

Природные зоны (подзоны)	Группы ландшафтов *)	Градации параметра $K_{гд}$					
		0,8-1,5	1,6-5,0	6-10	11-15	16-20	21-50
Средняя тайга	Э				X X	+	●
	ТЭ			X X		+	●
	Т			X	X + ●		
	А-ТА				X X	+	●
Южная тайга	Э			X X +	●		
	ТЭ		X X +		●		
	Т			X	X	+	●
	А-ТА			X X	+ ●		
Смешанные леса	Э		X X	+	●		
	ТЭ		X X +		●		
	Т		X X	+		●	
	А-ТА			X X +	●		
Широколиственные леса	Э		X X + ●				
	ТЭ		X X + ●				
	Т		X X + ●				
	А-ТА		X X +	●			
Лесостепь и северная степь	Э	X X +	●				
	ТЭ	X X +	●				
	Т	X X + ●					
	А-ТА	X X + ●					

*) Условные обозначения см. в главе 3 в разделе 3.2 и на рис. 3.5.

ные фитоценоотические структуры и расширяя тем самым общую площадь подтаежной зоны.

Наконец, в третьих, резко усилятся биоклиматические контрасты на юго-востоке региона (в его наиболее континентальной части), что приведет к существенному сближению на юге Предуралья зональных и подзональных границ, вплоть до появления на широте Оренбурга зоны полупустынь. Лесостепная зона будет постепенно терять свою устойчивость: степень ее стабилизации от первого прогнозного этапа к третьему снизится с 50–60 до 10–20%. Соответственно, в своих южных и особенно юго-восточных районах она начнет преобразовываться в степь.

Наибольшее территориальное развитие получают два зональных типа природной среды: с одной стороны, смешанные леса (с господством как темнохвойных, пород, так и сосновых древостоев), а с другой, — типичная и южная лесостепь. При этом, как выявлено по аналитическим моделям ландшафтно-экологических переходов (Коломыц, 2003), объектами-доминантами и субдоминантами, по функционально-структурному облику которых будут преобразовываться большинство ландшафтно-зональных систем, станут исключительно суббореальные природные комплексы — типичная и южная лесостепь и северная степь. Соответственно весь спектр лесных почв (от дерново-подзолистых до темносерых лесных) подвергнется процессам почвообразования, ведущим к развитию на их месте плеяды черноземов — выщелоченных, оподзоленных и луговых.

Изложенные прогнозные оценки в целом согласуются с результатами численного моделирования природных условий будущего другими авторами (Величко и др., 1991; Кобак, Кондрашева, 1992; Сиротенко, Абашина, 1998; и др.). Это касается, в частности, предполагаемого ими к 50–70-м годам XXI в. значительного (в 2,5–3,4 раза) сокращение зоны тайги. Вместе с тем 10-кратное расширение площади широколиственных лесов представляется нам маловероятным. Можно согласиться также с тем, что к 2050 г., когда величина глобального потепления достигнет 1,4 °С, на территории Волжского бассейна будут господствовать ландшафтно-экологические условия смешанных лесов. Согласно расчетам Величко и др. (1992), на востоке Русской равнины уже к 2050 г. ожидается распространение зональных условий хвойно-широколиственных лесов до 62–63° с.ш., что выходит далеко за северные пределы Волжского бассейна. Наш сценарий, вообще говоря, допускает такую возможность, однако только после конца XXI столетия.

Основной движущей силой переходов преимущественно более северных ландшафтно-зональных систем в более южные будет служить ускорение малого биологического круговорота на всем полизональном пространстве бореального экотона: от средней тайги до южной лесостепи включительно. Поэтому немаловажный интерес представляют траектории прогнозируемого поведения двух дискретных параметров функционирования природных экосистем, характеризующих соответственно две ветви их метаболизма — биопродукционную и детритную. Интенсификация процессов метаболизма проявится прежде всего в увеличении производства первичного органического вещества (см. табл. 7.7 и 7.8).

При этом наиболее резко повысят продуктивность бореальные леса, благодаря своей максимальной чувствительности к термическому сигналу (Коломыц, 2005). Их нетто-продукция поднимется вплоть до нижнего уровня производительности современных мезофильных лесостепей и луговых степей крайнего юга Русской равнины, а также влажных субтропических лесов Закавказья, судя по данным (Кавказ, 1966; Базилевич, Родин, 1971).

Одновременно столь же существенно (почти скачкообразно) вырастут темпы разложения лесной подстилки, с уменьшением параметра K_{zo} (см. табл. 7.9), что и вызовет последующую смену таежнолесных формаций широколиственнолесными, а затем (выборочно) и лесостепными. Вместе с тем, ускорение темпов разложения органического вещества может снизить естественное плодородие почвы (Голубев, 2002). Наиболее существенно эти процессы проявятся, по-видимому, в почвах суббореального пояса — серых лесных, а также выщелоченных и оподзоленных черноземах.

Наибольший суммарный эффект термоаридного тренда в биологическом круговороте ожидается в восточном, более континентальном секторе таежной зоны бассейна (см. табл. 7.7), благодаря чему здесь должны быть и наиболее высокие стартовые скорости функционально-структурных преобразований экосистем. Однако уже на втором прогнозном этапе (2050–2075 гг.) как меридиональные, так и широтно-зональные различия в удельных скоростях функциональной активизации бореальных лесов существенно сгладятся. Несколько меньший рост производительности придется на всю лесостепную зону, причем он будет вызван главным образом увеличением осадков и проявится особенно отчетливо на втором прогнозном этапе в западном, более гумидном секторе бассейна. Наконец, продуктивность степей Заволжья увеличится весьма незначительно, а на первых двух этапах возможно даже ее уменьшение.

В целом максимум первичной биологической продукции к концу XXI века сместится с зоны смешанных и подзоны широколиственных лесов в южную и даже среднюю тайгу. Это будет связано с общим сдвигом в том же направлении оптимальных значений коэффициента увлажнения (см. Коломыц, 2005), который, согласно (Димо, 1972), для лесных экосистем должны быть несколько больше. Широколиственные и даже смешанные леса окажутся в условиях возрастающего недостатка эдафического увлажнения, особенно на первых двух наиболее аридизированных прогнозных этапах, что и вызовет их заметное отставание в росте первичной продукции по сравнению с бореальными лесами. Как видим, при анализе связей ландшафтно-зональных систем с соотношения тепла и влаги для прошлого, настоящего и будущего необходимо оперировать данным геофизическим параметром не в абстрактном значении, а в его интерпретации на влагосодержание почвы как ведущий прямодействующий экологический фактор формирования почвенно-растительного покрова.

Неоднородность трендов биопродукционного процесса приведет к увеличению пространственной контрастности значений первичной продуктивности

экосистем между различными зонами и секторами бореального экотона. Иными словами, существенно возрастет функциональная широтно-зональная (а на юге и долготно-секторная) экотонизации территории региона, что будет способствовать повышению динамичности фитоценологических ареалов, снижению устойчивости их границ и, следовательно, общему ускорению процессов климатогенных преобразований природных экосистем.

7.9. Некоторые ожидаемые социально-экологические следствия

Прогнозируемый термоаридный биоклиматический тренд неизбежно обострит проблему сохранения и воспроизводства лесных и водных ресурсов, а также выращивания сельскохозяйственных культур в лесостепной и степной зонах Русской равнины. Интерпретация экологического прогноза на основе известных закономерностей влияния влагосодержания почвы в вегетационный период на состояние естественной растительности и агрофитоценозов (Раунер, 1972; Вериги, Разумова, 1973) позволяет прийти к следующим выводам.

Уже в 2050 г. не только в северной степи, но и в типичной и южной лесостепи будет затруднено естественное возобновление древесных пород. К 2075 г. такая ситуация будет складываться также в подзоне широколиственных лесов. При уменьшении июльских запасов влаги в метровом слое почвы до 25–30 мм взрослые древостои резко снижают свою жизнеспособность, что обрекает их на усыхание. Еще через 20 лет критические условия воспроизводства лесных ресурсов распространятся и на смешаннолесную зону.

Столь же неблагоприятно сложатся и агроклиматические условия. К 2050 г. в лесостепной зоне при летнем влагосодержании почвы ($W-100$) = 50–70 мм следует ожидать естественное снижение урожайности зерновых культур на 20–30%. В 2100 г. в таких же условиях окажется зона смешанных лесов, между тем как в самой лесостепи дальнейшее снижение запасов почвенной влаги до уровня 20–35 мм вызовет потерю урожайности на 40–50%.

Совершенно очевидно, что глобальное потепление уже в ближайшие десятилетия вызовет потребность дополнительных и весьма существенных энергетических затрат на обводнительные мелиорации в целях сохранения необходимых площадей лесных массивов и поддержания урожайности сельскохозяйственных культур в Средней полосе Русской равнины, куда, по-видимому, сдвинется основной зерновой пояс Европейской России.

7.10. Ретроспективный ландшафтно-зональный прогноз

Аналитические ретроспективные модели представлены на рис. 7.5. Построенная нами ландшафтно-зональная карта на оптимум голоцена (рис. 7.6 а) в целом соответствует аналогичным, хотя и гораздо более мелкомасштабным, картографическим данным, полученным ранее для данной эпохи другими авторами (Марков

и др., 1981; Палеогеография..., 1982; и др.). Что же касается оптимума микулинского межледниковья (рис. 7.6 б), то на этом наиболее отдаленном и наименее изученном палеоаналоге необходимо остановиться более подробно.

7.10.1. О геоботаническом сценарии микулинского оптимума

Данный сценарий для Восточной Европы был разработан В.П. Гричуком (Палеогеография..., 1982; Величко и др., 1983) и может рассматриваться как пример термо-гумидных биоклиматических условий региона, с более высокими температурами и $K_{увл}$ по сравнению с их современными значениями. Он был подтвержден, с некоторыми изменениями, в более поздней обобщающей сводке (Изменение климата..., 1999). По этому сценарию, в бассейне Верхней и Средней Волги господствующее положение занимали хвойно-широколиственные леса. Далее к югу простиралась еще более обширная зона широколиственных лесов, при почти полном отсутствии степных формаций. Лесостепная и степная зоны отступали на самый крайний юг Окско-Донской низменности и в Саратовское Заволжье. Предполагается также, что в Средней полосе Русской равнины микулинская кульминация отличалась от современных климатических условий значительно более теплой (на 4–6°) и мягкой зимой, при практическом отсутствии летнего потепления, и несколько большим (на 50–100 мм) годовым количеством осадков.

Насколько реконструированные климатические условия микулинской эпохи можно считать адекватными распределению в тот период основных зональных типов растительности в регионе, если считать это распределение достаточно доказанным и принять за эталон современную биоклиматическую систему? Этот вопрос принципиально важен для оценки достоверности палеогеографических сценариев как ретроспективных прогнозных моделей. Упомянутые авторы полагают, что полученных ими параметров климатических отклонений микулинского оптимума от современных условий было вполне достаточно для мощной (на 500–700 км и более) трансгрессии лесных формаций на юг по территории Русской равнины и оттеснения степей на крайний юго-восток — в Прикаспийскую низменность. Так ли это на самом деле?

Прежде всего, отметим: роль зимних условий не была решающей. На территории Русской равнины отсутствует сколько-нибудь достоверная связь годового коэффициента увлажнения, а следовательно и природной зональности, со среднеянварской температурой (коэффициенты корреляции и детерминации равны соответственно 0,15 и 0,02). Как уже было нами показано (Коломыц, 1988), ландшафтно-зональная структура равнины обусловлена главным образом гидротермическими условиями теплого периода.

Из материалов точечных палеоклиматических реконструкций для микулинского оптимума (Величко и др., 1983; Величко, 2010) следует, что температуры июля в эту эпоху на данной территории были на 0,5–1,0° выше современных, а в западных районах имели место нулевые отклонения. Повсеместно отмечено также уменьшение

годовых осадков: на 100–120 мм в северной полосе и не менее чем на 20–50 мм — в остальных районах. Как видим, исходные данные уже изначально предопределяют термо-аридный тип отклонений климатический условий микулинского оптимума в Волжском бассейне от современного климата, причем главный вклад в аридизацию (снижение $K_{увл}$) вносило уменьшение осадков, а не повышение температуры.

Далее, проведенная нами количественная оценка соразмерности изменений июльской температуры и годовых осадков с зональными переходами лесостепи и степи в широколиственные и смешанные леса показала, что подобные переходы возможны только при холодно-гумидном биоклиматическом тренде — понижении летних температур и/или увеличении годовых осадков, т.е. при росте коэффициента увлажнения. Однако отклонения от современных норм должны быть гораздо больше тех, которые реконструируются упомянутыми авторами для микулинского оптимума на восточную часть юга Русской равнины. Расхождения достаточно ощутимы в оценках аномалий как температур, так и осадков. Например, для трансгрессии неморальных лесов в типичную и южную лесостепь на Приволжской возвышенности необходимо понижение средней температуры июля не менее чем на 0,6 °С, в то время как по микулинской реконструкции здесь были нулевые термические аномалии.

Еще большие несоответствия выявляются для южной полосы Русской равнины. Северо- и среднестепные растительные формации, господствующие в настоящее время севернее 52-й параллели на всем пространстве от Дона до Волги (Исаченко, 1985) могут быть замещены широколиственными лесами только при понижении средней температуры июля на 1,3–1,5 °С и/или увеличении годовой суммы осадков на 160–190 мм. Здесь расхождения с палеоклиматической реконструкцией особенно существенны по количеству осадков. При трансгрессии же неморальных лесов в подзону южной степи, доходящей на волжско-донском междуречье до 48° с.ш., летние температурные аномалии должны достигать –3 °С, а положительные отклонения годового количества осадков — в среднем не менее 170 мм. Подобные климатические сдвиги вообще не реконструируются по микулинскому сценарию для Восточной Европы.

Таким образом, для оптимума микулинского межледниковья рассматриваемая палеогеоботаническая схема Русской равнины не вполне соответствует реконструируемым климатическим параметрам. Особенно неоправданной представляется трансгрессия далеко на юг подзоны широколиственных лесов по бассейнам Дона и Нижней Волги, тем более что на этом обширном пространстве вообще отсутствуют разрезы с палинологическими данными, которые свидетельствовали бы о преобладающем развитии здесь неморальнолесных формаций.

Упомянутый в работе (Изменение климата..., 1999) опорный разрез по р. Бол. Ирғиз указывает на лесостепь, недалеко от которой, по-видимому, простиралась и зона степей. Скорее всего, это была ситуация, типичная для теплых межледниковых эпох среднего плейстоцена во всей южной полосе Среднего Поволжья. Например, по правобережью Оки на месте современных широколиственных лесов в эти эпохи преобладали сухие степи и даже ксерофитные леса и кустарники

субтропического типа (Длузский, Морозова, 1998). Аналогичная картина имела место и в соседней Западной Сибири, где в рисс-вюрмское межледниковье ландшафтные зоны смещались к северу на 500–700 км (Зубаков, Борзенкова, 1983).

Следует, по-видимому, согласиться с тем (Ясаманов, 1985), что в микулинское и лихвинское межледниковья центральные части континентов, так же как и в современную эпоху, были заняты обширными аридными областями. Один из «языков» Евразийской аридной области мог достигать территории Среднего Поволжья, создавая характерную концентрически-овальную систему очертаний природных зон (что подтверждается, в частности, ареалограммами, приведенными в работе (Гуртовая, Фаустова, 1977)).

Это позволяет говорить о достаточно большом геологическом возрасте современного типа биоклиматической зональности Восточно-Европейского субконтинента. Данный тип существовал здесь уже в теплые эпохи среднего плейстоцена.

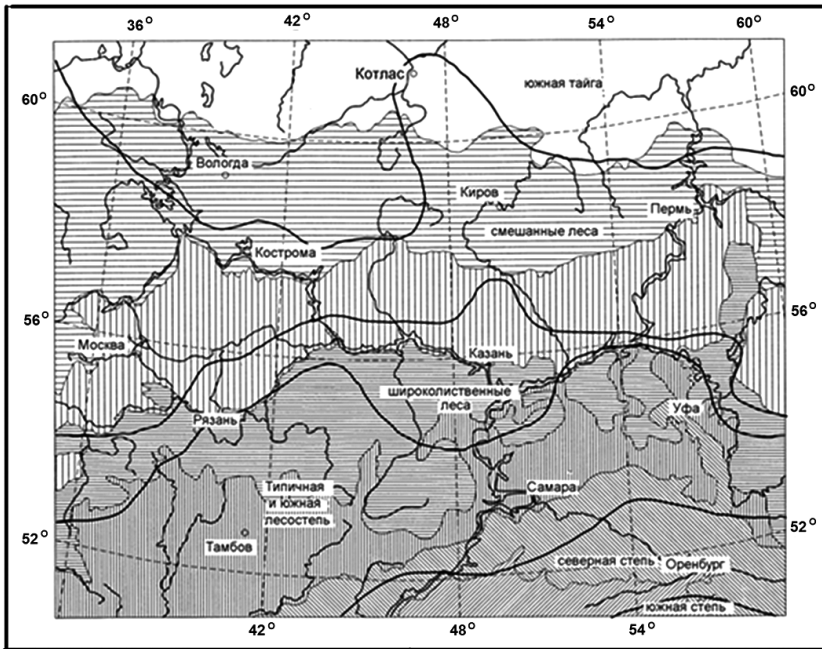
Построенная нами схема зональной структуры Средней полосы Русской равнины для оптимума микулинского межледниковья (см. рис. 7.3 б) существенно отличается от рассмотренной выше палеогеоботанической картины, хотя в каждом из этих случаев все расчеты строились на одних и тех же исходных палинологических данных. Налицо явное несовершенство современных количественных методов палеореконовструкций, дающих столь противоречивые результаты, поэтому обе сопоставляемые картосхемы приходится рассматривать как равноправные рабочие модели.

7.10.2. Палеогеографические реконструкции

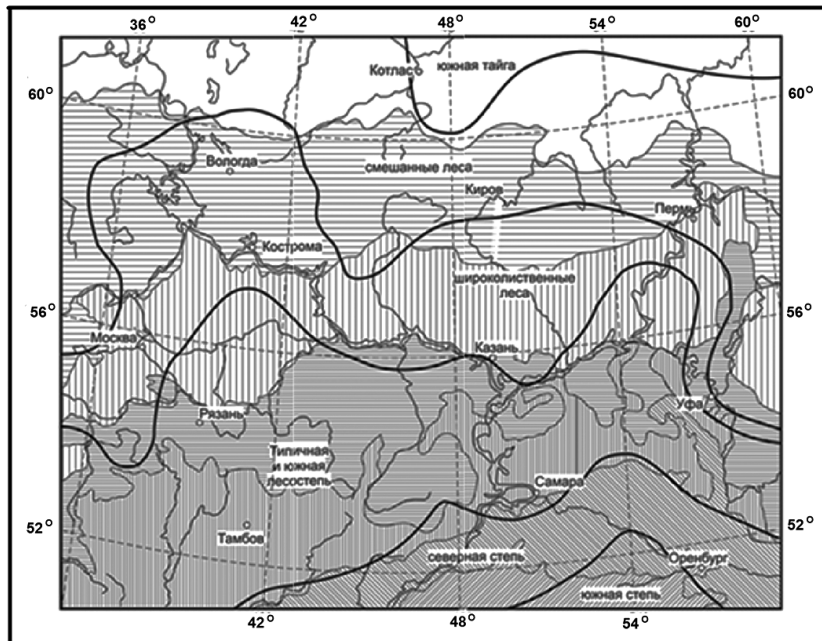
В эпоху оптимума голоцена средние температуры июля на территории Волжского бассейна и его окружения были на $0,5\text{--}1,0^\circ$ выше современных, а в некоторых, преимущественно западных, районах имели место нулевые отклонения. В то же время $r_{\text{год}}$ было меньше современного: на 100–120 мм в северной полосе и не менее чем на 20–50 мм в остальных районах. Как видим, исходные палеоклиматические данные уже изначально предопределили термоаридный тип отклонений климатический условий микулинского оптимума от современного климата, причем главный вклад в аридизацию вносило уменьшение атмосферных осадков, а не повышение температуры.

Оба полученных автором палеогеографических сценария описывают практически повсеместный сдвиг зональных и подзональных границ в средней полосе Русской равнины на север по сравнению с их современным положением, что влечет за собой соответствующие изменения структуры почвенно-растительного покрова. При этом благодаря более высокой чувствительности к гидротермическому сигналу восточного более континентального сектора Волжского бассейна, появляется западная слагающая движения границ и результирующий вектор смещения природных зон и подзон оказывается направленным с юго-востока на северо-запад, что и подчеркивается очертаниями зональных рубежей на картосхемах для всех прогнозных и палеогеографических сценариев (рис. 7.5 и 7.6 а, б).

а)



б)



Таким образом, можно говорить о реализации гипотетического термоаридного тренда в двух рассматриваемых эпохах геологического прошлого, т.е. принципиально такой же тенденции, которая свойственна прогнозируемому для данной территории биоклиматическому тренду, но с обратным знаком. Именно этот комплексный гидротермический признак, а не простое температурное сходство, позволяет рассматривать оптимумы микулинского межледниковья и голоцена в качестве палеоаналогов прогнозируемых ландшафтно-экологических ситуаций. При этом оказалось, что микулинская кульминация гораздо больше, чем оптимум голоцена, приемлема в качестве палеоаналога прогнозируемой ландшафтно-экологической ситуации не только для 2050 г., как это обычно принимается, но и на весь прогнозируемый период.

По обоим ретроспективным трендам «центр тяжести» ландшафтно-экологических отклонений был смещен в южную часть основного водосбора Волжского бассейна. В качестве поглощающих состояний выступали суббореальные экосистемы, которые трансгрессировали на север, занимая территории бореальных лесов. В обоих палеогеографических ситуациях лесостепь играла роль лидирующего ландшафтного комплекса, структурные и функциональные черты которого в той или иной мере проявлялись практически во всех зональных подразделениях юга бореального пояса. Это существенно снижало широтно-зональную контрастность территории и делало все экологическое пространство Волжского бассейна гораздо более однородным, чем в настоящее время.

Выявлено также два следующих палеогеографических феномена: 1) высокая устойчивость всего полизонального комплекса типичной и южной лесостепи совместно с северной степью и почти полное поглощение лесостепью территории широколиственных лесов; 2) характерное для обоих палеогеографических срезов остепнение подтайги, причем выраженное в среднем голоцене в большей степени, нежели в микулинское межледниковье. Вместе с тем, палеогеографические ситуации отличались значительно меньшим проявлением аридности на севере суббореального пояса, начиная с лесостепной зоны, чем это ожидается в ближайшие десятилетия, поэтому положение южных границ микулинской и среднеголоценовой лесостепи было близко к современному.

7.10.3. Антропогенная невязка в ретроспективном прогнозе

При использовании для прогнозных целей палеогеографических аналогов из среднего голоцена следует иметь в виду, что эти аналоги необходимо применять с определенными поправками на антропогенные изменения природной зональности, которые произошли на обширных территориях Европы за последние 5,5–6

Рис. 7.6. Зональные ландшафтно-экологические условия Волжского бассейна и его окружения в микулинского межледниковье (а) и оптимум голоцена (б). Условные обозначения те же, что и на рис. 7.4.

тыс. лет, начиная с раннего неолита и бронзового века и кончая наступлением индустриального периода (серединой XIX в.). Известны многочисленные доказательства того (Восточноевропейские..., 1994), что в среднем голоцене широколиственные леса могли распространяться на Русской равнине до низовий Днепра, Дона и Волги (по крайней мере отдельными «языками»). В течение суббореального периода за 3–3,5 тыс. лет южная граница широколиственных лесов под влиянием человека (подсечно-огневого земледелия и скотоводства) отступила на север на 400–600 км. Правда, действовавший в это время холодно-гумидный климатический тренд смещал к югу почти на такие же расстояния (до 300–500 км) всю систему лесных природных зон. Тем не менее вполне возможно, что, находясь под длительным воздействием человека, система зональных геопространств Русской равнины пришла по существу в новое квазиравновесное состояние. Один из результатов этого — чрезвычайная извилистость современной южной границы неморальнолесной подзоны (см. рис. 5.2). Все последующие естественные изменения растительного покрова будут совершаться уже по новой траектории, весьма отличной от той, которая была до периода неолита. Следовательно, прогнозные оценки, использующие метод актуализма, исходят так или иначе из этого нового положения зональных границ, а не от того, что было бы при отсутствии антропогенеза.

Вместе с тем вряд ли можно согласиться с изложенными в работах (Восточноевропейские..., 1994; Смирнова и др., 2001) выводами о том, что современная зональная структура Восточной Европы сформировалась только за последние 1–2 тыс. лет и является прямым результатом деятельности человека. Упомянутые авторы считают, что в среднем голоцене здесь господствовали смешанные леса. Более того, утверждается, что вызванное хозяйственной деятельностью преобразование почвенно-растительного покрова привело к резким изменениям самого климата в масштабе целого субконтинента.

Не вдаваясь в дискуссию относительно корректности хроноинтерпретации авторами палеоматериалов, приведем результаты гидротермических расчетов, проведенных нами для северного Подмосковья, входящего в зону смешанных лесов ($K_{\text{увл}} = 1,5$). Расчеты выполнены по данным (Коломыц и др., 1995) и основаны на результатах исследований Ю.Л. Раунера (1972). Оказалось, что уничтожение темнохвойнолесной растительности приводит к снижению $K_{\text{увл}}$ на 0,13–0,17, а сведение лиственного леса — на 0,06–0,07.

Подобные сдвиги соотношения тепла и влаги в сторону аридизации могут иметь существенное экологическое значение только вблизи зональных или подзональных границ, однако они не в состоянии вызвать переход всей ландшафтно-зональной системы из одной категории в другую. В данном случае северное Подмосковье останется в зоне смешанных лесов даже если его лесистость составит всего несколько процентов, как это было, например, на территории Центральной России в XVI в., в период массовой распашки земель.

7.11. Выводы

1. На основе сравнительного анализа прогнозируемых и палеогеографических сценариев на крупный регион Восточно-Европейского субконтинента удалось установить достаточно общие закономерности региональных проявлений глобальных изменений природной среды. В целом представленные в *палеопрогнозной концепции* результаты научно-методического поиска показывают, что региональный подход к оценке глобальных изменений может стать одним из перспективных методологических аспектов при решении глобальных экологических проблем.

2. Изложенные материалы имеют определенное практическое значение для самих экономических районов лесной и лесостепной зон Волжского бассейна. Оценки состояния лесных и лесостепных экосистем и прогнозы их грядущих изменений могут быть использованы для разработки экологических основ сохранения, воспроизводства и рационального использования лесных ресурсов, развития сети охраняемых и рекреационных территорий (заповедников, заказников, национальных парков), что особенно важно для районов с критическими условиями существования растительности, к которым относится зона контакта леса и степи.

3. Представленные в концепции научно-методические и теоретические разработки могут, по-видимому, войти в методологический арсенал исследований по *региональной динамической экологии* как достаточно новому научному направлению, призванному решать проблемы биоэкологического и геосистемного мониторинга путем создания региональных моделей глобальных изменений природной среды.





Глава 8

ЛОКАЛЬНЫЙ ЛАНДШАФТНО-ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ

В многочисленных прогнозах экологических последствий ожидаемого и по существу уже начавшегося глобального антропогенного потепления (Будыко, 1980; Emanuel et al., 1985; Предстоящие..., 1991; Оценки..., 1992; Dahl, 1993; Climate..., 1996; Состояние..., 2001; Мохов, 2006; и др.) проблема локального (топологического) отклика на эти климатические изменения остается наименее освещенной. Между тем известно, что истоки механизмов реакции природных экосистем на внешние возмущения сосредоточены на уровне элементарных хорологических единиц биосферы — биогеоценозов (Тимофеев-Ресовский, Тюрюканов, 1966).

Необходимо создание концепции «Глобальные изменения на локальном уровне» как научно-методической основы локального экологического мониторинга глобальных изменений. В настоящей главе, посвященной данной проблеме, объектами исследования стали лесные и лесостепные экосистемы основного водосбора Волжского бассейна. Необходимость сохранения и воспроизводства в условиях меняющегося климата лесных ресурсов на южной границе бореального пояса, где лесные сообщества находятся в состояниях, близких к критическим, относится к числу фундаментальных экологических проблем.

8.1. Исходный эмпирический материал

Для проведения прогнозного анализа были использованы материалы крупномасштабных ландшафтно-экологических съемок (см. главу 1), проведенных автором с сотрудниками в 1987–1996 гг. по специально разработанной методике (Коломыц, 1995, 2008) на шести экспериментальных полигонах Среднего Поволжья см. (см. рис. 5.2): 1) в Жигулевском низкогорном массиве, на участке Национального парка «Самарская Лука»; 2) в смешанных и широколиственных лесах возвышенного правобережного Присурья (на территории Чувашского национального парка «Чаваш Вармане»); 3–4) в возвышенно-равнинном Предволжье, на территории рекреационных зон Нижнего Новгорода (полигоны в дубравах памятника природы «Щелоковский Хутор» и в смешанных лесах урочища «Зеленый Город»); 5) на участке Окско-Мокшинского низменно-зандрового полесья (окрестности г. Выксы Нижегородской обл.); 6) в подтаежном низменном Нижегородском Заволжье (Керженский заповедник); 7) на участке коренных дубо-

во-липовых и сосновых лесов в северной полосе Приволжской возвышенности, по правобережью малой р. Кудьмы — правого притока Волги); 8) в смешанных, хвойных и широколиственных лесах низменной равнины у южной границы подтаежной зоны в Южном Верхневолжье (Приокско-террасный заповедник). Каждый полигон характеризует определенную *региональную экосистему* с условным названием: Жигули, Присурье, Щелоковский Хутор, Зеленый Город, Выкса, Керженец, Кудьма и ПТЗ.

В пределах каждого полигона все биогеоценозы были сгруппированы в 6 фациальных групп по сочетанию двух основных диагностических признаков: типов местоположения согласно классификации (Глазовская, 1964) и групп типов леса. Информация включала 76 геокомпонентных и комплексных признаков, объединенных в пять блоков (см. главу 1). Сбор фактического материала на каждой пробной площади, его обработка и последующие расчеты выполнены в соответствии с известными методическими руководствами по биогеоценологии и геофизике ландшафта.

Прогнозные оценки проведены в системе двух координат: уровней базового функционирования (либо типов местоположения и местообитания) и зонально-географических групп биогеоценозов. На основе мер отношений включения (см. главу 1) 23 параметров фитоценотического функционального блока топоэкосистем установлены их *экологические группы (экотипы)*, отвечающие различным уровням функционирования — как производства, так и разложения фитомассы. Например, в Жигулях и Присурье доминирующими, т.е. эвритопными по терминологии Ю. Одума (1975), экосистемами являются умеренно влажные *плакорные* неморальнолесные биогеоценозы (присурские дубо-липняки и жигулевские вязово-кленово-липовые леса). Им свойствен наиболее интенсивный метаболизм, соответствующий нормам восточноевропейских широколиственных лесов: максимальные величины живых фитомасс и продуктивности и наибольшая скорость разложения мертвой органики. Пониженный уровень функционирования имеют субдоминанты (субэвритопы): в Присурье — мезо-гидроморфные хвойные леса нижних частей склонов водноледниковой равнины; в Жигулях — сосново-широколиственные леса и липо-дубняки теневых и нейтральных склонов низкогорья и их подножий.

Редуцированные топоэкосистемы: субстенотопы и стенотопы, — отличаются минимальными запасами живой фитомассы, наименьшей продуктивностью фитоценозов и заторможенным биологическим круговоротом. Подобные метаболические признаки характерны для зональных условий северотаежных лесов Восточной Европы и/или подтайги резко континентальной Восточной Сибири. Это, с одной стороны, ксероморфные остепненные сосновые боры древних песчаных дюн (Присурье) и крутых солнцепечных склонов (Жигули), а с другой — елово-сосновые заболоченные редины западин присурских зандров и субгидроморфные лиственные леса днищ малых глубоко врезаемых долин Жигулевских гор. Таким образом, налицо *достаточно высокая контрастность функциональных*

состояний лесных фитоценозов в каждом экорегионе, что должно обеспечивать соответствующее многообразие их ответной реакции на одни и те же фоновые гидротермические сигналы.

Вполне определенно выражена также зонально-географическая дифференциация топоэкосистем. Местные геоморфологические и эдафические факторы преломляют фоновые биоклиматические условия и формируют в различных частях бореального экотона, помимо плакорных экосистем (Высоцкий, 1960), отражающих зонально-региональный фон данной территории, множество экстразональных категорий (Спрыгин, 1986) как представителей других зональных типов географической среды, не только соседних, но и весьма удаленных. В этом состоит явление биоклиматической полизональности топоэкосистем как форма их реакции на глобальные изменения климата (см. Улаву 5). Образуются *региональные системы локальной зональности*, которые имитируют основные направления и масштабы местных экосистемных перестроек, создавая тем самым эмпирическую основу для численных прогнозных построений и корректировки их результатов.

С помощью данных метеостанций была оценена репрезентативность гидротермических параметров почвы, полученных на экспериментальных полигонах при одноразовой ландшафтно-экологической съемке. Измеренные на полигонах почвенные влагозапасы были приведены к многолетней базовой норме в среднем для июля.

8.2. Основные черты климатических прогнозов

Гидротермические тренды определены на период до 2150–2300 г.г. по двум глобальным моделям семейства общей циркуляции атмосферы (AOGCMs) — модели HadCM3, версия A2 (Pope et al., 2000) и модели E GISS (Hansen et al., 2007a, b). Первая модель предсказывает *термоаридный климатический тренд* по всей Средней полосе Русской равнины. Экологический прогноз по этой модели позволяет оценить реакцию лесных экосистем на такие глобальные климатические изменения, которые могут превышать порог выносливости основных лесообразующих пород и привести к распаду на обширных пространствах не только неморальных, но и бореальных лесов. Вторая же модель дает более сложную картину: *холодно-аридный тренд* до середины XXI столетия с последующей слабо выраженной *термогумидизацией климата*, которая мало чем отличается от сценариев более ранней умеренной модели GISS (Hansen et al., 1988).

По модели HadCM3 весь прогнозный период нами разбит на пять этапов (шагов): 1985–2025–2050–2075–2100–2150 г.г. По модели же E GISS выделены четыре этапа; 1985–2050–2100–2150–2300 г.г. Базовым считается период инструментальных метеонаблюдений 1881–1985 г.г., с конца которого собственно и началось современное глобальное потепление (Climate Change..., 1996).

Модель HadCM3 дает повышение к концу XXI в. среднеиюльской температуры в Средневолжском регионе на 5,5–7,0° (табл. 8.1). Годовое количество осадков

Таблица 8.1. Значения основных климатических параметров и соответствующие ландшафтно-зональные условия, прогнозируемые по расчетной модели HadCM3

Жигулевский низкогорной массив (Жигули)

Климатические параметры ¹	Базовый период	Прогнозируемые сроки				
		2025 г.	2050 г.	2075 г.	2100 г.	2150 г.
$t_{\text{январь}}$	-14,0	-12,6	-11,2	-8,1	-6,5	-8,0
$t_{\text{июль}}$	20,1	22,5	23,3	24,3	25,6	27,2
$r_{\text{год}}$	629	645	591	622	682	579
E_0	659	910	1009	1115	1340	1609
$K_{\text{увл}}(1)$	0,95	0,71	0,59	0,56	0,51	0,36
Зональная принадлежность	Типичная лесостепь, у ее северной границы	Северная степь	Северная граница средней степи	Средняя степь	Северная граница южной степи	Южная степь

Возвышенное Нижегородское Предволжье (Зеленый Город)

Климатические параметры ¹	Базовый период ²	Прогнозируемые сроки				
		2025 г.	2050 г.	075 г.	2100 г.	2150 г.
$t_{\text{январь}}$	-11,8 (-18,1)	-9,9	-8,6	-6,7	-4,4	-4,8
$t_{\text{июль}}$	18,2 (18,9)	20,4	21,5	22,5	23,5	24,4
$r_{\text{год}}$	660 (550)	667	594	667	705	658
E_0	511	686	796	910	1035	1159
$K_{\text{увл}}(1)$	1,29	0,97	0,73	0,73	0,68	0,56
Зональная принадлежность	Смешанные леса у южной границы	Южная лесостепь	Северная степь			Средняя степь

Нижнеокский бассейн. Приокско-Террасный заповедник

Климатические параметры ¹	Базовый период ²	Прогнозируемые сроки				
		2025 г.	2050 г.	2075 г.	2100 г.	2150 г.
$t_{\text{январь}}$	-10,6 (-14,3)	-7,9	-7,4	-5,6	-2,7	-4,1
$t_{\text{июль}}$	17,5 (20,2)	19,7	21,5	21,6	23,6	22,8
$r_{\text{год}}$	712 (610)	700	616	651	730	681
E_0	468	624	796	807	1,48	921
$K_{\text{увл}}(1)$	1,52	1,12	0,77	0,81	0,70	0,74
Зональная принадлежность	Смешанные леса (в «ядре» типичности)	Широколиственные леса	Южная лесостепь		Северная степь	

Низменное Нижегородское Заволжье (Керженец)

Климатические параметры ¹	Базовый период ²	Прогнозируемые сроки				
		2025 г.	2050 г.	2075 г.	2100 г.	2150 г.
$t_{\text{январь}}$	-12,4 (-19,3)	-10,3	-9,3	-7,8	-5,2	-5,3
$t_{\text{июль}}$	18,1 (17,6)	20,0	20,3	22,3	22,2	23,7
$r_{\text{год}}$	685 (603)	700	609	687	725	694
E_0	500	754	921	983	1131	1159
$K_{\text{увл}}(1)$	1,37	1,08	0,90	0,78	0,83	0,65
Зональная принадлежность	Южная полоса смешанных лесов	Южная граница широколиственных лесов	Типичная лесостепь	Северная степь		Средняя степь

¹ Средние температуры: $t_{\text{январь}}$ – января, $t_{\text{июль}}$ – июля; $r_{\text{год}}$ – годовое количество осадков; E_0 – годовая испаряемость. $K_{\text{увл}}(1)$ – коэффициент увлажнения Высоцкого–Иванова.

² В скобках приведены данные, полученные для этого же периода по расчетной климатической модели.

при этом изменится незначительно, поэтому коэффициенты атмосферного увлажнения будут повсеместно снижаться. В лесостепных районах Жигулей и Присурья экстремальное вековое падение $K_{увл}(1)$ составит с 0,95–1,07 до 0,36–0,45, а в Заволжско-Керженском подтаежном районе — с 1,37 до 0,65. Весь юг бореального пояса на Русской равнине окажется в суббореальных климатических условиях. Соответственно начнется прогрессирующее летнее иссушение почвы.

По нашим оценкам, для нейтрализации повышения в Самарском Поволжье средней температуры июля на 7° необходима минимальная прибавка годовых осадков в 1000 мм, что не прогнозируется для данного региона ни одной моделью семейства AOGCMs (Climate Change..., 1996). Таким образом, вплоть до середины XXII столетия по всему бореальному экотону Волжского бассейна будет развиваться термоаридный климатический тренд. Ожидаемое глобальное потепление вызовет общую аридизацию региональных биоклиматических систем, и чем дальше по времени, тем эта аридизация будет все более глубокой.

Холодно-аридный климатический тренд (по модели E GISS) будет означать почти по всему бореальному экотону Волжского бассейна как среднегодовое похолодание, так и сокращение посезонного и годового количества осадков (табл. 8.2). В наиболее ярком виде он проявится в западном секторе Волжского бассейна. Примером может служить экорегион Приокско-Террасного заповедника (ПТЗ), расположенный в Окско-Верхневолжском бассейне у южной границы смешаннолесной зоны.

8.3. Прогнозные оценки изменений эдафического увлажнения и их экологических последствий при термоаридном тренде

В настоящее время лесистость территории неморальнолесной подзоны Приволжской возвышенности не превышает 15–25% (Ступишин, 1964). Сохранившиеся плакорные дубо-липняки и их мелколиственные дериваты на суглинистом субстрате (экорегион Кудьма, группы фаций 1 и 3; см. табл. 5.1) изначально имеют летние запасы почвенной влаги, едва обеспечивающие сплошное распространение лесного покрова (см. табл. 5.10 и рис. 8.1, *a*). К концу XXI в. средние значения ($W-20$), ($W-50$) и ($W-100$) здесь составят соответственно 29–30, 45–55 и 145–155 мм, что вызовет тенденцию перехода этих лесов в редколесья.

На песках, где распространены сосняки и сосново-липово-дубовые леса (группа фаций 2), стартовые запасы почвенной влаги уже были близки к третьему критическому уровню, почти исключая существование лесов (см. табл. 5.10). Начиная с 2030–2050 гг. указанные значения влагосодержания почвы снизятся здесь в среднем до 20, 45 и 95 мм, что приведет к формированию на месте этих лесов северной (луговой) степи с отдельными островками осинников и березняков. Полноценные лесные сообщества сохранятся только в ныне переувлажненных долинах малых рек.

Таблица 8.2. Модель E GISS. Отклонения климатических параметров от их базовых значений (по экспериментальным полигонам)

Полигоны	Кувл базов.	2050 г.						2100 г.						
		2150 г.		2150 г.		2150 г.		2150 г.		2150 г.		2150 г.		
		$\Delta t_{\text{январь}}$	$\Delta t_{\text{июль}}$	$\Delta t_{\text{год}}$	Δt_{XII}	Δt_{VI}	$\Delta t_{\text{год}}$	$\Delta t_{\text{январь}}$	$\Delta t_{\text{июль}}$	$\Delta t_{\text{год}}$	Δt_{XII}	Δt_{VI}	$\Delta t_{\text{год}}$	Δt_{XII}
ПТЗ	1,52	-1,3	-1,9	-67	-47	-20	-20	1,785	-1,9	0	-18	-4	-14	1,5
Выкса	1,15	-1,3	-1,0	-62	-47	-15	-15	1,394	-1,7	0,3	-18	-4	-14	1,036
Керженец	1,37	-1,1	-0,8	-67	-52	-15	-15	1,07	-1,3	0,4	-25	-8	-17	1,244
Щелоковский Хутор	1,29	-1,1	-0,8	-66	-52	-14	-14	1,345	-1,5	0,4	-22	-7	-15	1,19
Жигули	0,95	-1,0	-0,5	-71	-60	-11	-11	0,915	-1,6	0,4	-21	-7	-14	0,89
Зеленый Город	1,29	-1,1	-0,9	-69	-54	-15	-15	1,36	-1,4	0,4	-23	-7	-16	1,185
Присурье	1,07	-1,0	-1,0	-86	-71	-16	-16	1,15	-1,6	0,3	-29	-12	-17	1,01
Кульма	1,20	-1,1	-0,9	-68	-53	-15	-15	1,27	-1,5	0,3	-22	-7	-15	1,11
Полигоны		2150 г.						2300 г.						
ПТЗ	1,52	-0,9	0,5	-42	-18	-24	-24	1,36	-1,5	0	-48	-22	-26	1,45
Выкса	1,15	-0,9	0,7	-52	-23	-19	-19	1,00	-1,4	-0,2	-42	-21	-21	1,1
Керженец	1,37	-0,5	0,7	-43	-22	-21	-21	1,154	-1,0	-0,1	-8	-20	-28	1,30
Щелоковский Хутор	1,29	-0,7	0,7	-44	-24	-20	-20	1,13	-1,1	-0,1	-6	-21	-25	1,24
Жигули	0,95	-1,1	0,6	-38	-22	-16	-16	0,84	-0,6	0	-45	-19	-26	0,9
Зеленый Город	1,29	-0,7	0,7	-44	-24	-20	-20	1,11	-1,1	-0,1	-47	-21	-26	1,24
Присурье	1,07	-0,9	0,6	-49	-28	-21	-21	0,953	-0,8	0,2	-53	-23	-30	0,99

Таблица 8.3. Прогнозируемые значения июльского влагосодержания метрового слоя почвы в основных группах лесных фаций при термоаридном тренде (согласно модели NadCM3) в различных зонально-региональных условиях Среднего Поволжья

Региональная экосистема	Группы фаций	Базовые значения	Прогнозные сроки, гг.				
			2050	2075	2100	2150	2200
Жигули	1	<u>87</u>	<u>72</u>	<u>54</u>	<u>51</u>	<u>43</u>	<u>25</u>
	2	124	100	<u>77</u>	<u>73</u>	<u>61</u>	<u>35</u>
	3	132	115	<u>72</u>	<u>77</u>	<u>65</u>	<u>40</u>
	4	217	180	135	128	108	<u>80</u>
	5	<u>162</u>	140	101	<u>95</u>	<u>80</u>	<u>45</u>
	6	203	<u>165</u>	126	119	101	<u>65</u>
Присурье	1	<u>76</u>	<u>65</u>	<u>55</u>	<u>49</u>	<u>46</u>	<u>26</u>
	2	99	85	<u>67</u>	<u>60</u>	<u>55</u>	<u>30</u>
	3	<u>171</u>	142	<u>104</u>	<u>90</u>	<u>81</u>	<u>45</u>
	4	130	120	<u>86</u>	<u>76</u>	<u>69</u>	<u>40</u>
	5	128	116	<u>87</u>	<u>77</u>	<u>71</u>	<u>39</u>
	6	162	137	<u>103</u>	<u>90</u>	<u>82</u>	<u>44</u>
Зеленый Город	1	<u>26</u>	<u>24</u>	<u>21</u>	<u>18</u>	<u>15</u>	<u>14</u>
	2	<u>108</u>	<u>96</u>	<u>86</u>	<u>79</u>	<u>62</u>	<u>55</u>
	3	<u>102</u>	97	85	<u>73</u>	<u>63</u>	<u>57</u>
	4	<u>34</u>	<u>31</u>	<u>27</u>	<u>23</u>	<u>20</u>	<u>17</u>
	5	<u>218</u>	<u>192</u>	167	156	146	116
	6	510	445	378	344	312	282
Керженец	1	<u>57</u>	<u>51</u>	<u>47</u>	<u>44</u>	<u>42</u>	<u>30</u>
	2	<u>71</u>	<u>64</u>	<u>58</u>	<u>55</u>	<u>52</u>	<u>38</u>
	3	181	161	143	138	135	<u>104</u>
	4	160	143	126	123	<u>120</u>	<u>93</u>
	5	254	231	<u>206</u>	<u>195</u>	<u>187</u>	142
	6	394	348	304	301	298	232

Примечание. Условные обозначения 1–6 см. на рис. 5.1 (плакорные группы фаций выделены полужирным шрифтом). Значения влагозапасов, которые перейдут через их критические рубежи (см. табл. 5.10): а – светлый курсив с подчеркиванием; б – полужирный прямой; в – полужирный курсив с подчеркиванием.

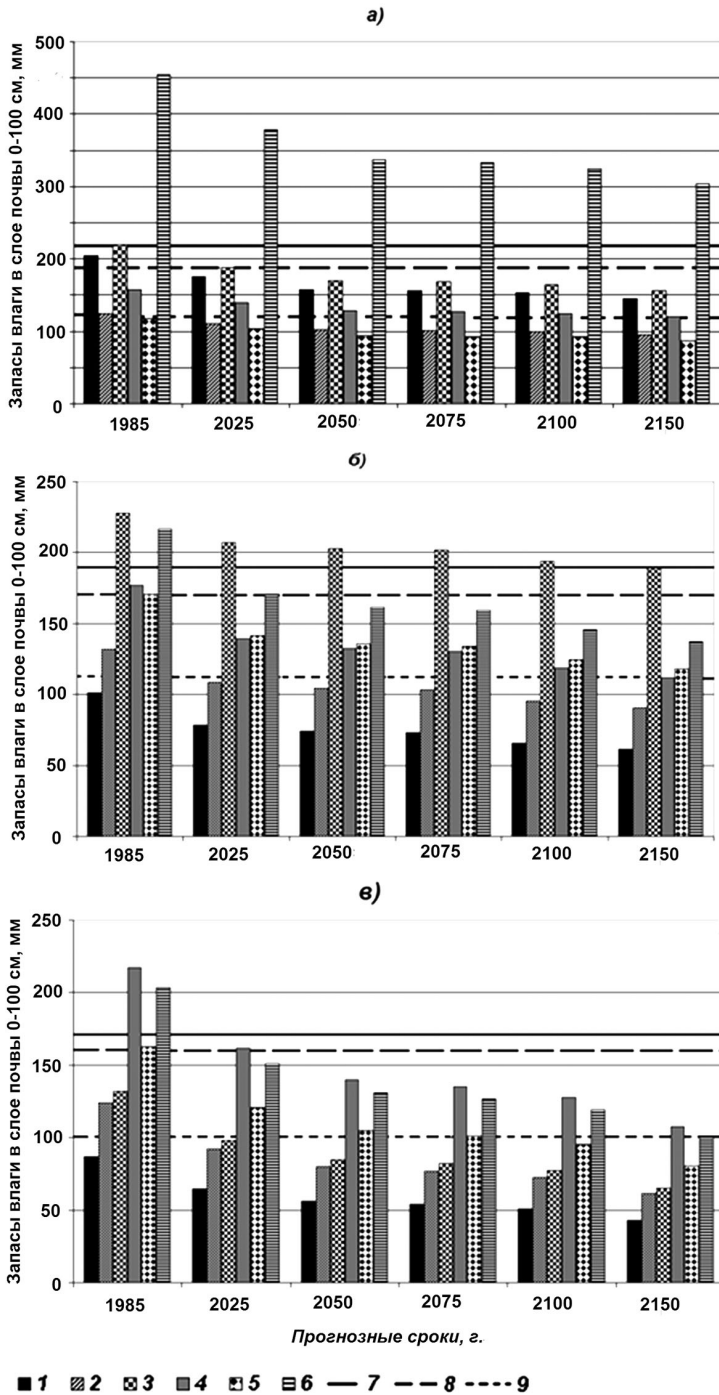
В целом по среднему Поволжья ожидаются весьма высокие показатели аридизации почвы в лесных экосистемах (табл. 8.3). Так, в типичной лесостепи (эко-регион Присурье) запасы летней продуктивной влаги в почве к 2075 г. должны снизиться в целом до 65–70% от базовой нормы (см. рис. 8.1, б), что будет угрожать устойчивому функционированию большинства лесных фитоценозов. Уже в настоящее время они (за исключением плакорных широколиственных лесов) находятся ниже того критического уровня (около 170 мм), когда начинается расчленение сплошного лесного покрова на островные массивы и/или превращение их в редколесья. К середине XXII в. здесь возможно 1,5–1,7-кратное сокращение летних влагозапасов в почве.

Водораздельные сосняки и сосново-широколиственные леса водноледниковой равнины (группы фаций 1 и 2) в течение столетия снизят свои значения ($W-100$) с 100–135 до 60–90 мм, что должно вызвать частичный или полный распад этих сообществ и последующую замену их северостепными ассоциациями. В дубо-липняках же суглинистых плато (группа 3) снижение почвенной влаги ожидается сравнительно небольшим — в слоях почвы 0–20, 0–50 и 0–100 см соответственно с 50, 110 и 230 мм до 30, 60 и 175 мм. Тем не менее, уже в 2050 г. эти леса начнут утрачивать свой облик как зональные представители типичной лесостепи, постепенно превращаясь в островные массивы и редколесья.

В елово-липовых дубравах полого-вогнутых склонов (группа фаций 5) и в заболоченных хвойных лесах зандровых западин (группа 6) снижение параметра ($W-100$) составит со 170 до 140 мм (падение влагозапасов ниже второго критического уровня). Это должно вызвать начало расчленения здесь сплошного лесного покрова на островные олуговелые леса.

Не менее интенсивным следует ожидать процесс деградации и последующего распада ксеро-мезоморфных ельников песчано-суглинистых водоразделов и плакорных елово-липовых дубрав в подзоне широколиственных лесов (экосистема Зеленый Город, группы фаций 2 и 3, см. рис. 8.1 а), где стартовые значения параметра ($W-100$) находятся уже ниже третьего критического рубежа (см. табл. 8.3).

Наибольшему иссушению подвергнутся почво-грунты Жигулевского массива, особенно лесных сообществ семиаридной плейды (группы фаций 1 и 2; см. рис. 8.1, в) а также почвогрунты ксероморфных лишайниково-зеленомошных сосновых лесов песчаных водораздельных гряд и холмов в экорегионах Керженец и Присурье, Остепненные редкостойные сосняки солнцепечных склонов и сосново-широколиственные леса склонов нейтральных и теневых к 2075 г. сохранят свои почвенные влагозапасы лишь на 60–65% от базовой нормы, а к 2100 г. сокращение продуктивной влаги здесь будет почти двукратным. По летнему влагосодержанию почвы сосново-широколиственные леса Жигулей перейдут гидроэдафические рубежи своего существования даже в виде редколесий, а лесо-лугово-степные сообщества начнут трансформироваться в южную сухую, а затем и опустыненную степь.



Аналогичная судьба ждет сосново-широколиственные леса присурской водноледниковой равнины (группу фаций 2, см. рис. 8.2 в), где ожидается почти двукратное вековое падение влагосодержания почвы. В заболоченных хвойных лесах зандровых западин средние запасы влаги за это время снизятся со 162 до 82 мм, что в относительных единицах будет столь же значительным и должно вызвать превращение данных лесов в редколесья. По-видимому, уже сейчас началось также расчленение сплошных массивов ксеро-мезоморфных сосново-широколиственных лесов и кленово-липовых дубняков теневых и нейтральных склонов Жигулей (группы фаций 2 и 3). Со второй половины XXI в. начнется их полный распад и превращение в мелкие лесные сообщества, чередующиеся с остепненными лугами.

В отличие от них мезофильные кленово-вязово-липовые леса жигулевского плато (4-я группа фаций), равно как и их плакорные аналоги в Присурье, обладающие более высоким влагосодержанием почвы (базовая норма ($W-100$) = 215–220 мм), к 2050 г. могут перейти в состояние только островных лесов и редколесий (см. рис. 8.2 а). Распад и исчезновение в южной лесостепи этих плакорных широколиственных лесов начнется в середине XXII в., когда этот параметр опустится ниже 100 мм.

Сходная картина будет свойственна плакорным ельникам моренно-зандровых равнин, а также елово-дубово-липовым лесам надпойменных террас в подтаежном Низменном Заволжье (экосистема Керженец, группы фаций 3, 4 — см. табл. 3 и рис. 8.4 а). Данные лесные биогеоценозы должны оказаться наиболее устойчивыми, ибо летнее влагосодержание почвы в них будет сохраняться выше третьего критического уровня (122 мм) вплоть до 2075–2100 гг.

Итак, прогнозируемая динамика летнего влагосодержания почвы указывает на неизбежность ухудшения при глобальном потеплении лесорастительных условий в обширной зоне переходов от леса к степи на Русской равнине. Как известно (Морозов, 1949), главным фактором устойчивости и продуктивности лесных сообществ является процесс семенного возобновления лесообразующих древесных и кустарниковых видов. Специальные исследования показывают, что в условиях чрезмерно засушливого климата резко снижается интенсивность самосева и развития подроста деревьев и кустарников, активизируется деятельность энтомовредителей и возрастает зоогенный пресс на самосев и подрост (Матвеев, Новикова, 1988). Все эти процессы ведут к неизбежному вымиранию лесов и существенно затрудняют искусственное лесоразведение в условиях степного климата.

Рис. 8.1. Прогнозируемые изменения запасов продуктивной влаги в метровом слое почвы лесных экосистем в лесостепной зоне Среднего Поволжья, согласно глобальной климатической модели HadCM3.

Экорегионы: а — Кудья (подзона широколиственных лесов); б — Присурье (подзона типичной лесостепи); в — Жигули (подзона южной лесостепи). 1–6 — группы ландшафтных фаций (см. табл. 5.1). Уровни июльских критических запасов продуктивной влаги в метровом слое почвы (см. табл. 5.10): 7 — первый; 8 — второй; 9 — третий.

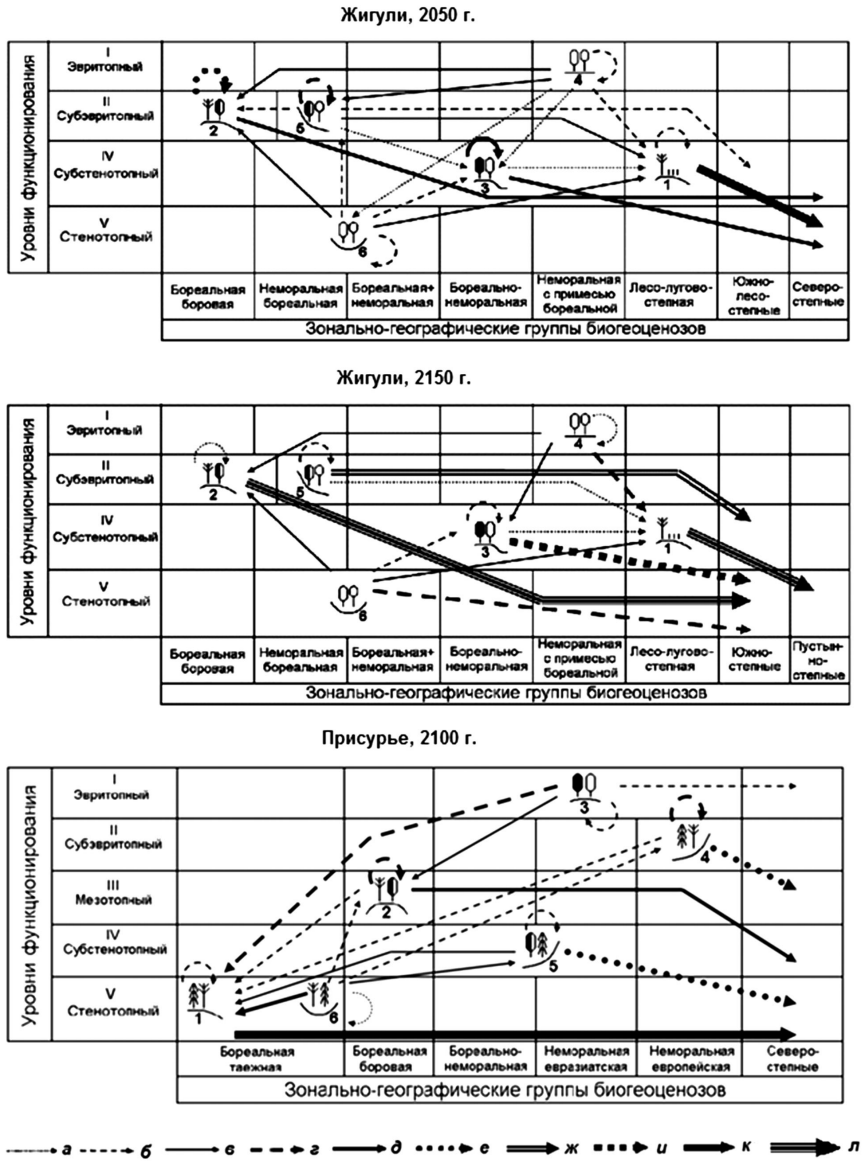


Рис. 8.2. Орграфы функциональных ландшафтно-экологических переходов, согласно прогнозно-климатической модели HadCM3 между группами биогеоценозов зонального экотона леса и степи, имеющих различную зональную принадлежность и находящихся на соответствующих уровнях базового функционирования.

Условные обозначение групп биогеоценозов см. в табл. 5.1. Вероятности переходов: а — 0,10 и менее; б — 0,11–0,20; в — 0,21–0,30; г — 0,31–0,40; д — 0,41–0,50; е — 0,51–0,60; ж — 0,61–0,70; и — 0,71–0,80; к — 0,81–0,90; л — 0,91–1,00.

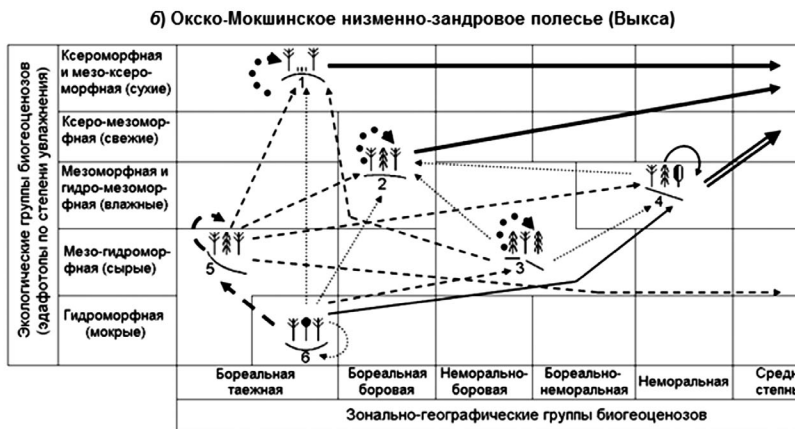
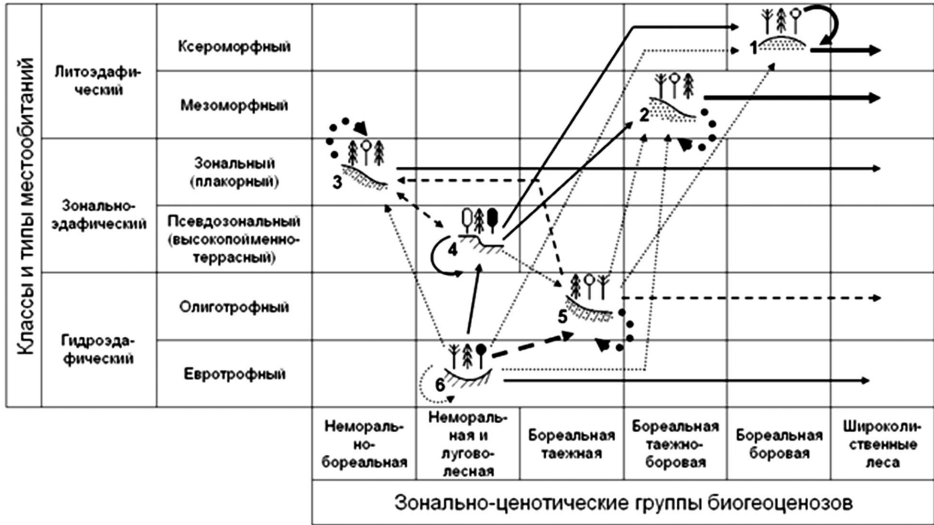


Рис. 8.3. Орграфы функциональных ландшафтно-экологических переходов на 2100 г., со гласно модели HadCM3 между группами неморальнолесных и бореальных биогеоценозов Окско-Волжского Правобережья, имеющих различную зональную принадлежность и приуроченных к соответствующим типам местоположений и местообитаний.

Группы биогеоценозов экосистемы «Выкса»: 1 — сосняки чистые и с елью лишайниковые ивейниково-зеленомошные на вершинах песчаных гряд; 2 — елово-сосновые леса майниково-брусничные на полого-волнистых супесчаных водоразделах и склонах; 3 — ельники с сосной кислично-моховые на пологих легкосуглинистых водоразделах и склонах; 4 — дубово-сосново-еловые леса неморальнотравяные на хорошо дренируемых супесчано-суглинистых склонах; 5 — елово-сосновые леса долгомошно-черничные на пологовогнутых супесчаных склонах; 6 — сосняки и ольшаники долгомошно-сфагновые в междуречных западинах и долинах ручьев. Остальные обозначения см. в табл. 5.1 и на рис. 8.2.

а) 2050 г.



б) 2150 г.

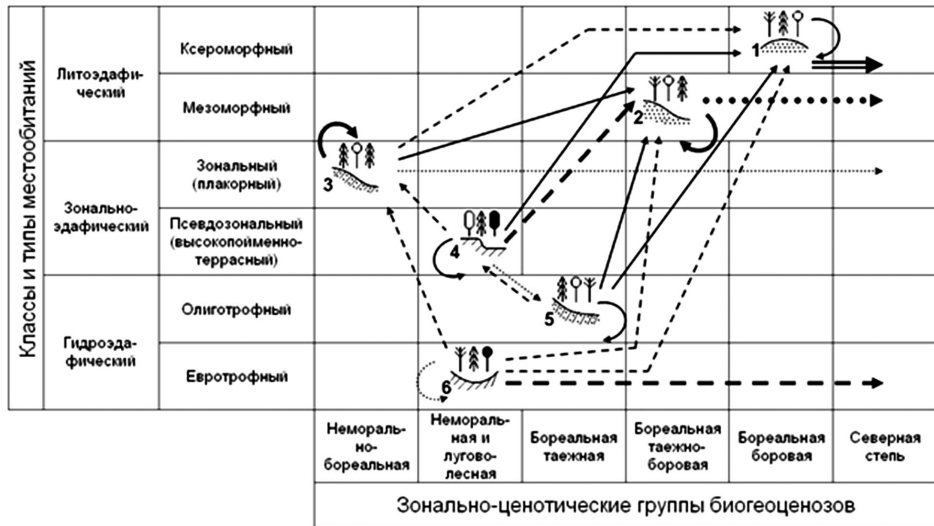


Рис. 8.4. Орграфы функциональных ландшафтно-экологических переходов, согласно модели НадСМЗ, между группами бореальнолесных биогеноценозов Заволжско-Керженского низменного моренно-зандрового полейя, имеющих различную зональную принадлежность и находящихся в соответствующих условиях местообитания.

Условные обозначения см. в табл. 5.1 и на рис. 8.2.

8.4. Прогнозные сценарии преобразований лесных экосистем

8.4.1. Климатическая модель HadCM3

Согласно экстремальному термоаридному тренду, по всему спектру природных зон и подзон бореального экотона Волжского бассейна предполагается весьма значительный стартовый «скачок» смены состояний лесных экосистем, обусловленный резким падением летнего влагосодержания почвы уже на первом прогнозном шаге. Функциональная устойчивость бореальных и неморальных лесных сообществ может быть существенно нарушена (см. рис. 8.2–8.4). При этом рост интенсивности ландшафтно-экологических переходов будет сопровождаться усилением избирательности этого процесса: с каждым новым шагом функциональный сдвиг экосистемы станет не только более сильным (по отношению к базовому состоянию), но и более однозначным.

На территории южной лесостепи, в маргинальных лесах зонального экотона леса и степи (экосистема Жигули), наиболее разнообразные изменения должны претерпеть биогеоценозы двух относительно увлажненных «полюсов» ландшафтных сопряжений: с одной стороны, плакорные мезоморфные дубо-липняки (группа фаций 4), а с другой — мезо-гидроморфные лиственные леса днищ малых долин, а также примыкающие к ним дубо-липняки и осинники нижних и средних частей несолнцепечных склонов (группы 3 и 5, см. рис. 8.2*а*, *б*). В первой половине XXII в. плакорные жигулевские дубравы уже на 40% перейдут в состояние ксерофитных лесо-лугово-степных комплексов, свойственных ныне только крутым солнцепечным склонам. Термоаридный сигнал наиболее сильно скажется на состоянии лесо-лугово-степных комплексов Жигулей (группа фаций 1), которые уже к середине XXI столетия могут на 90% трансформироваться в опустыненные степи. В это время водораздельные сосново-широколиственные леса (группа 2) достигнут состояния южной (сухой) степи (см. рис. 8.2*б*).

На моренно-зандровых равнинах Присурья, где плеяда бореальных формаций глубоко внедряется в неморальнолесную подзону и достигает границы с типичной лесостепью, боровые сосняки с елью и сосново-широколиственные леса (группы фаций 1 и 2) начнут интенсивно трансформироваться сначала в южную лесостепь, а затем и в северную степь. В свою очередь лесные сообщества этой плеяды будут служить прообразами будущих состояний практически всех остальных фациальных групп, в том числе плакорных дубо-липняков соседних возвышенных суглинистых равнин (см. рис. 8.2*в*). В целом для теневых широколиственным лесов суглинистых возвышенных равнин северной половины Приволжской возвышенности можно ожидать максимально широкий спектр функциональной трансформации. К 2050 г. возможно несколько путей их переходов с относительно небольшой вероятностью (до 30-40%) в ксеро-мезофитные лесные сообщества, распространенные ныне на соседних песчаных водоразделах.

Сопряженный прогнозный анализ двухуровневой (регионально-локальной) системы ландшафтных сопряжений в Нижегородском Предволжье (рис. 8.3 *а*) выявил устойчивую тенденцию функциональных переходов лесных экосистем с верхнего геоморфологического уровня (эрозионных суглинистых возвышенностей) на нижний (аккумулятивные моренно-зандровые низменности). В пределах каждого из этих уровней ландшафтно-экологические переходы направлены, наоборот, снизу вверх по системе локальных катен — от трансаккумулятивных местоположений к элювиальным и особенно трансэлювиальным, т.е. в порядке возрастания аридизации биогеоценозов.

В целом при глобальном потеплении процесс аридизации широколиственных лесов северной полосы Приволжской возвышенности должен прогрессивно ускоряться в следующем экодинамном сукцессионном ряду: чистые и еловые дубравы → боровые сосняки и елово-сосновые субори → типичная хвойная и мелколиственная лесостепь → северная и средняя степь → южная (сухая) степь. Подчеркнем, что остепнение дубрав должно идти через обязательную промежуточную стадию бореальных, главным образом боровых, лесных и редколесных ассоциаций. Дальнейший распад лесных сообществ и замещение их лугово-степными, а затем и степными ассоциациями пойдет с более высокой скоростью.

Зона смешанных лесов (рис. 8.4) отличается от зоны лесостепи более высокой устойчивостью лесных биогеоценозов к глобальному потеплению (рис. 8.3*б*). В зандровых полесьях подтаежной зоны следует ожидать более длительное сохранение экосистем в исходном состоянии. Общая климатическая аридизация вызовет переходы, направленные снизу вверх по катенам — от гидроморфных супераккумулятивных и аккумулятивных местоположений к ксеро- и мезоморфным трансэлювиальным и элювиальным.

У северной границы лесостепной зоны аридизация подтаежных хвойнолесных экосистем в условиях низменных зандров (экосистема Выкса) вызовет в конечном итоге остепнение этих сообществ через промежуточные состояния сначала широколиственных лесов, а затем типичной и южной хвойно-мелколиственной лесостепи. Однако вряд ли на песках возникнут полноценные дубравы. Скорее всего, это будут многоярусные широколиственно-сосновые леса, которые затем могут сменяться остепненными сосняками и островными дубравами.

На территории подтаежного низменного моренно-зандрового Заволжья (экосистема Керженец) остепнению подвергнутся в первую очередь хвойные леса верхних звеньев катен — ксерофитные и мезо-ксерофитные сосняки и елово-сосновые леса (группы фаций 1 и 2). В этих локальных условиях процесс термоаридизации лесных сообществ пойдет столь значительными темпами, что они после 2050 г. пройдут неморальнолесную стадию трансформации, а к середине XXII в. почти на 60–70% перейдут в состояния северных луговых степей. В свою очередь базовый ксерофитный облик этих таежно-боровых сообществ начнут принимать плакорно-террасовые темнохвойные и смешанные леса (группы 3 и 4) с вероятностью переходов до 50% и более уже к концу второго прогнозного шага.

В конечном итоге на месте подзоны широколиственных лесов и южной полосы подтаежной зоны Среднего Поволжья будет развиваться *хвойная (сосновая) лесостепь как новый (для Русской равнины) зональный экотон прямого контакта бореальных и степных растительных формаций*, с мозаичным комплексом светлохвойных и дубово-мелколиственных парковых лесов, лугов и степей. Таковым, по-видимому, будет восточный вариант общего процесса «саваннизации» широколиственных и смешанных лесов на Русской равнине при глобальном потеплении.

Следует, по-видимому, ожидать:

а) довольно быстрого исчезновения в этом обширном регионе неморально-лесного покрова и

б) сближения бореально-боровых сообществ с лугово- и сухостепными. Аналогом хвойно-мелколиственной лесостепи, которая будет развиваться на месте современной подзоны широколиственных лесов, может служить до некоторой степени лесостепь резко континентальных регионов Восточной Сибири (см. Крауклис, 1991).

Первоочередное свое развитие *подтаежно-степной экотон* получит, очевидно, на территориях современных задровых полесий (см. (Коломыц и др., 1993), в том числе и в Присурском, Окско-Мокшинском и Керженском задрах, что будет вызвано главным образом легким механическим составом полесских почво-грунтов, обладающих, как известно (Ковда, 1973), более слабой буферностью по сравнению с суглинистыми почвами. Г.Ф. Морозов в свое время писал, что «...почвенная среда является одним из важнейших факторов, определяющих не только энергию, но и направление естественного отбора» (1949, с. 387). Он подчеркнул, что в условиях более плодородного (суглинистого) субстрата лесное сообщество обладает повышенной устойчивостью, поэтому на песках экзогенные сукцессии начинаются в первую очередь.

Аридизация лесов при глобальном потеплении на территории Европы прогнозируется и другими авторами. Так, на территории бывшего СССР (Кобак, Кондрашева, 1992; Кобак и др., 2002) к 10–30-м годам XXI в. предполагается существенное (в 2,5–3,4 раза) сокращение зоны тайги. Однако допускаемое при этом многократное увеличение площади неморальных лесов противоречит нашему прогнозному тренду. На равнинах Болгарии современные умеренно холодные (на севере) и теплые (на юге) влажные леса при росте температуры на 6° перейдут в состояние субтропического сухого редколесья (Александров, 2006).

Прогнозируемые нами локально-региональные сценарии вполне согласуются также с глобальными сценариями природной зональности, которые получены по различным моделям, в том числе по модели GISS, для случая удвоения концентрации CO₂ в атмосфере (Emanuel et al., 1985; Leemans, 1992), т.е. для 2100 г. Составленные авторами карты и схемы показывают, что лесостепные и степные формации весьма глубоко должны внедриться в лесную зону Евразии, достигнув на востоке Русской равнины широты Кирова, а в Западной и Средней Сибири дойдя до устьев Оби и Енисея. Наибольшее продвижение «степных ареалов»

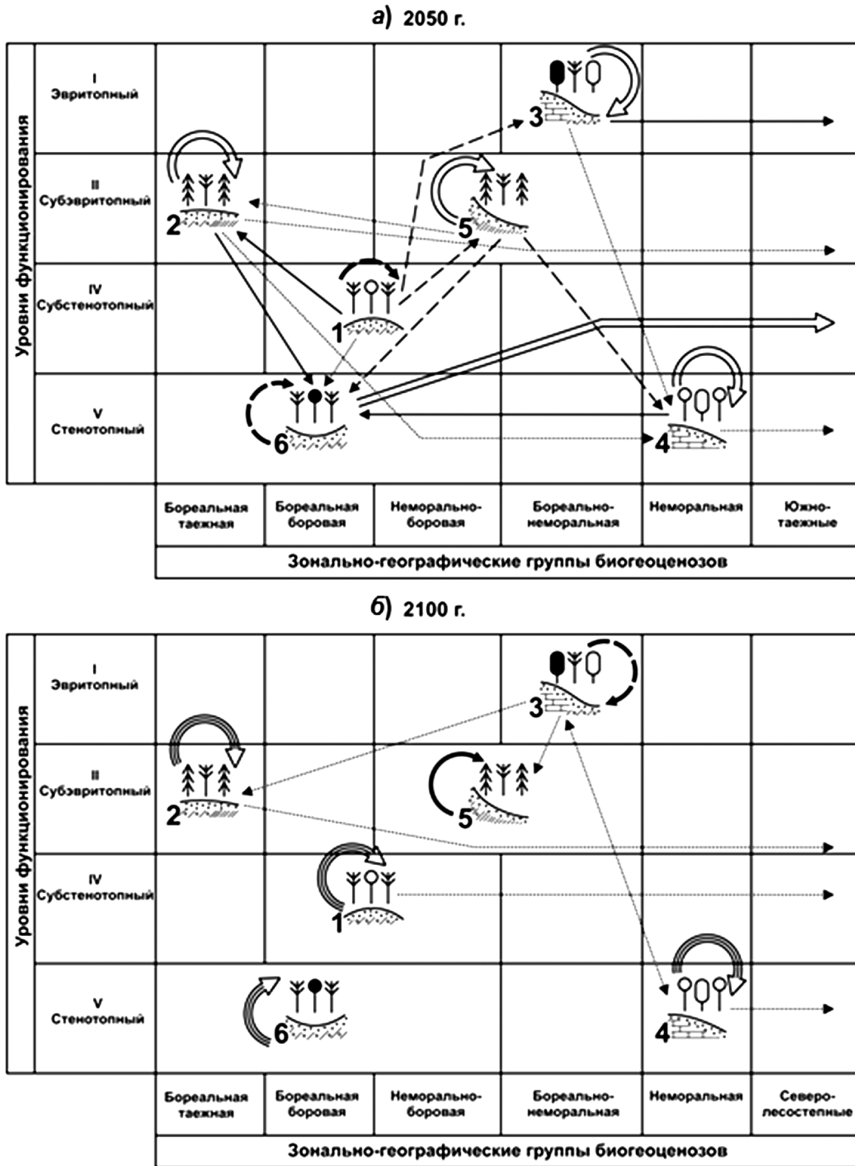
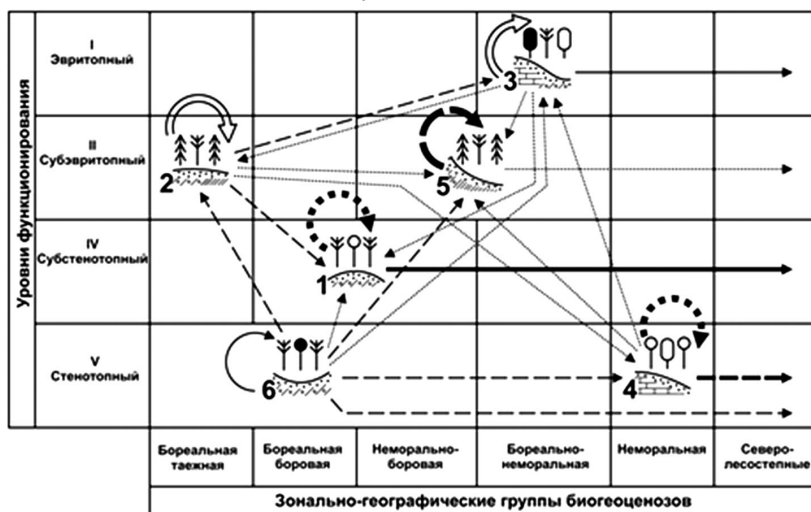


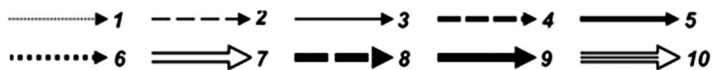
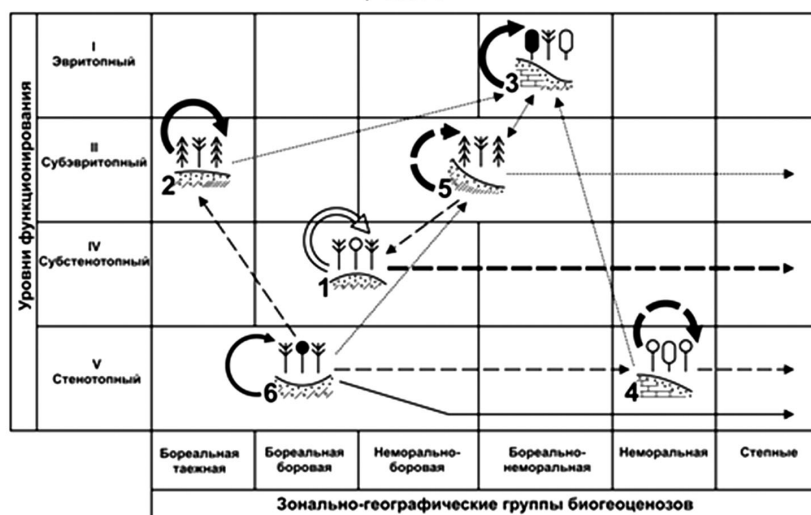
Рис. 8.5. Экорегion Приокско-Террасного заповедника. Орграфы функциональных ландшафтно-экологических переходов, согласно прогнозно-климатической модели E GISS, между группами фаций (биогеоценозов), имеющих различную зональную принадлежность и находящихся на различных уровнях базового функционирования.

Вероятности переходов: 1 — 0,10 и менее; 2 — 0,11–0,20; 3 — 0,21–0,30; 4 — 0,31–0,40; 5 — 0,41–0,50; 6 — 0,51–0,60; 7 — 0,61–0,70; 8 — 0,71–0,80; 9 — 0,81–0,90; 10 — 0,91–1,00. Обозначения групп биогеоценозом см. в табл. 5.1.

б) 2150 г.



в) 2300 г.



на европейской территории России намечается по Среднерусской и Приволжской возвышенностям. Вместе с тем, проведенный нами локальный ландшафтно-экологический прогноз вскрывает гораздо более детальную и разнообразную картину ответной реакции природных экосистем на воздействие фоновой климати-

ческой системы по сравнению с теми грубыми схемами, что дают упомянутые численные глобально-региональные модели. Соответственно ни в какое сравнение не идут и получаемые результаты экологического прогноза.

8.4.2. Климатическая модель E GISS

Холодно-аридный климатический тренд (по модели E GISS) должен вызвать в целом обратную картину функционально-структурных преобразований лесных экосистем Волжского бассейна по сравнению с описанными выше закономерностями. Рассмотрим наиболее яркий пример с экорегионом Приокско-Террасного заповедника (рис. 8.5 *a*). Здесь к 2050 г. на фоне общей достаточно высокой устойчивости почти всех биогеоценозов (мера стабилизации составляет более 60%) намечается определенная тенденции (до 25%) трансформации ксероморфных трансэлювиальных песчаных зеленомошно-вейниковых сосновых боров в соседние элювиальные мезо-гидроморфные моренные кислично-разнотравные ельники и елово-сосновые леса. Последние же, в свою очередь, начнут преобразовываться с еще большей интенсивностью (около 30%) в гидроморфные элювиально-аккумулятивные хвойно-мелколиственные кустарничково-сфагновые сообщества междуречных понижений с супесчано-суглинистыми почвами (см. рис. 8.5 *a*). В том же направлении изменятся (на 27%) и более дренированные мезоморфные дубово-липово-березовые разно- и широколиственные леса, трансэлювиальные и транзитные, на известняково-суглинистом субстрате.

Более того, возникнут явные признаки трансгрессии в данный экорегион южнотаежных сообществ. Последние будут проникать главным образом по речным долинам и междуречным западинам, замещая более чем на 65% упомянутые выше переувлажненные леса. Вторая, менее интенсивная волна трансгрессии (до 30%) охватит умеренно дренированные водоразделы и склоны с мезоморфными сосново-липово-дубовыми широколиственными лесами на глееватых супесчаных почвах. Слабо выраженные южнотаежные признаки (до 6–9%) проявятся также и в остальных биогеоценотических группах лесов данного экорегиона.

Таким образом, даже относительно небольшой холодно-аридный климатический сигнал, со сменой годового коэффициента увлажнения Высоцкого-Иванова с 1,52 до 1,78–1,79, способен вызвать весьма заметный, хотя и достаточно локализованный, процесс распространения лесных и лесо-болотных ассоциаций южной тайги вплоть до южной границы подтаежной зоны.

К 2100 году, когда по модели E GISS условия атмосферного увлажнения приблизятся к современным (см. табл. 8.2), заметно усилится стабилизация биогеоценотических групп, со слабо выраженными отклонениями от базовых состояний (см. рис. 8.5 *b*). В дальнейшем к середине XXII столетия в экорегионе ПТЗ начнет развиваться термоаридный климатический тренд наметятся межфациальные переходы, обратные первоначальным. Так, заболоченные А и СА хвойно-мелколиственные леса будут на 14–15% замещаться мезо-гидроморфными Э и ТЭ

ельниками и сосняками, которые, в свою очередь, с такой же скоростью начнут трансформироваться в ксероморфные березово-сосновые леса на аналогичных местоположениях (см. рис. 8.5 в). А в ареалы последних произойдет значительное внедрение ($P_{ij} = 0,476$) уже неморальных северолесостепных сообществ. К концу XXIII в. все эти процессы несколько ослабнут в связи с некоторым повышением атмосферного увлажнения (см. табл. 8.2 и рис. 8.5 з).

8.5. Палеогеографическая верификация прогнозных расчетов

Возникает вопрос: насколько реальными могут быть прогнозируемые ландшафтно-экологические сценарии и существовали ли подобные ситуации в ближайшем или отдаленном геологическом прошлом — в эпохи глобальных потеплений? В современной прогностической литературе рассматриваются обычно два таких наиболее хорошо изученных палеоаналога (Будыко, 1980; Величко и др., 1983; Величко, Климанов, 1990; Предстоящие..., 1991 и др.) — атлантический и/или суббореальный периоды голоцена (средний голоцен, 2,5–7,5 тыс. л.н.) и оптимум микулинского межледникового (120–30 тыс. л.н.). Гораздо более схематичны палеогеографические сценарии (Борзенкова, 1992; Зубаков, 1993) термических оптимумов миоцена (17,2–15,3 млн. л.н.) и плиоцена (4,7–4,07 млн. л.н.). Для территории Волжского бассейна наиболее репрезентативен оптимум голоцена, поскольку он обеспечен наибольшим числом опорных разрезов (Величко, Климанов, 1990). На основе этих данных нами проведена реконструкция гидро-термических и ландшафтно-зональных условий атлантического периода голоцена для всех рассматриваемых региональных экосистем Волжского бассейна (табл. 8.4). Сопоставление этой реконструкции с прогнозными сценариями показало следующее.

Палеоаналог оптимума голоцена может быть использован для верификации прогнозных экологических сценариев только по более умеренной климатической модели GISS, да и то лишь для первых десятилетий XXI в. По значениям коэффициента атмосферного увлажнения этот оптимум соответствует концу первого прогнозного интервала — 2050 г. на большей части территории Среднего Поволжья: от Нижегородского низменного Левобережья (бассейна р. Керженца) на северо-западе до Самарского Заволжья на юго-востоке. Лишь в западном секторе: по среднему течению Оки (район Приокско-Террасного заповедника), — условия голоценового оптимума приходится на конец этого интервала (2050–2075 гг.).

Для указанных прогнозных сроков среднеголоценовый палеоаналог дает следующий спектр ландшафтно-зональных условий. По всему низменному Левобережью широтного отрезка Волги и в бассейне средней Оки — господство широколиственных лесов. На всей северной половине Приволжской возвышенности, включая территорию Окско-Мокшинского полесья распространена типичная лесостепь, а в Самарское низменное Заволжье с юго-востока (со стороны Оренбуржья и Казахстана) внедряется обширный «язык» северной степи.

Таблица 8.4. Реконструкция гидротермических и ландшафтно-зональных условий оптимума голоцена для региональных экосистем Окско-Волжского бассейна

Климатические параметры	Региональные экосистемы							
	Самарское Заволжье	Жигули	Присурье	Нижегородское Предволжье		Керженец	Выкса	Приокско-Террасный заповедник
				Зеленый Город	Кудьма			
$t_{\text{январь}}$	-11,8	-12,0	-9,3	-10,6	-10,6	-10,5	-9,5	-9,0
$t_{\text{июль}}$	21,8	21,1	20,7	19,4	19,4	19,3	19,8	19,4
$r_{\text{год}}$	620	680	645	657	670	695	650	685
E_0	829	754	715	599	599	591	633	599
$K_{\text{увл}}$	0,75	0,90	0,90	1,13	1,12	1,18	1,03	1,15
Зональная принадлежность	Северная граница северной степи	Типичная лесостепь		У южной границы широколиственных лесов		Широколиственные леса	Типичная лесостепь	Широколиственные леса

Примечание. Данные сняты с палеоклиматических карт для оптимума голоцена (Коломыц, 2005), построенных по материалам опорных разрезов (Величко, Климанов, 1990). Обозначения климатических параметров см. в табл.8.1.

Верификация прогнозного ландшафтно-зонального сценария, полученного по более экстремальной модели HadCM3 показывает, что гидротермические условия среднего голоцена почти по всему Волжскому бассейну наступят в 2030–2040 гг. и только в западных районах средней Оки они возникнут на десяток лет позднее. Иными словами, согласно данной модели ландшафтно-зональные системы Волжского бассейна должны функционировать уже на первом прогнозируемом шаге в гидротермическом режиме атлантического (или суббореального) оптимума голоцена.

Сопоставление приведенных ландшафтно-зональных реконструкций голоценового оптимума с материалами палеоботанических исследований других авторов на территории Русской равнины показывает, что прогнозно-климатическая модель GISS по своему начальному шагу дает картину, более адекватную палеоклиматическим реконструкциям, нежели модель HadCM3. Так, судя по спорово-пыльцевым диаграммам опорных разрезов и палеогеографической карте среднего голоцена М.И. Нейштадта (1957), в Восточно-Европейской провинции Европейской широколиственнолесной области, которая включает северную половину Среднерусской и Приволжской возвышенностей и разделяющую их Окско-Мокшинскую низменность, господствовали сосновые и березовые леса, с незначительной примесью широколиственных пород.

Таблица 8.5. Реконструкция гидротермических и ландшафтно-зональных условий оптимума микулинского межледниковья для некоторых районов Волжского бассейна и его западного окружения

Климатические параметры (см. табл. 8.1)	Районы				
	Ярославское Верхневолжье	Среднее Прикамье	Северное Подмоскovie	Владимирское ополье	Брянское полесье
$t_{\text{январь}}$	-0,8	-3,2	2,4	0,2	0,6
$t_{\text{июль}}$	17,9	19,5	17,8	18,7	19,5
$r_{\text{год}}$	770	700	750	670	710
E_0	492	608	486	546	608
$K_{\text{увл}}$	1,56	1,15	1,54	1,23	1,17
Зональная принадлежность	Смешанные леса			Граница смешанных и широколиственных лесов	Широколиственные леса

Примечание. Данные сняты с палеоклиматических карт микулинского оптимума (Коломыц, 2005) для тех районов, по которым имеются материалы опорных разрезов (Величко и др., 1983). Обозначения климатических параметров см. в табл. 8.1.

Как отмечено в (Марков и др., 1950), в фазу березы и сосны на всем юге Европейской России господствовала степная растительность, с участием сосново-березовых перелесков. Ксерофитизация напочвенного растительного покрова была свойственна в это время даже широколиственным лесам окско-волжского междуречья — ныне подтаежного (Хотинский, 1977).

По данным Т.А. Серебрянной (1982), основанным на радиоуглеродных датировках четвертичных отложений, почти по всей Среднерусской возвышенности в атлантический период голоцена господствовали лесостепные ландшафты, с резко выраженным градиентом ксерофитизации в направлении с севера на юг. В почве развивались процессы энергичной гумификации растительных остатков при слабом окислительном распаде гумусовых веществ и замедленном образовании органико-минеральных комплексов (Динесман, 1976). Пыльцевые же диаграммы степного типа свойственны среднеголоценовым разрезам южнее 50-й параллели (Нейштадт, 1957). Думается, что на Приволжской возвышенности описанный спектр ландшафтно-зональных систем среднего голоцена был сдвинут еще более на север, так что типичная лесостепь могла занять здесь почти весь ареал современной широколиственнолесной подзоны, что и демонстрирует приведенная выше палеоклиматическая реконструкция. Признаки ксерофитизации травянистого яруса имели место и на Среднем Урале в среднеголоценовых широколиственных лесах (Хотинский, 1977).

Для микулинского межледниковья опорные разрезы по Среднему Поволжью почти отсутствуют. Есть данные по Окско-Верхневолжскому бассейну, Среднему Прикамью, бассейну Средней Десны (Брянскому полесью) и северной части Нижнего Поволжья (бассейну р. Бол. Иргиз). В табл. 8.5 приведены расчетные материалы по опорным разрезам этих районов. В целом микулинский сценарий оказался малопригодным для верификации климатических и ландшафтно-экологических прогнозов даже по умеренной модели GISS.

На территории первых трех районов микулинская кульминация по коэффициентам увлажнения и соответствующим ландшафтно-зональным условиям почти не отличалась от базового периода (1881–1980 г.), поэтому подтвердить или опровергнуть результаты численного прогнозного моделирования она не может. Только значительно южнее, на западном макросклоне Среднерусской возвышенности (в Брянском полесье), в микулинскую кульминационную фазу имело место небольшое снижение $K_{увл}$, которое было аналогично его прогнозируемому значению на 2050 г., с развитием широколиственных лесов на месте современной подтайги.

В районе Владимирского ополья (по среднему течению р. Клязьмы) зональные гидротермические условия микулинского оптимума соответствуют прогнозу на 2075 г. Северная же и южная степь в бассейне р. Бол. Иргиз в микулинский оптимум была замещена типичной и/или южной лесостепью (Изменение..., 1999), т.е. север Нижнего Поволжья находился в более гумидных условиях, нежели в настоящее время, поэтому говорить о верификации прогнозов для данного района (и, по-видимому, для соседнего Самарского Заволжья) не имеет смысла.

Аридизация внутриконтинентальных районов умеренных широт при глобальном потеплении — характерное биоклиматическое явление, которое было свойственно геологическому прошлому и прогнозируется на будущее. Согласно Ясаманову (1985), в микулинско-казанцевское и лихвинское межледниковья центральные части континентов, так же как и в современную эпоху, были заняты обширными аридными областями. Один из «языков» Евразийской аридной области мог достигать и территории Среднего Поволжья, создавая характерную концентрически-овальную систему очертаний природных зон, рассмотренную нами в работе Коломыца (1998). На ареалограммах флор микулинского климатического оптимума, представленных в работе Гуртовой и Фаустовой (1977), отчетливо видно, что ареалы господства дуба (с вязом), а затем липы, идущие из Центральной Европы, выклинивались на территории Среднего Поволжья, огибая с севера «язык» аридизации, направленный от пустынь Прикаспийской низменности. Уже несколько южнее Самарской Луки, как уже говорилось, господствовала лесостепная растительность, недалеко от которой могли начинаться и настоящие степи. Картина весьма напоминала прогнозируемую на середину XXI столетия.

Прогнозируемые ландшафтно-зональные условия Средней полосы и юго-востока Русской равнины гораздо адекватнее палеогеографическим сценариям более отдаленных геологических эпох — термических максимумов миоцена и плиоцена. Судя по схемам природной зональности (Зубаков, 1993), в эти эпохи

вся юго-восточная половина Русской равнины была занята неморальнолесными экосистемами, причем в миоцене — разреженными лесами паркового типа с высокотравьем (аналог современной типичной лесостепи). В Самарское Заволжье и Южное Предуралье внедрялся характерный «язык» сухих степей и полупустынь Центральной Азии.

Аридизация внутриматериковой суши, носившей нередко скачкообразный характер, имела место неоднократно в истории Земли в эпохи крупных переходов от холодной биосферы к теплой (безледной). Таким был, например, переходный период от верхней перми к раннему триасу, хорошо изученный по стратиграфическим разрезам и палеокатенам Приуралья и Русской платформы (Климат..., 2004).

Таким образом, приходится констатировать, что известные палеогеографические сценарии теплых эпох ближайшего геологического прошлого (верхнеплейстоценового и среднеголоценового) в целом не могут служить эмпирической базой для проверки численного моделирования антропогенных изменений климата и соответствующих преобразований ландшафтно-зональных систем Русской равнины на предстоящие 50–100 лет. В указанные палеоэпохи термоаридный биоклиматический процесс был выражен гораздо слабее, чем это предусмотрено даже весьма умеренной прогнозно-климатической моделью GISS.

На территории Среднего Поволжья данные палеоаналоги имитируют такие прогнозные зонально-климатический условия, которые должны наступить уже в наши дни, а в более западном регионе Окско-Волжского бассейна — к 2050–2075 гг. Более отдаленную прогнозную перспективу развития термоаридного тренда эти палеогеографические сценарии описать не в состоянии.

Правомерно полагать поэтому, что известные представления об устойчивости на Русской равнине лесостепной зоны и ее границ в течение почти всего голоцена (Нейштадт, 1957; Хотинский, 1977; Мильков, 1986 и др.) не дают оснований сомневаться в правдоподобности прогнозных климатических и ландшафтно-экологических расчетов на середину и вторую половину XXI в. Результаты численного прогнозного моделирования за пределы ближайших 10–20 лет не могут быть адекватно верифицированы палеогеографическими сценариями теплых эпох голоцена и микулинского межледниковья.

Грядущие глобальные изменения биоклиматической системы по своему размаху и скорости способны, по-видимому, намного превзойти ее колебания в недавнем геологическом и историческом прошлом. Данные метеонаблюдений за последние десятилетия убеждают в этом. 90-е годы прошлого века были самыми теплыми за последние сто лет, а само повышение температуры в XX столетии оказалось наибольшим за последнюю тысячу лет (Climate..., 1996; Изменение..., 2003).

Более того, есть свидетельства, что реальное потепление идет опережающими темпами по сравнению с прогнозом. В 1991–1995 гг. во многих регионах Евразии, в том числе в Средней полосе Европейской России, повышение температур было

близко к их прогнозируемым изменениям на 2005 г., т.е. оно произошло на 10 лет раньше (Ефимова, Строкина, 2002).

Определенная верификация результатов численного прогнозного моделирования и материалов палеоклиматических исследований проведена по данным метеорологических наблюдений за последнее 100-летие (Будыко и др., 1992). Например, было показано, что прогноз изменений температуры воздуха к 2000 г., разработанный еще в 70–80-е гг. XX в., оказался достаточно близким к закономерностям потепления двух последующих десятилетий (Будыко и др., 1999). Однако такая проверка правомерна лишь для того прогнозного интервала времени, на котором будут выполняться условия стационарности процесса, т.е. в достаточной степени сохранятся те соотношения трендов основных гидрометеорологических параметров, которые имели место за период самих инструментальных наблюдений.

Иными словами, прогнозируемые антропогенные изменения климата не должны выходить за рамки его многолетних естественных колебаний в прошлом, а сами периоды таких изменений (колебаний) должны быть соразмерны, т.е. не различаться на 2–3 порядка. Указанным условиям стационарности климатической системы отвечает лишь первый 25-летний интервал, когда рост средней глобальной температуры, по различным оценкам, не будет превышать 1–1,5°. Таким образом, расчетные параметры климатических (и соответствующим им ландшафтно-экологических) условий основной части прогнозного периода не могут быть подтверждены или опровергнуты с помощью результатов метеорологических наблюдений.

8.6. Взгляд в будущее

Представленные в данной главе результаты научного поиска являются составной частью разрабатываемой автором прогнозной топо-экологической концепции «Глобальные изменения на локальном уровне» как научно-методической основы локального биоэкологического и геосистемного мониторинга глобальных изменений. Можно надеяться, что предлагаемые в этой концепции методические подходы, а также полученные теоретические выводы и обобщения дадут определенный толчок развитию прогнозного направления в топологии гео(эко-)систем — разделе географической экологии и комплексной физической географии, приоритет в становлении которого принадлежит плеяде выдающихся отечественных естествоиспытателей: Б.Б. Польнову, Г.Н. Высоцкому, Л.Г. Раменскому, А.И. Перельману, М.А. Глазовской, Н.А. Солнцеву, В.Б. Сочаве, Ф.Н. Милькову и др. Актуальность развития этого направления для современной лесной биогеоценологии очевидна. Грядущее глобальное потепление, с тотальной климатической аридизацией природной среды континентов, может вызвать необратимое ухудшение лесорастительных условий на обширных пространствах юга бореального пояса, особенно в зоне переходов от леса к степи.

Глава 9

БИОЛОГИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ И УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ЛЕСНЫХ ЭКОСИСТЕМ ПРИ ГЛОБАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА

9.1. Глобальное потепление и биологический круговорот

9.1.1. Введение

Характеризуя методологию и основные направления геосистемного мониторинга, И.П. Герасимов (1985) выделял в качестве первостепенных задач изучение внутреннего оборота веществ в главных природных экосистемах и оценку сбалансированности биологического круговорота как необходимого условия их устойчивости. Эти положения в полной мере относятся к прогнозным оценкам экологических последствий глобального потепления. Механизмы ответных биосферных реакций должны зарождаться на локальном (топологическом) уровне, поскольку сфера топов представляет собой, как уже говорилось, наиболее комплексную и активную часть природной среды, ее функциональное ядро. Еще в 1968 г. Н.В. Тимофеев-Ресовский определил биогеоценоз как элементарную единицу биологического круговорота, представляющую собой весьма сложную саморегулируемую систему (Тюрюканов, Федоров, 1996). Абсолютное доминирование в ландшафтной фации вертикальных (межкомпонентных) связей (Сочава, 1974) предопределяет высокую степень скоррелированности составляющих ее геокомпонентов и достаточно жесткую замкнутость биогенного цикла вещественно-энергетического обмена (Кондратьев и др., 2003). «Вещественный и энергетический круговороты биогеоценозов взаимосвязаны и образуют гигантский круговорот биосферы Земли» (Тимофеев-Ресовский, 1970, с. 90).

Одним из путей развития *прогнозного направления в топологии гео(эко-)систем* может служить постановка серии натурных экспериментов по изучению механизмов локального отклика на глобальные и региональные климатические сигналы, с выявлением системы передаточных и трансформирующих функций в ландшафтных связях. Экотонный спектр природных зон и подзон, охватывающий основной водосбор Волжского бассейна (Коломыц, 1995, 2003), — весьма благоприятная модельная территория для проведения таких экспериментов. Исследования должны быть нацелены, прежде всего, на решение фундаментальной экологической проблемы современности, особенно актуальной для Средней полосы Европейской России, — проблемы сохранения в условиях меняющегося климата

лесных экосистем и воспроизводства лесных ресурсов на южной границе лесной зоны умеренных широт, где лесные сообщества находятся в состояниях, близких к критическим.

Описанные в Главах 7 и 8 сценарии возможных функционально-структурных преобразованиях лесных экосистем бореального экотона Волжского бассейна в свете прогнозируемых антропогенных изменений климата были основаны на дискретно-организменном методическом подходе Костычева–Тэнсли–Клементса. Дальнейшее развитие этих представлений видится на пути реализации второго подхода — функционально-континуального (индивидуалистическая гипотеза Докучаева–Глизна–Раменского), что позволяет провести более углубленный анализ климатогенной динамики самих дискретных параметров функционирования. С позиций ландшафтной экологии и геофизики ландшафта (Арманд, 1967; Одум, 1986; Беручашвили, 1990; и др.) таковыми являются, прежде всего, параметры внутреннего оборота и баланса органического вещества в гео(эко-)системах. Понимание сущности и движущих сил биологического круговорота должно лечь в основу установления причинных механизмов поведения природных экосистем при внешних воздействиях (Герасимов, 1985).

Поставленная задача решалась нами с помощью *гидротермической ординации дискретных параметров биологического круговорота* в лесных экосистемах в различных зонально-региональных и локальных условиях. Методы ординационного анализа, разработанные в свое время в геоботанике, нашли широкое применение в ландшафтной экологии (Раменский, 1971; Сочава, 1974; и др.). «Ординация — упорядочение объектов (видов или сообществ) вдоль некоторых осей, определяющих варьирование растительности» (Розенберг, 1984, с. 47). Нами использован прямой градиентный анализ, в котором выявление ведущих экологических факторов основано на изучении статистического варьирования тех или иных объектов (биогеоценозов или их отдельных признаков) в пространстве значений этих факторов. Функциональная ординация позволила провести своего рода *эмпирическую имитацию ожидаемых климатогенных изменений биологического круговорота*. Эта имитация основана на свойствах эргодичности (самоподобия) нашей операционной системы, согласно (Симонов, 1966; Раунер, 1981; и др.). В пределах территории с граничными условиями зонально-регионального биоклиматического фона строилась серия пространственных факторально-динамических рядов функциональных характеристик топогеосистем. Члены каждого ряда располагались в порядке усиления или ослабления парциального воздействия рассматриваемого гидротермического фактора таким образом, чтобы получить некоторый аналог временного ряда топозкосистем, соответствующий вектору фоновых климатических изменений (тренду) в данном регионе.

Анализ проведен на основе материалов крупномасштабных ландшафтно-экологических съемок, проведенных автором с сотрудниками в июне–июле 1987–1996 г.г. по специально разработанной методике на пяти экспериментальных полигонах: Жигули, Присурье, Зеленый Город, Выкса и Керженец, — каждый из

которых характеризовал определенную *региональную экосистему* (см. главу 5). В пределах каждой региональной экосистемы было выделено шесть фациальных групп (см. табл. 5.1), охватывающих основное разнообразие типов леса и расположенных в векторной системе локальных ландшафтных сопряжений — от элювиальных и трансэлювиальных типов местоположений до аккумулятивных и супераккумулятивных. Среди 80 количественных характеристик структурно-функционального состояния лесных биогеоценозов измерялись и/или рассчитывались 24 параметра живых и мертвых фитомасс, продуктивности и комплексных показателей биологического круговорота (см. главу 1, раздел 1.4).

Локальные механизмы биотической регуляции углеродного цикла изучались на основе прогнозируемых изменений биологического круговорота в лесных биогеоценозах при заданных сценариях климатического прогноза до 2150–2200 гг. — по глобальным моделям HadCM3, версия A2 (Pope et al. 2000) и E GISS (Hansen et al., 2007). Как уже говорилось (см. главу 8, раздел 8.2), первая модель предсказывает экстремальный термоаридный климатический тренд по всей Средней полосе Русской равнины. Вторая же модель дает более сложную картину: холодно-аридный тренд до середины XXI столетия, с последующей слабо выраженной термоаридизацией климата.

В основу гидротермической ординации функциональных параметров лесных гео(эко-)систем Волжского бассейна был положен экстремальный термоаридный тренд по климатической модели HadCM3.

9.1.2. Эмпирическая имитация климатогенных изменений биологического круговорота

Термо- и гидроэдафическая ординация метаболических характеристик лесных топогеосистем проведена по двум геофизическим параметрам: температуре почвы на глубине 50 см (t_{50}) и запасам летней продуктивной влаги в слое почвы 0–50 см. С этими параметрами функциональные характеристики лесных сообществ обнаруживают наиболее тесные связи. Расчетные модели ординации представлены в табл. 9.1. Как видим, корреляционные связи не всегда достаточно высоки, хотя и вполне значимы. При слабой связи последнюю можно интерпретировать лишь как некоторую общую тенденцию изменений данного метаболического параметра под влиянием геофизического тренда на фоне значительного «шумового» воздействия других факторов локального порядка (прежде всего, факторов литогенной основы ландшафтов). Тем не менее выявление даже таких общих тенденций немаловажно, поскольку оно позволяет полнее представить разностороннюю картину климатогенных функциональных сдвигов в состоянии топогеосистем.

Прогнозная интерпретация гидротермической ординации различных параметров малого биологического круговорота страдают неопределенностью в своих экстремальных показателях. В рамках каждого полигона экологические градиен-

Таблица 9.1. Параметры моделей, описывающих изменения показателей малого биологического круговорота в биогеоценозах региональных экосистем Среднего Поволжья под влиянием трендов температуры почвы и почвенного влагосодержания в вегетационный период

Вид модели (расчетная формула)	Региональные экосистемы	Параметры	Коэффициенты			Статистические характеристики				
			b_0	b_1	b_2	b_3	R	R ²	P	S _y
$y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + b_3x_3$	Присурье	BS	105.5	9.76	-1.001	0.7433	0.623	0.388	$0.5 \cdot 10^{-3}$	56.9
	Зеленый Город	BS	-146.9	22.52	-0.0979	1.842	0.568	0.343	$0.4 \cdot 10^{-3}$	76.7
	Выкса	BS	104.4	0	-0.065	1.411	0.549	0.301	0	67.92
		BV	8.958	0	0.03359	0.05618	0.615	0.378	0	3.27
$y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2$	Керженец	BS	48.31	0.9385	-0.05092	1.507	0.65	0.42	$0.4 \cdot 10^{-3}$	47.69
		BV	11.39	-0.4253	-0.0062	0.0636	0.428	0.183	$2.4 \cdot 10^{-2}$	4.2
	Зеленый Город	BV	11.2	0.4756	-0.0289		0.406	0.165	$1.56 \cdot 10^{-2}$	0.11
		BR	8.712	5.838	-0.0678		0.582	0.339	$0.1 \cdot 10^{-3}$	17.92
Выкса	HU	16.34	-0.2402	0.07426		0.713	0.508	0	6.51	
	HU	14.67	0	0.101		0.569	0.324	0	9.41	
$y = b_0 + b_1x_1 + x_2^2$	Керженец	ML	88.39	-15.03	0.7225		0.575	0.331	$0.5 \cdot 10^{-3}$	8.85
		ML	44.08	-0.3611	0.00091		0.699	0.483	0	17.75
	Жигули	HU	82.54	-0.3988	0.00519		0.781	0.61	0	42.0
		BR	89.85	-0.5429	0.001192		0.764	0.584	0	10.0
$y = b_0 + b_1x_2 + b_2x_2^2$	Выкса	BR	65.69	0.01385	0.0006547		0.67	0.449	$0.1 \cdot 10^{-3}$	15.51
		WD	19.7	-0.2171	0.001623		0.593	0.351	0	16.27
	Керженец	WD	22.85	-0.2588	0.00149		0.72	0.518	0	12.78
		HU	8.84	0.009133	0.0006045		0.851	0.724	0	8.03
$y = \exp(b_0 + b_1/x_1)$	Жигули	BS	3.706	15.42			0.611	0.374	0	39.3
		BV	0.576	14.03			0.489	0.239	0	2.56
	Зеленый Город	BR	1.768	26.26			0.614	0.377	0	1.25
		WD	-0.8296	38.68			0.506	0.256	0	12.56
Выкса	ML	-0.08453	35.08			0.506	0.256	0	16.0	
	WD	-4.389	64.63			0.642	0.412	0	7.0	
		ML	-0.3274	46.81			0.798	0.637	0	15.73

Таблица 9.2. Параметры моделей, описывающих изменения показателей малого биологического круговорота в биогеоценозах региональной экосистемы Южное Верхневолжье (ПТЗ) под влиянием трендов температуры почвы и почвенного влагосодержания в вегетационный период

Вид модели (расчетная формула)	Метаболические параметры	Коэффициенты				Статистические характеристики					
		b_0	b_1	b_2	b_3	R	R ²	P	S _y		
$y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + b_3x_3$	<i>BS</i>	637..2	30.67	-0.8285	0.8196	0.640	0.409	2·10 ⁻⁴	66.57		
	<i>PC</i>	13.7	0	0.01636	0.02917	0.730	0.533	0	1.52		
	<i>BW</i>	567.6	-30.14	-0.6817	0.8185	0.656	0.430	1·10 ⁻⁴	53.9		
	<i>WD</i>	19.28	0	-0.04811	0.1265	0.592	0.351	3·10 ⁻⁴	7.58		
	<i>BD</i>	35.16	0	-0.08389	0.2243	0.659	0.434	0	11.2		
	<i>BL</i>	195.4	0	-0.4784	1.047	0.555	0.308	7·10 ⁻⁴	76.62		
<i>PC</i>	15.07	0	0.00896	-0.03663	0.532	0.283	1·10 ⁻³	2.14			
$y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2$	<i>KE</i>	0.0594	0.006561	0.00021		0.781	0.609	0	0.096		
	<i>KR</i>	-0.08124	0.007092	0.000212		0.831	0.690	0	0.008		
	<i>IS</i>	-0.5605	0.006074	0.001989		0.838	0.702	0	0.077		
	<i>ML</i>	-10.57	2.449	-0.01638		0.547	0.300	8·10 ⁻⁴	5.81		
	<i>KA</i>	0.224	0.01272	0.000554		0.680	0.463	0	0.037		
	<i>IL</i>	63.8	-2.185	-0.07634		0.578	0.334	4·10 ⁻⁴	6.34		
$y = b_0 + b_1x_2 + b_2x_2^2$	<i>BV</i>	12.6	-0.02467	0.0000177		0.517	0.267	2·10 ⁻³	2.49		
	<i>BR</i>	73.64	0.1018	0.0007824		0.545	0.297	1·10 ⁻²	18.1		
	<i>PR</i>	2.168	-0.01136	0.0000675		0.767	0.588	0	0.67		
	<i>HU</i>	25.31	0.0159	0.0004196		0.577	0.333	4·10 ⁻⁴	16.32		
	<i>KP</i>	0.256	-0.001722	0.0000094		0.754	0.569	0	0.094		
	<i>KY</i>	5.31	-0.02412	0.0000483		0.477	0.228	5·10 ⁻³	1.46		

Условные обозначения к табл. 9.1 и 9.2: x_1 – температура почвы на глубине 50 см (t_{50}); x_2 – запасы продуктивной влаги в слое почвы 0–50 см ($W-50$); x_3 – средневзвешенный возраст леса (τ); R – коэффициент корреляции; R² – коэффициент детерминации; P – уровень значимости (критерий Пирсона); S_y – стандартное отклонение. Обозначения метаболических параметров см. в тексте (Глава 1). Полужирным шрифтом выделены коэффициенты при значимых аргументах в уравнениях множественной регрессии.

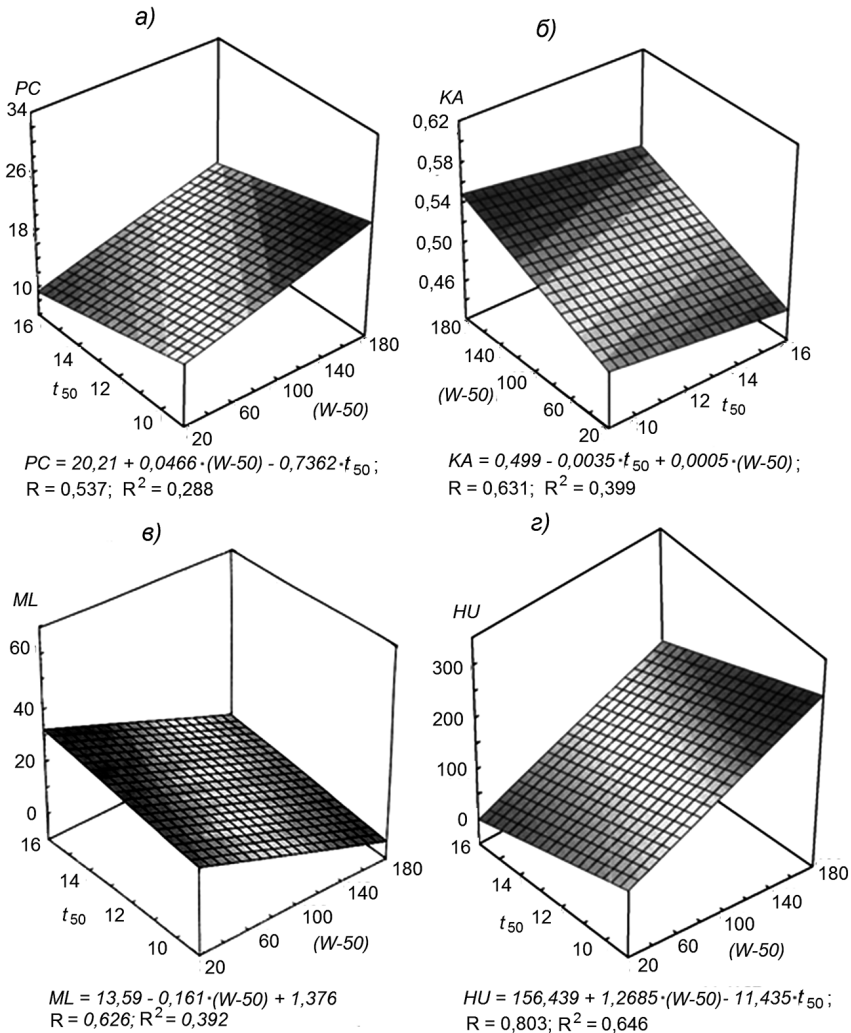


Рис. 9.1. Дубравы и сосняки Жигулевского низкогогорного массива. Линейные поверхности распределения параметров продукционной (а, б) и детритной (в, г) ветвей биологического круговорота в пространстве почвенных гидротермических факторов.

ты термо- и гидроэдафотопов недостаточно велики, чтобы описать все возможные будущие состояния эдафотопов на примере исходных состояний. Особенно недостаточно представлены ксероморфная и аридная ветви термо- и гидроэдафических рядов. Отсюда неизбежность экстраполяции — гипотетического выхода за пределы имеющейся выборки в сторону более аридных зональных экосистем, что делает данную часть прогноза весьма «размытой».

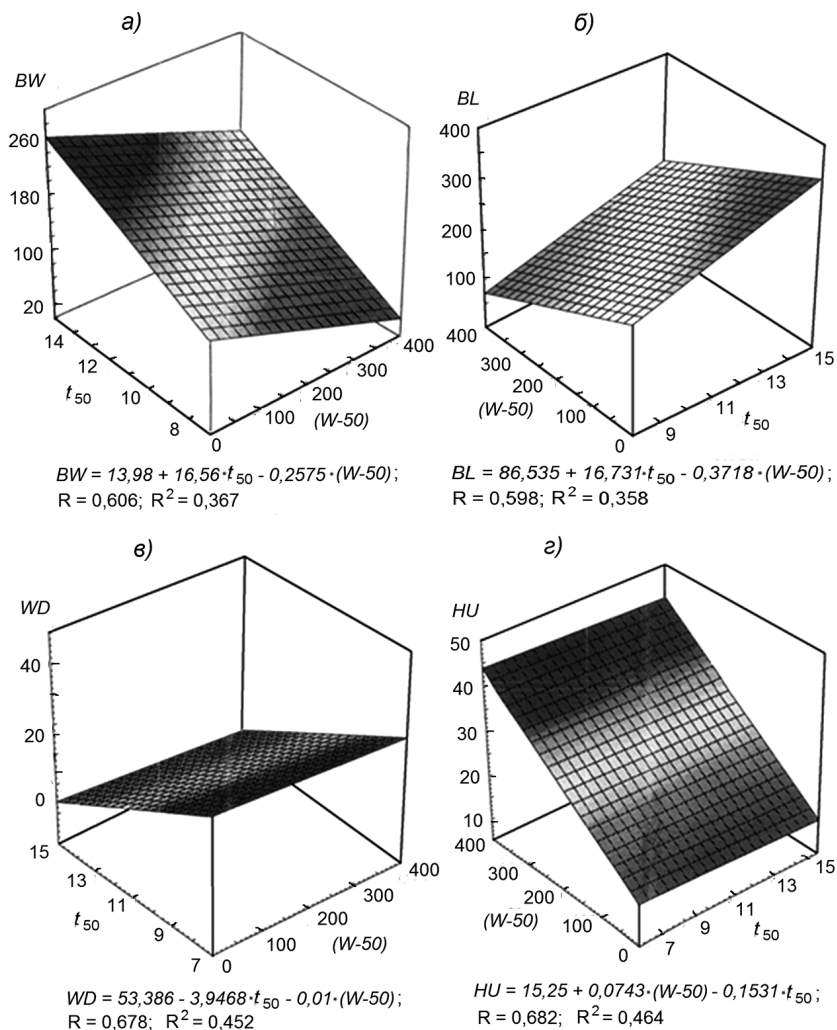


Рис. 9.2. Смешанные леса возвышенной моренно-зандровой равнины Нижегородского Предволжья (экорегion Зеленый Город). Линейные поверхности распределения параметров продукционной (а, б) и детритной (в, г) ветвей биологического круговорота в пространстве почвенных гидротермических факторов.

Диапазон наибольшего разброса средних летних температур почвы (и воздуха) между крайними группами фаций по каждому полигону составляет около 4° . Такой интервал почти полностью соответствует максимальным отклонениям температуры июля по модели GISS на середину XXII в., однако для модели HadCM3

он адекватен отклонениям только на период до 2100 г. Экологический прогноз по этой модели на начало следующего столетия целиком носит экстраполяционный характер.

Наиболее эффективный путь оценки и прогноза функциональных состояний экосистемы — анализ отдельных звеньев биологического круговорота и их соотношений. Рассмотрение логично начать с созидательной ветви метаболизма.

Автотрофный биогенез. На территории южной и типичной лесостепи (экорегiónы Жигули и Присурье), где атмосферное увлажнение изначально имеет критические для лесной растительности значения ($K_{\text{увл}} = 0,95-1,05$), четко выражено снижение продукционного потенциала лесных сообществ при повышении летней температуры почвы и особенно при уменьшении почвенного влагосодержания (табл. 9.1, рис. 9.1 а). Очевидно, в южных маргинальных лесах глобальное потепление должно привести к уменьшению количества CO_2 , изымаемого фитоценозами из атмосферы при фотосинтезе. Восходящая ветвь биологического круговорота будет вызывать здесь дополнительное повышение парникового эффекта атмосферы и тем самым усиливать глобальное потепление. Депонирование углерода в скелетных фитомассах должно сокращаться наибольшими темпами в плакорных дубравах возвышенностей, а также в лесных сообществах речных долин. Их роль как стока углерода из атмосферы будет уменьшаться. В то же время ксероморфные лесо-лугово-степные комплексы (разреженные остепненные сосняки), почти не изменяя базовых темпов продуцирования, поэтому вклад их автотрофного биогенеза в концентрацию CO_2 в атмосфере останется прежним.

Термозадафический фактор действует на автотрофный биогенез менее определенно, чем фактор гидрозадафический. В целом намечается тенденция снижения PC маргинальных лесов в среднем с 18–21 до 12–15 т/га в год при росте t_{50} от 8–9° до 13–14°. Соответственно падают и запасы древесины (см. рис. 9.1 а). Отметим, что оба фактора интерферируют с одинаковым знаком, что придает термоаридному тренду на зональном экотоне леса и степи достаточно высокую эффективность.

Возрастающий при глобальном потеплении дефицит влаги на зональном экотоне леса и степи затормозит разложение лесной подстилки (рис. 9.1 в) и древесного дебриса. С увеличением ML возрастает доля мертвой фракции в общей надземной фитомассе. Одновременно уменьшается количество надземной мортмассы, утилизируемой сапротрофами и используемой в последующих трофических цепях. Таким образом, здесь должно произойти общее понижение пропускной способности детритной ветви метаболизма, что вызовет накопление мертвой фитомассы и как результат — неизбежное замедление всего биологического круговорота. Соответственно, ослабнут потоки CO_2 в атмосферу. Однако возникающий от этого дефицит атмосферного углерода с лихвой перекроется тем его гораздо большим количеством, которое будет накапливаться в атмосфере за счет интенсивного разложения гумуса (рис. 9.1 г) и резкого снижении продуктивности лесов (см. рис. 9.1 а). С переходом от южных маргинальных лесов к северной гра-

нице лесостепной зоны Среднего Поволжья и далее к смешаннолесной зоне термоаридный тренд вызовет все большее усиление процессов разложения мертвой органики и соответствующее уменьшение всех фракций мортмассы, в том числе лесной подстилки и гумуса. Соответственно значительно повысится степень утилизации мертвой органики, что будет направлено на дополнительное поступление CO_2 из почвенно-растительного покрова в атмосферу, с неизбежным повышением ее парникового эффекта.

На *подтаежно-лесостепном экотоне неморальнолесной подзоны* (полигон Присурье), наиболее резкое сокращение продуктивности должно произойти в гидроморфных фациях — ТА и ЭА чернично-зеленомошно-сфагновых березово-елово-сосновых лесах. Здесь при росте t_{50} с $7-8^\circ$ до $12-13^\circ$ средние значения прироста как древесины (PW), так и корней (PR) сокращаются более чем в два раза — в среднем с $3,0-3,5$ до $1,4-1,7$ т/га в год. Такому тренду PW и PR способствует одновременное иссушение почвы. Именно эти фациальные группы могут вызвать заметное уменьшение темпов консервации углерода в скелетной фитомассе. Однако в умеренно увлажненных топоэкосистемах: Т и ТА хвойных и смешанных лесах, где базовые значения ($W-50$) $\leq 90-100$ мм, — возможно резкое увеличение запасов древесины. При иссушении почвы до уровня ($W-50$) = $30-40$ мм средняя величина BW в этих лесах возрастет с $80-110$ до $200-240$ т/га, т.е. существенно приблизится к таковой у наиболее продуктивных плакорных липовых дубрав. В то же время ксероморфные биогеоценозы: остепненные сосняки песчаных дюн, — почти не изменят свою продуктивность и в целом сохраняют углеродные пулы в живых фитомассах, поэтому вклад их автотрофного биогенеза в концентрацию CO_2 в атмосфере останется на прежнем уровне.

У северной границы лесостепной зоны (полигон Зеленый Город), в условиях уже небольшого избыточного атмосферного увлажнения (см. главу 8, табл. 8.1), широколиственные и смешанные леса должны увеличивать (причем весьма существенно) как свою продуктивность, так и запасы живой фитомассы в процессе одновременного повышения температуры и снижения влагосодержания почвы (рис. 9.2 а, б). Соответственно, *будет возрастать консервация атмосферного углерода* в многолетней скелетной фитомассе этих топоэкосистем — усилится значение данного фитоценотического пула как стока углерода.

Максимально чувствительными к термоаридному сигналу окажутся гидроморфные и мезо-гидроморфные лесные сообщества: высокотравные черноольшаниковые и майниково-черничные елово-сосновые леса нижних звеньев катен, с их наиболее холодными и влажными почвами. В диапазоне повышения t_{50} = $8-9^\circ \rightarrow 11-12^\circ$ их общая продуктивность (PC) должна вырасти в среднем с $6-8$ до $13-15$ т/га в год (в некоторых случаях до $17-19$ т/га), годичный прирост скелетной части — с $2,2-3,0$ до $4,5-6,0$ т/га, а воспроизводство зеленой массы — с $3-4$ до $6-8$ т/га в год. Запасы древесины увеличиваются при этом с $40-80$ до $160-200$ т/га, т.е. в три-четыре раза. Аналогичный прирост древесины будет обусловлен также снижением запасов влаги с базовых значений ($W-50$) $\geq 250-300$ мм до $150-$

120 мм. В то же время на продуктивности большинства остальных экосистем: мезоморфных и мезо-ксероморфных неморальнотравяных, а также ксероморфных бруснично-вейниковых хвойных и широколиственных лесов (от элювиальных до транзитных), — скажется только повышение температуры, да и то в гораздо меньшей степени. Здесь рост t_{50} с 10,5–11,5 °С до 14–15 °С вызовет прибавку PC на 0,5–1,5 т/га в год и увеличение BW в среднем с 120–160 до 220–260 т/га.

На *песчаных низменных равнинах в подтаежной зоне и у ее южных границ* (полигоны Керженец и Выкса) локальные контрасты функциональной динамики лесных экосистем и их соответствующего вклада в изменение углеродного цикла выражены наиболее резко. Биогеоценозы нижних звеньев катен: TA , A и CA сосняки с елью долгомошно-черничные и сфагновые, — в процессе аридизации почвы существенно активизируют как свой автотрофный биогенез, так и процессы разложения мертвой органики, что дает общее ускорение биологического круговорота. Эти биогеоценозы обладают, таким образом, максимально высокой способностью биотической регуляции содержания CO_2 в атмосфере.

Лимитирующая роль влагосодержание почвы в песчаных борových и сложных сосняках подтаежной зоны при глобальном потеплении будет возрастать. Термоаридный тренд вызовет некоторый рост продуктивности древостоев, но одновременно — снижение общей годичной продукции леса, что должно сопровождаться уменьшением количества CO_2 , связываемого при фотосинтезе. Соответственно будет падать эффективность продукционного процесса.

В низменно-зандровых полесьях по обеим ветвям метаболизма наиболее существенную трансформацию претерпят биогеоценозы крайне гидроморфного звена катен — хвойные и мелколиственные долгомошно-сфагновые леса между речных западин и днищ малых водотоков. Они должны внести наиболее значительный вклад в изменение содержания атмосферного углерода в зоне смешанных лесов при глобальном потеплении. Биогеоценозы же мезо- и в особенности ксероморфного ряда: елово-сосновые и смешанные зеленомошно-разнотравно-злаковые леса холмистых зандровых равнин и надпойменных террас, — не обнаруживают сколько-нибудь существенных сдвигов основных параметров детритогенеза при росте температуры почвы и ее иссушении. Влияние этих топоэкосистем на углеродный обмен почвенно-растительного покрова с атмосферой будет незначительным.

В *смешанных лесах Южного Верхневолжья* (полигон ПТЗ), отличающегося от Среднего Поволжья более высокой гумидностью ($K_{увл} > 1,5$; см. табл. 8.1), наиболее чувствительными к термаридному климатическому тренду оказываются также высоко гидроморфные биогеоценозы (рис. 9.3). Связь запасов древесины с влагосодержанием почвы почти линейная (табл. 11.2): в интервале изменений $(W-50) = 350-300 \rightarrow 120-100$ мм параметр BW возрастает в среднем с 5–15 до 35–50 т/га. Однако для ксероморфных лесных сообществ, где исходное $(W-50) \leq 80-100$ мм, прогноз запасов древесины гораздо менее надежен. К изменению влагосодержания почвы достаточно чувствительны также надземная скелетная масса и мас-

сы корней. В целом же продукционная ветвь биологического круговорота здесь зависит преимущественно от возраста леса и гораздо слабее связана с изменениями гидротермического режима почв.

Даже в семигумидном Верхневолжье аридизация почвы вызовет снижение суммарной годичной продуктивности лесов, т.е. сокращение стока углерода из атмосферы в живую фитомассу. Однако при этом произойдет увеличение скелетной древесно-кустарниковой массы, что будет означать определенный рост многолетней консервации углерода в этом пуле. Наиболее эффективно на продукционном процессе скажется сокращение запасов почвенной влаги. Само же повышение температуры почвы будут иметь гораздо меньшее значение.

В экорегионе ПТЗ коэффициент оборота надземной фитомассы (KR) резко снижается при иссушении почвы, но растет при повышении ее температуры. Первый фактор превалирует, поэтому термоаридный климатический тренд должен вызвать общее снижение КПД продукционного процесса (параметра KE).

Как видим, не только в семиаридных южно-лесостепных, но и в семигумидных подтаежных условиях для активного разложения мертвой массы в большинстве лесных экосистем изначально ощущается недостаток почвенно-грунтовой влаги, поэтому аридизация почвы при глобальном потеплении должна привести к росту консервации углерода в сухостое, валеже и лесной подстилке (пул BD будет усиливать свою роль стока углерода).

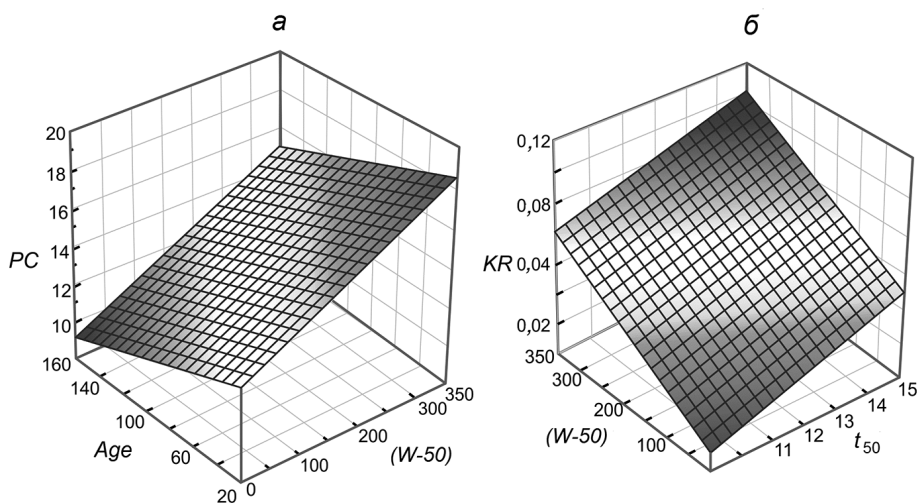


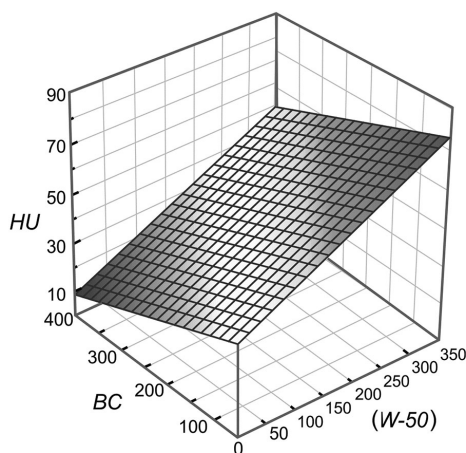
Рис. 9.3. Смешанные леса Южного Верхневолжья. Приокско-Террасный биосферный заповедник. Гидротермическая ординация продукционных параметров: общей продуктивности биогеоценозов (PC) и коэффициента оборота надземной фитомассы (KR), при корректирующем влиянии возраста леса (age).

Запасы гумуса в верхних слоях почвы определяются в первую очередь влаго-содержанием почвы. Связь носит обратно пропорциональный характер: по мере развития термоаридного тренда разложение и минерализация почвенной органики усиливаются и запасы гумуса падают, что должно увеличить эмиссию CO_2 из почвы в атмосферу (рис. 9.4). Это увеличение будет максимальным в наиболее гидроморфных биогеоценозах. С возрастом леса это сокращение будет расти и достигнет максимума в перестойных лесах.

Итак, процессы разложения органики в самой почве и на ее поверхности будут играть взаимно противоположную роль в регуляции углеродного цикла.

Принцип оптимальности в функционировании экосистем. Большое внимание должно быть уделено интегральной оценке автотрофного биогенеза с помощью безразмерных параметров KE , KA и KR (см. главу 1, раздел 1.4), которые служат характеристиками внутреннего оборота фитомассы в лесном сообществе (Одум, 1975). Наиболее обобщающим является параметр $KE = PC/BC$ как показатель экологической эффективности (КПД) продукционного процесса. Оценка данного параметра проведена на основе известного принципа оптимальности, который выражается *аллометрическим законом* (Розен, 1969; Харвей, 1974). Согласно последнему, для каждого зонального типа ландшафтов существует некоторое постоянное значение параметра $KA = \log P / \log B$, несмотря на существенные в пределах этого типа колебания продуктивности и биомассы (Перельман, 1975). При этом фитомасса B играет роль «физиологического времени» (Розен, 1969). Аллометрический коэффициент KA характеризует степень однородности региональных ландшафтов и служит объективным критерием выделения их зональных типов (Перельман, 1975). В зонально-региональном масштабе (для плакорных условий) KA монотонно возрастает от 0,53–0,54 в лесотундре и северной тайге до 0,60–0,62 в равнинных и горных широколиственных лесах и затем более резко повышается до 0,84–0,88 при переходе к луговым и далее сухим степям суббореального пояса. Наряду с этим в каждом зональном подразделении географической среды имеются и более высокие, чем у плакоров, значения KA , соответствующие растительным сообществам на более увлажненных местообитаниях.

Последняя закономерность, проявляющаяся сравнительно слабо в масштабе зональных типов и подтипов ландшафтов, становится феноменальным явлением на локальном уровне (см. рис. 9.2 б). Значения KA для плакорных лесных фитоценозов Среднего Поволжья в целом отвечают указанным выше зональным нормам. Однако в каждой региональной экосистеме ксероморфные звенья местного гидроэдафического ряда фаций, выступающие в качестве представителей более южных природных зон, отличаются и более низким коэффициентом (в целом по Среднему Поволжью $\leq 0,40$ –0,35). В то же время группы фаций, имитирующие более северные зональные условия, имеют значения KA до 0,75–0,80. Это указывает на то, что КПД продукционного процесса в целом возрастает в направлении от сухих местообитаний к влажным и далее сырым, достигая максимума в заболоченных лесах. Следовательно, на бореальном экотоне Русской равнины термо-



$$HU = 30,71 + 0,1257 \cdot (W-50) - 0,321 \cdot BC;$$

$$R = 0,590; R^2 = 0,348$$

Рис. 9.4. Приокско-Террасный заповедник. Зависимость массы гумуса от общей живой фитомассы (BC) и летних запасов почвенной влаги.

аридный тренд должен вызывать определенное снижение степени оптимальности биологического круговорота, а холодно-гумидный — наоборот, ее повышение.

Таким образом, фактор эдафического увлажнения создает на локальном уровне принципиально иную картину пространственного распределения параметров KE и KA по сравнению с фактором увлажнения атмосферного в зонально-региональном масштабе. Проследим эту картину более подробно на примере зонального экотона леса и степи.

Плакорные биогеоценозы (элювиальные мезо-гигроморфные вязо-липняки жигулевского плато) имеют значения $KA \approx 0,51-0,60$, которые приближаются к зональной норме равнинных и горных широколиственных лесов — $0,58-0,59$, по Перельману (1975). Такому локальному соотношению продуктивности и биомассы отвечает наиболее высокий уровень летнего почвенно-грунтового увлажнения — $(W-50) \approx 140-160$ мм. При переходе к хорошо дренируемым ТЭ местоположениям, где запасы влаги в слое почвы 0–50 см падают до 70–90 мм на теневых склонах и до 30–50 мм — на склонах солнцепечных, параметр KA снижается соответственно до $0,49-0,51$ и $0,43-0,45$. В последнем случае эти значения не соответствуют зональной норме KA равнинных и горных ксерофитных лесов, редколесий, горных лугов и степей — $0,68-0,84$, согласно Перельману (1975).

Аридизация почв в средней и южной лесостепи Приволжской возвышенности при глобальном потеплении должна вызвать общее снижение KA с базовых значений $0,54-0,56$ (максимальных для данных зонально-региональных условий) до $0,43-0,45$. При этом наиболее сильное падение эффективности продукционного

процесса произойдет в лесных сообществах Э, ТА и А местоположений, где исходные значения ($W-50$) ≥ 100 мм. Здесь при уменьшении ($W-50$) до 60–80 мм параметр KA снизится с 0,56–0,60 до 0,48–0,50. Согласно прогнозно-климатической модели GISS это может случиться в конце XXI в., а по модели HadCM3 — наступит уже к 2075 г. К указанным срокам продукционный потенциал весьма ценных в экологическом и хозяйственном отношении широколиственных лесов Среднего Поволжья может снизиться в 2–2,5 раза.

Детритогенез. На зональном экотоне леса и степи возрастающий при глобальном потеплении дефицит влаги будет тормозить разложение и минерализацию как древесно-кустарникового валежа, так и лесной подстилки (см. рис. 9.1 в). С увеличением ML возрастают подстильно-опадный индекс (KY), а также доля мертвой фракции (BD) в общей надземной фитомассе. Одновременно уменьшается количество мортмассы, утилизируемой сапротрофами и используемой в последующих трофических цепях, поэтому существенно увеличивается время (ID), требуемое для полного разложения данного количества BD .

Таким образом, при глобальном потеплении в маргинальных лесных сообществах бореального экотона должно произойти понижение пропускной способности детритной ветви метаболизма, что вызовет накопление мортмассы и как результат — неизбежное замедление всего биологического круговорота. Соответственно ослабнут потоки CO_2 в атмосферу. Однако возникающий от этого дефицит атмосферного углерода с лихвой перекроется тем его гораздо большим количеством, которое будет накапливаться в атмосфере за счет интенсивного разложения гумуса (см. рис. 9.1 з) и резкого снижения продуктивности лесов.

С переходом от южной лесостепи к «ядру» типичности неморальнолесной подзоны и далее к зоне смешанных лесов термоаридный тренд вызывает все большее усиление процессов разложения мертвой органики и соответствующее уменьшение всех фракций мортмассы (в том числе лесной подстилки) и гумуса (см. рис. 9.2 в, з). Соответственно значительно уменьшается подстильно-опадный индекс, повышается степень утилизации мортмассы и увеличивается время, необходимое для накопления данного количества подстилки и валежа. Эти динамические тенденции будут характеризовать здесь «работу» детритогенеза, направленную на дополнительное поступление CO_2 из почвенно-растительного покрова в атмосферу, с неизбежным повышением ее парникового эффекта, т.е. на несоблюдение принципа Ле Шателье.

При этом максимальную реакцию на термоаридный тренд следует ожидать в топоэкосистемах нижнего, наиболее гидроморфного звена катен, с их наиболее холодными почвами. Особенно следует отметить многократное снижение параметра KY , что указывает на увеличение пропускной способности нисходящей ветви биологического круговорота в избыточно увлажненных и заболоченных лесах. Пулы BW , ML и HU в этих лесах будут основным источником дополнительного поступления углерода в атмосферу при глобальном потеплении. Лесные же сообщества на умеренно влажных и сухих местообитаниях почти не изменят своих

детритных параметров. Здесь отрицательное влияние изменений в детритогенезе на биотическую регуляцию содержания углерода в атмосфере будет, по-видимому, незначительным.

9.1.3. Движущие силы климатогенных сукцессий

На основе результатов градиентного анализа сформулирована общая схема-модель, описывающая принципиальный механизм перехода от функциональных изменений экосистем к их структурным преобразованиям под воздействием глобального потепления. Этот механизм должен проявиться наиболее ярко на зональном экотоне леса и степи.

Как уже говорилось, нисходящая, редуцированная ветвь малого биологического круговорота в большинстве случаев более чувствительна к изменению гидротермических условий, нежели ветвь восходящая, созидательная, поэтому она должна реагировать на климатические сигналы в первую очередь.

Несомненно, глобальное потепление вызовет в лесных экосистемах бореального пояса и крайнего севера пояса суббореального весьма существенное «расширение» пропускной способности нисходящей ветви биологического круговорота, что, вообще говоря, должно способствовать общему ускорению метаболизма. Однако это будет происходить на фоне падения эффективности продукционного процесса и снижения темпов годичной оборачиваемости живой фитомассы в лесных экосистемах. Термоаридный тренд вызывает подобные негативные тенденции в автотрофном биогенезе не только в условиях супесчано-суглинистых возвышенных равнин, но и низменных задров, причем на фоне как увеличения, так и уменьшения продуктивности лесов.

Возникающий дисбаланс основных составляющих биологического круговорота означает нарушение устойчивого функционирования лесного сообщества. Такое положение не может существовать сколь угодно долго и должно послужить толчком к структурной перестройке экосистем, направленной, прежде всего, на повышение КПД живой фитомассы. Тем самым обеспечивается новый уровень сбалансированности продуцирования и разложения органики как основного условия существования экосистемы, по определению (Одум, 1975; Глазовская, 1981, 1992; Герасимов, 1985). Как подчеркнул Н.В. Тимофеев-Ресовский в своей расширенной трактовке дарвиновского закона естественного отбора (Тюрюканов, 2001), при изменении внешних условий отбор популяций и сообществ идет по линии развития тех из них, которые обеспечивают в дальнейшем непрерывность и замкнутость биогеохимических круговоротов на новом энергетическом уровне.

Очевидно, при термоаридном тренде новый уровень сбалансированности может быть достигнут только заменой лесного сообщества сначала лесостепным, а затем и степным, что и продемонстрировано на орграфах прогнозируемых ландшафтно-экологических переходов для Жигулевского массива (см. Главу 8, рис. 8.2 а, б). При резко выраженном гидротермическом сигнале, кото-

рый дает в частности модель HadCM3 уже на прогнозный срок 2050 г., возможны прямые переходы леса в степь. Такие динамические тенденции предполагаются, например, для плакорных мезоморфных дубрав и сосново-широколиственных лесов Присурья, а также трансэлювиальных ксеро-мезоморфных сосновых боров и суборей Зеленого Города (см. рис. 8.2 в, 8.3 а).

Как установлено экспериментально (Биота..., 1976; Герасимов, Грин, 1976), степная гео(эко-)система отличается от лесной многократным повышением отношения PC/BC , т.е. имеет гораздо более высокую экологическую эффективность продукционного процесса и более интенсивный круговорот фитомассы. При этом, хотя в степи, в отличие от леса, водно-тепловые ресурсы поглощаются менее активно (возрастает в частности доля непродуктивных потерь влаги при транспирации), но они более эффективно используются для производства зеленой массы. Очевидно, в этом и состоит резкое повышение КПД автотрофного биогенеза при переходе от леса к степи. Травянистая экосистема более способна к «выживанию» в экстремальных условиях среды, чем лесная. Наши исследования в высокогорьях Центрального Кавказа показали (Коломыц, 1984 б), что сукцессия луг → лес идет труднее по сравнению с сукцессией лес → луг, ибо формирование лесной экосистемы сопровождается созданием автономной фитосреды, а также усилением жесткости и дерминированности структурных связей между природными компонентами.

Перестройка автотрофного биогенеза, вызванная нарушением сбалансированности круговорота фитомассы, может идти даже быстрее первоначальных сдвигов в темпах разложения мертвой органики. Дендро-хроноклиматические исследования (Битвинкас, 1974), а также результаты имитационного моделирования (Зотов, 1993) показывают, что при скачкообразном изменении гидротермических условий первичная биопродуктивность изменяется в течение года.

Итак, вырисовывается следующая схема-модель преобразований лесной экосистемы в степную при появлении и устойчивом развитии термоаридного климатического сигнала:

ускорение «работы» детритной ветви метаболизма

при одновременном снижении КПД

фитопродукционного процесса

↓

нарушение сбалансированности (замкнутости)

биологического круговорота как важнейшего условия

устойчивого функционирования экосистемы

↓

деградация и распад лесного сообщества,

замена его сначала аридным редколесьем (типичной лесостепью),

а затем травянисто-степной формацией

↓

повышение КПД автотрофного биогенеза



достижение сбалансированности биологического круговорота на новом («луговостепном» или «сухостепном») уровне функционирования экосистемы, что приводит ее в новое устойчивое состояние.

По-видимому, такой же механизм цепных реакций срабатывает при ландшафтно-экологических переходах между самими лесными формациями — например, при замене мезо-гигроморфных дубо-липняков жигулевского плато на ксеро-мезоморфные сосново-широколиственные леса, распространенные ныне на теневых и нейтральных склонах (см. рис. 8.2 *а, б*), или доминирующие переходы гигро-мезоморфных дубрав и липняков эрозионно-останцовых суглинистых склонов северной экспозиции в трансэлювиальные мезоморфные дубово-еловые леса моренной равнины в Нижегородском Предволжье (см. рис. 8.3 *а*).

Описанную схему-модель, обоснованную эмпирически, правомерно рассматривать как механизм перехода от функциональных изменений гео(эко-)систем к их структурным преобразованиям под воздействием термоаридизации. Этот механизм, по-видимому, можно отнести, согласно Н.В. Тимофееву-Ресовскому (Тюрюканов, Федоров, 1996), к классу управленческих функций живого вещества, которые сосредоточены именно в биогеоценозах как элементарных хорологических единицах биосферы.

Данный механизм вписывается также в рамки известной рефлекторной системы «условия (воздействие) – процесс – структура», положенной нами в основу разработки кибернетической модели ландшафта-экотона (Коломыц, 1978). Напомним, что сама формулировка этой системы является не чем иным как обратным прочтением фундаментальной неодокучаевской парадигмы в почвоведении «почва–генезис–среда», по И.П. Герасимову (1986).

9.2. Изученность проблемы биотической регуляции углеродного цикла

Решение комплекса экологических проблем, вызванных глобальными изменениями климата, во многом связано с изучением динамики показателей углеродного цикла, который, во-первых, приводит в движение все остальные биогеохимические циклы, а во-вторых, — определяет содержание парниковых газов в атмосфере и тем самым оказывает регулирующее воздействие на глобальные климатические процессы (Кобак, 1988; Кондратьев и др., 2003; и др.). Взаимодействие биосферы и климатической системы, осуществляемое через круговорот углерода, составляет важный раздел отечественной государственной программы «Глобальные изменения природной среды и климата», которая является составной частью Международной геосферно-биосферной программы (Котляков, 1992; Заварзин,

2007). В последние десятилетия этой проблеме уже посвящена весьма обширная литература как в нашей стране, так и за рубежом (Printice et al., 1992; Smith et al., 1992; Горшков, 1995; Цельникер, 2006; Пулы..., 2007; Коломыц, 2007; и др.).

В этих исследованиях основное внимание уделяется разработке методики определения углеродных пулов в различных компонентах фитобиоты и в почве, а также созданию базы данных по современному содержанию углерода в лесных, болотных и других экосистемах, с территориальными обобщениями по природным и административным областям. Подробно рассматриваются также биосферные процессы, определяющие «работу» углеродного цикла в различных природных условиях и при антропогенных сукцессиях. Наиболее полно результаты этих исследований представлены в крупных обобщающих работах для территории России (Орлов и др., 1996; Исаев, Коровин, 1999; Тишков, 2005; Заварзин, 2007; и др.).

Гораздо слабее освещены вопросы количественной оценки реакции различных биотических компонентов углеродного цикла на глобальные климатические изменения. Соответственно для территории нашей страны почти отсутствуют прогнозы динамики параметров, осуществляющих биотическую регуляцию содержания углекислого газа в атмосфере. Между тем решение этих вопросов крайне необходимо для выявления механизмов, обеспечивающих устойчивость различных зонально-региональных подразделений континентальной биосферы в условиях предстоящего глобального потепления (Горшков, 1995; Кондратьев и др., 2003; Заварзин, 2007; и др.).

Дальнейшее развитие концепции биотической регуляции видится в изучении локальных закономерностей малого биологического круговорота, обеспечивающего устойчивость природной среды в соответствии с принципом Ле Шателье (см. выше).

Методические вопросы прогнозной динамики лесных экосистем и сдвигов их углеродного баланса в условиях меняющегося климата активно разрабатываются за рубежом (Шугарт и др., 1989; Pore et al., 2000; Aber et al., 2001). В целом эти прогнозные модели можно назвать эмпирико-имитационными. Они носят почти исключительно глобально-региональный характер, с разрешением не более 50 км, и основаны преимущественно на дистанционных методах сбора исходной информации, по которой в масштабе крупных регионов описывается сопряженность структурно-функциональных свойств растительности с климатическими параметрами. Модели можно разбить на две группы. Первая из них объединяет так называемые биогеографические модели MAPSS, DOLY, BIOME2 и др., прогнозирующие главным образом динамику растительного покрова — смену видового состава лесообразующих пород и соответствующие изменения ареалов зонально-региональных типов биомов. Примером такой эмпирической имитации могут служить мелкомасштабные карты основных растительных формаций территории США на прогнозные сроки 2030 и 2095 гг. по двум климатическим моделям — HadCM2SUL и CGCM1 (Aber et al., 2001). Аналогичные математико-картографические принципы были использованы нами при разработке региональных про-

гнозных и палеогеографических сценариев на территорию Волжского бассейна (см. Главу 7).

Во вторую группу входят прогнозные биогеохимические модели, которые описывают физико-химические процессы в растениях и почве, определяющие первичную нетто-продукцию, а также потоки, накопление и убыль углерода. Таковы например, модели TEM, CENTURY и BIOME-BGC, характеризующие климатогенные сдвиги параметров биологического круговорота. По программе VEMAP (Vegetation/Ecosystem Modelling and Analysis Project, members 1995) рассчитаны значения первичной продуктивности и содержания углерода в основных биомах США для сценария удвоения концентрации CO₂ в атмосфере, согласно прогнозно-климатическим моделям OSU, GFDL, UKMO (Aber et al., 2001). Некоторые аналогичные сценарии для территории России получены по имитационным моделям (Заварзин, 2007).

Вопрос о том, какая группа этих моделей является более совершенной, остается открытым. В ходе выполнения проекта VEMAP было проведено механистическое объединение биогеографических и биогеохимических концепций, с созданием «перекрестной» модели — «cross-model» по трем климатическим сценариям. В итоге на выходе по каждому параметру получили десятки вариантов данных и, считая их равноценными, определили результат как некоторое среднее значение. Сами авторы признают подобные прогнозные модели достаточно слабыми и считают необходимым строить прогнозы на основе более глубокого изучения структурно-функциональной организации экосистем.

Все эти прогнозные разработки носят обзорный (мелкомасштабный) характер и уже по этой причине не могут вскрыть причинных механизмов пространственного разнообразия реакций лесных сообществ на одни и те же фоновые климатические воздействия, а также их обратного влияния на климат. Исследования же поведения локальных экосистем в условиях меняющегося климата весьма немногочисленны. Среди них известны так наз. «островные» патч-модели — «patch models» (Forman, 1995), которые рассматривают сравнительно небольшие участки лесного покрова, выделяемые по функциональным особенностям структурно гомогенных ареалов. Эти модели требуют детального описания «островного» участка. Однако территориально патч-модели весьма ограничены, поскольку описывают только «типичные места (site) в типичных биомах (bottom-down approach)», а не все топологическое разнообразие экосистем, свойственное тому или иному экорегиону.

Нами был предложен и реализован ландшафтно-экологический подход к решению данной проблемы (Коломыц, 2008; Коломыц и др., 2009). Главная особенность подхода состоит в рассмотрении феномена биотической регуляции на топологическом уровне с ландшафтных позиций, что предусматривает экосистемное многообразие типов этой регуляции, обусловленное пространственным распределением биогеоценозов (ландшафтных фаций) в различных зонально-региональных условиях. Тем самым представляется возможным вскрыть истоки

разнообразных механизмов воздействия фитобиоты на углеродный обмен земной поверхности с атмосферой и выделить те из них, которые могут обеспечить устойчивость наземных экосистем к грядущим изменениям климата.

Стратегия исследования заключается в установлении локальных механизмов биотической регуляции углеродного цикла на основе прогнозируемых изменений дискретных параметров малого биологического круговорота в лесных биогеоценозах при заданных вариантах климатического прогноза на предстоящий период. Объектами прогнозного анализа должны стать лесные экосистемы, находящиеся в заповедном или слабо нарушенном режиме (что сводит к минимуму влияние местных антропогенных факторов), но в условиях повышенной контрастности локальных геоморфологических и гидротермических условий. Необходимо провести количественную оценку реакции различных углеродных пулов в лесных биогеоценозах на глобальные климатические изменения и дать прогноз динамики функциональных экосистемных параметров, осуществляющих биотическую регуляцию содержания CO_2 в атмосфере в соответствии с принципом Ле Шателье (Горшков, 1995; Тарко, 2005) или, наоборот, в нарушение данного принципа.

Это позволит вскрыть наиболее вероятную картину предполагаемой роли бореальных и суббореальных лесов в снижении парникового эффекта атмосферы при глобальном потеплении, а также оценить, насколько в действительности леса умеренного пояса способны поддерживать устойчивость континентальной биосферы в условиях меняющегося климата.

Решение данной задачи позволит установить спектр основных лесных формаций бореальных и неморальных лесов, одни из которых могут способствовать устойчивости наземного экосистемного покрова, а другие — наоборот, усиливать его дестабилизацию при прогнозируемом развитии термоаридного климатического тренда в данном регионе. Поставленная задача относится к ключевым вопросам современной глобальной экологии, которые до сих пор остаются открытыми, что, в частности, вызывают серьезные дискуссии по проблеме Киотского протокола (Grace, 2004).

На прогнозных экологических картах должно быть отражено локальное разнообразие изменений биологического круговорота и углеродных пулов. Это разнообразие обусловлено пространственной вариабельностью гидротермических и лито-эдафических условий биогеоценозов, что дает возможность оценить реальный вклад различных категорий лесных сообществ в биотическую регуляцию газообмена CO_2 земной поверхности с атмосферой. Особое внимание следует уделить механизмам и следствиям биотической регуляции углеродного цикла на зональных экотонах леса и степи, где лесные сообщества изначально находятся в гидротермических условиях, близких к критическим, и поэтому наиболее чувствительны к изменениям климата.

В глобальной экологии уже осознана необходимость учета пространственной изменчивости потоков углерода (Кондратьев и др., 2003), связанной главным образом с распределением лесных массивов (Grace, 2004). Изменения выражают-

ся в наличии «пиков» (sinks — «ямы» по отношению к депозиту) и «воронок» (stocks — запасы по отношению к депозиту) эмиссии CO_2 в зрелых лесных экосистемах. В результате возникают потоки биогенов от одних локальных экосистем к другим, что и является составной частью механизмов биотической регуляции окружающей среды (Горшков и др., 1999). Таким образом, предлагаемые нами подходы и методы прогнозного аналитического моделирования и картографирования могут быть весьма полезны в региональных исследованиях и составить основу формирования глобальных карт различных прогнозируемых характеристик экосистем.

9.3. Расчет изменений углеродных пулов в биогеоценозе

Малый биологический круговорот в лесных экосистемах служит, как известно (Горшков, 1995; Кондратьев и др., 2003), одним из механизмов, обеспечивающих устойчивость природной среды в соответствии с принципом Ле Шателье. По отношению к круговороту углерода в биосфере данный принцип выражается следующим постулатом: скорость поглощения углерода биотой пропорциональна концентрации углекислого газа в окружающей среде по отношению к невозмущенному периоду. Состояние природной среды будет устойчивым, если любое спонтанное увеличение содержания CO_2 в атмосфере сопровождается таким же ростом поглощения углерода биотой суши и океана. Явным признаком нарушения принципа Ле Шателье являются ситуации, когда биота из стока углерода превращается в его источник, т.е. при внешнем воздействии сама выбрасывает углекислый газ в атмосферу (Горшков, 1995). Для сценариев глобального потепления такие возможные ситуации были выявлены с помощью описанной выше гидротермической ординации дискретных параметров биологического круговорота в лесных экосистемах в различных зонально-региональных и локальных условиях (см. раздел 9.1.2).

Для оценок изменений содержания углерода в различных биотических компонентах использован известный лесоводственный метод (Цельникер, 2006), основанный на динамике живых и мертвых фитомасс. Он дает наилучшие результаты при расчетах составляющих углеродного цикла за большие промежутки времени. В основе метода лежит по существу кибернетический подход, когда сами фитомассы для каждого прогнозируемого срока рассматриваются как определенные функциональные характеристики на «выходе» системы, без детального анализа метаболических процессов «черного ящика». Такое методическое ограничение неизбежно огрубляет получаемые прогнозные оценки, однако имеет свое преимущество — возможность представить функциональные состояния биогеоценозов как целостных образований, в духе учения В.Н. Сукачева, и тем самым получить пространственно дифференцированный результат всего комплекса биогеохимических процессов, участвующих в газообмене CO_2 . Таким образом, поставленная задача решалась исключительно в рамках ландшафтной (географической) эколо-

гии, что является существенным отличием от известных отечественных и в особенности зарубежных исследований по рассматриваемой проблеме.

Изменение (ΔC) массы потока углерода в системе почва – растение – атмосфера можно представить в следующем виде:

$$\Delta F_a = \Delta R_m - \Delta C(NPP), \quad (9.1)$$

где F_a — поток CO_2 над растительным покровом; R_m — выделение CO_2 в результате жизнедеятельности почвенных и наземных сапротрофов (преимущественно бактерий и грибов), разлагающих гумус, лесную подстилку и скелетную мортмассу; NPP — чистая первичная продукция биогеоценоза (надземная + корневая). Используя основные дискретные показатели малого биологического круговорота (см. выше), данное уравнение запишем в развернутой форме:

$$\Delta F_a = \Delta C(WD) + \Delta C(ML) + \Delta C(HU) - \Delta C(BS) - \Delta C(BV) - \Delta C(BR). \quad (9.2)$$

На основе этого балансового уравнения были рассчитаны возможные изменения потоков углерода между почвенно-растительным покровом и атмосферой в различные прогнозируемые сроки, для каждой фациальной группы во всех региональных экосистемах (см. выше). Расчеты содержания углерода в различных фитомассах и в подвижном гумусе почвы проводились с помощью переводных (конверсионных) коэффициентов, для чего использованы известные литературные источники (Кобак, 1988; Орлов и др., 1996; Исаев, Коровин, 1999; Экосистемы..., 2004; и др.). Значения некоторых из этих коэффициентов (например, по BV , ML и HU) дифференцировались по каждому экспериментальному полигону и по каждой фациальной группе на полигоне в зависимости от зональных и локальных условий местообитания.

Каждый член правой части последнего уравнения может иметь как положительные, так и отрицательные значения. При положительных величинах первые три слагаемые дают прибавку эмиссии CO_2 из почвенно-растительного покрова в атмосферу, а вторые — убыль этого потока. В данном случае пул мортмассы выступает в качестве дополнительного источника углерода, а живая фитомасса играет роль его стока (депонирования). При отрицательных же значениях указанных параметров картина обратная: в редуцированной ветви биологического круговорота поступление углерода в атмосферу сокращается, а автотрофный биогенез, снижающий свою интенсивность, потребляет меньшее количество CO_2 , компенсируя тем самым возникший дефицит углекислого газа в атмосфере.

В итоге складывается общий баланс изменений углеродного обмена между биогеоценозами и атмосферой (ΔF_a), который показывает, поглощают ли данные лесные сообщества дополнительное количество CO_2 из атмосферы в результате сдвигов в биологическом круговороте или, наоборот, становятся источником его дополнительных выбросов. В первом случае осуществляется отрицательная обратная связь, направленная на выполнение принципа Ле Шателье по ослаблению первичного климатического сигнала, а во втором — положительная связь, которая ведет к усилению парникового эффекта атмосферы, т.е. самого потепления.

Локальные механизмы биотической регуляции углеродного цикла изучались на основе прогнозируемых изменений биологического круговорота в лесных биогеоценозах при заданных сценариях климатического прогноза до 2150–2200 гг. — по глобальным моделям HadCM3, версия A2 (Pope et al., 2000) и E GISS (Hansen et al., 2007).

Как и большинство известных моделей семейства AOGCMs, первая модель предсказывает *термоаридный климатический тренд* по всей Средней полосе Русской равнины. Как уже говорилось, экологический прогноз по этой модели позволяет оценить реакцию лесных экосистем на такие глобальные климатические изменения, которые могут превышать порог выносимости основных лесообразующих пород и привести к распаду на обширных пространствах не только неморальных, но и бореальных лесов. Вторая же модель дает более сложную картину: *холодно-гумидный тренд* до середины XXI столетия с последующей слабо выраженной *термогумидизацией климата* (табл. 9.3).

Таблица 9.3. Прогнозируемые климатические параметры для различных сроков по трем типам гидротермических трендов, согласно моделям HadCM3 (версия A2) и E GISS

Прогнозная модель HadCM3

Полигон	Базовый $K_{увл}$	2075 г. (термоаридный тренд)				2150 г. (термоаридный тренд)			
		$\Delta t_{январь}$	$\Delta t_{июль}$	$\Delta r_{год}$	$K_{увл}$	$\Delta t_{январь}$	$\Delta t_{июль}$	$\Delta r_{год}$	$K_{увл}$
Жигули	0,95	2,7	3,2	–38	0,71	5,9	7,1	–50	0,36
Присурье	1,07	0,8	3,1	–16	0,76	7,2	7,0	–34	0,45
ПТЗ	1,52	3,2	4,0	–96	1,12	6,5	5,1	–31	0,74

Прогнозная модель E GISS

Полигон	Базовый $K_{увл}$	2050 г. (холодно-гумидный тренд)				2200 г. (термогумидный тренд)			
		$\Delta t_{январь}$	$\Delta t_{июль}$	$\Delta r_{год}$	$K_{увл}$	$\Delta t_{январь}$	$\Delta t_{июль}$	$\Delta r_{год}$	$K_{увл}$
Жигули	0,95	–1,0	–0,5	–19	0,99	1,9	1,2	13	0,80
Присурье	1,07	–1,0	–1,0	15	1,25	1,7	1,3	16	0,92
ПТЗ	1,52	–1,3	–1,9	61	2,02	2,6	0,9	58	1,47

Примечание. Базовый период входит в интервал метеонаблюдений 1885–1985 гг. Климатические параметры: $\Delta t_{январь}$, $\Delta t_{июль}$ и $\Delta r_{год}$ – отклонения средней январской и средней июльской температур, а также годового количества осадков от их базовых значений; $K_{увл}$ – годовой коэффициент атмосферного увлажнения Высоцкого–Иванова.

9.4. Прогнозируемый углеродный баланс лесных экосистем для различных климатических трендов

При развитии любого из трех рассматриваемых климатических трендов (экстремального термоаридного, холодно-гумидного и мягкого термогумидного) в бореальных и неморальных лесах Волжского бассейна наибольшие по абсолютному значению изменения должен испытать автотрофный биогенез, дающий зеленую, древесную надземную (BS) и корневую фитомассы. Приоритетный же вклад в изменения суммарных запасов углерода (ΔC) будет вносить динамика прироста древесины (рис. 9.5).

В соответствии с климатическим прогнозом по модели HadCM3, к 2150 г. в своих экстремальных значениях $\Delta C(BS)$ составит от $-(37-40)$ т/га в плакорных и трансаккумулятивных липняках Жигулевского массива до $+(58-71)$ т/га в трансэлювиальных хвойно-широколиственных лесах Нижегородского Предволжья (табл. 9.4). Величины же экстремальных значений углеродного баланса $\Delta C(Fa)$ будут равны соответственно $-(78-83)$ и $+(115-120)$ т/га. Таков возможный размах изменений потока углерода, вызванных неоднозначной реакцией бореальных и неморальных лесов на экстремальный термоаридный климатический сигнал.

За текущий столетний период содержание углерода, законсервированного в скелетной фитомассе лесов Волжского бассейна, может измениться на $\pm(25-50)\%$ от базовой величины, что указывает на весьма существенную регулируемую роль, которую должна сыграть продуктивность южнотаежных, смешанных и неморальных лесов региона в их углеродном обмене с атмосферой. Глобальное потепление вызовет в одних случаях резкое падение продуктивности, в других — столь же значительное ее увеличение, что обрисует весьма противоречивую картину биотической регуляции углеродного цикла.

При умеренном холодно-гумидном сигнале будут преобладать отрицательные значения $\Delta C(Fa)$ — до $-(45-60)$ т/га в плакорных сосново-липово-дубовых лесах Среднего Приочья (ПТЗ) и элювиальных липняках суглинистых междуречных останцов Присурья. Термогумидный же сигнал вызовет достаточно широкую амплитуду углеродного баланса: от $+(65-90)$ т/га в ТЭ елово-сосновых и сосново-широколиственных лесах Присурской зандрово-моренной равнины до $-(55-65)$ т/га в плакорных и ТА широколиственных лесах Жигулевского массива (рис. 9.6; табл. 9.5).

Согласно экстремальной модели HadCM3, процесс глобального потепления должен привести к развитию в Средней полосе Русской равнины двух взаимно противоположных феноменальных явлений биотической регуляции углеродного цикла со стороны плакорных и близких к ним лесных биогеоценозов как локальных представителей растительных формаций. Крайний юг лесной зоны, в том числе зональный экотон леса и степи в средневожской части равнины, окажется ареной значительной дополнительной эмиссии CO_2 в атмосферу (полигон Жигули, см. рис. 9.5). Соответственно, расстроится сбалансированность углеродного

Таблица 9.4. Глобальное потепление по модели HadCM3. Прогнозируемые парциальные и балансовые изменения содержания углерода (т/га) по отношению к базовому периоду в плакорных лесных биогеоценозах экорегионов Среднего и Верхнего Поволжья

Параметры	Базовые значения	Изменения в прогнозируемые сроки, г.				
		2025 г.	2050 г.	2075 г.	2100 г.	2150 г.

а) Зональный экотон леса и степи, южная лесостепь.

Национальный природный парк «Самарская Лука»

(Жигулевский низкоротный массив)

<i>BS</i>	101,75	-23,05	-27,32	-31,55	-35,78	-3966
<i>BV</i>	4,16	- 1,60	-1,77	-1,93	-2,10	-2,26
<i>BR</i>	30,25	-11,90	-14,08	-16,13	-18,06	-19,72
<i>WD</i>	10,24	-6,98	-7,53	-8,02	-8,45	-8,80
<i>ML</i>	5,35	3,56	4,90	6,34	7,78	8,99
<i>HU</i>	113,30	-10,54	-15,29	-18,62	-20,68	-21,66
Баланс	265,05	- 50,51	-61,09	-69,91	-77,29	-83,11

б) Подтаежно-лесостепной экотон, средняя лесостепь.

Национальный природный парк «Чаваш Вармане» (правобережное Присурье)

<i>BS</i>	123,42	-18,99	-14,77	-10,84	-3,31	2,0
<i>BV</i>	5,17	-0,60	-0,61	-0,84	-0,93	-1,13
<i>BR</i>	40,40	-8,88	-8,04	-7,82	-6,46	-5,64
<i>WD</i>	4,90	-1,06	-1,23	-1,46	-1,71	-1,91
<i>ML</i>	5,88	-1,28	-1,60	-2,03	-2,45	-2,79
<i>HU</i>	31,64	-9,76	-11,09	-11,45	-13,53	-14,76
Баланс	211,41	-40,56	-37,34	-34,42	-28,39	-23,33

в) Бореально-неморальный лесной экотон, северная лесостепь.

Возвышенное Нижегородское Предволжье (урочище «Зеленый Город»)

<i>BS</i>	134,14	13,73	26,61	38,16	49,82	60,19
<i>BV</i>	6,59	1,90	2,32	2,65	3,01	3,30
<i>BR</i>	39,48	4,44	7,99	11,09	14,28	17,06
<i>WD</i>	4,06	-3,46	-3,63	-3,73	-3,80	-3,84
<i>ML</i>	5,48	-0,13	-1,00	-1,60	-2,05	-2,38
<i>HU</i>	11,16	-1,71	-2,28	-2,65	-3,11	-3,43
Баланс	201,36	14,77	30,0	43,91	58,15	70,9

г) Южная граница подтайги. Водно-ледниковая равнина

(Приокско-террасный заповедник).

Мезоморфные сосново-липово-дубовые снытьево-широколиственные леса элювиальных и транзитных местоположений

<i>BS</i>	310,18	-27,14	-27,85	-27,76	-27,99	-27,91
<i>BV</i>	11,54	-1,98	-1,88	-1,89	-1,87	-1,88
<i>BR</i>	84,81	-4,11	-4,30	-4,28	-4,34	-4,32
<i>WD</i>	31,96	-7,44	-7,19	-7,21	-7,15	-7,17
<i>ML</i>	14,96	6,58	9,44	9,58	12,69	11,14
<i>HU</i>	22,05	2,84	2,52	2,55	2,48	2,51
Баланс	475,5	-31,24	-29,25	-29,0	-26,17	-27,61

д) Южная полоса подтаежной зоны в Низменном Заволжском регионе (заповедник Керженский).

Елово-сосновое задровое полевье Баланс

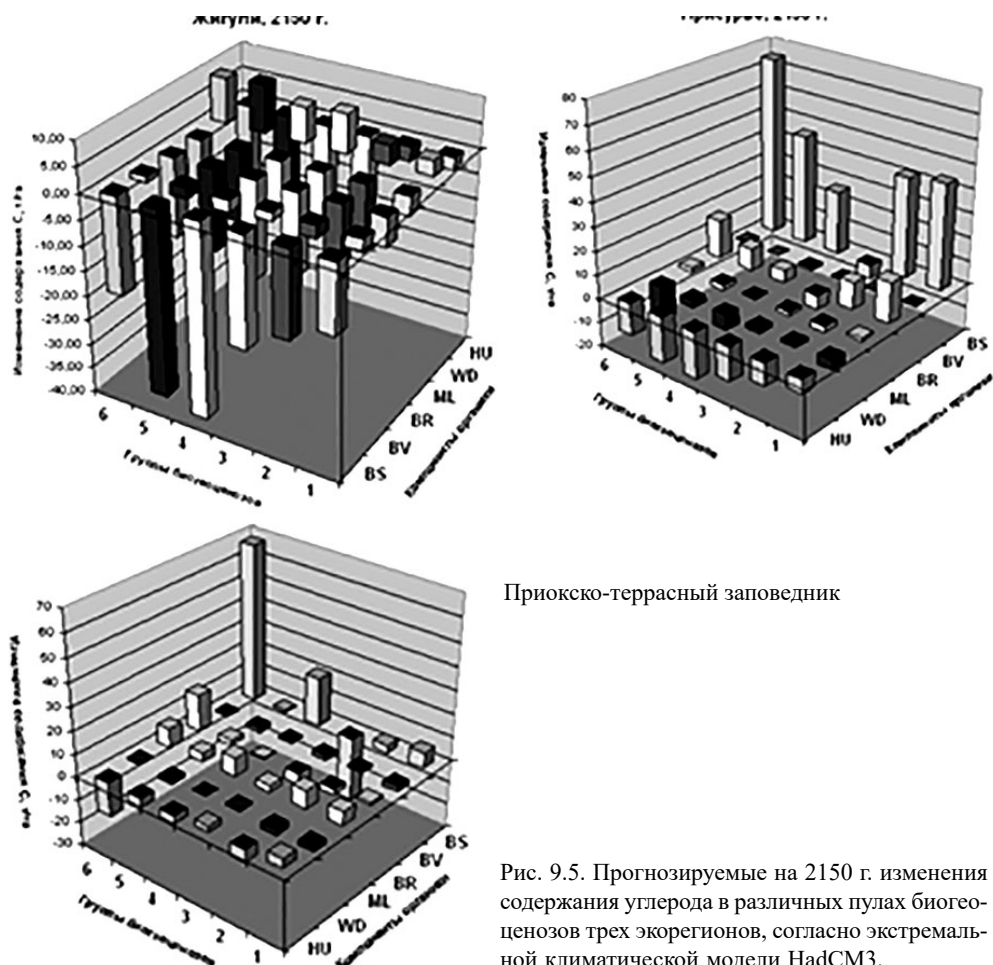
<i>BS</i>	84,7	-13,00	-12,64	-11,86	-11,85	-1,15
<i>BV</i>	4,41	1,21	1,19	0,82	0,86	0,60
<i>BR</i>	17,08	-9,44	-9,81	-11,68	-11,60	-12,59
<i>WD</i>	7,85	0,40	-0,26	-0,31	-0,40	-0,64
<i>ML</i>	10,15	-3,91	-4,16	-4,71	-4,73	-3,45
<i>HU</i>	13,69	-2,45	-3,41	-3,50	-3,66	-4,09
Баланс	137,88	-27,19	-29,09	-33,24	-31,38	-31,32

Примечание. Фитомассы: *BS* – живая скелетная фитомасса; *BV* – зеленая масса; *BR* – масса корней; *WD* – мертвая скелетная фитомасса; *ML* – масса лесной подстилки; *HU* – масса гумуса.

цикла как стабилизирующий механизм состояния наземных экосистем. Это вызовет местное усиление парникового эффекта и ускорит общий процесс деградации и исчезновения маргинальных лесов в южной и типичной лесостепи.

Аналогичный негативный процесс, правда, в гораздо меньшей степени, распространится также на южную лесостепь (полигон Присурье) и достигнет коренных смешанных лесов волеводниковых равнин в южной подтайги (Приокско-террасный заповедник), с потерей к концу XXI в. в пуле древесины до 29 т/га углерода. В то же время плакорные вторичные березово-осиновые леса, с липой, дубом и елью, обладающие более значительным приростом древесины и более высоким годичным оборотом надземной фитомассы по сравнению с коренными лесами, будут осуществлять, наоборот, положительную регуляцию, поглощая из атмосферы дополнительно до 20–22 т/га углерода.

При термогумидном же климатическом тренде (согласно сценарию по модели E GISS к концу XXI столетия), описанный процесс в плакорных жигулевских дубравах, присурских липняках и сосново-дубово-липовых лесах Нижнего Приочья



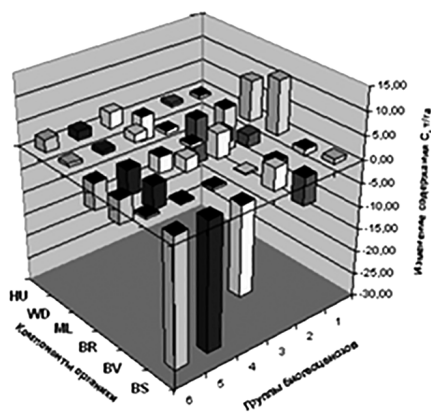
Приокско-террасный заповедник

Рис. 9.5. Прогнозируемые на 2150 г. изменения содержания углерода в различных пулах биогеоценозов трех экорегионов, согласно экстремальной климатической модели HadCM3.

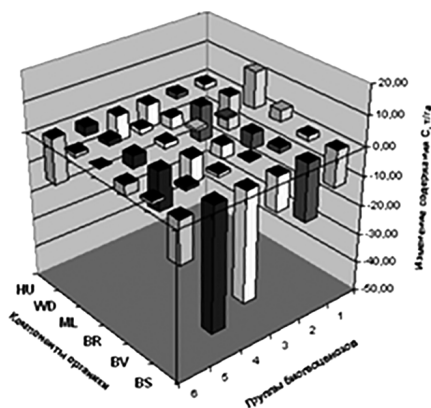
будет идти значительно медленнее, судя по суммарной величине $\Delta C(Fa) = -28-33$ т/га (см. табл. 9.4).

Основную положительную регуляцию углеродного обмена наземных экосистем с атмосферой, направленную на снижение ее парникового эффекта при глобальном потеплении, будут выполнять широколиственно-еловые и темнохвойные леса возвышенных равнин в неморальнолесной подзоне и в южной полосе подтаежной зоны (полигон Зеленый Город, см. табл. 9.5 и рис. 9.6). Второстепенную роль сыграют вторичные мелколиственные леса низменных плакоров (см. выше), а также трансаккумулятивные и супераквальные сосняки низменно-зандровых полесий ($\Delta C(Fa) \approx 20-30$ т/га, полигоны Выкса и Керженец). Это, пожалуй, единственная группа формаций бореальных лесов, которая окажет существенную

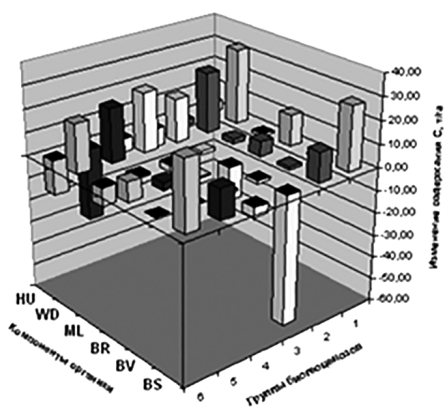
Самарская Лука, 2050 г.



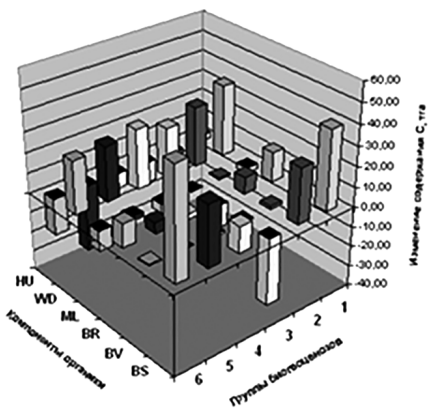
Самарская Лука, 2200 г.



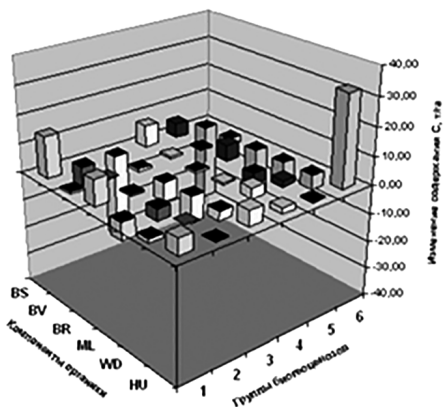
Присурье, 2050 г.



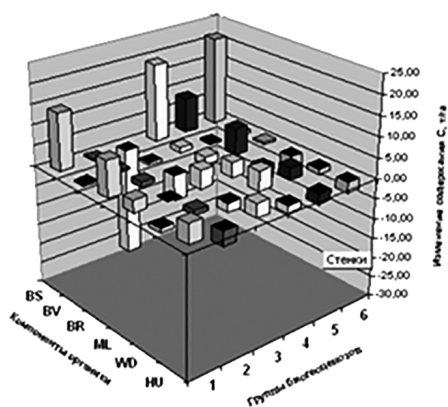
Присурье, 2200 г.



Приокско-террасный заповедник, 2050 г.



Приокско-террасный заповедник, 2200 г.



поддержку устойчивости континентальной биосферы в условиях глобального потепления. При холодно-гумидном климатическом тренде отрицательный углеродный баланс $\Delta C(Fa)$ в лесных биогеоценозах будет означать дополнительную эмиссию CO_2 в атмосферу, которая должна смягчать общий процесс похолодания и тем самым осуществлять положительную регуляцию углеродного цикла. С положительным же углеродным балансом связана отрицательная регуляция, усиливающая глобальное похолодание.

Холодно-гумидный климатический тренд прогнозируется моделью E GISS на середину XXI столетия (см. рис. 9.6 и табл. 9.5). В этих условиях маргинальные лесные сообщества на зональных экотонах леса и степи в Среднем Поволжье, как и в случае глобального потепления, должны снижать свою продуктивность и запасы живой надземной (особенно скелетной) фитомассы ($\Delta C(BS) = -12,65$ т/га) и поэтому так же обречены на распад и исчезновение. Однако при холодно-аридном тренде этот процесс будет идти гораздо медленнее, чем при термоаридизации, — в силу положительной регуляции углеродного цикла со стороны деградирующих лесных сообществ (ср. $\Delta C(Fa) = -8,89$ т/га).

В подзоне типичной лесостепи (экорегion Присурье) при холодно-гумидном тренде можно ожидать уже отрицательную регуляцию углеродного цикла, направленную на усиления процесса похолодания, где к 2050 г. возможен ср. $\Delta C(Fa) = 19,71$ т/га. В елово- и широколиственно-сосновых неморальнотравяных лесах плоских песчаных междуречий, а также в гидроморфных осоково-сфагновых березово-сосновых сообществах междуречных западин образуется значительный сток углерода — от 35–45 до 75–80 т/га.

Он будет обусловлен как активизацией продукционных процессов, так и еще в большей мере — замедлением темпов разложения дробиса и лесной подстилки в результате возрастающего дефицита тепла. И только плакорные дубо-липняки суглинистых водоразделов отреагируют на данный климатический тренд положительно, с эмиссией углерода свыше 61 т/га. Это произойдет главным образом за счет снижения темпов разложения дробиса ($\Delta C(WD) = 24,72$ т/га) в условиях снижения температур и повышения атмосферного увлажнения.

9.5. Средневзвешенные по площади нормы углеродных балансов

Результирующий эффект регуляции углеродного цикла со стороны лесного покрова зависит не только от удельных значений углеродного баланса $\Delta C(Fa)$ для тех или иных биогеоценологических групп, но и от соотношения их площадей в данном экорегione. *Катенарная организация* биогеоценозов, выраженная определенным *геоморфологическим спектром соответствующих типов локаль-*

Рис. 9.6. Прогнозируемые по холодно-гумидному (на 2050 г.) и термогумидному (на 2200 г.) трендам изменения содержания углерода в различных пулах биогеоценозов трех экорегionов, согласно модели E GISS.

Таблица 9.5. Изменения суммарного содержания углерода (т/га) в различных лесных биогеоценозах и в их органических компонентах на трех особо охраняемых природных территориях Окско-Волжского бассейна для двух прогнозных сроков: 2050 г. (похолодание) и 2200 г. (потепление), согласно климатической модели E GISS

Характеристики 2050 г.		Нац. парк «Самарская Лука» (южная лесостепь)		Нац. парк «Чаваш Вармане» (типичная лесостепь)		Приокско-Террасный заповедник (южная подтайга)	
		2200 г.	2050 г.	2200 г.	2050 г.	2200 г.	2050 г.
Группы биогео- ценозов (типы место- положе- ний)	1 (ТЭ)	9,55 [-]	-12,23 [-]	7,33 [-]	9,29 [+]	20,39 [-]	29,46 [+]
	2 (ТЭ, Э)	-1,20 [-]	-38,72 [-]	46,83 [+]	63,60 [+]	-13,13 [+]	-0,44 [-]
	3 (Э, Т)	3,34 [-]	-27,76 [-]	-61,03 [+]	-32,51 [-]	-44,80 [+]	-27,82 [-]
	4 (Э-ТА)	-15,20 [+]	-58,88 [+]	12,34 [-]	31,82 [+]	13,85 [-]	29,01 [+]
	5 (ТА, А)	-36,04 [+]	-65,03 [-]	7,05 [-]	27,24 [+]	7,26 [-]	11,35 [+]
	6 (СА, ЭА)	1,22 [-]	-35,79 [-]	35,72 [-]	63,65 [+]	-26,02 [+]	11,82 [+]
	Среднее	<u>-8,89</u> [+]	<u>-39,74</u> [-]	<u>19,71</u> [-]	<u>40,68</u> [+]	<u>-7,07</u> [+]	<u>8,90</u> [+]
Компо- ненты органи- ки	<i>BS</i>	-12,65 [+]	-22,93 [+]	3,56 [-]	21,69 [+]	-6,38 [+]	6,7 [+]
	<i>BV</i>	-0,57 [+]	-1,14 [-]	-0,14 [+]	0,12 [+]	-0,63 [+]	-0,08 [-]
	<i>BR</i>	1,98 [-]	-5,11 [-]	2,92 [-]	5,23 [+]	-1,81 [+]	2,19 [+]
	<i>ML</i>	-1,54 [+]	1,38 [+]	-1,54 [+]	-3,12 [-]	-5,02 [+]	0,29 [+]
	<i>WD</i>	-2,83 [+]	-5,36 [-]	24,72 [-]	28,62 [+]	-0,68 [+]	0,74 [+]
	<i>HU</i>	0,42 [-]	-6,52 [-]	-9,81 [+]	-11,85 [-]	7,45 [-]	-0,42 [-]
	Сумма	<u>-8,89</u> [+]	<u>-39,74</u> [-]	<u>19,71</u> [+]	<u>40,68</u> [+]	<u>-7,07</u> [+]	<u>8,90</u> [+]

Примечание. Типы местоположений, по (Раменский, 1971; Глазовская, 1964): Э – элювиальный, ТЭ – трансэлювиальный, Т – транзитный, ТА – трансаккумулятивный, А – аккумулятивный, Саq – супераккумулятивный, ЭА – элювиально-аккумулятивный.

Жирным шрифтом выделены плакорные биогеоценозы. Знак [+] означает смягчение климатического тренда, знак [-] – его усиление. Остальные обозначения см. в табл. 9.4.

ных местоположений, предполагает необходимость расчетов углеродного баланса как величины, средневзвешенной по площадям этих типов. Нами проведено сравнение биотической регуляции углеродного цикла, осуществляемой, с одной стороны, плакорными лесными биогеоценозами, отображающими, как известно

Таблица 9.6. Плакорное (А) и средневзвешенное по площади (Б) базовое содержание органического углерода в почвенно-растительном покрове (т/га) и его изменения на особо охраняемых природных территориях Среднего и Верхнего Поволжья в соответствии с прогнозно-климатическими моделями.

а) Жигули, Национальный природный парк «Самарская Лука»
(южная лесостепь)

Варианты осреднения	Базовый период	Модель HadCM3		Модель E GISS	
		2075 г. потепление	2150 г. потепление	2050 г. похолодание	2200 г. потепление
А	216,36	-90,81 [-] (42,0)	-100,47 [-] (46,4)	-15,20 [+] (7,0)	-55,88 [-] (22,8)
Б	193,7	-73,87 [-] (38,1)	-82,60 [-] (42,6)	-10,81 [+] (5,6)	-44,23 [-] (22,8)

б) Присурье, Национальный природный парк «Чаваш Вармане»
(типичная лесостепь)

Варианты осреднения	Базовый период	Модель HadCM3		Модель E GISS	
		2075 г. потепление	2150 г. потепление	2050 г. похолодание	2200 г. потепление
А	221,9	-40,75 [-] (18,4)	-32,08 [-] (14,5)	-61,03 [+] (27,5)	-32,51 [-] (14,7)
Б	167,4	24,3 [+] (14,5)	34,75 [+] (20,8)	16,14 [-] (9,6)	37,41 [+] (22,3)

в) Приокско-Террасный биосферный заповедник (южная подтайга)

Варианты осреднения	Базовый период	Модель HadCM3		Модель E GISS	
		2075 г. потепление	2150 г. потепление	2050 г. похолодание	2200 г. потепление
А	243,43	-32,84 [-] (13,5)	-31,45 [-] (12,9)	-44,88 [+] (18,4)	-27,82 [-] (11,4)
Б	200,49	9,02 [+] (4,5)	10,65 [+] (5,3)	-9,52 [+] (4,7)	6,16 [+] (3,1)

Примечание. В круглых скобках указаны отклонения от базовой величины, в %. Знаком [+] отмечена позитивная регуляция углеродного цикла при данном климатическом тренде, а знаком [-] – регуляция негативная.

(Высоцкий, 1960), определенную зонально-региональную (фоновую) биоклиматическую норму данной территории, в с другой, — всем ее биогеоценотическим разнообразием (в виде средневзвешенной нормы $\Delta C(Fa)$ как параметра биотической регуляции). Расчеты проведены для трех особо охраняемых природных территорий (ООПТ) Поволжья (табл. 9.6).

Оказалось, что лесные сообщества плакорного ряда дают значения углеродного баланса лесных экосистем, резко отличные от средневзвешенных по площади для данного экорегиона значений не только по величине, но и по знаку. Характерным примером служит геоморфологическое разнообразие положительной регуляции углеродного цикла для холодно-гумидного сценария для 2050 г. по модели E GISS (см. табл. 9.5 и 9.6). В рассматриваемом зональном спектре Волжского бассейна (от южной лесостепи до южной подтайги) такая регуляция ожидается, прежде всего, со стороны локальных представителей биоклиматического фона — элювиальных плакорных лесов; второстепенную роль сыграют сообщества аккумулятивных местоположений ($\Delta C(Fa) \approx$ от -15 до $-45 \div 60$ т/га).

Таковыми будут экорегионы Жигули и ПТЗ, где наибольшее удельное сокращение углеродного баланса экосистем произойдет за счет уменьшения скелетной массы древостоя. Благодаря же преобладанию площадей с плакорными и аккумулятивными фаціальными группами лесов, здесь можно ожидать и общее смягчающее воздействие лесного покрова на глобальное похолодание ($\Delta C(Fa) = -9,5 \div 10,8$ т/га; см. табл. 9.6). Однако в Присурском регионе типичной лесостепи площадное доминирование переходит к двум крайним «полюсам» локальных ландшафтных сопряжений (ТЭ и СА), где лесные биогеоценозы будут сокращать эмиссию CO_2 в атмосферу (за счет снижения темпов разложения дэбриса и, в меньшей степени, увеличения массы древесины и корней), несмотря на усиливающуюся минерализацию гумуса. В результате лесной покров данного экорегиона должен будет выполнять общую отрицательную регуляцию углеродного цикла ($\Delta C(Fa) = 19,71$ т/га), т.е. усилить глобальное похолодание.

Интересно сопоставить между собой, с одной стороны, углеродные балансы плакорных лесных экосистем (см. табл. 9.4), отображающих, согласно (Высоцкий, 1960; Сочава, 1978; Крауклис, 1979), в своих функционально-структурных параметрах зонально-региональный фон данной территории а с другой, — средневзвешенные для той же территории балансы (см. табл. 9.5). Разница впечатляет. В двух примерах из трех приведенных лесные сообщества плакорного ряда давали значения ΔFa , резко отличные от обобщенных для данного района значений не только по величине, но и по знаку. В экорегионах Присурье и ПТЗ плакорные леса должны осуществлять весьма существенную отрицательную регуляцию углеродного цикла, между тем как в целом по каждому их этих регионов прогнозируется положительная регуляция, правда несколько более слабая. Экстремальные, по определению И.И. Спрыгина (1986), лесные сообщества, образующие целый спектр локальных отклонений от зонально-региональной нормы и занимающие более 70–75% площади, в обоих случаях дают результаты, с лихвой

перекрывающие углеродный баланс плакорных лесов — «ядер типичности», по (Д.Л. Арманд, 1975), данной зонально-региональной системы.

Налицо убедительное доказательство неправомерности экстраполяции модельных сценариев биологического круговорота и углеродного баланса, которые получаются при имитационном моделировании «типичных биомов» (Forman, 1995; Заварзин, 2007), на всю территорию природной зоны/подзоны или крупного региона. Для каждого структурного подразделения той или иной зонально-региональной единицы углеродный баланс необходимо рассчитывать по *геоморфологическим типам биогеоценозов* в рамках местных закономерностей их *катенарной организации*, получая затем таксономическую (средневзвешенную по площади) норму углеродного баланса. Это приводит к совершенно иным результатам балансовых расчетов по сравнению с расчетами по «типичным» (фоновым) биомам (Тишков, 2005), что и продемонстрировано проведенным нами опытом эмпирико-статистического моделирования.

В качестве примера сравним выполненные нами прогнозы изменения запасов углерода в основных пулах органического вещества по Приокско-Террасному заповеднику с оценками, которые получены для Данковского лесничества Московской области (куда входит ПТЗ) с помощью системы имитационных моделей EFIMOD (Shanin et al., 2012).

Как видим (табл. 9.7), в упомянутой работе при глобальном потеплении прогнозируется примерно такое же незначительное снижение запасов углерода в пуле сухостоя и валежа. Близки также величины накопления мертвой органики в лесной подстилке и гумусе. В то же время спрогнозированный с помощью системы моделей EFIMOD рост среднего запаса углерода в живой фитомассе более

Таблица 9.7. Приокско-террасный заповедник. Прогнозная модель HadCM3. Сопоставление результатов проведенного нами эмпирико-статистического моделирования и моделирования имитационного (Shanin et al., 2012) по изменению парциального (в различных пулах) и суммарного содержания углерода на два прогнозируемых срока

Тип моделирования	Прогнозные сроки							
	2075 г.				2150 г.			
	<i>BS+BV+BR</i>	<i>WD</i>	<i>ML+HU</i>	Сумма	<i>BS+BV+BR</i>	<i>WD</i>	<i>ML+HU</i>	Сумма
Эмпирико-статистический (сценарий HadCM3)	15,36	-3,66	2,08	13,79 (9,02)	15,58	-3,51	3,51	15,49 (10,65)
Имитационный (сценарий эмиссии A1Fi (Mitchell et al., 2004))	33,99	-4,28	1,97	31,68	36,18	-4,47	4,27	35,98

Примечание. В скобках даны средневзвешенные по площади ПТЗ значения ΔFa .

чем в 2 раза превышает аналогичный показатель, полученный в нашей работе. К столь высоким, экстремальным, значениям динамики суммарного продукционного пула отдаленно приближаются лишь высокопродуктивные сосново-липово-дубовые леса на элювии карбонатных коренных пород (здесь $\Delta(BS) + \Delta(BV) + \Delta(BR) \approx 24$ т/га), занимающие менее 30% площади территории заповедника.

Возможно, сказываются и другие причины расхождения результатов моделирования. Одна из них — использование разных версий модели HadCM3. Кроме того, как отмечают и сами авторы (Shanin et al., 2011, 2012), имитационная система EFIMOD не в состоянии учитывать некоторые негативные аспекты влияния изменений климата (засухи, тепловой стресс и др.) на продуктивность деревьев, и, поэтому, приводимая путем этой имитации оценка изменения запасов углерода в пуле живой фитомассы при изменениях климата может быть завышена.

9.6. Углеродный баланс лесных формаций при потеплении и похолодании

Эмпирический материал крупномасштабных ландшафтно-экологических съемок позволил рассчитать углеродный баланс ($\Delta C(Fa)$) лесных формаций Окско-Волжского бассейна для различных сценариев глобальных изменений климата и тем самым оценить саму величину положительной или отрицательной биотической регуляции углеродного цикла в территориальном масштабе этих зонально-региональных фитоценологических единиц (табл. 9.8 и 9.9).

Согласно экстремальному сценарию глобального потепления (по модели HadCM3), к 2050 г. средневзвешенный по площади углеродный баланс в лесах основного водосбора Волжского бассейна может составить от $-21 \div 27\%$ до $+11 \div 17\%$ базового содержания углерода, с общим увеличением $\Delta C(Fa)$ с юго-востока на северо-запад. Эти цифры вполне сопоставимы с данными других прогнозных региональных оценок. Так, расчеты, выполненные по модели IPSL-CM2 (согласно сценарию SRES-A2) для Восточно-Европейского субконтинента, выявили увеличение к середине XX столетия чистой первичной продукции (NPP) и соответствующего депозита углерода в среднем на 20% (Мохов и др., 2005).

Это соответствует максимально возможному приращению углерода в древостоях плакорных смешанных лесов Волжского бассейна (см. табл. 9.4). Для хвойных, смешанных и других лесов США проведены расчеты изменений чистой первичной продукции и содержания углерода по прогнозным биогеохимическим моделям CEN (CENTERE) и TER (Terrestrial Ecosystem Model) (Aber et al., 2001). Оказалось, что по сценарию климатической модели UKMO-1987 (предшественнице хэдловской модели) удвоении содержания CO_2 в атмосфере приводит к изменениям содержания углерода в диапазоне от $-1,5 \div 1,8$ до $+7,8 \div 12,5\%$.

Даже согласно умеренной прогнозно-климатической модели E GISS, удельный углеродный баланс групп лесных формаций (ГЛФ) будет иметь значитель-

ный размах колебаний — в пределах $\pm (5-10) \div (45-58)$ т/га, что составит от 0,5–1,0% до 25–38% базового содержания углерода в лесных экосистемах.

При холодно-гумидном климатическом тренде (прогноз на 2050 г. по модели E GISS) лесные массивы в подавляющем большинстве будут увеличивать свою продуктивность и соответственно — суммарные запасы углерода. Это служит подтверждением уже высказанного нами мнения о том, что на бореальном экотоне Русской равнины лесные сообщества, начиная с южной подтайги, находятся в условиях недостаточного атмосферного увлажнения (Коломыц, 2003, 2005). В холодно-гумидном сигнале доминирующим окажется влияние роста количества осадков, а не снижения температур (см. табл. 9.3), что и приведет к дополнительному массовому стоку углерода из атмосферы в лесные экосистемы и соответственно к усилению похолодания.

Количество групп лесных формаций, имеющих положительные значения ($\Delta C(Fa)$ и осуществляющих, таким образом, негативную регуляцию углеродного цикла, в два раза превышают число групп с отрицательным балансом, смягчающим процесс похолодания (см. табл. 9.8). Сток углерода достигнет также наибольших значений (до 32–35% от его базовых запасов) по сравнению с его максимальной эмиссией (не более 12–17%). Наиболее значительное усиление похолодания будет иметь место со стороны широколиственных лесов по всей лесостепной зоне (за исключением мезофитных липовых дубрав и приуральских сыртовых дубняков), кустарничково-травяных и сфагновых подтаежных сосняков и, в меньшей степени, заболоченных лесов по всем зонам. Похолодание смягчает лишь неморальнотравяные елово- и сосново-широколиственные леса, которые дадут дополнительную эмиссию CO_2 .

Иную картину дает экологический прогноз, связанный с термогумидным трендом по модели E GISS на 2200 г. Оба фактора: повышение температур (как летних, так и зимних) и рост годовых осадков, — будут интерферировать с одинаковым знаком, что вызовет преобладающее увеличение продуктивности лесов и суммарных запасов углерода в них (до 35–43 т/га, т.е. более 20–25% его базовых запасов). Последнее будет препятствовать повышению температуры приземной атмосферы и, таким образом, окажет позитивное воздействие на биотическую регуляцию углеродного цикла. Процесс особенно широко распространится среди южнотаежных и подтаежных сосновых и хвойно-лиственных формаций (см. табл. 9.8). При этом если для неморальнотравяных и лишайниковых сосняков ведущую роль сыграет рост атмосферного увлажнения, то в кустарничково-сфагновых подтаежных лесах и в лесных болотах приоритет перейдет к повышению температур.

В лесостепной же зоне термогумидный климатический сигнал вызовет, наоборот, снижение продуктивности широколиственных и сосново-мелколиственных лесов и соответственно дополнительную эмиссию CO_2 в атмосферу (от 5–15 до 30 т/га и более, что составит от 3–5 до 35–30% базовых запасов углерода). Здесь отрицательное влияние повышения температур (особенно летних) скажется сильнее положительного воздействия роста атмосферных осадков. В результате

липовые, липово-дубовые леса, березняки и осинники, а также остепненные широколиственно-сосновые леса будут выполнять негативную роль в биотической регуляции углеродного цикла, усиливая начальное глобальное потепление. Одновременное увеличение осадков лишь незначительно сгладит этот процесс.

Таким образом, регуляция углеродного цикла со стороны бореальных и неморальных лесов Русской равнины должна быть достаточно пестрой не только по знаку, но и по абсолютной величине. Подобная пестрота между группами лесных формаций будет проявляться в пределах каждого типа (подтипа) растительности, поэтому итоговый эффект регуляции углеродного цикла для всей рассматриваемой территории Волжского бассейна будет существенно зависеть от соотношения площадей ГЛФ. Между тем высокие удельные средневзвешенные значения углеродного баланса той или иной ГЛФ нередко не соответствуют занимаемой им площади. Так, сосновые средне- и южнотаежные леса, обладающие наибольшими отрицательными значениями $\Delta C(Fa)$ по обоим климатическим сценариям, имеют незначительные площади, поэтому их итоговый вклад в региональную эмиссию углерода окажется достаточно скромным (см. табл. 9.8). В целом они слабо повлияют как на похолодание, так и на потепление в Поволжском регионе.

Незначительной будет (\pm)-регуляция углеродного цикла и со стороны наиболее распространенных (занимающих более 30% площади региона) темнохвойных южнотаежных и смешанных лесов — по причине низких отрицательных значений $\Delta C(Fa)$. И наоборот, гораздо менее распространенные широколиственно-сосновые подтаежные леса станут объектами наиболее мощного стока CO_2 , что и предопределят их доминирующую роль (наряду с прикамскими смешанными лесами) в региональной биотической регуляции углеродного цикла — негативной при глобальном похолодании и позитивной при потеплении. Восточноевропейские же широколиственные леса, несмотря на их незначительные площади, смогут вызвать существенную негативную регуляцию углеродного цикла в регионе при холодно-гумидном тренде, благодаря значительному росту продуктивности и соответствующему стоку углерода. Термогумидный тренд вызовет с их стороны незначительную положительную регуляцию.

В целом, лесной покров рассматриваемой территории Окско-Волжского бассейна должен оказывать соразмерную регуляцию углеродного цикла — как негативную при похолодании, так и позитивную при потеплении (см. табл. 9.9, нижняя строка), на фоне гумидизации климата в обоих случаях. Примерно такие же масштабы регулирующего воздействия лесов можно ожидать и по экстремальной термоаридизации. Наши расчеты показали (Розенберг и др., 2011), что для рассматриваемой территории общий углеродный баланс лесного покрова на срок 2075 г. по модели HadCM3 должен составить около 110,298 млн т.

Интересно сопоставить полученные результаты с данными литературных источников. За 65-летний период (1985–2050 гг.) аккумуляция углерода в лесах России должна составить около 23,1 Гт (Залиханов и др., 2006). В расчете на 2,5% площади, что соразмерно с рассматриваемой нами площадью Окско-Волж-

ского бассейна, это будет 577,5 млн т, т.е. в 5 с лишним раз больше, чем ожидается здесь к 2075 г. по модели HadCM3 и к 2200 г. — по модели E GISS .

Общий сток углерода в лесах России к 2010 г. составил 150–200 Мт/год (Замолдчиков и др., 2011). Принимая для 2,5% площади этот депозит в 3,75–5,00 Мт/год, получаем, что за следующие 65 лет общий сток углерода может достичь 245–325 Мт, что так же в два-три раза больше наших прогнозных данных. Как видим, хотя хэдловская модель считается экстремальной, она дает даже заниженные оценки изменений содержания углерода в лесном покрове при глобальном потеплении.

9.7. Прогнозные сценарии углеродного баланса в картографическом выражении

В настоящем разделе представлено решение задачи построения крупно- и мелкомасштабных прогнозных карт углеродного баланса, с использованием результатов аналитического моделирования, а также анализа пространственных закономерностей структурной и функциональной организации лесных экосистем. Развивающиеся в последнее время за рубежом количественные подходы в прогнозном экологическом и геоботаническом картировании предназначены для создания растровых крупномасштабных карт, отражающих пространственную дифференциацию параметров экосистемы, связанную с неоднородностью локальных гидротермических условий (MacMillan et al., 2007). Однако эти подходы не применялись для построения карт-прогнозов во времени. Более того, нам не известны опыты применения таких методов для картирования функциональных параметров лесных экосистем по какому-либо глобальному климатическому сценарию.

Л.С. Шарой были предложены использовать подобные подходы, дополненные новыми методами геоморфометрии (Shary et al., 2001; Шарая, 2007, 2009), для создания крупномасштабных пространственно-временных карт лесных экосистем, в том числе карт их углеродного баланса. Для построения крупномасштабных (масштаб 1 : 50–100 000) карт исходного (базового) содержания углерода в различных пулах лесных биогеоценозов того или иного экорегиона использованы спутниковые данные НАСА о рельефе — матрицы высот земной поверхности разрешения 90 м, полученные в ходе выполнения международного проекта SRTM «США–Италия–Германия» (Shuttle Radar Topography Mission — проект радарной съемки рельефа спутником Шаттл, 2000, website: <ftp://e0dps01u.ecs.nasa.gov/srtm/>).

Пространственные закономерности свойств экосистем изучались с использованием широкого набора характеристик рельефа (Shary et al., 2002), рассчитанных из матриц высот НАСА SRTM30 и оцифрованных топокарт. Статистический анализ проводился с помощью адаптированного для экологии метода множественной регрессии (Шарый и др., 2011). Разработаны верифицированные пространственные модели модифицированных типов местоположений (ТМ). При модификации учтены различия между склонами разной экспозиции, рассмотрен не только профиль, но и план склонов, учтена непрерывность изменения ТМ. Уста-

Таблица 9.8. Средние базовые суммарные запасы углерода в растительных формациях Окско-Волжского бассейна и их изменения к прогнозному срокам похолодания (2050 г.) и потепления (2200 г.), согласно климатической модели E GISS

Класс (подкласс) растительных формаций	Тип (подтип) растительности	Группа растительных формаций	Базовые запасы углерода (т/га)	Углеродный баланс (т/га) к прогнозным срокам	
				2050 г.	2200 г.
Северо-европейские еловые леса	А. Еловые кожатоажные и широколиственно-еловые (подтаежные) леса	1 (48 б). Ельники кожатоажные зеленомошно-травяно-кустарничковые	179.26	-9.93 [+]	-4.14 [-]
		2 (50, 51). Южатоажные березняки и осинники, лесные угодья	120.86	0.06 [-]	-7.06 [-]
		3 (52). Ельники с сосной, сложные, неморально-травяные	187.52	3.91 [-]	14.82 [+]
		4 (53). Широколиственно-еловые неморально-травяные леса	203.80	-23.06 [+]	-7.12 [-]
		5 (54). Березово-черноольховые с елью болотно-крупнотравные леса	110.74	16.06 [-]	42.45 [+]
		6 (55). Подтаежные березняки и осинники, неморально-травяные	180.74	-4.89 [+]	8.37 [+]
		7 (56). Подтаежные фрагментарные лесные угодья	137.93	10.31 [-]	-2.66 [-]
Сосновые и широколиственно-сосновые леса и производные сообщества на их месте. Северо-европейские сосновые леса	Б. Сосновые средне- и кожатоажные леса	8 (76). Сосняки, с елью и березой, кустарничково-зеленомошные	166.94	10.17 [-]	14.73 [+]
		9 (77). Сосняки бруснично-лишайниковые и вересковые	140.88	34.28 [-]	24.81 [+]
		10 (78). Сосняки, с березой, кустарничковые долгомодно-сфагновые	147.47	27.13 [-]	28.43 [+]
		11 (76 ¹). Сосняки зеленомошные и сфагновые, с верховыми болотами	146.09	37.03 [-]	36.74 [+]
		12 (76 ²). Сосняки, в сочетании с ельниками, зеленомошные, кустарничковые и лишайниковые	162.71	15.70 [-]	16.59 [+]
		13 (76 ³). Сосняки с елью, зеленомошно-сфагновые, с 'втрофными болотами	168.96	9.70 [-]	14.31 [+]
		14 (79, 80). Березняки травяно-кустарничковые, лесные угодья	155.90	4.01 [-]	-1.33 [-]

Сосновые и широколиственно-сосновые леса и производные сообщества на их месте.	В. Широколиственно-сосновые (подтаежные) леса	15 (81). Сосняки кустарничково-гра-вяные, с дубом и липой в подлеске	165.47	25.32	33.08
		Североевропейские сосновые леса	198.75	-12.17	1.09
		17 (81 ¹). Сосняки мохово-кустарничково-гра-вяные и лишайниковые	174.08	4.43	14.11
		18 (81 ²). Сосняки кустарничково-гра-вяные, с евргофными болотами	191.31	-17.03	-5.30
		19 (85). Березняки и осинники, с широколиственными породами	193.50	2.52	6.92
		20 (86). Подтаежные лесные угодья	142.7	-	29.11
Широколиственные леса и производные сообщества на их месте. Европейские широколиственные леса	Г. Восточно-европейские широколиственные леса	21 (118 а). Дубовые и липово-дубовые леса северные, с примесью ели	182.49	1.41	17.26
		22 (118 б). Дубовые и липово-дубовые леса ложные, остепненные	170.64	58.09	15.35
		23 (118 в). Приволжские, дубовые и липово-дубовые осветленные леса	198.41	15.66	-18.39
		24 (118 г). Приволжско-заволжские липово-дубовые осветленные леса	181.08	7.66	-18.21
		25 (118 д). Предгорные уральские липово-дубовые леса, высокоствольные	180.20	20.68	4.23
		26 (120 а). Липняки, с дубом и вязом, разнотравно-злаковые, мезофитные	197.77	-11.78	-31.18
		27 (121). Осинники и березняки, с примесью широколиственных пород	170.36	15.19	-1.46
		28 (87). Широколиственно-сосновые леса, со степными кустарниками	141.08	9.44	-1.34
		29 (88, 89). Сосново-березовые остепненные леса, лесные угодья	150.13	4.68	-9.37
		30 (119 б). Среднерусско-приволжские дубяки, остепненные разреженные	172.62	14.99	-14.52
		31 (119 в). Приуральские сырцовые дубяки, с примесью сосны	199.04	-34.15	-57.18
		32 (122). Островные и байрачные леса среди сельскохозяйственных полей	137.46	44.52	26.14
Пристенные и степные широколиственные и сосновые леса	Д. Островные и байрачные леса в типичной (луговой) и южной лесостепи				

Таблица 9.8, окончание

Е. Южнотаежные, подтаежные и неморальные лесо-болотные комплексы 34 (219, 223 а). Лесные болота	33 (203, 204, 205 б). Заболоченные хвойные леса	140.71	16.84 [-]	14.24 [+]
	137.56	10.39 [-]	28.12 [+]	
	35 (107). Заболоченные неморальные леса	112,57	7.27 [-]	37.19 [+]
Ж. 36 (234, 236). Неморальные поймы		158,68	0.15 [-]	7.91 [+]

Примечание. В круглых скобках указаны номера групп растительных формаций, приведенные по Карте растительности Европейской части СССР (Исаченко, Лавренко, 1974). Знаком [+] отмечена позитивная регуляция углеродного цикла при данном климатическом тренде, а знаком [-] – регуляция негативная.

новлено, что типы местоположений существенно влияют на пространственную дифференциацию характеристик лесных экосистем. Поскольку общий принцип катенарных сопряжений не нарушается со временем, модели ТМ послужили также базой для дифференциации прогнозируемых свойств лесов.

Таблица 9.9. Средневзвешенные по площади и обобщенные балансы углерода в различных типах (подтипах) лесной растительности на территории Окско-Волжского бассейна для холодно-гумидного (2050 г.) и термогумидного (2200 г.) сценариев, согласно прогнозно-климатической модели E GISS

Тип (подтип) растительности	Площадь		Средневзвешенный баланс, т/га		Общий баланс, млн.т.	
	кв. км	%	2050 г.	2200 г.	2050 г.	2200 г.
I. Еловые южнотаежные и широколиственно-еловые подтаежные леса	65961	0,31	-1,67	-2,85	-11,024689 [+]	-18,827987 [-]
II. Сосновые средне- и южнотаежные леса	9745	0,05	-20,56	-19,89	-20,032470 [+]	-19,383642 [-]
III. Прикамские смешанные темнохвойные леса	48506	0,23	14,43	14,32	69,973657 [-]	69,458707 [+]
IV. Широколиственно-сосновые (подтаежные) леса	37841	0,18	8,24	15,99	31,178295 [-]	60,512105 [+]
V. Восточно-европейские широколиственные леса	25894	0,12	14,40	-2,23	37,280251 [-]	-5,770327 [-]
VI. Заболоченные леса	7088	0,03	14,32	17,52	10,606824 [-]	12,977064 [+]
VII. Неморальные поймы	16267	0,08	0,15	7,91	0,244005 [-]	12,867197 [+]
Итого	211302	1,00	29,30	30,77	118,225873 [-]	111,833117 [+]

Примечание. Условные обозначение те же, что и в табл. 9.8.

Таблица 9.10. Изменение суммарных запасов углерода (в млн. т.) в лесных формациях Окского бассейна к 2100 г., согласно прогнозно-климатической модели НадСМЗ

Группы лесных формаций (площадь, кв. км)	Базовое содержание углерода	Изменение содержания углерода			
		депозит	эмиссия	общий итог	
				млн. т.	%
Еловые и широколиственно-еловые (2034)	37,14	3,02	– 1,8	1,22	3,3
Сосновые и широколиственно-сосновые (26230)	481,76	45,77	–23,17	2,60	4,7
Широколиственные (4770)	84,68	6,76	–4,96	1,80	2,1
Вторичные на месте еловых (17770)	293,26	40,77	–14,79	25,98	8,9
Вторичные на месте сосновых (16670)	318,7	40,97	–51,0	–1,03	–3,2
Вторичные на месте широколиственных (16911)	76,83	0,42	–1,18	–0,76	–1,0
Болотные (2343)	35,18	1,01	–0,17	0,84	2,4
Пойменные (9219)	149,28	6,62	–4,45	2,17	1,5
Все леса бассейна (83947)	1476,83	145,34	–101,52	43,82	3,0

Территориальное варьирование гидротермических условий (прямых факторов изменения всех биотических характеристик экосистем) описаны включающими ТМ моделями. Матрицы типов местоположений, запасов влаги и температуры почв, характеристик рельефа, а также матрица индикаторной переменной, позволяющей использовать в статистическом анализе неколичественные признаки, использованы для анализа и расчета матриц характеристик биологического круговорота и запасов углерода.

В качестве примеров приведем рассчитанные и построенные Л.С. Шарой базовые крупномасштабные карты суммарных запасов углерода, а также углеродного баланса по климатическим сценариям НадСМЗ для двух экорегионов Среднего Поволжья: южной лесостепи (полигон Жигули, рис. 9.7) и южной подтайги (ПТЗ, рис. 9.8). Представленные карты служат не только большему пониманию элементарных и сложных внутрисистемных взаимодействий, но, будучи визуальным отображением большого объема детальной информации по лесным массивам, могут быть полезными для лиц, принимающих решения в лесном хозяйстве.

Так, в низкогорном Жигулевском массиве максимальной эмиссией CO_2 при глобальном потеплении будут отличаться пологие приводораздельные теневые склонам, с наименьшей площадью водосбора. На крутых же склонах выбросы углерода будут незначительны. В Приокско-Террасном заповеднике в базовый период наибольшие суммарные запасы углерода свойственны слабонаклонным приводораздельным областям, с наименьшей площадью водосбора. В прогнозируемый срок эти местоположения, а также относительно крутые склоны, особенно

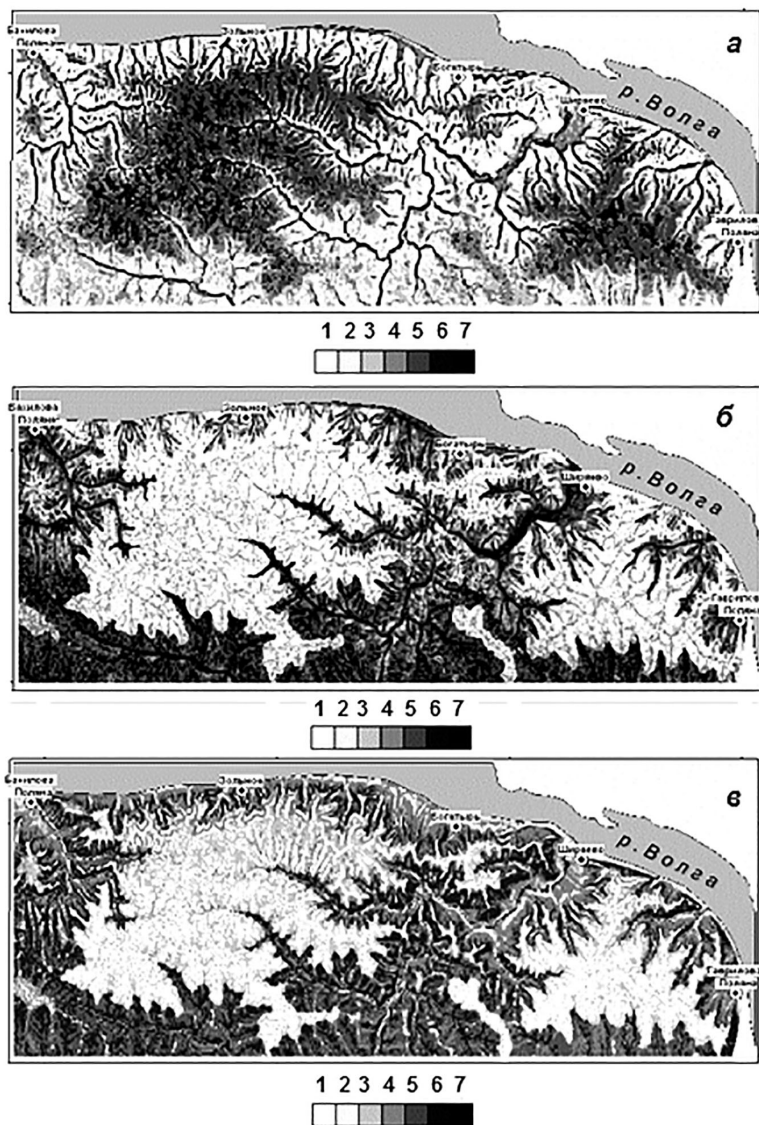


Рис. 9.7. Карты базовых суммарных запасов углерода (а) и углеродного баланса к 2050 г. по сценарию EGISS (б) и к 2075 г. по сценарию HadCM3 (в) для территории Самарской Луки.

Легенда к карте (а): 1 — 118–207; 2 — 207–217; 3 — 217–222; 4 — 222–228; 5 — 228–235; 6 — 235–250; 7 — 250–397 т/га.

Легенда к карте (б): 1 — $(-134) \div (-52)$; 2 — $(-52) \div (-40)$; 3 — $(-40) \div (-30)$; 4 — $(-30) \div (-15)$; 5 — $(-15) \div 0$; 6 — $0 \div 10$; 7 — $0 \div 94$ т/га.

Легенда к карте (в): 1 — $(-211) \div (-102)$; 2 — $(-102) \div (-98)$; 3 — $(-98) \div (-91)$; 4 — $(-91) \div (-77)$; 5 — $(-77) \div (-70)$; 6 — $(-70) \div 0$; 7 — $0 \div 88$ т/га.

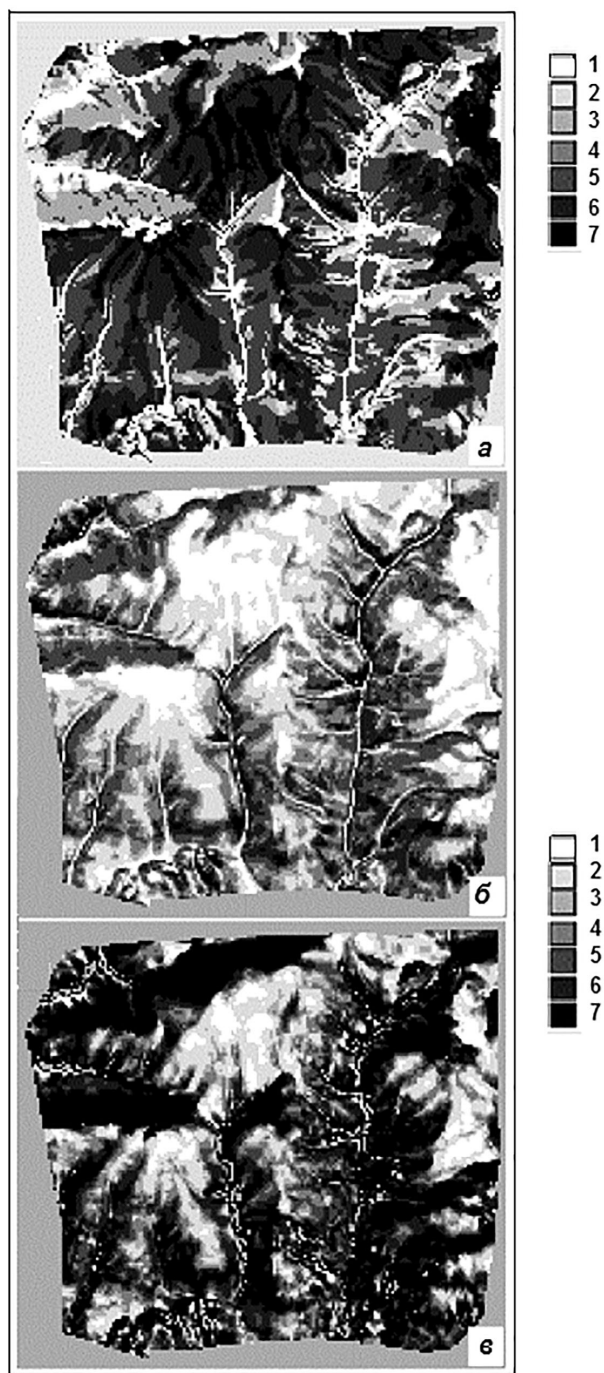


Рис. 9.8. Карты распределения базовых запасов (а) и баланса углерода по территории Приокско-террасного заповедника к 2050–2075 гг. по климатической модели E GISS (б) и HadCM3 (в).

Условные обозначения для карты а: 1 — 103–195, 2 — 195–202, 3 — 202–204, 4 — 204–205, 5 — 205–208, 6 — 208–210, 7 — 210–238 т/га.

Условные обозначения для карт б, в: 1 — (–172)–(–27), 2 — (–27)–(–14), 3 — (–14)–(–8), 4 — (–8)–0, 5 — 0–9, 6 — 9–24, 7 — 24–122 т/га.

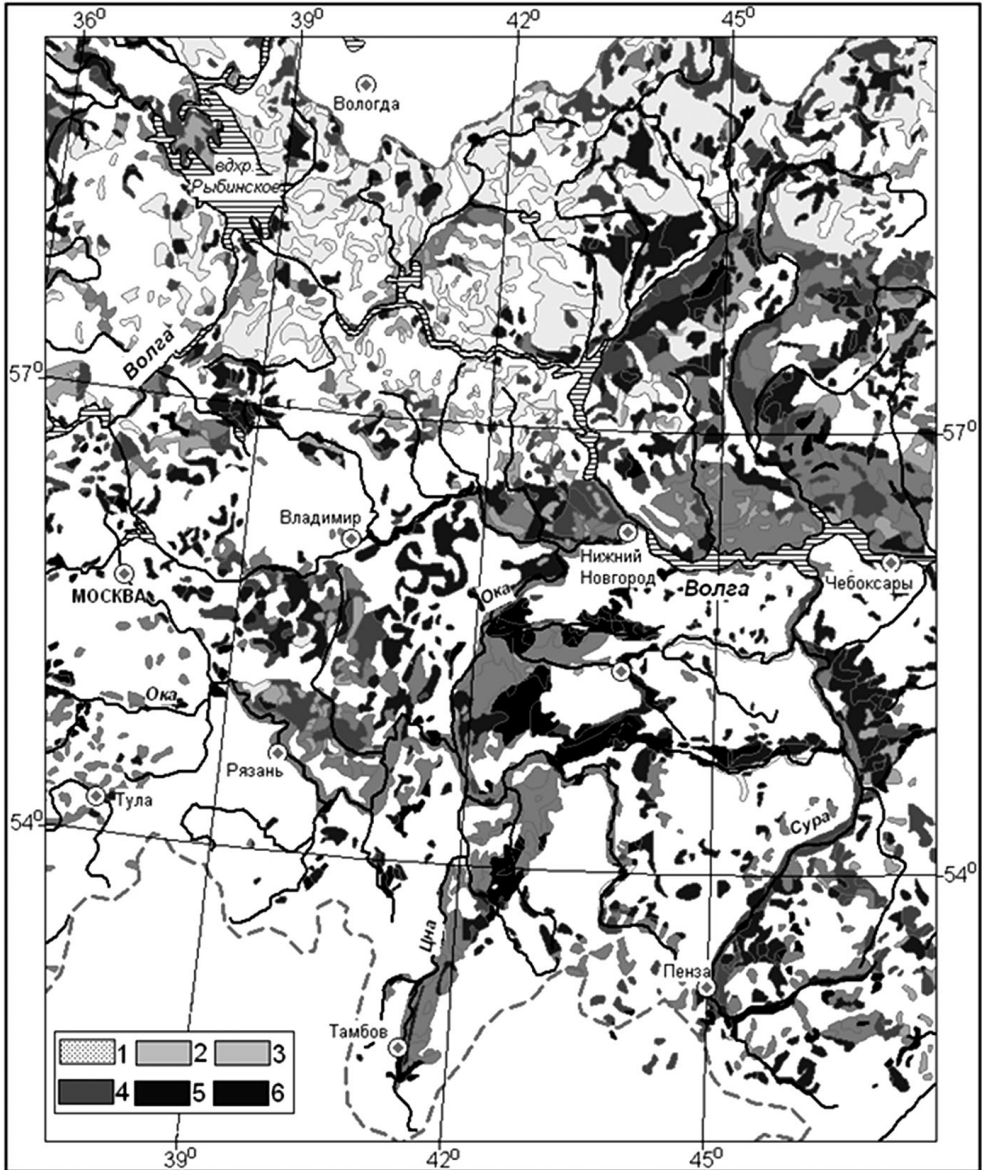


Рис. 9.9. Карта базовых суммарных запасов углерода в лесных формациях Окско-Волжского бассейна. Масштаб 1 : 4 100 000. Рассчитана и построена Л.С. Шарой. Ареалы даны по карте лесов (Исаченко, Лавренко, 1974).

Общие запасы углерода, т/га: 1 — 104–116; 2 — 116–130; 3 — 130–150; 4 — 150–170; 5 — 170–206; 6 — 206–280.



Рис. 9.10. Карта баланса углерода в растительных формациях Окско-Волжского бассейна на 2050 г. по прогнозной климатической модели E GISS (холодно-гумидный тренд). Масштаб 1 : 4 200 000. Рассчитана и построена Л.С. Шарой. Ареалы даны по карте лесов (Исаченко, Лавренко, 1974). Изменение общего содержания углерода, т/га: 1 — (-76) — (-14); 2 — (-14) — (0); 3 — 0 — 20; 4 — 20—162.

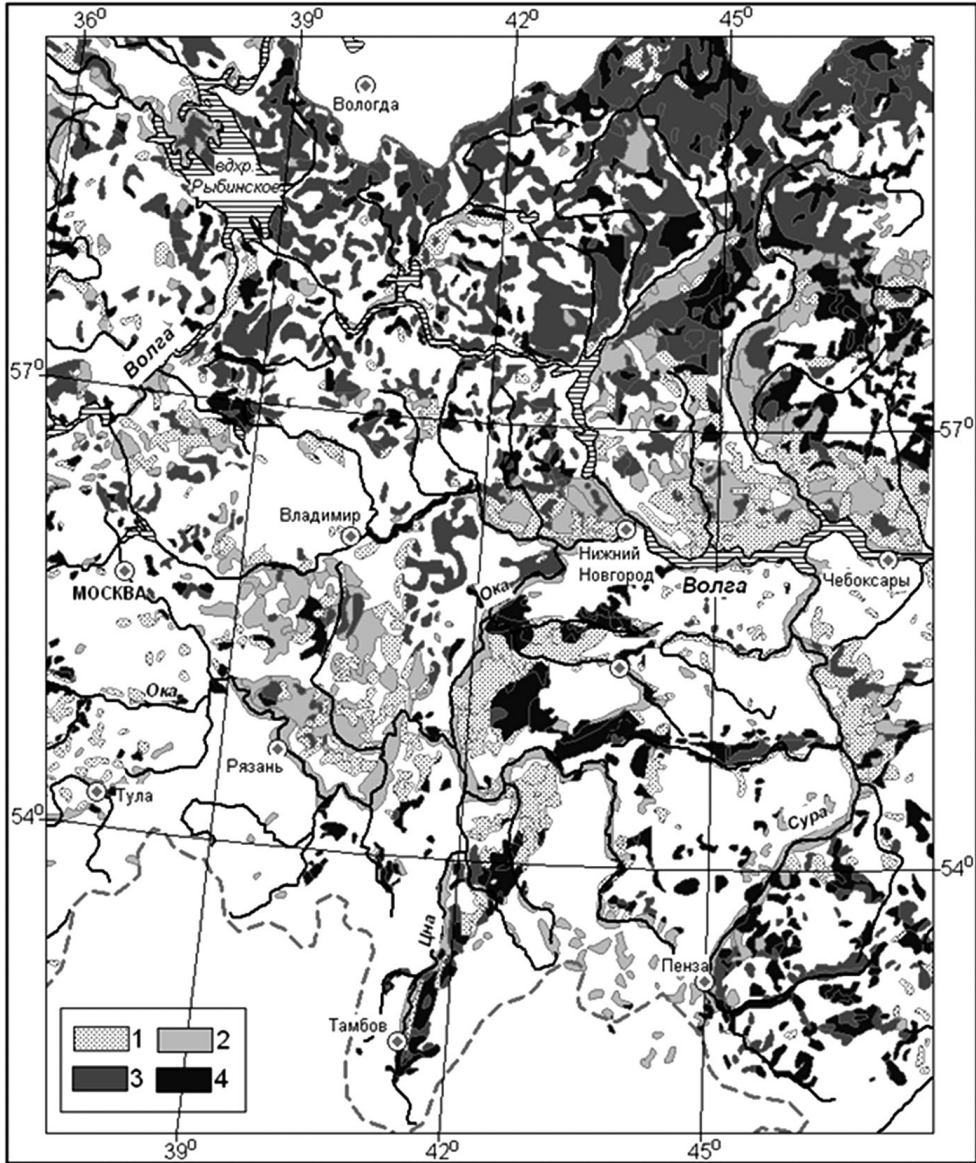


Рис. 9.11. Карта баланса углерода в растительных формациях Окско-Волжского бассейна на 2200 г. по прогнозной климатической модели E GISS (термогумидный тренд). Масштаб 1 : 4 200 000. Рассчитана и построена Л.С. Шарой. Ареалы даны по карте лесов (Исаченко, Лавренко, 1974). Изменение общего содержания углерода, (т/га): 1 — (-66)–(-10); 2 — (-10)–(0); 3 — 0–30; 4 — 30–89.

хорошо прогреваемые при южном азимуте солнца, будут отличаться максимальной эмиссией CO₂. Лесные же массивы, расположенные в оврагах и притальвеговых областях, окажутся пулами с наибольшим депонированием углерода.

Переход с локального уровня прогнозного моделирования на региональный осуществлялся нами с помощью разработанного нами метода *индукционно-иерархической экстраполяции*, основанного на эмпирически установленном явлении полизональности локальных гео(эко-)систем как формы их реакции на глобальные изменения климата (см. Главу 5). Как уже говорилось, на основе выявленных закономерностей преломления зонально-регионального биоклиматического фона местными геоморфологическими и гидроэдафическими факторами рассматриваются так называемые региональные системы локальной зональности. Они состоят из векторных рядов плакорных биогеоценозов, отражающих зонально-региональный фон данной территории, и экстразональных топоэкоцистем как представителей других зональных типов географической среды, не только соседних, но и весьма удаленных.

Каждый тип/подтип растительной формации, выделенный на мелкомасштабной геоботанической карте, идентифицируется определенной группой биогеоценозов из их плакорно-экстразонального ряда, который характеризует региональную пространственно упорядоченную (микрокатенарную) систему локальной зональности, адекватную вектору прогнозируемых изменений климата и потому способную имитировать основные направления экосистемных перестроек. Затем каждый ареал данной формации, представленный как *поливекторное множество мезокатен*, дробится на региональные типы местоположений, т.е. мезогеотопы — от элювиального и трансэлювиального типов до аккумулятивного и супераккумулятивного, по ландшафтно-геохимической классификации (Польнов, 1956; Глазковская, 1964).

Для этого используются новые методы геоморфометрической статистики, с корректировкой результатов по ландшафтной и почвенной картам. Создается промежуточная карта типов мезоместоположений на всю лесопокрытую площадь региона. Принимая, согласно концепции ландшафтных сопряжений Б.Б. Польнова, мезокатену в качестве гомоморфного образа микрокатены, разносим имеющиеся биогеоценозы всех выделенных групп из каждого экспериментального полигона по мезогеотопам соответствующего ему геоботанического ареала. Полученная таким образом региональная фито-катенарная мозаика насыщается далее базовыми или прогнозными метаболическими параметрами биогеоценозов, взятых уже в качестве локальных представителей тех или иных зонально-региональных типов/подтипов географической среды. Описанная процедура индукционно-иерархической экстраполяции является принципиально новым способом регионального прогнозного картографирования, основанным непосредственно на материалах полевых ландшафтно-экологических съемок.

На территорию Окско-Волжского бассейна Д.С. Шарой составлены карты базового суммарного содержания углерода (рис. 9.9), а также углеродного баланса лесных формаций для холодно-гумидного (2050 г.) и термогумидного климатиче-

ских сценариев по модели E GISS (рис. 9.10 и 9.11). Согласно первому сценарию, наиболее массовую положительную регуляцию углеродного цикла, смягчающую процесс похолодания, будут осуществлять мелколиственные леса на месте коренных средне- и южнотаежных и подтаежных сосняков в бассейнах Унжи, Ветлуги и по Окско-Мокшинскому правобережью, где максимально будет сокращаться их продуктивность ($\Delta C(Fa) = -40 \div 75$ т/га). В то же время сами упомянутые коренные сообщества, а также широколиственно-сосновые подтаежные леса увеличат свою производительность ($\Delta C(Fa)$ составит от 25–40 до 100–150 т/га), чем окажут негативное влияние на углеродный баланс. Весьма слабую положительную регулируемую роль ($\Delta C(Fa) = -5 \div 15$ т/га) сыграют мелкие разбросанные массивы широколиственных лесов в бассейнах Суры и Мокши. В целом для этого сценария характерна мелкоконтурная мозаичность распределения значений $\pm \Delta C(Fa)$.

Гораздо более четкую картину представляет термогумидный сценарий (см. рис. 9.1). Средне- и южнотаежные ельники и замещающие их березняки по всей северной и северо-восточной части Окско-Волжского бассейна будут снижать продуктивность (из-за роста атмосферного увлажнения) и тем самым должны способствовать глобальному потеплению ($\Delta C(Fa)$ составит от $-15 \div 30$ до $-45 \div 65$ т/га). Слабо выраженную негативную регуляцию углеродного цикла $\Delta C(Fa) = -10 \div 35$ т/га следует ожидать и от дубрав и липняков лесостепной зоны (как мы уже видели, эта регуляция должна проявиться гораздо сильнее при экстремальной термоаридизации по модели HadCM3). В то же время коренные широколиственно-сосновые леса и их дериваты (березняки и осинники) в широкой полосе, охватывающей подтаежную зону и неморальнолесную подзону, проявят достаточно резко выраженную положительную регуляцию углеродного цикла, поскольку будут увеличивать продуктивность ($\Delta C(Fa) = 25-45$ т/га, местами до 60–85 т/га).

Прогнозные карты вскрывают также резко выраженную контрастность и мелкоконтурную пятнистость положительных и отрицательных величин углеродного баланса. Особенной пестротой ($\Delta C(Fa)$ меняется от $+65 \div 100$ до $-80 \div 136$ т/га) отличается меридиональная полоса Окско-Мокшинско-Цнинского правобережья — северо-западная часть Приволжской возвышенности, занятая в основном сосняками и их мелколиственными дериватами. Все же доминирующий фон здесь образуют положительные значения $\Delta C(Fa) = 0-40$ т/га. Вторым регионом положительной биотической регуляции углеродного цикла является низменная территория Рязанской Мещеры, с болотно-боровыми зандровыми полесьями. Наконец, восточные склоны Смоленско-Московской гряды и примыкающее к ним левобережье Средней Оки (широколиственно-еловые леса, березняки и осинники) образуют третий район с плюсовыми значениями ΔC .

Слабо выраженные отрицательные значения $\Delta C(Fa)$ (от 0 до -12 , местами до -38 т/га) будут свойственны двум районам:

1) северо-западному форпосту Средне-Русской возвышенности, где еще сохранились значительные массивы дубо-липняков и березово-осинников;

2) подтаежному низменно-зандровому левобережью нижнего течения р. Клязьмы и соседнего правобережья Волги, с преобладанием широколиственно-еловых и елово-березовых лесов.

В целом, в темнохвойных лесах Окского бассейна депозит углерода почти на 70% превысит его эмиссию, однако из-за незначительной площади этих формаций их общий вклад в изменение углеродного баланса региона не превысит 6% (табл. 9.10). Сосновые и широколиственно-сосновые формации будут также положительно влиять на углеродный цикл, но гораздо слабее, чем темнохвойные леса. Несмотря на то, что сосняки занимают наибольшие площади в бассейне, их позитивный вклад в регуляцию углеродного цикла окажется сравнительно небольшим.

К 2100 г. они смогут содержать менее 25% массы углерода, депонированной во всех лесах региона. Широколиственные леса окажут преимущественно отрицательное влияние на углеродный цикл, однако это влияние будет незначительным ввиду весьма фрагментарного распространения этих лесов. Фрагментарные лесные угодья на обширных территориях сельскохозяйственных полей будут осуществлять преимущественно слабо выраженную положительную биотическую регуляцию углеродного цикла. К 2100 г. их углеродный баланс не превысит в среднем 2,5–5,0 т/га.

9.8. Выводы

1. Проведенный опыт ландшафтно-экологического анализа биотической регуляции углеродного цикла демонстрирует *эффективность применения современных методов биогеоценологии к решению системных задач экологического прогнозирования*, связанных в частности с феноменом предстоящего глобального потепления. Главное достоинство этих методов в том, что рассматривается система с обратной связью (отрицательной или положительной), чего чаще всего не хватает известным методам имитационного моделирования (Melillo et al., 1993; Climate Change..., 1996; Моделирование..., 2007; Пулы и потоки углерода..., 2007; и др.). Во-первых, выявляются разнообразные механизмы отображения глобальных биосферных процессов в функционировании и структуре экосистем топологической размерности. Во-вторых, устанавливаются направления и интенсивность обратного дифференцированного воздействия лесной фитобиоты на химический состав и парниковый эффект атмосферы, с соответствующей оценкой экологических последствий.

2. Разработанные нами на примере лесных экосистем Волжского бассейна эмпирико-статистические модели описывают общую будущую картину биотической регуляции углеродного цикла в системе лес – атмосфера по численным климатическим сценариям, с учетом функционально-структурных перестроек биогеоценозов. На основе прогнозных моделей выявляются в каждом регионе локальные ряды и зонально-региональные типы регуляции лесным покровом содержания CO_2 в атмосфере при развитии климатической термоаридизации. В соответствии

с площадным распределением этих типов оценивается общий региональный вклад лесной фитобиоты в устойчивость континентальной биосферы.

3. Ландшафтно-экологический анализ феномена биотической регуляции углеродного цикла со стороны лесного покрова дает возможность вскрыть пространственное разнообразие механизмов воздействия фитобиоты и почвы на углеродный обмен земной поверхности с атмосферой и выделить те механизмы, которые могут обеспечить устойчивость наземных экосистем к грядущим изменениям климата. В проведенном исследовании установлены локальные ряды основных лесных ассоциаций и зональные типы формаций юга лесного пояса Русской равнины, одни из которых могут осуществлять положительную (в соответствии с известным принципом Ле Шателье), а другие — наоборот, негативную биотическую регуляцию углеродного цикла.

Это позволило обрисовать наиболее вероятную картину предполагаемой роли бореальных и суббореальных лесов в снижении парникового эффекта атмосферы при глобальном потеплении, а также оценить, насколько в действительности леса умеренного пояса способны поддерживать устойчивость континентальной биосферы в условиях меняющегося климата.



Глава 10

УСТОЙЧИВОСТЬ ЛАНДШАФТНО-ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ЭКОСИСТЕМ

10.1. Состояние проблемы

Любой экологический анализ, а тем более прогнозный, не может обойтись без оценок устойчивости рассматриваемых объектов к внешним воздействиям. Известный американский эколог Р.Е. Риклефс, подводя итог рассмотрению этой проблемы, заметил: «Устойчивость представляет собой кульминационную точку всех экологических зависимостей... Значимость новых данных и важность новых идей, несомненно, будут оцениваться по их вкладу в понимание этого экологического синтеза — устойчивости природных систем» (Риклефс, 1979, с. 394).

Научно-методические вопросы устойчивости природных экосистем зонально-регионального уровня нами уже неоднократно рассматривались (см. Главы 1, 3, 6). Оценка устойчивости проводилась на основе общих представлений о степени отображения той или иной гео(эко-)системой фонового физико-географического пространства, т.е. о величине ее значимости в этом пространстве, а также на взаимном сопоставлении экологических (климатических) ниш различных систем в пространстве данного гидротермического параметра, для чего использовалось пришедшее в ландшафтную экологию из общей теории систем весьма продуктивное понятие гомеостатичности системы.

Аналогичный подход был использован нами также при общей оценке уровней функционирования топозэкосистем, с выделением соответствующих экологических групп биогеоценозов (см. Главу 5).

Хотя эти подходы к оценке устойчивости природных комплексов в определенной степени формализованы, тем не менее они остаются качественными, поэтому основанные на них прогнозы устойчивости могут иметь лишь самый общий, предварительный характер. Необходимо применить более строгий количественный подход, опирающийся на такие характеристики малого биологического круговорота, которые, с одной стороны, вносят основной вклад в устойчивость гео(эко-)системы, а с другой, — вполне доступны для измерений и получения массового эмпирического материала.

К настоящему времени утвердилось общее представление о том, что существует 2 альтернативных типа устойчивости экосистем (Holling, 1973; Одум, 1986; Светлосанов, 1990; Thompson et al., 2009; и др.):

1) *упругость* (resilience) экосистемы как ее способность возвращаться к исходному состоянию после возмущения, воспроизводя свою основную структуру и функционирование;

2) *резистентность* (resistance) экосистемы — ее сопротивляемость к переходу в другую систему; это свойство связывают с понятием стабильности (stability), которое отражает способность системы к поддержанию динамического равновесия в течение определенного времени путем поглощения внешних возмущений.

В работах (Holling, 1973; Peterson et al., 1998; Gunderson, 2000) предложено также различать устойчивость «инженерную» (engineering resilience) и «экологическую» (ecological resilience) (Holling, 1973; Peterson et al., 1998; Gunderson, 2000). *Инженерная упругая устойчивость* предполагает существование только одного устойчивого состояния (Gunderson, 2000). *Экологическая упругая устойчивость* определяется как способность системы поглощать воздействия до достижения порогового уровня, при котором она переходит в качественно другую систему. Например, в случае климатической засухи устойчивая (resilient) лесная экосистема в соответствии с «инженерным» определением, оправилась бы от этого стресса практически без изменения видового состава.

В свете же экологического определения признается, что возможно более одного стабильного состояния системы, причем устойчивость (восстанавливаемость, упругость) является мерой способности леса выдерживать длительную засуху. При этом лес может пройти несколько различных стабильных состояний с новым видовым составом, до преобразования его в луг. Многие из этих последовательных состояний леса могут сохранять почти все ценности для лесного хозяйства, которые экосистема имела в исходном состоянии, и сообщество оставалось бы узнаваемым как тот или иной тип леса. Такова концепция *неравновесной динамики* (Thompson et al., 2009).

Изучение проблемы устойчивости лесов в нашей стране имеет солидную историю. Еще Г.Ф. Морозов (1949) в начале XX в. ставил перед лесоводами задачу такого рационального лесопользования, чтобы лес мог сохранить свою «биологическую устойчивость и производительность», с возможностью быстрого естественного возобновления коренных типов леса, которые обладают, как он полагал, наиболее высокой устойчивостью. Распространенные в геоэкологии оценки устойчивости до сего времени остаются в большинстве качественными, с такими дефинициями как «устойчивость слабая, средняя, высокая», а иногда и при отсутствии сколько-нибудь строгих классификационных критериев.

Однако элементы формализации уже вносились — например, при оценках устойчивости зонально-региональных геосистем крупной территории (Букс, 1977). В соответствии с уровнями теплообеспеченности ландшафтов и их первичной биопродуктивности выделены пять баллов устойчивости ландшафтно-экологических комплексов. При этом, однако, осталось неясным, о каком типе устойчивости идет речь и по отношению к каким видам внешних воздействий, поэтому выделенные категории устойчивости носят слишком абстрактный характер.

В работе Рожкова и Козака (1989) представлен детальный качественный анализ устойчивости лесов при климатических изменениях, а также в условиях хозяйственной деятельности. Однако основанные на качественных субстратных признаках оценки реакции лесных экосистем на внешние воздействия здесь носят лишь самый общий характер и нередко оказываются весьма субъективными.

В коллективных монографиях (Куприянова, 1989; Глазовский, Арманд, 1992) приведены общие положения теории устойчивости геосистем и описываются механизмы устойчивости различных природных компонентов, с использованием качественных и количественных показателей, характеризующих (преимущественно косвенно) устойчивость той или иной геокомпонентной системы. В частности, выдвинут уровневый принцип биотических механизмов устойчивости природных комплексов и проведена полуколичественная (балльная) оценка устойчивости зональных экосистем к целому ряду естественных и антропогенных воздействий (Глазовский, Арманд, 1992).

Устойчивость системы может характеризоваться (в неявном виде) также на основе их динамики и иерархической организации в свете теории колебаний (Пузаченко, 1986), т.е. по соотношению частот ее собственных колебаний (и соответственно периодов релаксации) с частотами внешних сигналов, вызывающих в ней вынужденные колебания. В этой связи устойчивость, или инерционность, геосистемы предлагается оценивать по ее географической массе, которая определяется как отношение силы внешнего воздействия к «географическому ускорению», т.е. к степени ответной реакции системы на данное воздействие (Дьяконов, Иванов, 1991).

В ландшафтной географии времен бывшего СССР известен также опыт использования концептуального аппарата теории надежности для расчета парциальных мер устойчивости геосистемы (Гродзинский, 1987, 1990). Устойчивость оценивается по поведению того или иного природного компонента и связывается с понятием отказа — события выхода состояния этого компонента из области гомеостаза в рамках некоторого инварианта, установление которого остается, к сожалению, весьма проблематичной задачей. Не исключены также элементы субъективизма при нахождении пороговых значений структурных или функциональных параметров отдельных геокомпонентов, по которым рассчитывается вероятность отказа.

В зарубежных работах по лесной экологии устойчивость экосистем описывается чаще всего качественно, с привлечением количественных признаков-индикаторов, характеризующих устойчивость в неявном виде. Оценки ведутся по скорости роста, продуктивности и плотности древостоя, по видовому и функциональному разнообразию, повреждению растительности и др. (Holling, 1973; Chapin et al., 1997; Diaz, Cabido, 2001; Thompson et al., 2009). В ряде работ зарубежных авторов исследовано соотношение разных типов устойчивости лесов — начальной резистентной и последующей упругой. Например, исследование реакций представителей 12 различных пород деревьев в Новой Зеландии на неблагоприятные внешние

сигналы показало, что быстрорастущие породы имеют низкую сопротивляемость (low resistance), но высокую восстанавливаемость (high resilience) (Bee et al., 2007). Иными словами, быстрорастущие представители повреждаются в первую очередь, но и быстро восстанавливаются после повреждения.

Устойчивость лесных экосистем иногда связывают с рельефом. Так, при изучении функциональной устойчивости (functional resilience) субтропического леса на острове Окинава, была обнаружена ее связь с видовым разнообразием, которое, в свою очередь, поддерживается многообразием форм рельефа (Kubota et al., 2004). Авторы выделили «топографические типы» растительности, что, кстати сказать, является повторением уже выделенных Б.П. Колесниковым (1956) задолго до этого геоморфологических комплексов лесов Дальнего Востока. Физическая неоднородность среды может быть важнее при оценке устойчивости (resilience) видового сообщества, чем видовое разнообразие (Zaret, 1982).

Далее предполагается, что существует фундаментальное соотношение между биоразнообразием, продуктивностью и устойчивостью лесов и что это соотношение имеет практическое значение для адаптивного управления лесами при изменении климата (Бигон и др., 1989; Thompson et al., 2009). Ранее эта идея была сформулирована Р. Маргалевом (Margalef, 1958), который предложил использовать для характеристики устойчивости экосистемы негэнтропийную меру разнообразия К. Шеннона.

Есть свидетельства о том, что лесные экосистемы с большим биоразнообразием более продуктивны, чем менее разнообразные при тех же условиях, и что лесные системы, состоящие из немногих видов весьма склонны к различным катастрофам, включая болезни и инвазии (Scherer et al., 2005). Более продуктивные экосистемы более устойчивы (resilient), а потому быстрее восстанавливаются после возмущения (Stone et al., 1996).

Функциональное разнообразие лесной экосистемы также связывают с ее продуктивностью (Chapin et al., 1997; Diaz, 2001), а многие виды в лесах оказываются избыточными с точки зрения общей продуктивности (Scherer et al., 2005). Избыточность, на которую ссылаются как на «гипотезу страхования» (insurance hypothesis) (Naeem, 1992; Yachi, Loreau, 1999), считается важной чертой для большинства лесных экосистем, способствуя их устойчивости, защищая лес от исчезновения видов.

В целом резюмируется, что чем сложнее (разнообразнее) сообщество, тем оно более устойчиво (Риклефс, 1979). Этот теоретический постулат не только утвердился в общей экологии (Одум, 1986), но и стал безоговорочно принятым в экологии ландшафтной (Сочава, 1978). Однако он нередко опровергается (Begon et al., 1986) и по-прежнему остается дискуссионным (Уиттекер, 1980; Loreau et al., 2002). Во-первых, сами понятия сложности и устойчивости весьма неопределенны (Свирижев, 1983), а во-вторых, — шенноновская энтропийная мера разнообразия неприменима к оценкам сложности природных экосистем с достаточно развитыми внутренними связями (Свирижев, Логофет, 1978; Светлосанов, 2009).

Общая экология располагает также достаточно глубоко разработанными математическими моделями устойчивости экосистем. Эти модели описывают узкий круг относительно простых экологических конструкций и имеют, как правило, детерминистский характер. Объектом анализа служат обычно популяция или биотическое сообщество как совокупность популяций (Smith, 1974; Логофет, Свиричев, 1983; Светлосанов, 1990 и др.). Мера устойчивости подобных экосистем рассчитывается как отношение отклонения возмущающего воздействия к величине отклика по заданным свойствам на это воздействие, либо как отношение величины гомеостаза к параметру неоднородности распределения зависимой переменной (Федоров, 1974, 1975).

В других случаях устойчивость экосистем оценивается по балансовым уравнениям их равновесных состояний, которые описываются потоками энергии и вещества, проходящими по трофическим цепям (Свиричев, Елизаров, 1972; Логофет, Свиричев, 1983; Светлосанов, 2009 и др.). Исчисление устойчивости ведется с помощью линейных дифференциальных уравнений. Большое внимание уделяется устойчивости иерархии пищевых сетей (главным образом типа «хищник – жертва») и математической устойчивости по Ляпунову, которая, как оказалось (Светлосанов, 1990), мало применима к оценкам устойчивости природных экосистем.

К сожалению, методы математического моделирования устойчивости таких идеализированных экосистем до сих пор не нашли широкого применения в ландшафтной экологии, где исследователь имеет дело с гораздо более сложными, многокомпонентными и дискретными объектами, состоящими из разнокачественных элементов, с различными характерными временами. Экосистемы ландшафтного уровня отличаются принципиально вероятностным характером внутренних и внешних взаимодействий (Арманд и др., 1969), а также нелинейностью своего поведения, обусловленной зарегулированной сетью положительных и отрицательных обратных связей (Зейдис и др., 2001; Светлосанов, 2009). Функционирование и устойчивость таких систем определяются не численностью или динамикой биологических видов, а в первую очередь геохимическими циклами (Свиричев, 1983), т.е. годовыми и многолетними круговоротами органического вещества.

Такие природные образования, как принято говорить, с «плохой структурой», гораздо эффективнее описываются методами дискретной математики, с вероятностно-статистическим подходом, что было продемонстрировано в наших ландшафтно-экологических исследованиях (Коломыц, 1995, 2005, 2008). Очевидно, с помощью этих методов и на основе наиболее репрезентативных параметров биологического круговорота должно идти исчисление устойчивости гео(эко-)систем. Именно в этом направлении был предпринят нами поиск единых показателей (индексов) потенциальной устойчивости элементарных биохорологических единиц, по терминологии Н.В. Тимофеева-Ресовского (Тимофеев-Ресовский, Тюрюканов, 1966), — биогеоценозов как целостных образований, в духе учения В.Н. Сукачева (1972).

10.2. Аналитическое моделирование устойчивости лесных биогеоценозов

В соответствии с двумя аспектами организации природных экосистем (структура и функционирование) логично рассматривать две категории их устойчивости — структурную и функциональную. Чаще всего под устойчивостью понимают ее структурную неизменность (или слабо выраженное изменение, не выходящее за пределы некоторой критической точки) путем варьирования функциональными параметрами (Smith, 1974; Арманд, 1983; Глазовский, Арманд, 1983; Куприянова, 1989; Светлосанов, 2009; и др.).

С этим подходом связаны такие понятия, как гомеостазис и запас гомеостатичности гео(эко-)систем, а также нормы антропогенных нагрузок на систему. Специальные наблюдения за многолетней динамикой полесских ландшафтов Мещерской низменности показали (Дьяконов, Иванов, 1991), что основными факторами их структурной устойчивости являются мехстрав почвообразующих пород, уровень грунтовых вод и физические параметры гидрологического режима почво-грунтов (коэффициент фильтрации, удельная теплоемкость).

Однако сама количественная оценка структурной устойчивости многокомпонентных систем с различными характерными временами — весьма проблематичная задача (Одум, 1986). Гораздо более реальной и жизненно важной для гео(эко-)систем является определение их *функциональной устойчивости*, которая повышает эффективность потока энергии и круговорота питательных веществ, совершенствуя способность сообщества выстоять при различного рода возмущениях (Риклефс, 1979). Этот подход базируется на другой концепции устойчивости — как способности системы изменять свои структурные характеристики в целях сохранения начального уровня (способа) функционирования (Керженцев, 2006, 2010).

Формирование структуры экосистем направлено, прежде всего, на выполнение их основных биосферных функций — поддержание замкнутости круговорота веществ, обеспечивающей устойчивость самих экосистем (Герасимов, 1985; Тишков, 2005), и регулирование биотой окружающей среды по принципу Ле Шателье (Горшков, 1995).

Высокая степень скоррелированности почвенно-фитоценологических компонентов коренных биогеоценозов достигается в ходе их длительной эволюции и обеспечивает в конечном итоге оптимизацию миграции вещества в биосфере (Добровольский, Никитин, 2006).

Итак, мы будем рассматривать не структурную, а функциональную устойчивость природных экосистем как их наиболее фундаментальную характеристику. Такой подход позволяет рассчитать устойчивость непосредственно по дискретным параметрам биологического круговорота.

10.2.1. Лабильная фитоценотическая устойчивость

Биологический круговорот — сложный *полициклический процесс*, состоящий из множества элементарных почвенных процессов, а также из разнопорядковых по характерному времени циклов производства живого органического вещества, его разложения, минерализации и гумификации (Кононова, 1963; Дюшофур, 1970; Глазовская, 1981). На рис. 10.1 представлена весьма упрощенная схема движения органики в биологическом круговороте, с показом основных этапов перехода этого вещества из одной формы в другую при соответствующих почвенно-биотических процессах.

В этой схеме почвенно-фитоценотическое «ядро» экосистемы представляет для нас «черный ящик», поскольку мы оперируем основными дискретными параметрами метаболизма — входным (мертвой фитомассой и/или коэффициентом ее годичной деструкции, а также запасами гумуса) и выходным (нетто-продукцией фитоценозов и/или коэффициентом годичного оборота надземной фитомассы). Процессы катаболизма и анаболизма, описываемые этими параметрами, составляют два основных функциональных блока экосистемы (Керженцев, 1999).

В бореальных лесах, с их доминирующим дерново-подзолистым процессом в условиях преобладающего промывного режима почв, малый биологический круговорот оказывается в значительной мере «оторванным» от процессов гумификации мортмассы (Одум, 1975). Он имеет вид «...автономного круговорота элементов между живыми организмами и их отмирающими остатками, поступающими в лесах на поверхность почвы» (Пономарева, Плотникова, 1980, с. 115). Налицо проявление *парциального фитоценотического цикла* как укороченной (и соответственно ускоренной) составляющей общего биологического круговорота.

Это положение подтвердилось нашими эмпирическими данными в отношении не только хвойных или смешанных, но и широколиственных лесов (Коломыц, 2008). Значимой парциальной связи массы гумуса с годичной продукцией лесного сообщества, а также с массами лесной подстилки или корней обнаружено не было. Отсутствует также надежная множественная корреляция. И только на зональных экотонах леса и степи, где преобладает уже испарительный режим почвы и развивается дерново-луговой процесс, обнаружена достаточно тесная связь массы гумуса HU с массами подстилки ML и корней BR , примером чего служит множественная корреляция для лесных экосистем Жигулевского низкорогного массива:

$$HU = 84,82 - 1,764 (ML) + 11,59 (BR); R = 0,834; R^2 = 0,696. \quad (10.1)$$

Однако и здесь оказалось, что парциальное сокращение запасов органического вещества почвы при глобальном потеплении, вызванное уменьшением масс лесной подстилки и корней, не превышает 20–25% от общего изменения гумусной массы, а в большинстве лесных биогеоценозов эта доля остается ниже 10% (Коломыц, 2008). Весьма слабо выражена также прямо пропорциональная связь

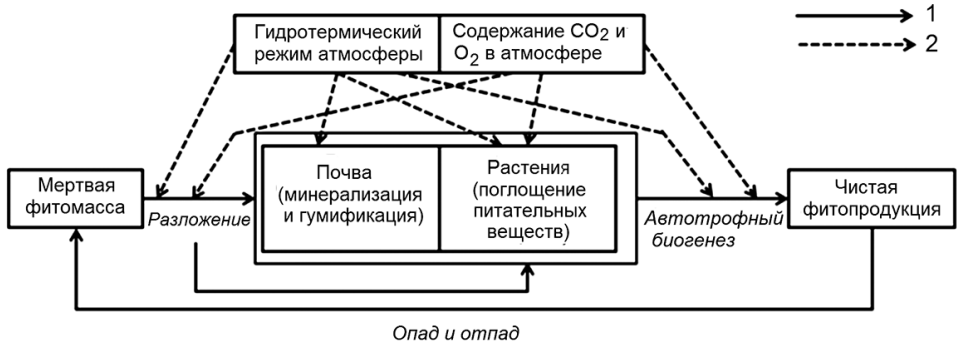


Рис. 10.1. Понятийная схема биологического круговорота и воздействия на него геофизических факторов.

Условные обозначения: 1 — движение органического вещества; 2 — воздействие геофизических факторов.

массы гумуса с годичной продукцией зеленой массы. Как видим, даже в этих суббореальных зонально-климатических условиях участие гумуса в укороченном цикле биологического круговорота достаточно мало.

Таким образом, в целом для бореальных и суббореальных лесных формаций фитоценоотический (включая лесную подстилку) цикл круговорота органики может быть выделен в качестве автономного и вполне самостоятельного звена общего почвенно-биотического цикла. В данном звене наиболее динамичен годичный цикл возобновления и разложения живой надземной фитомассы. Это быстрый цикл, по терминологии Ф. Дюшофура (1970). Ему будет соответствовать первый уровень парциальной функциональной устойчивости лесных сообществ, которую назовем *лабильной фитоценоотической устойчивостью*.

Лабильная устойчивость может быть выражена двумя комплексными дискретными параметрами метаболизма, согласно (Базилевич, Родин, 1969; Крутько и др., 1982), — коэффициентом годового оборота надземной фитомассы ($KR = PV / BL$) и подстильно-опадным индексом ($KY = PV / ML$), т.е. коэффициентом годичной деструкции, по нашей терминологии (Коломыц, 1995, 2008). Здесь PV — годичная продукция зеленой массы, BL — общая живая надземная фитомасса, ML — масса лесной подстилки. Оба параметра служат мерами начальной обеспеченности продвижения органического вещества (и энергии) по все трофической цепи и, следовательно, характеризуют «работу» растительного вещества по устойчивому функционированию экосистемы.

Мера лабильной устойчивости находилась путем исчисления территориальных вариаций некоторой функции состояния экосистем в пределах определенной статистической выборки (Коломыц, 1995, 2008). Обозначим индексы резистентной и упруго-пластичной (или проще — упругой, так будем ее называть в

дальнейшем) устойчивости фитоценотического уровня или первого уровня (лабильные устойчивости) соответственно как $I_{рез}(1)$ и $I_{упр}(1)$. Индекс упругой устойчивости лесного биогеоценоза как мера евклидова расстояния от его оптимального функционального состояния рассчитывался по предложенной автором формуле:

$$I_{iупр}(1) = 1 - \left[\sqrt{(\Delta KR_i)^2 + (\Delta KY_i)^2} \right] / \sqrt{2}, \quad (10.2)$$

где $(\Delta KR_i) = (KR_{max} - KR_i) / (KR_{max} - KR_{min})$; $(\Delta KY_i) = (KY_i - KY_{min}) / (KY_{max} - KY_{min})$.

Индекс i нумерует точки наблюдения (площадки исследования), максимумы и минимумы KR и KY берутся по i .

Индекс устойчивости, таким образом, оценивался в безразмерных единицах. Если $KR_i \rightarrow KR_{max}$ и $KY_i \rightarrow 0$, то $I_{iупр}(1) \rightarrow 1$. Как видим, оба предиктора рассматриваются как равноправные, т.е. берутся с единичными «весами». Аналогично вычислялся индекс потенциальной резистентной устойчивости $I_{рез}(1)$ гео(эко-) системы, а именно,

$$I_{iрез}(1) = 1 - \left[\sqrt{(\Delta KR_i)^2 + (\Delta KY_i)^2} \right] / \sqrt{2}, \quad (10.3)$$

где $(\Delta KR_i) = (KR_i - KR_{min}) / (KR_{max} - KR_{min})$; $(\Delta KY_i) = (KY_{max} - KY_i) / (KY_{max} - KY_{min})$;

В этом случае за оптимумы принимались минимальное значение KR и максимальное — KY . Индекс резистентной устойчивости будет стремиться к единице при $KR_i \rightarrow KR_{min}$ и $KY_i \rightarrow KY_{max}$.

Индексы устойчивости экосистемы характеризуют ее способность противостоять совокупности возмущающих воздействий и указывают на ее удаленность от критических состояний. Поскольку минимальные и максимальные значения KR и KY берутся из конкретной статистической выборки, то очевидно, что каждый из индексов характеризует не абсолютную, а относительную устойчивость экосистемы в пределах территории, которой эта выборка соответствует. Индексы указывают на ту долю соответствующей устойчивости от максимально возможной, которая свойственна данному природному комплексу.

Для ландшафтно-экологического прогноза приоритетное значение имеет упругая устойчивость как более емкая характеристика функционирования экосистем. Расчете ее меры основан на следующих известных положениях экологии: упругая устойчивость фитоценологической системы возрастает с повышением ее биопродуктивности (Сочава, 1979; Герасимов, 1985), с увеличением пропускной способности детритной ветви метаболизма (Базилевич, Родин, 1969; Дылис, 1978), а также с ускорением оборачиваемости фитомассы (Одум, 1975; Шварц, 1975).

Параметр $I_{упр}(1)$ отображает известный закон необходимого разнообразия систем (Эшби, 1959; Хильми, 1966), который гласит: для устойчивого сохранения системы разнообразие ее состояний, или реакций (адаптаций) должно быть не

меньше разнообразия внешних воздействий. Устойчивость (инвариантность) экосистемы обеспечивается двумя факторами: ее многосвязностью и многоканальностью компенсации внешних возмущений (Пузаченко, 1983). В частности, упругая устойчивость фитоценоза характеризует его сукцессионно-восстановительный потенциал, т.е. определяет потенциальную скорость прохождения им экогенетических сукцессий при «снятии» или даже ослаблении воздействия.

Рассмотрим вклад каждого из двух предикторов в устойчивость лесных экосистем обоих типов, используя данные по восьми экспериментальным полигонам (377 точек), охватывающим Окско-Волжский бассейн от юга подтаежной зоны до подзоны южной лесостепи (см. Главу 5, Табл. 5.1). Упругая устойчивость $I_{упр}(1)$ имеет весьма тесную параболическую связь с годовым оборотом надземной фитомассы (объем выборки 377):

$$I_{упр}(1) = -0,173 + 20,95 \cdot KR - 98,08 \cdot (KR)^2; R^2 = 0,996 (P < 10^{-6}). \quad (10.4)$$

В интервале малых значениях KR (0,01 \rightarrow 0,05) упругая устойчивость растет наиболее сильно (0,05 \rightarrow 0,63), а затем этот рост ослабевает. Максимум $I_{упр}(1) = 0,90-0,98$ достигается при $KR = 0,09-0,10$. Парциальная связь $I_{упр}(1)$ с массой лесной подстилки ML незначима.

Резистентная же устойчивость $I_{рез}(1)$ наиболее отчетливо, хотя и не столь сильно, коррелирует с массой подстилки:

$$I_{рез}(1) = 0,374 + 0,002161 \cdot ML; R^2 = 0,615 (P < 10^{-6}). \quad (10.5)$$

С увеличением массы подстилки чувствительность лесного биогеоценоза к внешним воздействиям однозначно ослабевает: при изменении ML с 50 до 200 т/га величина $I_{рез}(1)$ возрастает с 0,45–0,50 до 0,80. При этом в области малых подстилочных масс (до 70 т/га) наблюдается «размытое» поле значений $I_{рез}(1)$ — от 0,25–0,30 до 0,40–0,50.

Итак, если первоначальная реакция лесного биогеоценоза на внешние сигналы зависит главным образом от резервного фонда в виде подстилочной массы, то дальнейший адаптивно-восстановительный потенциал определяется почти исключительно годовым оборотом надземной фитомассы. Параметр KR в первом случае играет отрицательную роль, а во втором — оказывается фактором функционального восстановления.

При стрессовых гидротермических условиях нарушается, как правило, режим минерального питания растений. Исходя из этого, можно оценить время проявления резистентной лабильной устойчивости лесного биогеоценоза при климатических изменениях (прежде чем необратимо нарушится его функционирование). Оно по существу равно значениям параметра KY , выражаемого в количестве лет, необходимых для разложения всей массы подстилки при данной величине ежегодного опада (табл. 10.1). Как видно, это время при высокой и умеренной интенсивности биологического круговорота (Базилевич, Родин, 1969; Ковда, 1971) укладывается в первые несколько лет после начала внешнего воздействия, хотя в

Таблица 10.1. Распределение таксономических (средневзвешенных) норм коэффициента годичной деструкции (*KY*) по группам лесных биогеоценозов (с преобладающими типами местоположений) в различных зонально-региональных условиях Среднего и Верхнего Поволжья

Группы биогеоценозов (типы местоположений) ¹	Зональные условия (экспериментальный полигон, см. Главу 5, табл. 5.1)				
	Подтаежная зона (Керженец)	Южная граница подтаежной зоны, (Приокско-Террасный Заповедник)	Неморально-лесная подзона (Зеленый Город)	Подзона типичной лесостепи (Присурье)	Подзона южной лесостепи (Жигули)
1 (ТЭ)	4,49	5,61	4,84	2,81	9,18
2 (ТЭ)	5,14	3,79	4,31	3,18	6,87
3 (Э, Т)	5,72	4,41	8,41	2,67	1,59
4 (Э, Т)	4,56	4,43	8,63	4,08	6,44
5 (ТА, А)	9,25	1,99	3,30	2,28	2,54
6 (СА, ЭА)	5,79	8,75	3,30	8,00	1,80

¹ Типы местоположений: Э – элювиальный; ТЭ – трансэлювиальный; Т – транзитный; ТА – трансаккумулятивный; А – аккумулятивный; СА – супераккумулятивный; ЭА – элювиально-аккумулятивный.

отдельных случаях, при застойном типе биологического круговорота, может превышать 8–10-летний срок, вплоть до 20–30 лет.

Время же проявления упругой устойчивости лесного биогеоценоза, необходимое для восстановления первоначального уровня замкнутости укороченного биологического круговорота, можно оценить следующим образом. По эмпирическим связям коэффициента утилизации мертвой фитомассы (*KU*) с *ML* и общей мертвой надземной массой (*BD*) установлено, что в хвойном лесу при накоплении мортмассы до 40–60 т/га не более 40% ее используется следующими трофическими уровнями, а для обеспечения непрерывного потока органического вещества по этой цепи, с утилизацией его до 98%, достаточно постоянного наличия в лесу 10–15 т/га мертвой массы (Коломыц и др., 1993).

Проведенный, исходя из последних цифр, простой расчет показывает, что при высокой годичной продукции зеленой массы (8–10 т/га и более), свойственной наиболее производительным лесам (как хвойным, так и лиственным), достаточно «работы» механизмов упругой устойчивости в течение 1,5–2 лет, чтобы восстановить прежний уровень функционирования. Для лесных сообществ с относительно низкой продуктивностью зеленого вещества (до 3–5 т/га) этот период растягивается до 4–5 лет. По-видимому, функционально-восстановительный потенциал лесного сообщества должен проявляться, при прочих равных условиях, более эффективно, нежели его первоначальная способность противостоять внешнему воздействию.

10.2.2. Инерционная почвенно-биотическая устойчивость

При расчетах лабильной устойчивости лесных экосистем в составе предикторов отсутствует гумусная масса HU , существенная роль которой в стабилизации природных экосистем общеизвестна. Расчетные модели с учетом параметра HU описывают второй уровень устойчивости лесных биогеоценозов, который охватывает более обширный и более медленный метаболический цикл. Он включает компонент устойчивости, связанный с процессами формирования и динамики органического вещества почвы. Назовем этот уровень инерционной почвенно-биотической устойчивостью и обозначим резистентную и упругую устойчивость данного уровня соответственно как $I_{рез(2)}$ и $I_{упр(2)}$. В конечном итоге этот уровень характеризует *устойчивость почвенного органогенеза* как постепенного цикла, по Дюшофуру (1970).

Данный цикл охватывает в своем полном виде период времени от первых столетий до нескольких тысячелетий (Глазовская, 1981), однако в нем можно выделить и гораздо более динамичную составляющую. Быстрый фитоценотический цикл не только является частью постепенного почвенно-биотического цикла, но и вносит существенный вклад в его результаты. Лабораторные опыты показали, что при гумификации остатков травянистых, листвы и хвои не менее 50–75% исходной мортмассы минерализуется и соединения азота и фосфора сразу используются корневой системой растений (Кононова, 1963).

Дальнейшее развитие аналитических моделей устойчивости проведено автором совместно с Л.С. Шарой (Коломыц и др., 2015). Заменим параметр KY на массу лесной подстилки ML и введем массу гумуса HU как характеристику конструктивной ветви метаболизма, т.е. расширим участие детритной ветви в устойчивости экосистемы. Полагая единичным коэффициент при KR , запишем формулы для расчета инерционных индексов $I_{упр(2)}$ и $I_{рез(2)}$ с новыми параметрами в нормированном виде и с «весовыми» коэффициентами a и b в нижеприведенном виде.

Заметим, что нормирование в этом случае проводили по формуле:

$$KRn_i = (KR_i - KR_{min}) / (KR_{max} - KR_{min}) \text{ и для } ML \text{ и для } HU:$$

$$I_{упр(2)} = 1 - \sqrt{\frac{(1 - KR_i)^2 + a \cdot ML_i^2 + b \cdot (1 - HU_i)^2}{1 + a + b}}; \quad (10.6)$$

$$I_{рез(2)} = 1 - \sqrt{\frac{KR_i^2 + a \cdot (1 - ML_i)^2 + b \cdot (1 - HU_i)^2}{1 + a + b}}. \quad (10.7)$$

Если принять весовые коэффициенты $a = b = 1$, что означало бы одинаковый вклад всех рассматриваемых факторов в формирование устойчивости лесных

биогеоценозов, то результаты расчетов $I_{упр(2)}$ и $I_{рез(2)}$ по всем восьми экспериментальным полигонам Волжского бассейна (см. Главу 5, рис. 5.2), представленные в табл. 10.2, существенно отличаются от данных, рассчитанных по формуле (10.2) и ее аналогу для $I_{рез(1)}$. Территориальные контрасты в индексах обоих типов инерционной устойчивости лесов между экорегионами носят достаточно четкий зональный характер. На границе лесостепной и степной зон (полигон Жигули) в резистентной устойчивости ведущую роль играет масса лесной подстилки, а в упругой — масса гумуса, при одинаково слабом влиянии параметра KR .

В направлении от южной лесостепи к северной границе лесостепной зоны (полигоны Кудьма, Щелоковский Хутор) масса подстилки сохраняет доминирующий положительный вклад в распределение резистентной устойчивости лесных биогеоценозов. Одновременно резко возрастает ее отрицательная роль в восстановительном потенциале лесов — $I_{уст(2)}$, на фоне все более снижающейся роли скорости годичного оборота фитомассы.

Резкий перелом в факторной ординации индексов обоих типов устойчивости по метаболическим параметрам происходит на границе лесостепной и подтаежной зон (Зеленый Город, Выкса), которая образует известный Главный ландшафтный рубеж Русской равнины, по (Мильков, 1981). Здесь происходит скачкообразное падение роли подстилочной массы (с $\pm 50-70$ до $\pm 15-35\%$). При этом для упругой устойчивости в разряд доминирующего фактора выходит масса гумуса.

На рис. 10.2 дано сравнение двух индексов упругой устойчивости: $I_{упр(1)}$, рассчитанных по формуле (10.2), и $I_{упр(2)}$ — по формуле (10.6). Параметры в целом имеют весьма высокую корреляцию, однако они адекватны друг другу только в своих центральных значениях (около 0,50). При устойчивости менее 0,40 параметр $I_{упр(1)}$ оказывается на 0,05–0,10 единиц больше, чем $I_{упр(2)}$, а при общих высоких показателях устойчивости ($> 0,75-0,80$) соотношение обратное. Запасы гумуса способствуют усилению восстановительного потенциала только для лесных экосистем с высокими значениями KR . Когда же эти значения малы, уход части мертвой органики в гумус снижает упругую устойчивость экосистемы.

Для резистентной устойчивости имеет место более «размытая» параболическая связь (это обусловлено большим числом значимых предикторов):

$$I_{рез(2)} = 2,27 \cdot I_{рез(1)} - 1,309 \cdot [I_{рез(1)}]^2 - 0,384; R^2 = 0,505. \quad (10.8)$$

До значений $I_{рез(1)} \approx 0,5$ наблюдается его почти линейная связь с $I_{рез(2)}$, причем фитоценотическая резистентная устойчивость несколько выше почвенно-биотической (к тому же на этом рубеже последняя имеет огромный разброс точек). В дальнейшем при росте $I_{рез(1)}$ до 0,7–0,8 параметр $I_{рез(2)}$ стабилизируется на уровне 0,40–0,65.

Таким образом, устойчивость ежегодного возобновления живой надземной фитомассы, т.е. лабильная фитоценотическая устойчивость, может быть принята (в первом приближении) в качестве показателя общей устойчивости лесной эко-

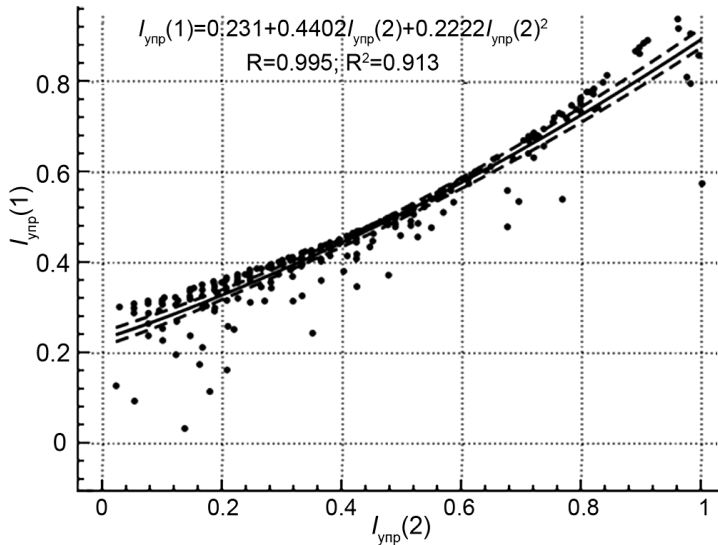


Рис. 10.2. Соотношение значений упругой устойчивости, полученных по разным формулам (пояснения в тексте).

системы, в том числе инерционной, связанной с гораздо более длительным почвенно-биотическим циклом метаболизма.

Полученный вывод представляется важным в методическом отношении. Меры лабильной устойчивости основываются на более простых и более строгих соотношениях параметров биологического круговорота по сравнению с мерами устойчивости инерционной, где приходится иметь дело с весьма различными характерными временами метаболических предикторов и, в частности, с необходимостью разделения гумуса на лабильный и консервативный фракции, согласно Герасимову (1976), что оказывается трудно разрешимой задачей при работе с полевым материалом.

Дальнейшее приближение в расчетах индексов инерционной устойчивости экосистем связано с введением «весовых» коэффициентов a и b для предикторов. Эти коэффициенты отыскивались путем минимизация некоего «потенциала», который становился бы константой для идеально однородной в пространстве экосистемы, с которой в данном случае ассоциируется лесной биогеоценоз (Коломыц и др., 2015).

Хотя выражения для индексов устойчивости нелинейны, можно оценить вклад метаболических показателей с помощью линейной множественной регрессии. Приведем для примера уравнения линейной регрессии индексов резистентной $I_{рез}(2)$ и упругой $I_{упр}(2)$ инерционной устойчивости лесных экосистем для двух экорегионов Окско-Волжского бассейна (см. табл. 10.2): Самарской Луки

Таблица 10.2. Доли положительного или отрицательного участия различных нормированных предикторов (*KR*, *ML* и *HU*, см. в тексте) в индексах инерционной устойчивости лесных экосистем Среднего и Верхнего Поволжья

Региональная экосистема (экспериментальный полигон) ¹	Инерционная устойчивость					
	резистентная <i>I</i> _{рез(2)}			упруго-пластичная <i>I</i> _{упр(2)}		
	<i>KR</i>	<i>ML</i>	<i>HU</i>	<i>KR</i>	<i>ML</i>	<i>HU</i>
Южная граница южной лесостепи, сосняки, дубравы, липняки (низкогорный массив Жигули)	-0,289	+0,565	-0,146	+0,346	-0,461	+0,193
Приволжская возвышенность, типичная лесостепь, сосновые и липово-дубовые леса (Присурье)	-0,107	+0,798	-0,095	+0,149	-0,617	+0,234
Нижегородское Предволжье, северная лесостепь, дубово-липовые и сосново-широколиственные леса (Кудьма)	-0,132	+0,507	-0,136	+0,131	-0,449	+0,420
Нижегородское Предволжье, северная лесостепь, дубравы, липняки (возвышенный массив Щелоковский Хутор)	-0,168	+0,711	-0,121	+0,124	-0,698	+0,178
Нижегородское Предволжье, северная лесостепь, смешанные и хвойные леса (урочище Зеленый Город)	-0,158	+0,194	-0,648	+0,222	-0,050	+0,728
Нижнее низменное Приочье, южная граница подтайги, елово-сосновые задровые полесья (Выкса)	-0,139	+0,187	-0,674	+0,245	-0,118	+0,637
Среднее низменное Приочье, южная граница подтайги, смешанные, хвойные и широколиственные леса (Приокско-Террасный заповедник)	-0,334	+0,365	-0,301	+0,391	-0,174	+0,435
Нижегородское низменное Заволжье, южная полоса подтаежной зоны, сосновые и еловые леса (Керженец)	-0,177	+0,484	-0,339	+0,252	-0,263	+0,485
Основной водосбор Волжского бассейна в целом (статистическая выборка по всем полигонам)	-16,2	+55,8	-18,6	+61,6	-36,1	+2,3

¹ Более подробное описание экспериментальных полигонов и их расположение приведены в работе (Коломыц, 2008).

(СЛ, полигон Жигули) и Приокско-Террасного заповедника (полигон ПТЗ). Используются нормированные параметры KR , ML и HU , с регрессионными коэффициентами вместо «весовых». В уравнениях предикторы перечислены в порядке убывания их статистической значимости, которая определяется модулем t -статистики (нижний индекс при каждом предикторе — t -статистика со знаком). В уравнениях регрессии t -статистики бывают очень важны: например, если модуль ее при первом предикторе существенно больше остальных, то этот предиктор играет фактически главную роль.

$$I_{рез(2)}_{СЛ} = -0,6164 \times KR_{-24,59} - 0,2920 \times HU_{-13,40} + 0,08769 \times ML_{+4,36} + 0,8690; \\ R^2 = 0,962; Degr = 1,6\% (n = 40); P < 10^{-6}. \quad (10.9)$$

$$I_{упр(2)}_{СЛ} = -0,4463 \times ML_{-21,26} + 0,3058 \times KR_{+11,70} + 0,1242 \times HU_{+5,46} + 0,4607; \\ R^2 = 0,954; Degr = 1,9\% (n = 40); P < 10^{-6}, \quad (10.10)$$

$$I_{рез(2)}_{ПТЗ} = -0,4805 \times HU_{-28,40} - 0,3093 \times KR_{-18,44} + 0,2150 \times ML_{+11,26} + 0,7716; \\ R^2 = 0,977; Degr = 0,6\% (n = 45); P < 10^{-6}, \quad (10.11)$$

$$I_{упр(2)}_{ПТЗ} = -0,7046 \times ML_{-35,94} + 0,1427 \times HU_{+8,22} + 0,05522 \times KR_{+3,21} + 0,7473; \\ R^2 = 0,972; Degr = 0,8\% (n = 45); P < 10^{-6}. \quad (10.12)$$

Здесь подстрочный индекс указывает на относительный вклад (положительный или отрицательный) данного фактора в вариацию явления; n — объем выборки. Верификация моделей проведена по критерию ее деградации $Degr$, который рассчитывался по методике кросс-валидации Аллена (Allen, 1974). Использовался показатель деградации $Degr$, определенный как $Degr = 100 \times (R^2 / R^2_{Pred} - 1)$, где R^2_{Pred} есть получаемый по методике Аллена «предсказательный» коэффициент детерминации. Модель считалась успешно верифицированной при выполнении критерия $Degr < 50\%$.

Отсюда получены следующие доли участия всех предикторов в индексах устойчивости (для сравнения см. табл. 10.2 по этим же полигонам):

	Самарская Лука			Приокско-Террасный заповедник		
	KR	ML	HU	KR	ML	HU
а) для $I_{рез(2)}$	-61,9	+8,8	-29,3	-30,8	+21,4	-47,8
б) для $I_{упр(2)}$	+34,9	-50,9	+14,2	+6,1	-78,1	+15,8

Как видим, введение регрессионных коэффициентов не меняет знака «весов», но позволяет получить гораздо более четкое представление о механизмах функционирования лесного сообщества, которые обеспечивают ему как резистентную, так и упругую устойчивость. Прежде всего, включение гумусной массы в расчеты индексов устойчивости по формулам (10.6) и (10.7) существенно видоизменяет эти индексы, рассчитываемые по начальной формуле (1) и ее аналогу для $I_{рез}$.

Таблица 10.3. Таксономические (средневзвешенные) нормы резистентной и упругой лабильной устойчивости растительных формаций Окско-Волжского бассейна

Класс (подкласс) растительных формаций	Тип (подтип) растительности	Группа растительных формаций	Индекс устойчивости	
			резис- тентной	упруго- пластич- ной
Северо- европейские еловые леса	А. Еловые южнотаежные и широко- лиственно- еловые (подтаежные) леса	1 (48 б). Ельники южнотаежные зеленомошно- травяно-кустарничковые	0.568	0,390
		2 (50. 51). Южнотаежные березняки и осинники, лесные угодья	0,310	0.567
		3 (52). Ельники с сосной, сложные, неморальнотравяные	0.606	0.284
		4 (53). Широколиственно- еловые неморальнотравя- ные леса	0,338	0.460
		5 (54). Березово-чернооль- ховые с елью болотнокруп- нотравяные леса	0.270	0.627
		6 (55). Подтаежные березняки и осинники, неморальнотравяные	0.247	0.671
		7 (56). Подтаежные фраг- ментарные лесные угодья	0.268	0.652
Сосновые и широколиствен- но-сосновые леса и производные сообщества на их месте. Североевропей- ские сосновые леса	Б. Сосновые средне- и южнотаежные леса	8 (76). Сосняки с елью и березой. кустарничково- зеленомошные	0.446	0.398
		10 (78). Сосняки с березой, кустарничковые долгомош- но-сфагновые	0.388	0.587
		11 (76 ¹). Сосняки зелено- мошные и сфагновые, с верховыми болотами	0.468	0.485
		13 (76 ³). Сосняки с елью, зеленомоно-сфагновые, евтрофные болота	0.384	0.601
		14 (79, 80). Березняки травяно-кустарничковые, лесные угодья	0.268	0.322

Продолжение табл. 10.3

	В. Широко- лиственно- сосновые (подтаежные) леса	15 (81). Сосняки кустар- ничково-травяные; с дубом и липой в подлеске	0,514	0,434
		16 (84). Широколиствен- но-сосновые леса чернич- но-разнотравно-злаковые	0,419	0,457
		17 (81 ¹). Сосняки мохово-кустарничково- травяные и лишайниковые	0,475	0,445
		18 (81 ²). Сосняки кустар- ничково-травяные; с евтрофными болотами	0,300	0,547
		19 (85). Березняки и осин- ники; местами с широко- лиственными породами	0,395	0,536
		20 (86). Фрагментарные подтаежные лесные угодья	0,274	0,565
Широколи- ственные леса и производные сообщества на их месте. Европейские широколиствен- ные леса	Г. Восточно- европейские широколи- ственные леса	21 (118 а). Дубовые и липо- во-дубовые леса северные, с примесью ели	0,420	0,500
		22 (118 б). Дубовые и липово-дубо- вые леса южные, остепенные	0,245	0,609
		23 (118 в). Приволжские. дубовые и липово-дубовые осветленные леса	0,311	0,541
		24 (118 г). Приволжско- заволжские липово- дубовые осветленные леса	0,398	0,567
		25 (118 д). Предгорные уральские липово- дубовые леса, высокотравные	0,408	0,519
		26 (120 а). Липняки, с дубом и вязом; разнотрав- но-злаковые, мезофитные	0,320	0,517
		27 (121). Осинники и березняки, с примесью широколиственных пород	0,283	0,540

Окончание табл. 10.3

Пристепненные и степные широколиственные и сосновые леса	Д. Островные и байрачные леса в типичной (луговой) и южной лесостепи	28 (87). Широколиственно-сосновые леса; со степными кустарниками	0,558	0,463
		29 (88. 89). Сосново-березовые остепненные леса, лесные угодья	0,540	0,295
		30 (119 б). Среднерусско-приволжские дубняки, остепненные, разреженные	0,436	0,563
		31 (119 в). Приуральские сыртовые дубняки; с примесью сосны	0,264	0,529
		32 (122). Островные и байрачные леса среди сельскохозяйственных полей	0,310	0,371
Е. Южнотаежные, подтаежные и неморальные лесо-болотные комплексы		33 (203. 204. 205 б). Заболоченные хвойные леса	0,371	0,551
		34 (219. 223 а). Лесные болота	0,323	0,544
		35 (107). Заболоченные неморальные леса	0,248	0,656
Ж. 36 (234, 236). Неморальные поймы			0,340	0,559

В данном случае это особенно свойственно экорегиону ПТЗ, с его относительно малыми значениями *HU*.

Механизмы упругой и резистентной устойчивости не могут срабатывать без участия гумусной массы, роль которой в стабилизации лесного биогеоценоза возрастает при снижении ее содержания (см. формулы 10.11 и 10.3), что отвечает известному «закону» минимума лимитирующих факторов Либиха, согласно Одуму (1975).

Очевидно также, что высокая резистентная устойчивость лесного сообщества поддерживается главным образом путем ослабления автотрофного биогенеза ($-KR$) и во вторую очередь — замедлением процессов деструкции ($+ML$, см. также формулы 10.9 и 10.11).

Реализация же восстановительного потенциала определяется главным образом увеличением активности детритной ветви метаболизма, о чем говорит высокая отрицательная связь $Lupr(2)$ с массой подстилки (см. формулы 10.10 и 10.12). Этому способствует также рост автотрофного биогенеза ($+KR$). Роль его в экогенетических сукцессиях может быть как соразмерной с активным детритогенезом, снижающим значение ML , так и второстепенной.

Таким образом, в процессе восприятия неблагоприятных внешних сигналов лесной биогеоценоз переключается с одних ведущих процессов своего функционирования на другие — со скорости автотрофного биогенеза на темпы разложения лесной подстилки. При этом раскрываются два взаимно противоположных механизма проявления известных (Ковда, 1971; Дылис, 1978) буферных свойств подстилки.

В начальный период проявления резистентной устойчивости рост *ML* знаменует собой перевод лесной экосистемы в более застойную категорию, по классификации (Базилевич, Родин, 1969; Ковда, 1971). На втором же, функционально-восстановительном этапе, когда включаются процессы упруго-пластичной устойчивости, масса подстилки уменьшается и это означает переход экосистемы в более активную категорию.

10.3. Устойчивость лесных биогеоценозов в картографическом выражении

В картографировании устойчивости лесных экосистем Л.С. Шарой были использованы новые методы геоморфометрии (Pike, 2002; Shary et al., 2002; Shary, 2006; Шарая, 2007) — науки о моделировании рельефа, особенно развившейся за

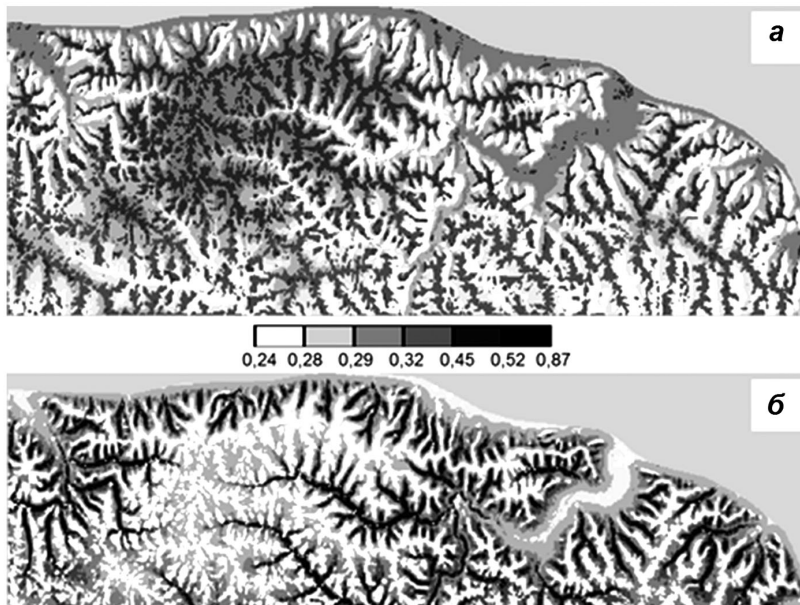


Рис. 10.3. Карты индексов упругой (а) и резистентной (б) инерционной устойчивостей для Самарской Луки, рассчитанные Л.С. Шарой по моделям (10.4) и (10.6). Проекция Гаусса–Крюгера, 9 зона.

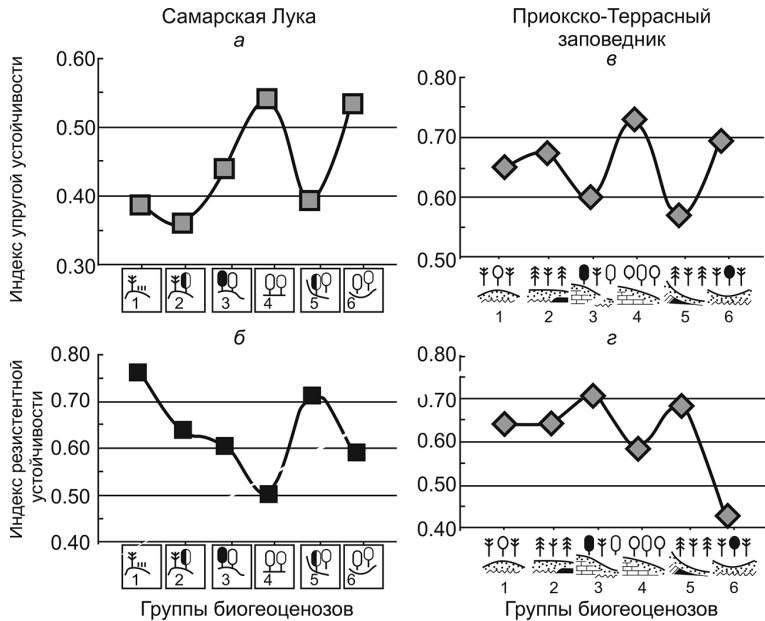


Рис. 10.4. Распределение средних индексов упругой (а, в) и резистентной (б, г) инерционной устойчивости по группам лесных биогеоценозов Жигулевского низкогорного массива и Приокско-Террасного заповедника.

последние 30 лет. Многоплановые свойства рельефа позволяют проводить обоснованную в ходе анализа интерполяцию и экстраполяцию данных, измеренных (или рассчитанных) на репрезентативных полигонах, что существенно расширяет границы анализируемой территории.

Известные до сих пор методы количественного описания рельефа ограничивались шестью базовыми морфометрическими величинами. В данном же случае была применена разработанная П.А. Шарым и реализованная в программе «GIS Eco» (Shary, 2006) система из 18 параметров, с новыми классификационными построениями форм рельефа и с более качественными алгоритмами расчета морфометрических характеристик.

Для построения крупномасштабных карт индексов устойчивости были использованы спутниковые данные НАСА о рельефе — матрицы высот земной поверхности разрешения 90 м, полученные в ходе выполнения международного проекта SRTM «США–Италия–Германия» (Shuttle Radar Topography Mission — проект радарной съемки рельефа спутником Шаттл).

Рассчитывались *карты-матрицы*, которые подробно описывают изучаемые свойства экосистемы с помощью количественных показателей. Карта-матрица является математической матрицей чисел, представляющая собой поле значений

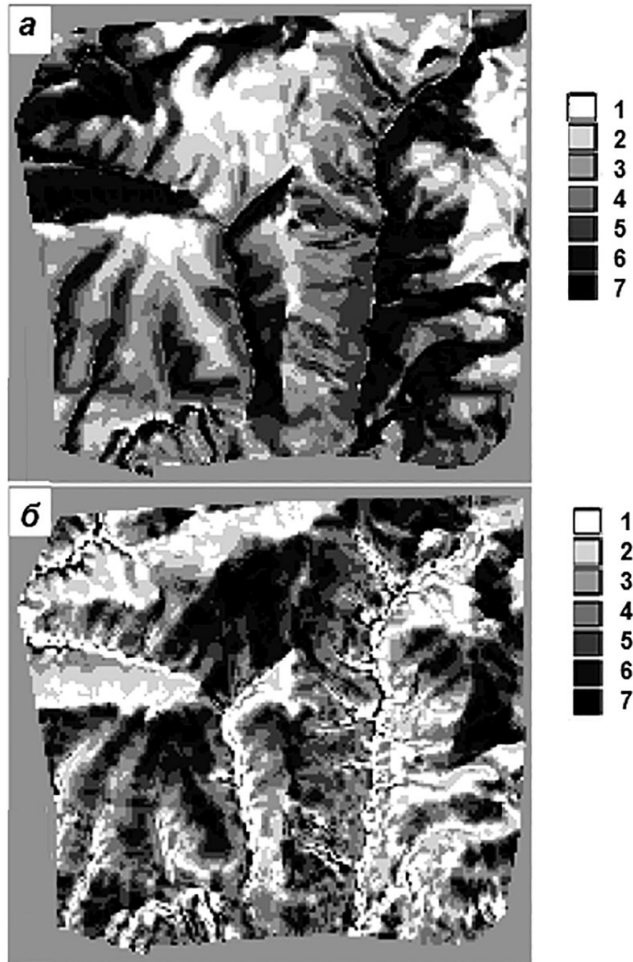


Рис. 10.5. Карты индексов упругой (а) и резистентной (б) устойчивостей для Приокско-Тerrasного заповедника, рассчитанные Л.С. Шарой по моделям (10.13) и (10.14). Проекция Гаусса–Крюгера, 9 зона.

Индексы устойчивости для карты (а): 1 — 0,01–0,44; 2 — 0,44–0,51; 3 — 0,51–0,58; 4 — 0,58–0,63; 5 — 0,63–0,69; 6 — 0,69–0,77; 7 — 0,77–0,92.

Индексы для карты (б): 1 — 0,39–0,47; 2 — 0,47–0,52; 3 — 0,52–0,58; 4 — 0,58–0,63; 5 — 0,63–0,67; 6 — 0,67–0,71; 7 — 0,71–0,94.

того или иного признака экосистемы. Каждый элемент (пиксел) матрицы имеет числовое значение, доступное в работающих с матрицами (гридами, grids) программах. Изображение карты-матрицы формировалось в ГИС-программе по надлежащей легенде, с процедурами *интерполяция* и *экстраполяция измеренных и*

рассчитанных данных в точках по матрицам факторов среды, для которых множественная регрессия выявила наиболее тесные статистические связи.

Приведем примеры выполненной Л.С. Шарой картографирования индексов потенциальной устойчивости лесных биогеоценозов в экорегионах Самарская Лука (СЛ, Жигулевский низкогорный массив) и Приокско-террасный заповедник (ПТЗ). Территория первого полигона расположена на зональном экотоне леса и степи, и сосново-широколиственные леса здесь находятся в критических гидротермических условиях (см. Главу 5, Табл. 5.1), поэтому весьма чувствительны к изменениям климата. При построения карт в масштабе 1 : 50 000 (рис. 10.3 и 10.4) использовались уравнения (10.6) и (10.7) со следующими коэффициентами:

$I_{упр}(2)$		$I_{рез}(2)$	
a	b	a	b
СЛ	1,93 0,12	0,42	0,40
ПТЗ	16,01 1,07	0,31	1,97

По уравнениям (10.6) и (10.7) рассчитывались индексы устойчивости в каждой точке наблюдения. Интерполяция и экстраполяция данных по территории полигона позволили построить карту с помощью уравнения множественной регрессии. В качестве переменных среды использовались характеристики рельефа, влажности и температуры почв. Сами же карты рассчитывались по уравнениям множественной регрессии, приведенным ниже (10.13–10.16). По Самарской Луке для $I_{упр}(2)$ уравнение регрессии имеет вид:

$$\begin{aligned}
 I_{упр}(2)_{СЛ} = & 0,1260 \times (\ln MП - \ln MП_{ср})^2_{+7,28} - 0,03650 \times \ln MП_{-4,20} \\
 & + 0,000005622 \times (Z - Z_{ср})^2_{+3,60} - 0,001290 \times F(35^\circ, 125^\circ)_{-3,31} + 0,4724; \\
 R^2 = & 0,863 \text{ (Degr} = 6,4\%); P < 10^{-6}.
 \end{aligned}
 \tag{10.13}$$

Как видим, распределение восстановительного потенциала лесов в данном экорегионе определяется в первую очередь типом местоположения ($MП$): от элювиального (плакорного) до супераквального. Связь нелинейная. Наибольшие значения $I_{упр}(2)$ имеет на плакорах и в аккумулятивных $MП$. Зависимость $I_{упр}$ от высоты (Z) также нелинейна: леса на больших и малых высотах имеют относительно большой индекс. На рис. 10.3 а повышенным значениям $I_{упр}$ отвечают темные области. Снижение восстановительного потенциала лесов происходит на хорошо освещенных с юго-востока склонах $F(35^\circ, 125^\circ)$, показанных на карте наиболее светлыми участками.

При картографировании упругой устойчивости использовалась также модель, учитывающая влияние других экологических факторов:

$$\begin{aligned}
 I_{упр}(2)_{СЛ} = & -0,01654 \times (t_{100})_{-3,06} + 0,0002458 \times (W-100)_{+2,78} + \\
 & 0,002315 \times \cos(A_0) \times GA_{+2,67} - 0,03416 \times \ln БГЦ_{-2,33} +
 \end{aligned}$$

$$0,5829; R^2 = 0,662 (Degr = 5,8\%); P < 10^{-6}. \quad (10.14)$$

Здесь t_{100} и $(W-100)$ — соответственно температура почвы на глубине 100 см и запасы продуктивной почвенной влаги в метровом слое (в июле), A_0 и GA — экспозиция и крутизна склона, $БГЦ$ — группы биогеоценозов (их порядковые номера в системе катенарной дифференциации, от элювиального местоположения до супераквального). Это уравнение показывает, что на зональном экотоне леса и степи рост температуры почвы и ее иссушение снижает способность лесных экосистем к функциональному восстановлению. Существенную роль играет крутизна северных склонов ($\cos(A_0) \times GA$): на более крутых склонах $I_{упр}(2)$ имеет тенденцию к увеличению. Сами группы лесных биогеоценозов Жигулевского массива также отчетливо дифференцируются по средним значениям упругой устойчивости (рис. 10.4 а). Максимальным восстановительным потенциалом обладают мезоморфные плакорные дубо-липняки жигулевского плато и мезо-гидроморфные супераквальные леса глубоко врезанных долин ($БГЦ$ 4 и 6). Гораздо менее устойчивы ксероморфные трансэлювиальные и транзитные остепненные сосняки и сосново-широколиственные леса ($БГЦ$ 1 и 2, см. табл. 5.1).

Аналогичные уравнения множественной регрессии получены для резистентной устойчивости лесных биогеоценозов Самарской Луки:

$$I_{рез}(2)_{сл} = 0,06678 \times \ln MП_{+5,65} - 0,1105 \times (\ln MП - \ln MП_{ср})^2_{-4,69} + 0,001643 \times F(35^\circ, 170^\circ)_{+3,40} - 0,000006307 \times (Z - Z_{ср})^2_{-3,10} + 0,5353; \\ R^2 = 0,826; Degr = 5,8\%; P < 10^{-6}. \quad (10.15)$$

$$I_{рез}(2)_{сл} = 0,02395 \times (t_{100})_{+4,52} + 0,05610 \times \ln БГЦ_{+4,08} - 0,002927 \times \cos A_0 \times GA_{-3,73} - 0,0001937 \times (W-100)_{-2,19} + 0,3682; R^2 = 0,771; Degr = 10,8\%; P < 10^{-6}. \quad (10.16)$$

Пространственные вариации $I_{рез}$ на 83% объясняются ее нелинейными связями с типами местоположений и высотой, а также с освещенностью склонов при положении солнца на юге. Первоочередным прямым фактором является летняя температура почвы. Инерционность реакции лесных сообществ на климатические сигналы возрастает на склонах с хорошо прогретой почвой, особенно на крутых склонах южной экспозиции, где $\cos A_0 \times GA$ имеет знак минус. Летние почвенные влагозапасы слабо связаны с температурой почвы ($R^2 = 0,111$) и они оказываются последними в ряду значимых предикторов. Связь параметра $I_{рез}(2)$ с группами биогеоценозов (рис. 10.4 б) в целом обратна той, которая отмечена для упругой устойчивости.

Следует отметить, что средние значения индекса резистентной устойчивости лесных низкогорных сообществ Самарской Луки, находящихся в семигумидном климате, оказываются более высокими (0,614) по сравнению с индексом устойчивости упругой (0,478). Это свидетельствует об определенном запасе гомеостатичности в южных маргинальных лесных сообществах за счет сбалансированности

относительно низких скоростей синтеза и деструкции органического вещества в критических для леса зональных условиях климата.

В Приокско-Террасном заповеднике пространственное распределение индекса упругой устойчивости (см. рис. 10.5 а) описывается выражением:

$$I_{упр}(2)_{ПТЗ} = -0,03082 \times 1/GA_{-5,82} + 0,2076 \times \cos(A_0)_{+4,60} + 0,06878 \times F(35^\circ, 180^\circ)_{+3,39} + 0,07684 \times \ln(W-50)_{+2,90} - 3,578; R^2 = 0,516; Degr = 49,0\%; P < 10^{-5}. \quad (10.17)$$

Восстановительный потенциал лесов заповедника будет высоким при следующих условиях: а) если нет выполаживания рельефа ($-1/GA$); б) на северных склонах ($-\cos(A_0)$); в) при достаточно хорошей освещенности при положении Солнца на юге [$-F(35^\circ, 180^\circ)$]; г) при повышенных запасах влаги в слое почвы 0–50 см ($+\ln(W-50)$). Все эти факторы действуют совместно, поэтому катенарная система лесных биогеоценозов по их $I_{упр}(2)$ отличается «черезполосицей» (см. рис. 10.6, в). Наиболее устойчивы, с одной стороны, ксеро-мезоморфные липово-березово-осиновые леса, произрастающие на карбонатном элювии, а с другой, — заболоченные сосняки, ельники и черноольшаники днищ речных долин и междуречных западин. Плакорные мезоморфные сосново-липово-дубовые леса, а также трансаккумулятивные мезо-гидроморфные ельники с сосной отличаются минимальной упругой устойчивостью. пространственный узор индекса резистентной устойчивости (см. рис. 10.4, з) для ПТЗ описывается следующим уравнением:

$$I_{рез}(2)_{ПТЗ} = -0,1576 \times \cos(A_0)_{-3,49} - 0,3985 \times KA^П_{-3,18} - 0,08610 \times \ln(W-50)_{-3,18} - 0,05951 \times F(35^\circ, 180^\circ)_{+3,39} + 4,391; R^2 = 0,462; Degr = 49,0\%; P > 10^{-4}. \quad (10.18)$$

Это уравнение характеризует условия, снижающие чувствительность лесов к климатическому воздействию. Наименее устойчивы лесные сообщества, приуроченные к склонам южной экспозиции ($-\cos(A_0)$), а также к седловинам в рельефе ($-KA^П$), где снижены запасы почвенной влаги ($-\ln(W-50)$) и относительно сильна освещенность склонов при положении Солнца на юге ($-F(35^\circ, 180^\circ)$). В уравнении (10.18) присутствуют те же три ведущих предиктора, что и в уравнении (10.17) для $I_{упр}(2)$, но с противоположным знаком. Порядок этих предикторов по их значимости в уравнениях различен. Парная корреляция между двумя индексами достаточно высока и отрицательна ($R^2 = 0,653$). Тем не менее карты индексов (см. рис. 10.5) не везде выглядят как позитив и негатив, а плакорные группы биогеоценозы (2 и 3, см. табл. 3) имеют близкие средние значения $I_{упр}(2)$ и $I_{рез}(2)$ (см. рис. 10.4 в и г). Смешанные леса ПТЗ, находясь у своей южной границы в умеренно гумидном климате, имеют близкие средние индексы резистентной (0,624) и упругой (0,656) устойчивости. Минимизированный $Kvar$ сравнительно низок: для $I_{рез}(2)$ — 25,96%, для $I_{упр}(2)$ — 23,15%. Это говорит о том, что в данном экорегионе достаточно хорошо сбалансированы метаболические процессы, и лесные сообщества должны не только проявлять повышенную чувствительность к климатическим изменениям, но и обладать вполне развитым функционально-восстановительным потенциалом.

10.4. Модели устойчивости лесных формаций

В масштабе всего основного водосбора Волжского бассейна, т.е. на субконтинентальном уровне географической поясности (Базилевич и др., 1986; Коломыц, 2005), наиболее значимыми метаболическими параметрами-предикторами (с положительной дифференцирующей силой влияния — не менее 55–60%) являются: для резистентной устойчивости — масса лесной подстилки, и для устойчивости упругой — коэффициент годичного оборота надземной фитомассы (см. табл. 10.2, нижняя графа). Исходя из этого, общий анализ функциональной устойчивости лесных формаций этой территории был проведен по их лабильной фитоценотической устойчивости (табл. 10.3), что существенно упростило процедуру анализа.

В целом не обнаружилось какой-либо отчетливой привязки параметров $I_{рез}(1)$ и $I_{упр}(1)$ к основным формам равнинного макрорельефа. Низкие значения упругой устойчивости свойственны, например, как северной части Среднерусской возвышенности, так и Окско-Донской низменности. То же самое можно сказать и относительно устойчивости резистентной. В то же время удалось получить их связи с отдельными морфометрическими и климатическими параметрами (табл. 10.4). Уравнения множественной регрессии представлены в стандартизованном виде, где все предикторы нормированы на диапазон 0–1. Это позволило оценить роль предикторов по величине коэффициентов регрессии.

Для еловых и широколиственно-еловых лесов, находящихся в основном на северо-западе бассейна в условиях хорошей влагообеспеченности, существенными для восстановительного потенциала являются $T_{вп}$ и освещенность склонов $F(35^\circ, 180^\circ)$. При этом в подзоне южной тайги они играют положительную роль, а в смешаннолесной зоне при росте температуры на хорошо освещенных склонах индекс уменьшается.

Параметр $I_{упр}(1)$ сосновых и широколиственно-сосновых лесов в большей степени зависит от осадков теплого периода $P_{тп}$. Положительная связь нарушается только в заболоченных сосняках. В широколиственных лесах индекс упругой устойчивости имеет такую же позитивную связь с осадками и температурой и увеличивается на пологих склонах. В уравнениях связи появляется минимальная кривизна k_{min} , определяющая килевые формы рельефа. Для дубовых лесов на более затененных склонах $I_{упр}(1)$ возрастает с повышением температуры.

Переход с локального уровня картографирования устойчивости лесов Окско-Волжского бассейна на региональный (в масштабах от 1 : 2 500 000 до 1 : 4 000 000) осуществлялся с помощью разработанного автором метода индукционно-иерархической экстраполяции, основанного на эмпирически установленном явлении полизональности локальных гео(эко-)систем как формы их реакции на глобальные изменения климата (см. Главу 9, параграф 9.7).

Распределение индексов лабильной устойчивости лесных формаций представлено на рис. 10.6 А и Б. Коренные средне- и южнотаежные еловые и широколиственно-еловые подтаежные леса, распространенные по крайнему северу

Таблица 10.4. Уравнения связей индекса лабильной упругой устойчивости лесов (X) с характеристиками рельефа и климатическими параметрами для основных лесных формаций Окско-Волжского бассейна

Группа формаций (см. табл. 9.8)	Уравнения регрессии *	Статистика **		
		r_s	k $P < 10^{-k}$	n
(48 б). Ельники южнотаежные зеленомошно-кустарничковые	$I_{\text{упр}}(1) = 0.13 \cdot F(35^\circ, 180^\circ) + 0.07 \cdot k_{\text{max}} + 0.03 \cdot T_{\text{VII}} + 0,28$	0.40	6	338
(52). Ельники с сосной, сложные, неморальнотравяные	$I_{\text{упр}}(1) = 0.07 \cdot F(35, 180) + 0.05 \cdot k_{\text{min}} + 0.01 \cdot P_{\text{III}} + 0,29$	0.20	2	177
(53). Широколиственно-еловые неморальнотравяные леса	$I_{\text{упр}}(1) = -0.09 \cdot GA - 0.08 \cdot F(35^\circ, 180^\circ) - 0.05 \cdot kv + 0.52$	0.36	4	112
(54). Березово-черноольховые с елью болотно-крупнотравные леса	$I_{\text{упр}}(1) = -0.03 \cdot GA - 0.013 \cdot T_{\text{VII}} + 0.12 \cdot F(35^\circ, 180^\circ) + 0.59$	0.54	6	324
(78). Сосняки, с березой, кустарничковые долгомодно-сфагновые	$I_{\text{упр}}(1) = 0.12 \cdot T_{\text{VII}} + 0.06 \cdot P_{\text{III}} - 0.01 \cdot GA + 0.47$	0.49	6	28
(76 ³). Сосняки с елью, зеленомошно-сфагновые	$I_{\text{упр}}(1) = -0.14 \cdot GA + 0.10 \cdot F(35^\circ, 180^\circ) - 0.014 \cdot T_{\text{VII}} + 0.47$	0.35	6	1176
(81). Сосняки кустарничково-травяные, с дубом и липой	$I_{\text{упр}}(1) = -0.19 \cdot GA + 0.08 \cdot F(35^\circ, 180^\circ) + 0.001 \cdot Z + 0.47$	0.24	6	3231
(84). Широколиственно-сосновые леса разнотравно-злаковые	$I_{\text{упр}}(1) = 0.19 \cdot T_{\text{VII}} - 0.15 \cdot kv + 0.13 \cdot P_{\text{III}} + 0.34$	0.38	6	728
(81 ²). Сосняки устаричково-травяные, с болотами	$I_{\text{упр}}(1) = -0.08 \cdot P_{\text{III}} + 0.04 \cdot F(35^\circ, 180^\circ) + 0.02 \cdot Z + 0.42$	0.39	6	178
(87). Широколиственно-сосновые леса, со степными кустарниками	$I_{\text{упр}}(1) = 0.38 \cdot GA - 0.26 \cdot F(35^\circ, 180^\circ) - 0.17 \cdot Z + 0.58$	0.65	6	404
(118 а). Дубовые и липово-дубовые леса северные	$I_{\text{упр}}(1) = -0.06 \cdot F(35^\circ, 180^\circ) - 0.05 \cdot Z + 0.02 \cdot P_{\text{III}} + 0.53$	0.39	6	508
(118 б). Дубовые и липово-дубовые леса южные	$I_{\text{упр}}(1) = 0.11 \cdot F(35^\circ, 180^\circ) + 0.08 \cdot H - 0,04 \cdot GA + 0.46$	0.38	6	671
(118 в). Приволжские, липово-дубовые осветленные леса	$I_{\text{упр}}(1) = 0,07 \cdot T_{\text{VII}} - 0,05 \cdot F(35^\circ, 180^\circ) + 0,03 \cdot k_{\text{min}} + 0,47$	0,52	2	37
(118 г). Приволжско-заволжские липово-дубовые осветленные леса	$I_{\text{упр}}(1) = 0,14 \cdot H - 0.08 \cdot GA - 0.05 \cdot P_{\text{III}} + 0,55$	0,40	6	186

* $F(35^\circ, 180^\circ)$ – освещенность склонов; числа в скобках означают: первое – угол склонения Солнца от горизонта, второе – угол азимута; T_{VII} – средняя температура июля; P_{III} – сумма осадков теплого периода, k_{max} – максимальная кривизна, характеризует гребневые формы; GA – крутизна склонов; kv – вертикальная кривизна, описывает профиль склона; Z – абс. высота; H – средняя кривизна, определяет вогнутость или выпуклость формы в целом; k_{min} – минимальная кривизна, связанная с килевыми формами рельефа. ** r_s – коэффициент корреляции Спирмана; P – уровень значимости; n – число точек.

Волжского бассейна, имеют пониженную устойчивость обоих типов ($I_{рез}(1) = 0,37-0,40$; $I_{упр}(1) = 0,35-0,37$). Несколько более высоким восстановительным потенциалом обладают их мелколиственные дериваты ($I_{упр}(1) = 0,41-0,45$). Средне- и южнотаежные сосновые леса на междуречьях левобережья Волги, Унжи и Ветлуги отличаются, наоборот, более высокой чувствительностью к климатическим сигналам ($I_{рез}(1) = 0,43-0,48$), но менее развитыми механизмами функционального восстановления ($I_{упр}(1) = 0,36-0,40$). Контраст еще более резко выражен в подтаежных широколиственно-сосновых лесах Низменного Заволжья и Нижнего Приочья. Они весьма чувствительны к внешним сигналам ($I_{рез}(1) = 0,30-36$), но способны к сравнительно быстрому функциональному восстановлению ($I_{упр}(1) = 0,46-0,50$ и выше). Примерно такое же соотношение резистентной и упругой устойчивости имеют небольшие массивы широколиственных лесов, разбросанные по бассейнам Средней Оки, Мокши и Суры.

10.5. Факторная ординация инерционной устойчивости лесных биогеоценозов в иерархической системе природных комплексов

Значимая и тем более ведущая роль каждого из трех метаболических параметров (KR , ML и HU) в инерционной устойчивости лесных экосистем проявляется на том их иерархическом уровне, где этот параметр обладает достаточно большой пространственной амплитудой, т.е. высоким экологическим градиентом, по терминологии (Раменский, 1971), с определенной соразмерностью различных градаций данного параметра. Рассмотрим три основных иерархических уровня природных комплексов основного водосбора Волжского бассейна с позиции *известных положений о пространственно-временной размерности гео(эко-)систем* как факторе их устойчивости к внешним воздействиям различной частоты (Сочава, 1978; Пузаченко, 1986). На каждом из этих уровней рассматриваемая территория представляется как некоторое функциональное единство, описываемое определенной статистической выборкой метаболических параметров. Проведенная множественная линейная регрессия индексов устойчивости по нормированным значениям параметров KR , ML и HU позволила получить «весовые» коэффициенты этих параметров, характеризующие их роль в распределении инерционной устойчивости лесных экосистем в пределах соответствующего природно-территориального комплекса (табл. 10.5 и 10.6). Подчеркнем, что в данной факторной ординации речь идет не об общем вкладе рассматриваемых параметров в ту или иную устойчивость, а об их пространственно дифференцирующем влиянии, создающем определенное территориальное многообразие устойчивости на данном иерархическом уровне природных комплексов.

В масштабе всего основного водосбора Волжского бассейна, т.е. на субконтинентальном уровне географической поясности (Базилевич и др., 1986), наиболее значимыми метаболическими параметрами-предикторами (с положительной дифференцирующей силой влияния — не менее 55–60%) являются: для рези-

Таблица 10.5. «Весовые» коэффициенты (в %), характеризующие положительную или отрицательную роль различных нормированных метаболических параметров (*KR*, *ML* и *HU*) в формирование индексов инерционной устойчивости лесных экосистем в целом по основному водосбору Волжского бассейна и его отдельным экорегионам.

Региональная экосистема (экспериментальный полигон)	Инерционная устойчивость					
	резистентная			упруго-пластичная		
	<i>KR</i>	<i>ML</i>	<i>HU</i>	<i>KR</i>	<i>ML</i>	<i>HU</i>
Основной водосбор Волжского бассейна в целом (статистическая выборка по всем полигонам)	-16,2	+55,8	-18,6	+61,6	-36,1	+2,3
Приволжская возвышенность, типичная лесостепь, сосновые и липово-дубовые леса (возвышенное правобережное Присурье)	-10,7	+79,8	-9,5	+14,9	-61,7	+23,4
Нижегородское Предволжье, северная лесостепь, дубово-липовые и сосново-широколиственные леса (Кудьма)	-13,2	+50,7	-13,6	+13,1	-44,9	+42,0
Нижегородское Предволжье, северная лесостепь, дубравы, липняки (возвышенный останцовый массив Щелоковский Хутор)	-16,8	+71,1	-12,1	+12,4	-69,8	+17,8
Нижегородское Предволжье, северная лесостепь, смешанные и хвойные леса (урочище Зеленый Город)	-15,8	+19,4	-64,8	+22,2	-0,50	+72,8
Нижнее низменное Приочье, южная граница подтайги, елово-сосновые задровые полесья (Выкса)	-13,9	+18,7	-67,4	+24,5	-11,8	+63,7
Среднее низменное Приочье, южная граница подтайги, смешанные, хвойные и широколиственные леса (Приокско-Террасный заповедник)	-33,4	+36,5	-30,1	+39,1	-17,4	+43,5
Нижегородское низменное Заволжье, южная полоса подтаежной зоны, сосновые и еловые леса (Керженец)	-17,7	+48,4	-33,9	+25,2	-26,3	+48,5

стентной устойчивости — масса лесной подстилки, и для устойчивости упругой — коэффициент годичного оборота надземной фитомассы (см. табл. 10.5, верхняя графа). Следовательно, динамика этих двух метаболических параметров лесных формаций должна характеризовать их чувствительность к наиболее низкочастотным (сверхвековым) климатическим колебаниям. В то же время большинство формаций Среднего и Верхнего Поволжья находятся в близости к общему мини-

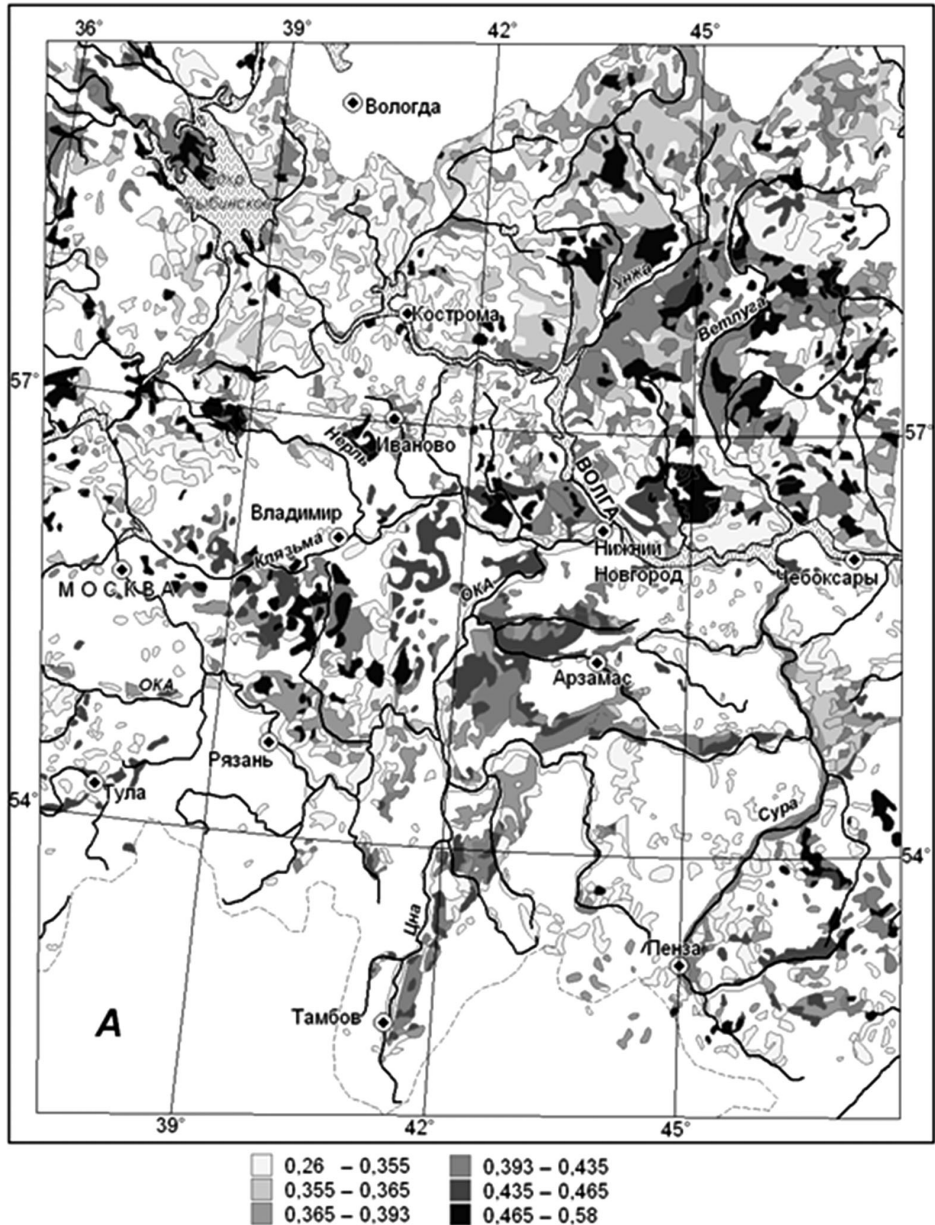
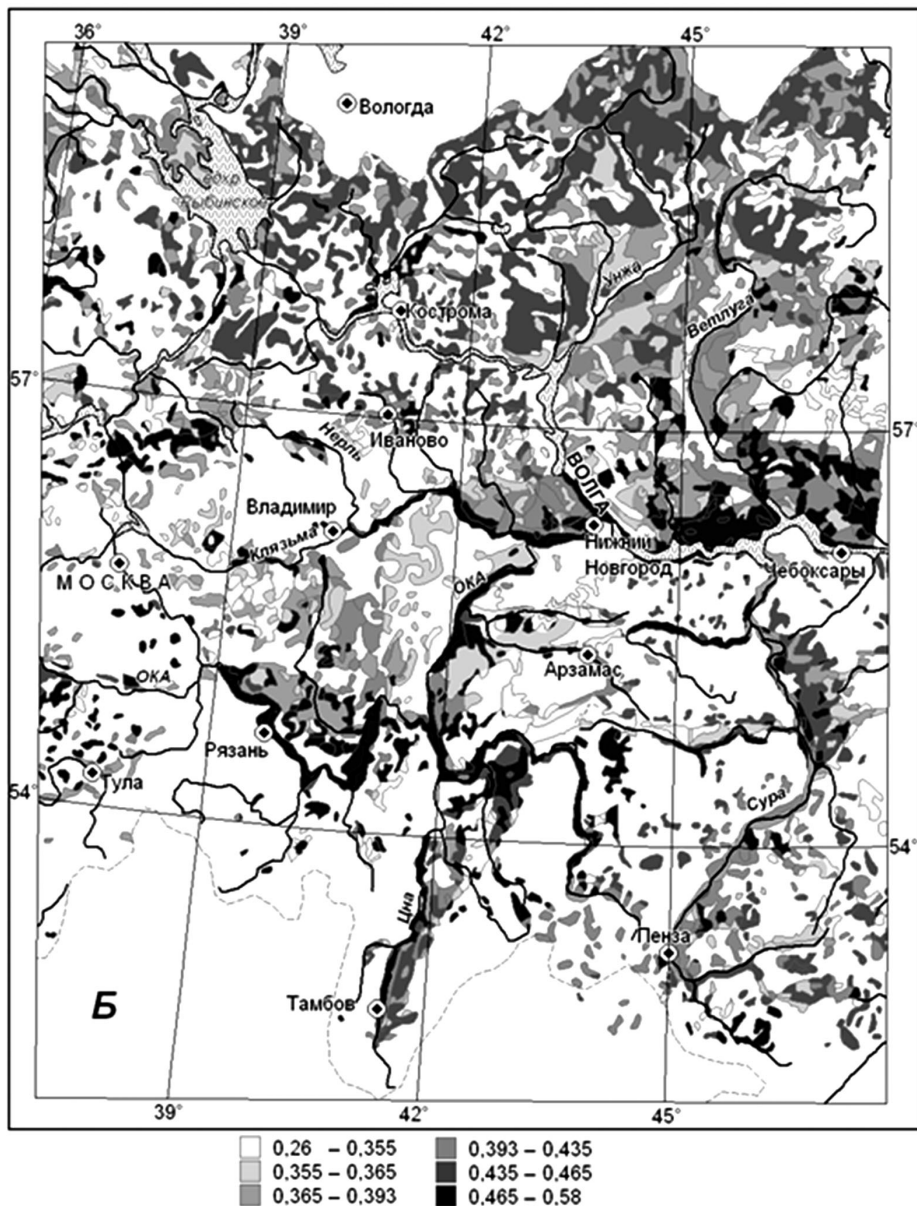


Рис. 10.6. Карты индексов резистентной (А) и упруго-пластичной (Б) лабильной устойчивости групп лесных формаций территории Окско-Волжского бассейна. Масштаб 1: 4 100 000. Рассчитана и составлена Л.С. Шарой. Ареалы даны по карте лесов (Исаченко, Лавренко, 1974).



мальному значению массы гумуса, поэтому пространственно-дифференцирующая роль этого метаболического параметра оказывается на данном (наиболее высоком) иерархическом уровне весьма низкой.

Таблица 10.6. «Весовые» коэффициенты (в %), характеризующие положительную или отрицательную роль различных нормированных предикторов (*KR*, *ML* и *HU*) в формировании индексов инерционной устойчивости плакорных и близких к ним лесных биогеоценозов в различных зонально-региональных условиях Волжского бассейна

Зонально-региональные биоклиматические условия (экспериментальные полигоны)	Инерционная устойчивость					
	резистентная			упруго-пластичная		
	<i>KR</i>	<i>ML</i>	<i>HU</i>	<i>KR</i>	<i>ML</i>	<i>HU</i>
Южная и типичная лесостепь, мезоморфные дубравы, липняки и осинники на возвышенных суглинистых останцах (Жигули и Присурье)	-10,3	+75,4	-14,3	+21,0	-42,6	+36,4
Ссеверная лесостепь, ксеро-мезоморфные дубравы и липняки на возвышенном суглинстом останце (Щелоковский Хутор)	-15,7	+73,0	-11,3	+12,7	-68,1	+19,9
Южный форпост подтаежной зоны, мезоморфные и мезо-ксероморфные елово-сосновые и мелколиственные леса на низменных зандрах (Выкса)	-8,8	+20,5	-70,7	+28,8	-10,4	+60,8
Южная полоса подтаежной зоны, еловые и смешанные леса на низменных супесчано-суглинистых между-речьях и высоких поймах (Керженец)	-14,5	+55,2	-30,3	+29,2	-22,7	+48,1

Гораздо более сложную картину индексов устойчивости мы имеем на следующем, более низком (зонально-региональном) структурном уровне, в масштабе отдельных экорегионов Поволжья, каждый из которых мы характеризуем тем или иным экспериментальным полигоном. Эти условно выделяемые нами природно-территориальные единства соответствуют рангу физико-географических провинций и ландшафтных областей Русской равнины (Исаченко, 1965; Мильков, Гвоздецкий, 1986). Как известно, региональный уровень дифференциации природной среды отличается наиболее ярко выраженной дискретностью и контрастностью географических полей (Сочава, 1978), что и отображается в неоднозначной факторной ординации устойчивости лесных биогеоценозов в различных экорегионах. Здесь речь может идти, по-видимому, о чувствительности экосистем к среднечастотным (вековым) колебаниям климата.

В масштабе отдельных экорегионов масса лесной подстилки далеко не всегда оказывается ведущим дифференцирующим фактором в распределении резистентной инерционной устойчивости лесов. Так, в неморальнолесной подзоне для па-

раметра $I_{рез(2)}$ доминирующим фактором (с силой влияния до 65–70%) может оказаться не ML , а HU (полигоны Зеленый Город и Выкса), при этом меняется и сам знак влияния — с отрицательного на положительный (см. табл. 10.5). В южной полосе подтаежной зоны (полигоны ПТЗ и Керженец) оба этих метаболических параметра играют примерно одинаковую роль в $I_{уст(2)}$, но с разным знаком.

Упругая же инерционная устойчивость каждого экорегиона, в отличие от лабильной фитоценотической устойчивости его отдельных структурных единиц (групп лесных биогеоценозов, см. выше), зависит от параметра KR в сравнительно малой степени (сила влияния чаще всего около 15–25%). Функционально-восстановительный потенциал этих региональных экосистем в гораздо большей степени определяется запасами гумуса (до 45–65% и более), при такой же значительной, но отрицательной, роли накопления массы лесной подстилки. В целом же территориальные контрасты в индексах обоих типов инерционной устойчивости лесов между экорегионами носят достаточно четкий зональный характер. На границе лесостепной и степной зон (Жигули) в резистентной устойчивости ведущую роль играет масса лесной подстилки, а в упругой — масса гумуса, при одинаково слабом влиянии параметра KR . В направлении от южной лесостепи к северной границе лесостепной зоны (Кудьма, Щелоковский Хутор) масса подстилки сохраняет доминирующий положительный вклад в распределение резистентной устойчивости лесных биогеоценозов. Одновременно резко возрастает ее отрицательная роль в функционально-восстановительном потенциале лесов — $I_{уст(2)}$, на фоне все более снижающейся роли скорости годового оборота фитомассы. Резкий перелом в факторной ординации индексов обоих типов устойчивости по метаболическим параметрам происходит на границе лесостепной и подтаежной зон (Зеленый Город, Выкса), которая образует известный Главный ландшафтный рубеж Русской равнины, по (Мильков, 1981; см. также Рис. 5.2). Здесь происходит скачкообразное падение роли подстилочной массы (с ± 50 –70 до ± 15 –35%). При этом для упругой устойчивости в разряд доминирующего фактора выходит масса гумуса.

Наконец, свою картину факторной ординации индексов устойчивости демонстрируют природные комплексы топологического уровня, которые имеют характерное время, адекватное высокочастотным (многолетним внутривековым) климатическим колебаниям. Данный уровень рассмотрен на примере плакорных и близких к ним групп лесных биогеоценозов, отображающих в наиболее «чистом» виде различные зонально-региональные условия бореального экотона (см. табл. 10.6). Здесь можно видеть четкое различие в механизмах формирования инерционных типов устойчивости между локальными представителями суббореальных и бореальных лесных формаций.

Особенно ярко проявляются контрасты участия гумуса в этих механизмах. В южной и типичной лесостепи, а также в неморальнолесной подзоне (полигоны Жигули, Присурье и Щелоковский Хутор) лесные экосистемы обладают наибольшими запасами гумуса (от 55–75 до 150–180 т/га), однако роль этих запа-

сов в пространственной дифференциации плакорных индексов $I_{рез(2)}$ и $I_{упр(2)}$ сравнительно невелика. Она проявляется больше в упругой устойчивости лесных биогеоценозов, с «весовым» коэффициентом до $+20 \div 35\%$. В этих зональных условиях оба типа устойчивости, особенно $I_{рез(2)}$, гораздо сильнее связаны с изменениями массы лесной подстилки (ее «весовые» коэффициенты достигают $\pm 70 \div 75\%$), при сравнительно малом влиянии годовичного оборота надземной фитомассы (коэффициенты не более 15–20%).

В бореальных же лесах картина прямо противоположная. При незначительных запасах гумуса в почве (от 5–15 до 25–30 т/га, в редких случаях до 45–50 т/га), последний оказывается лимитирующим фактором функционирования лесного сообщества, и согласно известному правилу Либиха (Одум, 1975), оказывает существенное влияние как на его резистентную, так и на упругую инерционную устойчивость. Это воздействие становится решающим (более чем на 60–70%) в хвойных лесах низменных задровых полесий (полигон Выкса), с их наиболее бедными песчаными почвами. В подтаежных же хвойных и смешанных лесах на более тропных супесчано-суглинистых субстратах (полигон Керженец) пространственно дифференцирующая роль гумуса несколько снижается и одновременно возрастает значение массы лесной подстилки, особенно для резистентной устойчивости («весовой» коэффициент более 55%).

10.6. Биотическая регуляция углеродного цикла и функциональные состояния лесных экосистем

Анализ региональных соотношений устойчивости лесных экосистем и их углеродного баланса, с оценкой вклада в этот баланс рассматриваемых нами углеродных пулов (BS , BV и т.д., см. Главу 9), позволяет в неявном виде оценить механизмы функционирования экосистем при глобальном потеплении и тем самым выявить основные движущие силы положительной или отрицательной регуляции углеродного цикла со стороны лесного покрова.

Будем рассматривать только лабильную упругую устойчивость $I_{упр(1)}$, с которой связаны процессы формирования их углеродного баланса $\Delta C(Fa)$ в течение того или иного периода. В качестве прогнозного срока возьмем 2150 год по климатическому сценарию HadCM3. Объекты анализа — лесные биогеоценозы экспериментальных полигонов.

Все разнообразие сочетаний $\Delta C(Fa)$ и $I_{упр(1)}$ можно свести к пяти узловым типам функциональных состояний лесных экосистем, которым отвечают экстремумы их упругой устойчивости и прогнозируемого углеродного баланса:

- 1) $-\Delta C(Fa), I_{упр(1)}_{\min}$;
- 2) $-\Delta C(Fa), I_{упр(1)}_{\max}$;
- 3) $+\Delta C(Fa), I_{упр(1)}_{\max}$;
- 4) $+\Delta C(Fa), I_{упр(1)}_{\min}$.

Такие состояния выявляются на связях таксономических норм $\Delta C(Fa)$ и $I(y)$ по катенарному спектру биогеоценозов для рассматриваемых экорегионов (рис. 10.6). Приведенные нормированные коэффициенты сопряженности $K(A;B)$ этих параметров указывают на несомненную значимость полученных связей.

Первый тип состояний — **деградационный**, связанный с отрицательной биотической регуляцией. Этот тип характерен для лесостепной зоны и прежде всего для зональных экотонов леса и степи (см. рис. 10.7 А). Наиболее быстро к данному состоянию придут ксероморфные остепненные карагановые сосняки крутых солончепечных склонов Жигулей, несколько позже — ТЭ ксеро-мезоморфные широколиственные леса склонов нейтральных и теневых. Они уже изначально находятся в состояниях, близких к критическому. Здесь ожидается отрицательный $\Delta C(Fa)$, к 2150 г. он составит от -30 до -60 т/га. Система лес – атмосфера (СЛА) будет функционировать с положительной обратной связью. В результате $I_{упр}(1)$ опустится ниже $0,20$, что вызовет резкое разбалансирование биологического круговорота и приведет к быстрой замене лесного сообщества степным.

В состоянии деградации может оказаться также система ландшафтных сопряжений (ТЭ→Т→ТА,А) в подтаежных низменно-зандровых полесьях (см. рис. 10.7 Е). Отрицательный углеродный баланс, прослеживаемый по этой катенарной цепи (от -68 до -17 т/га). При этом будет меняться по катене сам механизм отрицательной биотической регуляции. Сначала основной вклад в $-\Delta C(Fa)$ внесет уменьшение живой скелетной фитомассы, а затем прибавится активизация деструкционных процессов, особенно в лесной подстилке. В том же направлении повысится $I_{упр}(1)$: $0,28 \rightarrow 0,52-0,64$. Это означает, что в начале глобального потепления основной вклад в эмиссию CO_2 будут вносить верхнее звено ландшафтного сопряжения, а в дальнейшем приоритет перейдет к среднему и нижнему звеньям.

Второй тип состояний — **адаптивный** ($-\Delta C(Fa)$, $I_{упр}(1)_{max}$), характеризующий приспособительную реакцию маргинальных лесных сообществ лесостепной зоны на глобальное потепление в условиях отрицательной биотической регуляции углеродного цикла. Это состояние будет свойственно, как правило, лесным биогеоценозам двух противоположных «полюсов» катен — элювиальных и аккумулятивных (см. рис. 10.7 А–В). По своим гидроэдафическим условиям они изначально еще далеки от критического состояния и поэтому обладают определенным адаптивным потенциалом. При развитии термоаридного тренда здесь ожидаются значительные выбросы CO_2 в атмосферу, которые приведут к резко отрицательному углеродному балансу — к 2150 г. в среднем до -177 т/га в первом случае и до -93 т/га — во втором (см. рис. 10.7 А). Климатическая аридизация существенно снизит нетто-продукцию этих лесов, особенно прирост скелетной массы. Одновременно резко усилятся процессы разложения гумуса.

В таких экстремальных условиях должна развиваться отрицательная обратная связь в СЛА, ведущая к деградации этих лесных сообществ. Однако достаточно высокие значения их упругой устойчивости (в среднем $0,50-0,60$) указывают на то, что должен возрастать коэффициент оборота надземной фитомассы (KR). Этот

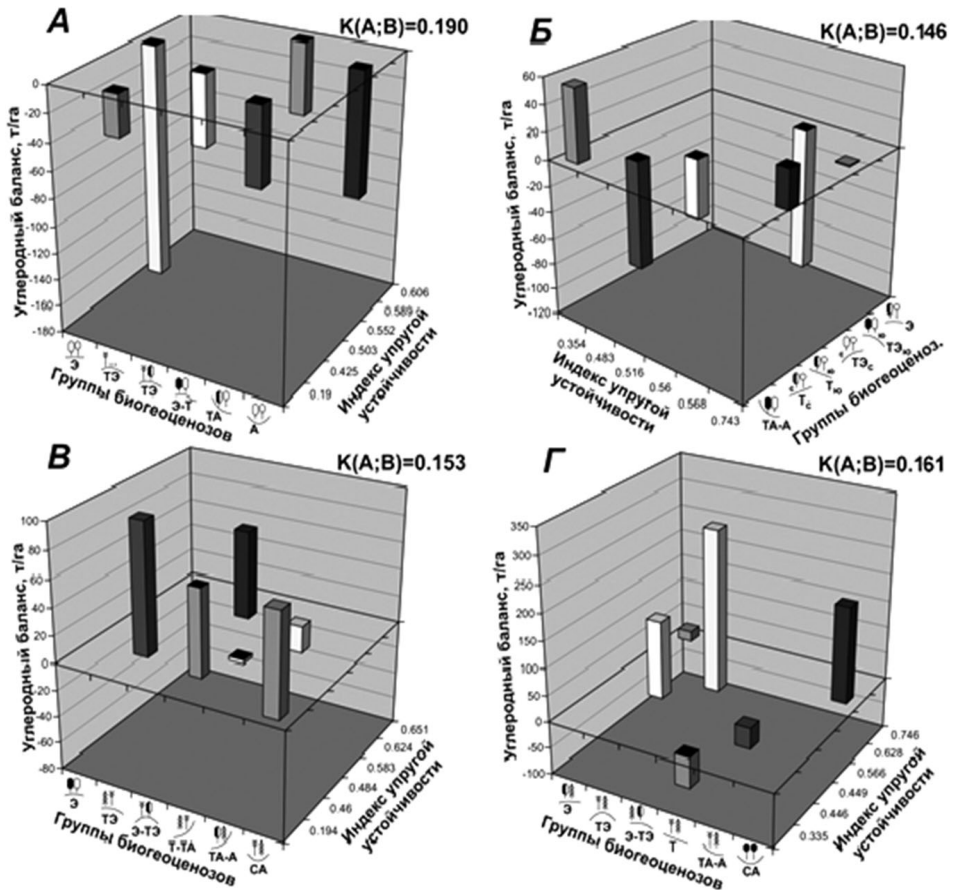
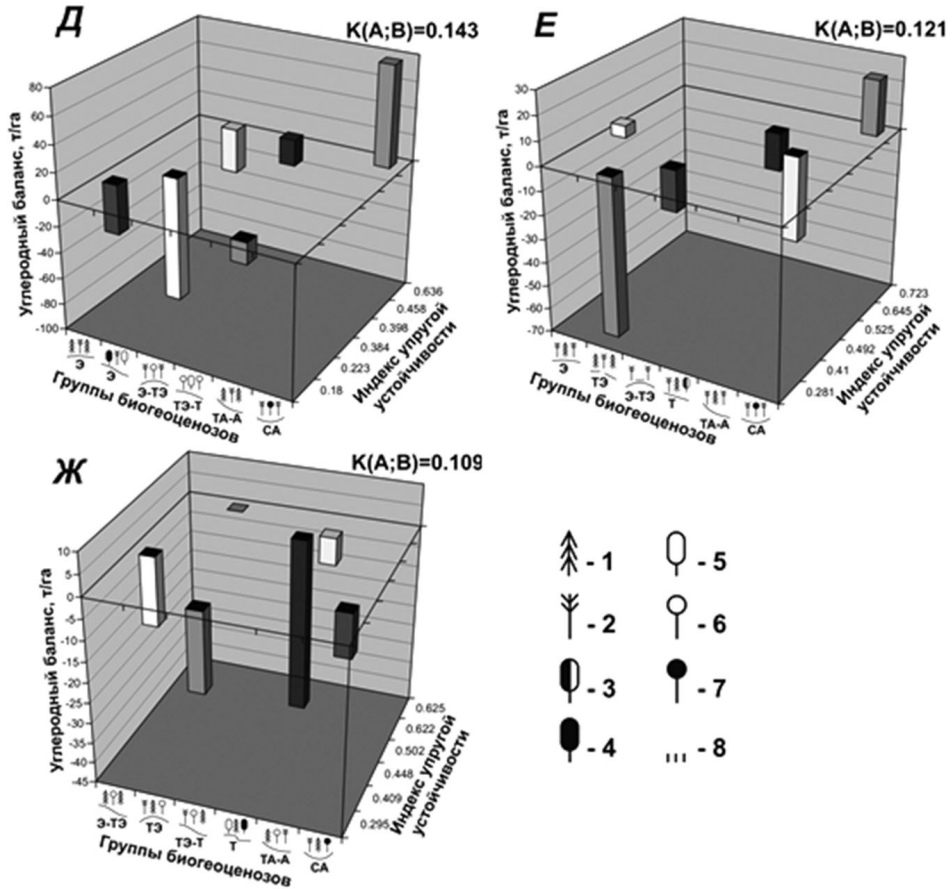


Рис. 10.7. Таксономические нормы индекса упругой устойчивости и углеродного баланса на прогнозный срок 2150 г. (по модели НадСМЗ; см. Главу 8, табл. 8.1) для групп биогеоценозов в различных экорегионах Волжского бассейна.

Экорегионы: А — Жигули; Б — Щелоковский Хутор; В — Присурье; Г — Зеленый Город; Д — Приокско-Террасный заповедник; Е — Выкса; Ж — Керженец. Э, ТЭ, ... — локальные типы местоположений (см. главу 1). Характеристики растительности: 1 — ель; 2 — сосна; 3 — широколиственные породы (без разделения); 4 — дуб; 5 — липа; 6 — береза, осина; 7 — черная ольха; 8 — лугово-степной травостой. Расшифровку биогеоценологических групп см. в Главе 5, табл. 5.1.

рост будет вызван развитием средних и нижних ярусов леса — подлеска, подроста и напочвенного покрова, где зеленая масса имеет гораздо большую долю в общей фитопродукции, что даст повышение KR и должно стабилизировать состояние всего лесного сообщества. Таковым будет, по-видимому, адаптивный механизм функционирования (в экстремальных условиях) экосистем, обладающих определенным «запасом» адаптивности. Реальность этого механизма обоснована



теорией и подтверждена практикой экологических исследований (Одум, 1975; Коломыц и др., 2000). Адаптивное состояние лесной экосистемы может постепенно снизить ее отрицательный вклад в биотическую регуляцию углеродного цикла.

В подзоне типичной лесостепи (полигон Присурье, см. рис. 10.7 В) аналогичная ситуация ($\Delta C(Fa)$ достигает -75 т/га, $I_{упр}(1) = 0,65$) будет свойственна плакорным мезоморфным липово-дубовым лесам останцов древних поверхностей выравнивания. Во всех таких случаях высокие скорости годовичного оборота надземной фитомассы и разложения гумуса обеспечат затухающий со временем процесс отрицательной регуляции углеродного цикла.

Третий тип состояний — **оптимальный** ($+\Delta C(Fa)$, $I_{упр}(1)_{max}$). Находясь в них, лесные сообщества как раз и осуществляют отмеченную выше основную положительную регуляцию углеродного цикла в соответствии с принципом Ле Шателье. Такая ситуация будет свойственна в первую очередь лесам возвышенных эрозионно- и морено-зандровых равнин подтаежной зоны (см. рис. 10.7 Г,

Д). При этом наиболее высокими значениями положительного углеродного баланса и устойчивости будут отличаться два крайних «полюса» ландшафтных сопряжений: с одной стороны, Э и ТЭ мезо-ксероморфные боровые сосняки, субори и ельники, с дубом и липой, а с другой, — супераквальные гидроморфные черноольшаники. Глобальное потепление вызовет резкое повышение продуктивности этих лесов, особенно прирост скелетной фитомассы, при незначительном усилении деструкционных процессов в гумусе, лесной подстилке и дебрисе. Это даст соответствующее депонирование углерода от 140–175 до 280 т/га в экорегионе Зеленый Город и 20–30 т/га в Приокско-Террасном заповеднике. Высокие и умеренные значения параметра $I_{упр}(1)$ (0,45–0,63) указывают на устойчивое проявление отрицательной обратной связи в СЛА, т.е. на стабилизацию положительной регуляции углеродного цикла в течение длительного времени.

Положительная и достаточно устойчивая биотическая регуляция может проявиться и в более южных экорегионах, примером чему служат ТЭ ксеро-мезоморфные сосново-широколиственные леса возвышенных моренных равнин в типичной лесостепи Присурья ($\Delta C(Fa) \approx 60$ т/га, $I(y) > 0,62$, см. рис. 10.7 В).

Ослабленная (вплоть до нулевой) положительная регуляцией углеродного цикла будет связана с четвертым *субоптимальным* типом состояний лесных сообществ. Такие примеры дают плакорные елово- и сосново-липовые дубравы, а также березняки и осинники возвышенных равнин (полигон Зеленый Город, см. рис. 10.7 Г). Они отличаются наиболее высокой устойчивостью (индекс до 0,75), но способны лишь незначительно депонировать углерод ($\Delta C(Fa) \approx 20$ т/га) ввиду малого прироста скелетной фитомассы. Аналогичная картина будет свойственна мезо-ксероморфным и гидроморфным елово-сосновым сообществам задровых и моренных низменностей (полигоны Выкса и Керженец, см. рис. 10.7 Е и Ж). Здесь $\Delta C(Fa) = 4-23$ т/га, $I_{упр}(1) = 0,52-0,72$.

Наконец, 5-й узловой тип состояний — *пессимальный* ($+\Delta C(Fa)$, $I_{упр}(1)_{min}$). В нем могут оказаться, например, хвойно- и смешаннолесные сообщества типичной лесостепи, на Э–ТЭ и СА типах местоположений (полигон Присурья, см. рис. 10.7 В). Достаточно высокий положительный углеродный баланс (65–97 т/га), вызванный преимущественно приростом скелетной фитомассы, здесь будет сочетаться с низкой и умеренной устойчивостью (индекс 0,20–0,46), т.е. с относительно малыми значениями KR . Соответственно отрицательная обратная связь в СЛА, изначально достаточно сильная, довольно скоро может сойти на нет и замениться положительной связью, поэтому положительная регуляция углеродного цикла окажется непродолжительной.

10.7. Выводы

1. Разработанные количественные методы расчета и картографирования функциональной устойчивости лесных экосистем двух основных типов: упруго-пластичной и резистентной, — позволяют оценивать устойчивость биогеоце-

нозов как целостных элементарных хронологических единиц, а не по отдельным их структурным или функциональным характеристикам, что практиковалось ранее. Такой подход является в полном смысле ландшафтно-экологическим. Его эффективность состоит в том, что он опирается на дискретные параметры биологического круговорота. Эти параметры, во-первых, формируют основные механизмы устойчивости природных экосистем, а во-вторых, — позволяют получать массовый эмпирический материал для расчетов устойчивости.

2. Проводимая с помощью метрики евклидова расстояния процедура расчетов мобильной и инерционной устойчивости лесных биогеоценозов позволяет выявить метаболическое разнообразие указанных типов устойчивости (в соответствующих индексах). Такие индексы служат комплексными параметрами функционального состояния биогеоценозов. По ним удается количественно оценить относительный вклад каждого метаболического фактора в тот или иной тип устойчивости и провести верификацию расчетных моделей. На основе полученных мер с помощью новых методов геоморфометрии рассчитаны карты-матрицы индексов устойчивости биогеоценозов. Картирование осуществлено путем интерполяция и экстраполяция рассчитанных значений устойчивости в выборке по матрицам факторов среды, для которых множественная регрессия выявила наиболее тесные статистические связи.

3. Аналитическое и картографическое моделирование устойчивости лесных биогеоценозов в южной полосе лесного пояса в Среднем Поволжье показало следующее. В начальный период воздействия неблагоприятного внешнего сигнала лесной биогеоценоз, стремясь к выживанию, реагирует снижением интенсивности годового оборота надземной фитомассы и/или усилением минерального питания растений из гумусового горизонта почвы. Последующий восстановительный потенциал реализуется с помощью активизации процессов деструкции мертвой органики в лесной подстилке, а затем — путем увеличения годичной продукции зеленой массы, т.е. общим ускорением биологического круговорота.

4. Подавляющее большинство лесных формаций Окско-Волжского бассейна характеризуются высокой чувствительностью к внешним возмущениям, но в то же время — достаточно развитыми механизмами, олицетворяющими их упругую устойчивость. Это означает, что экзогенная динамика функциональных и структурных параметров лесных экосистем региона отражает смену их первоначальной адаптивной стратегии в меняющейся окружающей среде на стратегию последующего устойчивого развития, стремящегося привести их в первоначальное либо новое устойчивое функциональное состояние после «снятия» или даже ослабления воздействий (например, стабилизации климата, уменьшения загрязнения природных сред, снижения рекреационной или пастбищной нагрузки).

5. Проведенный анализ региональных соотношений упругой лабильной устойчивости лесных биогеоценозов и их углеродного баланса по экстремальному сценарию глобального потепления (модель HadCM3), с оценкой вклада в этот баланс различных углеродных пулов, позволил оценить механизмы функционирования экосистем при указанном климатическом тренде и тем самым выявить основные

движущие силы положительной или отрицательной регуляции углеродного цикла со стороны лесного покрова. В пределах одного и того же экорегиона на локальном уровне складывается целый спектр взаимоотношений устойчивости лесных биогеоценозов с их углеродным балансом.

В результате связи углеродного баланса с устойчивостью оказываются неоднозначными. По этим связям выделено пять типов функциональных состояний лесных биогеоценозов: деградационный, адаптивный, оптимальный, субоптимальный и пессимальный. Каждому типу отвечают определенное сочетание экстремумов их упругой устойчивости и прогнозируемого углеродного баланса.



Глава 11

ЭМПИРИЧЕСКАЯ ИМИТАЦИЯ ИЗМЕНЕНИЙ ПРОДУКТИВНОСТИ И СТОКА УГЛЕРОДА В ЛЕСНЫХ ЭКОСИСТЕМАХ ПРИ КЛИМАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЯХ

Описанные в главах 7–9 закономерности структурного и функционального отклика зонально-региональных и локальных гео(эко-)систем на глобальные климатические сигналы демонстрируют достаточную эффективность применения метода актуализма в численном и ретроспективном экологическом прогнозировании. Однако верификация расчетных прогнозных и палеогеографических моделей остается весьма проблематичной задачей и до сих пор не найдены пути ее решения. В настоящей главе изложен опыт изучения функционального отклика лесных экосистем на межгодовые колебания метеорологических условий, которые могут в определенной степени имитировать многолетние (внутривековые и вековые) изменения климата. Погодичные метеорологические аномалии предоставляют нам своего рода окошки в будущие климатические ситуации, когда та или иная аномалия может стать многолетней нормой. Речь идет, таким образом об эмпирической имитации функционального отклика лесных гео(эко-)систем на длительноперiodные колебания климата.

11.1. Объекты и задачи исследования

Анализ проведен на экспериментальном полигоне Выкса — в северной части Окско-Мокшинского полесья в Среднем Поволжье (см. рис. 5.2). Экорегиян находится у северных пределов подзоны широколиственных лесов, что подтверждается его основными климатическими характеристиками (табл. 11.1). Однако почвенно-растительный покров здесь нетипичен для неморальнолесной подзоны. Литолого-гидрологические факторы: наличие песчаных водноледниковых и древнеаллювиальных отложений и слабый в целом дренаж, — обуславливают преобладание сосноволесных биогеоценозов (табл. 11.2). Здесь отчетливо выраженное явление взаимозаменяемости климатических и литогенных экологических факторов: в северных суббореальных климатических условиях песчаный субстрат имитирует бореальные условия — подтайги или даже южной тайги. Вместе с тем, сосновые леса Окско-Мокшинского полесья имеют более южный характер по сравнению с сосняками подтаежной зоны. С другой стороны, здесь происходит

Таблица 11.1. Сопоставление климатических параметров и запасов продуктивной влаги в почве открытого участка (луг) по ст. Выкса в периоды проведения ландшафтно-экологических съемок на экспериментальном полигоне с многолетними нормами этих характеристик (указаны курсивом в скобках)

Период метеонаблюдений	Время проведения съемок	Средняя температура, °С		Годовая сумма осадков, мм	Коэффициент увлажнения	Запасы влаги (в мм) в период съемок в слоях почвы, см			Поправочный коэффициент
		января	июля			0–20	0–50	0–100	
1988 – –1989	01.06– 11.06.1989	–4,6 (–11,5)	20,6 (18,9)	624* (590)	0,89 * (1,15)	22 (24)	40 (44)	76 (90)	1,18
1989 – –1990	01.06– 10.06.1990	–8,1 (–11,5)	18,8 (18,9)	894 * (590)	1,62 * (1,15)	30 (24)	63 (44)	125 (90)	0,74

*) Параметры, рассчитанные за гидрологический год (октябрь – сентябрь).

определенное смещение типов сосновых лесов в сторону повышенной гидроморфности почв по сравнению с их аналогами из более северных районов.

Указанные эколого-фитоценотические особенности лесов окско-мокшинского низменного зандра позволяют рассматривать данную территорию в качестве *зонально-регионального биогеографического экотона*, на котором происходит существенное взаимное перекрытие климатических ниш бореальных и неморальных лесных сообществ. Триггерный, по Арманду и Ведюшкину (1989), характер этой переходной полосы обуславливает состояние неустойчивого равновесия слагающих ее биогеоценологических систем, которые должны чутко реагировать на климатические флуктуации — в первую очередь своими функциональными параметрами, которые так или иначе замыкаются на первичной биопродуктивности.

Задача состояла в том, чтобы на примере данной модельной территории выявить истоки и механизмы функциональных сдвигов лесных биогеоценозов в различные годы, которые достаточно четко различаются по своему гидрометеорологическому режиму. Такими оказались 1989 и 1990 гг., когда на полигоне Выкса автором с сотрудниками в первой декаде июня была проведена крупно масштабная ландшафтно-экологическая съемка (Коломыц и др., 1993; Коломыц, 2008).

Первый (1989) год отличался общей положительной термической аномалией и относительной сухостью (см. табл. 11.1). Исключительно теплая предшествующая зима сопровождалась глубокими оттепелями, с частичным таянием снега, что существенно уменьшило весеннюю влагозарядку почвы. Вегетационный период оказался также аномально теплым, хотя и не в такой степени. Годовая сумма осадков была близка к многолетней норме, тем не менее коэффициент атмосферного увлажнения Высоцкого-Иванова ($K_{увл}$) оказался значительно ниже единицы и на 23% меньше среднемноголетнего значения. Территория полигона оказалась в гидротермических условиях типичной и даже южной лесостепи, которой свойствен диапазон $K_{увл} = 0,76–1,03$ (Коломыц, 2003).

Таблица 11.2. Группы биогеоценозов (ландшафтных фаций) региональной экосистемы Выкса и их условные обозначения

Краткая характеристика	Символ
1. Ксероморфные сосняки, а также елово-сосновые леса, вересково-и рапитниково-лишайниковые, вейниковые и бруснично-зелено-мошные на вершинах песчаных дюн и гряд (трансэлювиальные и элювиальные), с рыхлопесчаными дерново-подзолистыми слабо- и средне-дерновыми, иногда иллювиально-железистыми почвами	
2. Мезо-ксероморфные сосняки и елово-сосновые леса, майниково-брусничные на супесчано-песчаных склонах и полого-волнистых водоразделах (транзитные реже элювиальные и транс-элювиальные), с дерново-подзолистыми мелко- и среднеподзолистыми слабо-дерновыми супесчаными и связнопесчаными почвами, иногда подстилаемыми суглинком	
3. Мезоморфные и гидро-мезоморфные ельники и елово-сосновые леса, кисличные и кислично-моховые на полого-волнистых и водоразделах их склонах (элювиальные и транзитные), с дерново-подзолистыми средне- и глубоко-дерновыми супесчаными и легкосуглинистыми почвами, с близким залеганием суглинка	
4. Гидро-мезоморфные и мезо-гидроморфные сосново-еловые (с липой) и дубово-сосново-еловые леса, неморальноотравяные (волосистоосоковые и снытьевые), на хорошо дренируемых склонах и их подножьях (транзитные и трансаккумулятивные), с дерново-подзолистыми средне- и глубокоподзолистыми, слабо-, средне- и глубоко-дерновыми супесчаными и легкосуглинистыми почвами на водноледниковых песках, подстилаемых суглинком	
5. Мезо-гидроморфные и гидроморфные сосняки и сосново-еловые леса, черничные и долгомошно-черничные, на полого-вогнутых склонах и их подножьях (аккумулятивные, трансаккумулятивные и реже транзитные), с дерново-подзолистыми типично-подзолистыми глубоко оподзоленными поверхностно оглеенными супесчаными почвами	
6. Гидроморфные сосняки и ельники, сфагновые и чернично-долгомошные, в полузакнутых понижениях донно-грядового рельефа и междуречных западинах (элювиально-аккумулятивные и супераквальные), с торфяно-подзолистыми, поверхностно оглеенными супесчаными почвами	

Таким образом, по данному гидрологическому году отчетливо был выражен *термоаридный климатический сигнал*. При этом изменение запасов почвенной влаги в начале вегетационного периода 1989 г. были вызваны почти исключительно сдвигами в температурном режиме почвы.

Во второй (1990) год имела место, наоборот, весьма резкая плювиальная аномалия на фоне несколько более теплой зимы и умеренного летнего сезона (см. табл. 5.11). Годовое количество осадков превысило многолетнюю норму более

чем на 65% и на такую же величину вырос годовой коэффициент увлажнения, что при относительно низкой испаряемости не могло не вызвать общего увеличения весенне-летнего влагосодержания почвы. Как видим, в этом году ярко проявился *гумидный климатический сигнал*, с практически не выраженной термической составляющей. Этот сигнал как бы сместил изучаемую территорию на зональную границу между смешанными лесами и южной тайгой, где для Среднего Поволжья норма $K_{увл}$ составляет 1,62–1,88 (Коломыц, 2003).

На территории экспериментального полигона было выделено шесть фациальных (биогеоценологических) групп (см. табл. 11.12). Они охватывали основное разнообразие типов леса и располагались по всему спектру локальной катены — от элювиального, или плакорного, типа местоположений (МП) до супераквального. Эмпирическая информация, собранная на 32–35 пробных площадях (по каждой съемке), включала около 80 характеристик структурно-функционального состояния лесных экосистем (см. Главу 1). Поскольку повторные исследования (1990 г.) проводились на новых пробных площадях, для последующего сравнительного анализа использовались осредненные данные по группам-аналогам лесных биогеоценозов.

11.2. Процедура эксперимента

Схема, иллюстрирующая последовательность эмпирического имитационного моделирования, представлена на рис.11.1. Для интерпретации почвенно-геофизических данных ландшафтно-экологических съемок использованы материалы Подмосковной водно-балансовой станции, а также агрометстанций Нижний Новгород, Муром и Ардатов. Предварительная термо- и гидроэдафическая ординация метаболических характеристик топоэкосистем показала (Коломыц, 2008), что эти характеристики имеют наиболее тесные связи с двум геофизическим параметрам: температурой почвы на глубине 50 см (t_{50}) и запасами летней продуктивной влаги в слое почвы 0–50 см ($W-50$).

Эти корреляции не всегда достаточно высоки, однако вполне значимы (критерий значимости Пирсона $P \ll 0,05$). При слабой связи последнюю можно интерпретировать как некоторую общую тенденцию изменений данного метаболического параметра под влиянием геофизического тренда.

Поскольку многолетние нормы влагосодержанию почвы известны больше для полевых (луговых) участков агрометстанций ($W-50$)_{луг}, цепочка расчетных процедур включала неоднократные переходы от лесных влагозапасов ($W-50$)_{лес} к луговым и обратно — как для данного (i -го) года, так и для многолетней нормы. Эти переходы осуществлялись по эмпирическим зависимостям (материалы водно-балансовой станции):

$$(W-50)_{\text{луг}} = 0,978 \cdot (W-50)_{\text{лес}} - 10,23 ; \quad (11.1)$$

$$(W-50)_{\text{лес}} = 1,4 + 0,996 \cdot (W-50)_{\text{луг}}. \quad (11.2)$$

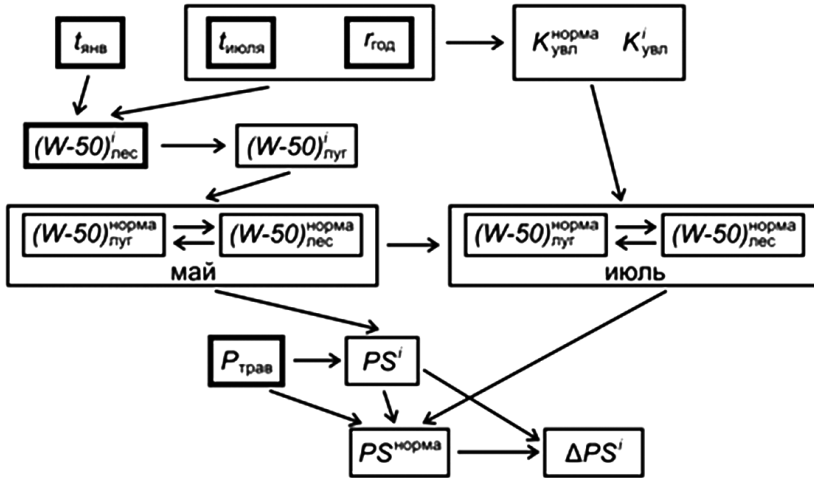


Рис. 11.1. Схема, иллюстрирующая процедуру эмпирической имитации экологических последствий климатических изменений.

В утолщенных рамках помещены признаки, исходные для последующих расчетов. Остальные обозначения см. в тексте.

Расчеты влагосодержания почвы на конец третьей декады мая по годовому коэффициенту увлажнения производились отдельно для песков и супесей (а), легких и средних суглинков (б):

$$а) (W-50) = \exp[2,425 + 1,11 \cdot K_{\text{увл}}^i]; R = 0,905; R^2 = 0,828; \quad (11.3)$$

$$б) (W-50) = \exp[2,099 + 1,355 \cdot K_{\text{увл}}^i]; R = 0,921; R^2 = 0,848; \quad (11.4)$$

Для перехода гидроэдафического параметра от позднемаяских значений к среднеиюльским использовалась эмпирическая связь:

$$(W-50)_{\text{июль}} = 0,8107 \cdot (W-50)_{\text{май}} - 17,64; R = 0,836; R^2 = 0,699. \quad (11.5)$$

Разница в t_{50} между 1989 и 1990 гг. для одного и того же влагосодержания почвы ($W-50$) составляет 3,0–3,2° (рис. 11.2). Эта цифра приближается к разности между среднеянварскими температурами воздуха в эти годы по ст. Выкса — 3,5° (см. табл. 11.1).

Поправочные коэффициенты, полученные при сопоставлении (по данным агрометстанций) средних многолетних весенне-летних запасов почвенной влаги и запасов влаги в год проведения съемок на данном полигоне, были использованы для расчетов многолетней нормы влагосодержания почвы по всем пробным площадям и по всем группам биогеоценозов изучаемой территории. Для 1989 г. этот коэффициент был равен 1,18, а для 1990 г. — 0,74. На основе линейной эмпирической связи t_{50} с ($W-50$) (см. рис. 11.2) поправочный коэффициент 1,18 был применен также при расчете многолетней нормы температуры почвы.

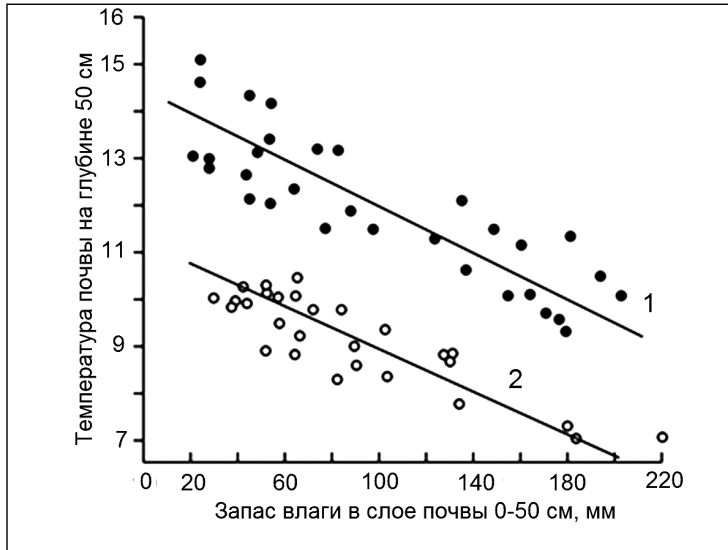


Рис. 11.2. Корреляционные связи влагосодержания и температуры почвы в периоды ландшафтно-экологических съемок. Годы: 1 — 1989; 2 — 1990.

В процедуре расчетов использованы три исходных эмпирических параметра: 1) запасы продуктивной влаги в почве в весенне-летний период (первая декада июня) на экспериментальном полигоне, а также по данным агрометстанций на этот период в среднем многолетней режиме и в годы проведения съемок; 2) непосредственно измеренная зеленая масса травянистого покрова (в воздушно сухом состоянии) в лесу на пробных площадях полигона; 3) коэффициенты увлажнения, рассчитанные по данным ст. Выкса для $t_{\text{июля}} < 19,5^\circ$ (а) и $t_{\text{июля}} > 19,5^\circ$ (б):

$$a) K_{\text{увл}} = 0,001726 \cdot r_{\text{год}} - 0,1954 \cdot t_{\text{июля}} + 3,72; R = 0,95; R^2 = 0,90; \quad (11.6)$$

$$б) K_{\text{увл}} = 0,001362 \cdot r_{\text{год}} - 0,1069 \cdot t_{\text{июля}} + 2,25; R = 0,96; R^2 = 0,92. \quad (11.7)$$

В первом случае это был 1989 гидрологический год, во втором — 1990 год.

Зеленая масса травостоя ($P_{\text{трав}}$) — ключевой эмпирический параметр, практически мгновенно реагирующий на изменение гидротермических условий воздуха (под пологом леса) и почвы. Через него удалось выйти на количественные оценки общей ежегодной продуктивности лесной экосистемы (PC) и депонирования углерода в скелетной массе древесно-кустарникового яруса при соответствующем годовом приросте (PS) этой массы. Параметры PS и PC определялись расчетным путем по материалам таксации леса на пробных площадях и с последующим использованием известных таблиц хода роста древостоев, по (Загребев и др., 1992).

11.3. Индикация годичного прироста скелетной древесно-кустарниковой фитомассы по зеленой массе травостоя

В целом по фациальных группам производство надземной массы травянистого покрова находится в обратно пропорциональной связи как с продуктивностью скелетной (главным образом древесной) фитомассы, так и с общей годичной продукцией лесного биогеоценоза (рис. 11.3). Это означает, что если при увеличении весенне-летнего влагосодержания почвы надземная травянистая массы возрастет, то производство всех остальных фитомасс, как надземных, так и подземных, соответственно снижается.

Выявленные достаточно четкие взаимоотношения $P_{\text{трав}}$ с PC и PS и эмпирически установленные зависимости первого параметра от весенне-летних запасов продуктивной влаги в почве (рис. 11.4) позволяют использовать зеленую массу травостоя в качестве индикатора продуктивности скелетной древесно-кустарниковой фитомассы (надземной + корневой) и рассчитать изменения стока углерода в фитоценоотическом пуле лесной гео(эко-)системы.

Для осуществления такой индикации необходимо было установить зависимость параметра $P_{\text{трав}}$ от гидротермических условий почвы. Связи в целом оказались слишком «размытыми» при «лобовом» континуально-статистическом анализе. Так, для модели Выхса-89 было получено:

$$P_{\text{трав}} = 143,2 - 21,06 \cdot t_{50} + 0,791 \cdot t_{50}^2; R = 0,454; R^2 = 0,206; \quad (11.8)$$

$$P_{\text{трав}} = 2,386 + 0,223 \cdot (W-50); R = 0,329; R^2 = 0,108. \quad (11.9)$$

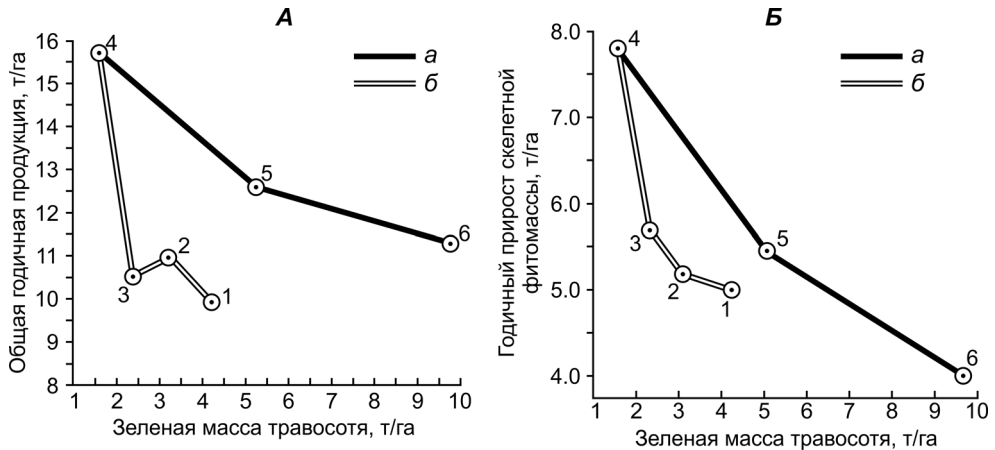


Рис. 11.3. Корреляционные связи зеленой массы травянистого покрова с общей продуктивностью лесных экосистем (А) и годичным приростом скелетной фитомассы (Б). Звенья локальных катен: а — верхние и средние (типы местоположений Э, ТЭ и Т); б - нижние (типы ТА, А и СА). Пояснения в тексте.

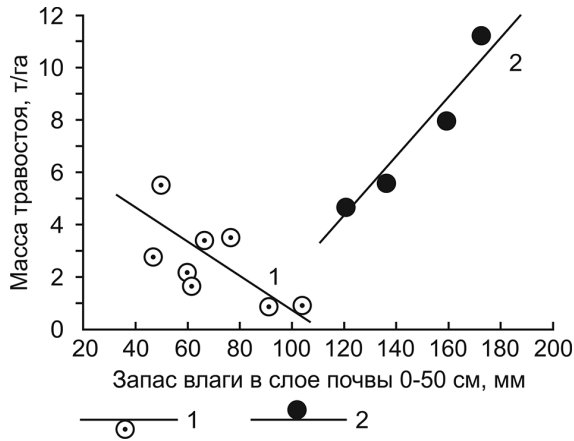


Рис. 11.4. Корреляционные связи зеленой массы травостоя с весенне-летними запасами продуктивной влаги в почве.

Звенья локальных ландшафтных сопряжений: 1 — Э, ТЭ и Т (верхний «этаж» катены); 2 — ТА, А и СА (нижний «этаж»).

Модель Выхса-90 имела следующую парциальную связь:






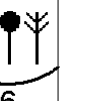
$$P_{\text{трав}} = 5,43 - 0,077 \cdot (W-50) + 0,791 \cdot (W-50)^2; R = 0,408; R^2 = 0,166. \quad (11.10)$$

Множественная корреляция по обеим моделям была вообще недостоверной. Согласно уравнениям (11.9) и (11.10), зеленая масса травостоя в целом возрастет при увеличении весенне-летних влагозапасов в почве, однако это всего лишь обобщенная и весьма слабо выраженная тенденция, которая прослеживается главным образом при взгляде на общий размах изменений продуктивности — от минимальных значений до максимальных.

На фоне этой тенденции в определенных звеньях катены выявляется и обратная картина — с отрицательной связью указанных параметров. Рассмотрим эти закономерности более подробно. При этом разделим каждую генеральную совокупность пробных площадей на выборки, соответствующие положению биогеоценозов в системе их катенарной дифференциации, т.е. используем дискретно-статистический подход, оперируя (в целях получения упрощенной картины связей) осредненными по каждой выборке значениями функциональных параметров.

Система локальных ландшафтных сопряжений на полигоне отчетливо дифференцируется на два «этажа», которые различаются по знаку корреляционной связи массы травостоя $P_{\text{трав}}$ с параметром $(W-50)$. В верхний этаж, охватывающий наибольшие площади, входят Э (плакорные), ТЭ и Т типы МП, к которым приурочены 1–4 группы биогеоценозов (ГБ, см. рис. 11.3). Здесь выражена обратно пропорциональная связь $P_{\text{трав}}$ с влагосодержанием почвы (см. рис. 11.4) и связь эта

Таблица 11.3. Отклонения влагосодержания почвы от многолетней нормы и изменение стока углерода в группах лесных биогеоценозов при различном климатическом сигнале

Модель	Параметры *)	Типы местоположений и группы биогеоценозов (см. табл. 11.2)					
		ТЭ–Э 	Э–ТЭ 	Э–Т 	Т–ТА 	ТА–А 	ЭА–СА 
Выкса-89	$\Delta(W-50)$	3	–4	–9	2	1	–6
	$\Delta(B_c)$	0,14	0,15	0,27	0,56	0,02	0,02
Выкса-90	$\Delta(W-50)$	25	28	36	32	23	10
	$\Delta(B_c)$	2,43	–0,54	2,06	–2,22	–0,28	0

*) $\Delta(W-50)$ – отклонение влагосодержания почвы в слое 0–50 см (в мм) в год ландшафтно-экологической съемки от многолетней нормы влагозапасов; $\Delta(B_c)$ – изменение депозита углерода (т/га) в скелетной (надземной и корневой) древесно-кустарниковой фитомассе в год ландшафтно-экологической съемки по сравнению с многолетней нормой его аккумуляции. Плюсовые значения $\Delta(B_c)$ указывают на положительный углеродный баланс, минусовые – на баланс отрицательный.

проявляется, очевидно, через посредство древесно-кустарниковых ярусов, развитие которых оказывает прямое негативное воздействие на травянистый покров.

На нижнем же этаже катены, который включает ТА, А и СА типы МП, с избыточным эдафическим увлажнением (ГБ 5 и 6), развитие древостоев и кустарников ослаблено и лесной полог оказывается разреженным, что способствует формированию достаточно высокого и густого травостоя со значительной зеленой массой. В этих локальных гидроэдафических условиях связь параметров $P_{\text{трав}}$ и $(W-50)$ оказывается прямо пропорциональной (см. рис. 11.4).

Ранее было установлено (Коломыц и др., 1993; Коломыц, 2008), что задровые полесья Среднего Поволжья на зональной границе подтайги и широколиственных лесов находятся в условиях атмосферного увлажнения от недостаточного до слабо избыточного ($K_{\text{увл}} = 0,94–1,12$). Недостаток атмосферной влаги сказывается, прежде всего, на лесных сообществах наиболее дренированных типов МП, относящихся к верхнему этажу катен. По этой причине любое увеличение гидроморфности почв ведет к активизации продукционного процесса во взрослом древостое, подросте и кустарниках, что в свою очередь угнетающе действует на напочвенный покров. В итоге оказывается, что при общей пониженной на данном катенарном этапе продуктивности травянистого покрова рост атмос-

ферного (а с ним и эдафического) увлажнения ведет к еще большему снижению этой продуктивности.

Обрисованная закономерность проявляется также в пространственных связях $P_{\text{трав}}$ с общей годичной продуктивностью (PC) лесных сообществ, а также с продуктивностью (PS) их скелетной массы (см. рис. 11.3). Здесь прослеживаются два аналогичных катенарных этапа. В системе биогеоценологических переходов: $1 \rightarrow 2 \rightarrow 3 \rightarrow 4$ снижение массы травостоя сопровождается увеличением параметров PC и PS , особенно резким в интервале переходов от ТЭ местоположений к транзитным на ровных склонах междуречий. При дальнейших же переходах к местоположениям ТА–А и СА, уже на нижнем этапе катены, значительное увеличение травянистой зеленой массы соответствует столь же резкому сокращению годичного прироста древесно-кустарниковой фитомассы и снижению суммарной продуктивности лесного фитоценоза. Исходя из этого принято, что уменьшение зеленой травянистой массы в рассматриваемый летний сезон по сравнению с многолетней нормой будет адекватно (в процентном отношении) увеличению параметров PC и PS и — наоборот.

11.4. Имитационные модели экологических последствий климатических изменений

Сдвиги в гидротермическом режиме и функционировании лесных экосистем под действием того или иного гидротермического сигнала достаточно четко дифференцируются по типам местоположений и группам типов леса, в результате чего формируется целый спектр реакций лесных биогеоценозов на этот сигнал (рис. 11.5).

Термо-аридный климатический сигнал (модель Выкса-89) вызвал в целом незначительные сдвиги в весенне-летнем влагосодержании почвы. Наибольшие отрицательные аномалии по сравнению с многолетней нормой прослеживались в мезоморфных и гидро-мезоморфных ельниках кисличниках соответственно ТЭ и Э местоположений (группа биогеоценозов 3): $(W-50) = 68 \rightarrow 61$ мм. В остальных случаях $\Delta(W-50) \leq 5$ мм, что не выходит за пределы самих измерений влагосодержания почвы. Тем не менее можно отметить некоторое весенне-летнее иссушение заболоченных супераквальных лесов, а также мезо-ксероморфных сосняков, с елью, на пологоволнистых водоразделах (ГБ 6 и 2).

Температура почвы была на 2,1–2,4 °С выше многолетней весенне-летней нормы, однако это повышение частично нейтрализовалось дополнительным количеством осадков (см. табл. 11.1), поэтому сама температурная составляющая термоаридного сигнала оказалась малоэффективной. В результате отклонения от средней многолетней нормы общей годичной продукции лесных сообществ и соответственно депонирования углерода в их скелетной массе имели в целом низкие, хотя и почти повсеместно положительные значения (см. рис. 11.5 и табл. 11.3). Содержание углерода B_C в живой скелетной массе наиболее отчетливо уве-

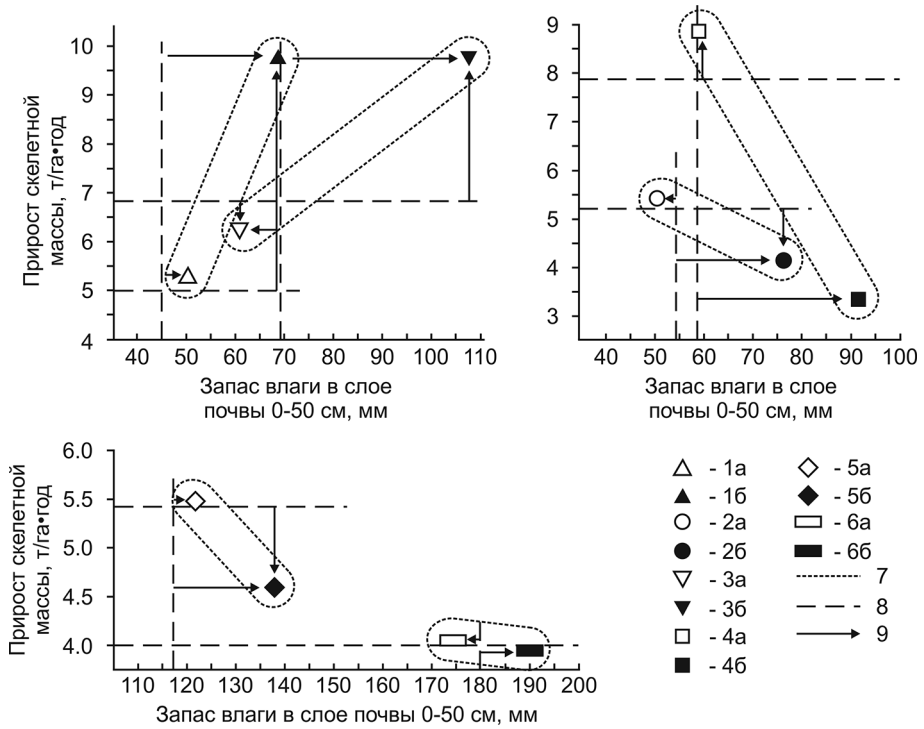


Рис. 11.5. Соотношения влагосодержания почвы ($W-50$) и продуктивности скелетной фитомассы PS в различных лесных экосистемах при двух альтернативных климатических сигналах.

1–6 — группы биогеоценозов (см. табл. 11.1). Гидротермические сигналы: а — термоаридный (модель Вькса-89); б — гумидный (модель Вькса-90). 7 — «ареалы», описывающие амплитуду между сигналами. 8 — многолетние нормы ($W-50$) и PS . 9 — направление и условная величина отклонения указанных параметров от их нормы.

личилось в транзитных дубово-сосново-еловых лесах (ГБ 4). Здесь оно могло составить 4,45 т/га, с превышением нормы на 14%. Гораздо слабее рост углеродного стока был выражен в ксероморфных и мезо-ксероморфных водораздельных (ТЭ и Э) сосняках (ГБ 1). Зеленая же масса травостоя здесь имела наибольшие положительные отклонения от нормы: 4,4 → 5,5 т/га. Сток углерода практически не изменился на нижнем этапе катен — в переувлажненных мелколиственно-елово-сосновых лесах. Термическая составляющая климатического сигнала сработала здесь слабо.

На этом фоне исключение составили элювиально-транзитные ельники-кисличники, где произошло уменьшение B_C в среднем на 9–10% (до 6,23 т/га), что было вызвано более интенсивным иссушением почвы в поздневесенний период (см. выше). Одновременно снизилась и зеленая масса травостоя (в среднем с 2,3 до 1,75 т/га).

Таким образом, само зимнее потепление, даже весьма значительное, не называется сколько-нибудь существенно на функционировании лесных экосистем, в том числе на их продуктивности и углеродном балансе, если оно не сопровождается достаточным понижением или повышением атмосферного увлажнения. Данный эмпирический вывод подтверждает высказанное нами (Коломыц, 2003) положение о том, что «смягчение» зимы не может служить решающим фактором сдвигов в функционировании и структуре гео(эко-)систем.

Гумидный климатический сигнал (модель Вькса-90) оказал гораздо более значительное воздействие на функциональное состояние лесных сообществ по сравнению с описанной выше термоаридизацией, В этом случае и локальные контрасты в динамике этих состояний были выражены особенно ярко. С максимальной положительной эффективностью плювиальный сигнал проявился в наиболее дренированных водораздельных биогеоценозах, где дефицит влаги выражен в наибольшей степени. При этом решающую роль сыграло значительное повышение весенне-летнего влагосодержания почвы (см. табл. 11.1). Так, в ТЭ, Э и Т ксероморфных бруснично-зеленомошных сосняках и мезоморфных кисличных ельниках (ГБ 1 и 3) сдвиги параметра ($W-50$) равнялись соответственно 43 мм → 68 мм и 59 мм → 91 мм. В связи с этим существенно активизировался продукционный процесс в лесных сообществах, усилился сток углерода в скелетную фитомассу. Динамика стока здесь имела следующий вид: $B_c(1) = 2,50 \rightarrow 4,92$ т/га; $B_c(3) = 2,85 \rightarrow 4,91$ т/га.

Важно подчеркнуть, что в верхних и средних звеньях катены рост углеродного депозита происходил вопреки более низким температурам почвы, которая оказалась в среднем на 2,7 °С холоднее, нежели при прошлогодних термоаридных условиях. Это свидетельствует о незначительной роли термической составляющей данного климатического сигнала в локальных условиях изначально повышенного дефицита влаги.

Однако при умеренном и ослабленном дренаже картина совершенно иная. Резкое сокращение стока углерода из атмосферы в скелетную фитомассу произошло в слабо дренируемых неморальнотравяных дубово-сосново-еловых лесах ТА и А местоположений, т.е. на пологих склонах и у подножий (ГБ 4). Здесь средние изменения ($W-50$) составили 71 мм → 107 мм, что сопровождалось снижением температуры почвы (см. рис. 11.2). Это привело к значительному ослаблению автотрофного биогенеза и соответственно — к уменьшению B_c с 3,90 до 1,68 т/га.

Значительно меньшую потерю углеродного депозита испытали элювиальные мезо-ксероморфные майниково-брусничные сосняки с елью на пологоволнистых междуречьях (ГБ 2), а также аккумулятивные долгомошно-черничные сосново-еловые леса полого вогнутых склонов (ГБ 5). В этих лесных сообществах сдвиги параметра ($W-50$) составили соответственно: 49 мм → 77 мм и 114 мм → 137 мм, а температура почвы снизилась на 2,8–3,1 °С по сравнению с предыдущим годом. В результате здесь произошло следующее снижение стока углерода: $B_c(2) = 5,18 \rightarrow 4,11$ т/га; $B_c(5) = 5,46 \rightarrow 4,60$ т/га.

В избыточно увлажненных СА долгомошно-сфагновых сосняках и ельниках междуречных западин дальнейший прирост запасов почвенной влаги не оказывал сколько-нибудь существенного влияния на общий продукционный процесс и углеродный баланс. Можно говорить лишь о незначительном снижении здесь депозита углерода.

Критическое значение весенне-летнего влагосодержания почвы, при котором приращение углеродного депозита в скелетной фитомассе лесов сменяется его убылью, существенно зависит от формы микрорельефа, которая определяет степень дренажа и температурный режим данного местоположения. Так, в более дренируемых ельниках-кисличниках волнистых водоразделов увеличение B_c продолжалось вплоть до значений $(W-50) \approx 110$ мм, между тем как в широколиственно-хвойных неморальнотравяных лесах пологих склонов, с их более слабым дренажом, уже при $(W-50) \leq 90$ мм отмечалось резкое снижение углеродного депозита (см. ГБ 3 и 4 на рис. 11.5). При этом почвы по механическому составу были почти одинаковыми — супесчаными и легкосуглинистыми.

В 1-м случае достаточно длительной активизации автотрофного биогенеза и соответствующему росту стока углерода способствовало сокращение дефицита эдафического увлажнения на фоне пониженной температуры почвы. Во втором же случае произошло излишнее обводнение гидроэдафотопов при таких же относительно низких температурах, что и привело к ослаблению продукционного процесса, с соответствующим снижением параметра B_c на более раннем этапе гумидного тренда.

Итак, вырисовывается достаточно сложная картина функциональной реакции лесных экосистем топологического уровня на один и тот же фоновый плювиальный сигнал. Соответствующим пространственным многообразием отличаются также механизмы аккумуляции углерода в древесно-кустарниковой фитомассе. Положительная динамика стока углерода свойственна тем лесным сообществам, где гумидный сигнал ликвидирует изначальный дефицит почвенно-грунтовой влаги, при индифферентной роли температурного режима. В условиях же нормального и тем более избыточного начального увлажнения дальнейший рост влагосодержания почвы сопровождается снижением ее температуры, вызывая отрицательную динамику стока углерода.

11.5. Экстремальная имитационная модель

Если вычислить разницу в параметрах t_{50} , $(W-50)$ и PS между 1990 и 1989 гг., то получим картину сдвигов в гидротермическом режиме лесных биогеоценозов, в их продуктивности, а также в стоке углерода по некоторому, гораздо более ярко выраженному варианту термоаридного климатического тренда, который характеризуется не только повышением зимних и летних температур, но и значительным сокращением осадков (см. рис. 3.8).

По средним многолетним условиям атмосферного увлажнения ($K_{\text{увл}}$) данная гипотетическая модель как бы относит Нижнеокское полесье в его начальном, т.е. современном, состоянии (аналог 1990 г.) к более западным территориям бассейнов Средней Оки и Верхней Волги. Конечное же состояние выксунских лесов (аналог 1989 г.) в некоторой перспективе будет обусловлено их определенным экологическим сдвигом. Такой сдвиг можно ожидать примерно в конце нашего столетия, согласно одной из экстремальных климатической модели HadCM3, версия A2 (см. Главу 8).

Модель «Выкса 1990→1989» имитирует весьма значительный размах возможных экологических последствий термоаридного тренда. На территории выксунского полигона t_{50} повышается на 2,7–4,2 °C, а величина снижения ($W-50$) составляет от 6–18 до 31–46 мм. При этом модель демонстрирует резко выраженную дифференциацию лесных термо-гидроэдафотопов на один и тот же фоновый климатический сигнал (см. рис. 3.8).

В целом наибольшие гидротермические сдвиги свойственны лесным экосистемам средних звеньев ландшафтных сопряжений — Т и ТА типов МП (ГБ 3, 4 и 2). Минимальными изменениями температуры и влагосодержания почвы будут отличаться биогеоценозы двух противоположных «полюсов» катены, приуроченных, с одной стороны, к Э–ТЭ местоположениям, а с другой, — к аккумулятивным и супераквальным. Поскольку пространственная связь между t_{50} ($W-50$) обратно пропорциональна, то их распределение по вектору катены носит зеркальный характер.

Рассмотрим локальную мозаику функциональной реакции лесных экосистем на данный климатический сигнал. Наименее чувствительными к этому сигналу оказываются переувлажненные хвойно-мелколиственные леса междулучных западин и слабо дренируемых подножий склонов (ГБ 6 и 5). Соответственно, здесь мало изменятся продуктивность лесного сообщества и величина стока углерода в скелетную фитомассу, с незначительными положительными значениями ($\Delta PS \leq 0,9$ т/га).

На противоположном «полюсе» катены: в ксероморфных вересково-вейниковых сосняках крутосклонных песчаных дюн и гряд (ГБ 1) почти такая же термоаридизация ($\Delta t_{50} = 2,7$ °C, $\Delta(W-50) = -18$ т/га) вызовет максимальное для данного экорегiona снижение первичной биопродуктивности, с соответствующим резким сокращением стока углерода (на 4,6 т/га). На плоских же междулучьях мезо-ксероморфные майниково-брусничные елово-сосновые леса будут отличаться некоторым увеличением стока углерода ($\Delta PS = 1,4$ т/га).

Существенный отрицательный термоаридный эффект (с $\Delta t_{50} = 4,2^\circ$ и $\Delta(W-50) = -46$ т/га) проявится в мезоморфных плакорных кисличных ельниках и елово-сосновых лесах на Э–Т полого-волнистых водоразделах (ГБ 3), где ожидается $\Delta PS = -3,6$ т/га. В то же время ниже по склонам в более увлажненных гидро-мезоморфных дубово-сосново-еловых неморальноотравяных лесах Т и ТА местоположений (ГБ 4) ненамного меньшая термоаридизация ($\Delta t_{50} = 3,8^\circ$, $\Delta(W-50) = -31$ т/га) вызо-

вет, наоборот, существенную активизацию продукционных процессов и увеличение стока углерода на 5,6 т/га — максимальное для всего ансамбля биогеоценотических групп (см. рис. 3.8).

В первом случае термоаридный климатический сигнал вызывает удаление лесных сообществ от их состояния с оптимальным соотношением тепла и влаги, а во втором — приближение к этому состоянию, что и приводит соответственно к отрицательному и положительному изменениям стока углерода.

11.6. Выводы

Эмпирическая имитация экологических последствий климатических изменений позволила выявить конкретные сдвиги в гидротермическом режиме и первичной продуктивности лесных экосистем под действием двух альтернативных атмосферных гидротермических сигналов. В полосе зонального перехода от смешанных лесов к лесам широколиственным гумидный климатический сигнал оказывает более эффективное и разнообразное воздействие на функциональное состояние лесных экосистем, нежели сигнал термоаридный.

Соответственно, в первом случае возникает более ярко выраженная и территориально более контрастная картина изменений стока углерода в живую скелетную фитомассу, играющую, как уже было показано (см. Главу 9), решающую роль в углеродном балансе лесных экосистем. Наиболее яркую и разнообразную картину функциональных сдвигов в лесных экосистемах при ожидаемом глобальном потеплении дает построенная по тем же эмпирическим данным экстремальная имитационная модель, учитывающая одновременно повышение зимней и летней температуры и существенное сокращение годовых осадков.





Глава 12

ВЫСОКОГОРНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ В УСЛОВИЯХ ПРЕДСТОЯЩЕГО ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ

12.1. Вводные замечания

Климатические колебания вызывают сдвиги в теплообеспеченности и увлажненности высокогорных экосистем, что в свою очередь ведет к усилению или, наоборот, ослаблению процессов денудации: плоскостной и русловой эрозии, сползания грунтов, осыпания, лавино- и селеобразования и других катастрофических явлений. С этим связана перестройка структуры высокогорных биогеосистем, в том числе смещение верхней границы леса — важнейшего биогеографического и ландшафтного рубежа в горах. В настоящем разделе на примере Северного Приэльбрусья (Центральный Кавказ) изложен опыт локального прогнозирования в высокогорных лесных и луговых экосистемах ландшафтно-экологических последствий предстоящего глобального потепления.

Как уже говорилось (см. главу 6), если для равнинных территорий умеренных широт ведущим звеном передачи на топологический уровень воздействия глобально-региональных климатических сигналов служит почвенное влагосодержание в середине вегетационного периода, то в верхних ярусах горных стран приоритет переходит к летней температуре почвы. Этот вывод основан на результатах климатической ординации основных растительных формаций Кавказа (Гребенщиков, 1974). Установлено, что альпийские и субальпийские луга и криволесья почти не различаются не только по количеству годовых осадков (они весьма эвриплювиальны), но и по коэффициентам атмосферного увлажнения. Имеет место сильное взаимное перекрытие климатических ниш этих высотно-зональных формаций по указанным факторам. Различия состоят лишь в том, что в альпийском поясе диапазон годовой суммы осадков сужен (800–1800 мм), а в субальпийском — значительно расширен (500–2700 мм). Проведенные нами в 1980–1983 гг. измерения осадков суммарными осадкомерами за теплый период (июнь–сентябрь) по ландшафтному профилю через долину р. Адылсу (см. рис. 12.4) так же выявили существенную «размытость» поля осадков в интервале абс. высот 2100–2700 м. Количество осадков за указанный период здесь находилось в пределах 430–470 мм, причем на теневом склоне всего на 10–30 мм больше, чем на солнцепечном.

В то же время высокогорно-луговые и криволесные формации формируются в достаточно узких температурных условиях, т.е. являются стенотермными, по терминологии Ю. Одума (1975). По данным (Гребенщиков, 1974), альпийские (+

субнивальные) луга и ковры имеют суммы биологически активных температур 0–400°, субальпийские луга и заросли рододендрона кавказского — от 500° до 1000–1200°, субальпийские криволесья — от 900–1000° до 1400–1500°. Эвритерными и стеноплювиальными оказываются только горные сосняки с березой.

12.2. Два типа прогнозно-экологической стратегии

Эмпирико-статистическое прогнозное моделирование экосистем может реализоваться на основе параметров их как пространственной (хорологической), так и временной (хронологической) организации. В соответствии с этим правомерно говорить о двух принципиально различных типах стратегии прогнозно-экологических исследований — хорометрическом и хронометрическом. При первом типе стратегии прогнозные расчеты проводятся по результатам крупномасштабных ландшафтно-экологических съемок на модельных полигонах (см. главу 1). Данный подход использует свойство пространственно-временного самоподобия операционной системы. Достоинства его состоит в том, что в течение нескольких кратковременных полевых сезонов можно охватить весьма обширную территорию, с достаточно большим набором ландшафтно-зональных систем.

При втором, хронометрическом типе стратегии в основе прогнозные оценок лежат характеристики изменений состояния экосистем в течение наблюдаемого промежутка времени, т.е. закономерности их хроноорганизации, по Солнцеву (1981б). Исходным материалом для прогнозных расчетов служат данные многолетних режимных наблюдений на различных биогеоэкологических стационарах, агромет- и воднобалансовых станциях.

При локальном экологическом прогнозе в качестве предикторов выступают, как уже говорилось, характеристики температуры и/или влагосодержания почвы. Необходимо получить определенные временные ряды междусуточной (квазипериодической) изменчивости этих параметров для середины вегетационного периода и в различные по гидрометеорологическим условиям годы. В отличие от суточных и годовых ритмов, определяющих функциональную целостность ландшафтных систем через замкнутые циклы энерго-массообмена, квазипериодические и непериодические процессы (внутримесячные, сезонные) осуществляют внешнюю регуляцию их функциональных состояний (Солнцев, 1981б), что как раз вписывается в хронометрическую стратегию экологического прогнозирования.

Высокочастотные междусуточные колебания гидротермических параметров почвы обусловлены так или иначе вариациями атмосферной циркуляции в данном экорегионе и могут имитировать ее низкочастотные изменения в процессе многолетнего потепления или похолодания. Таким образом, при хронологическом подходе используются свойство временного самоподобия исходной операционной системы, т.е. допускается адекватность механизмов климатических колебаний разной частоты. По временным рядам устанавливаются термо- и гидроэдафические ниши рассматриваемых экосистем. Каждому типу таких ниш со-

ответствует определенный набор доминирующих и маргинальных значений термики и/или влагосодержания почвы. Путем информационного анализа строятся векторы типов гидротермических ниш экосистем, которые и служат операционными единицами для прогнозных расчетов.

12.3. Региональный климатический прогноз

Региональная модель антропогенных изменений климата Большого Кавказа на прогнозные сроки 2050 и 2100 гг. сформирована на основе одной из новейших глобальных прогнозно-климатических моделей GISS Model E (Schmidt et al., 2006) из семейства моделей общей циркуляции атмосферы AOGCMs (Climate..., 1996). Модель достаточно хорошо имитировала наблюдаемые изменения глобального климата за период 1880–2003 гг. и особенно за прошедшие 3–4 десятилетия. Она дает повышение глобальной температуры на 2,7–2,9 °C при удвоении концентрации CO₂ в атмосфере, что соответствует эмпирическому диапазону чувствительности климата, установленному по палеогеографическим данным (Hansen et al., 2007).

На первом этапе Л.С. Шарой (см. Залиханов и др., 2010) рассчитывались матрицы базовых климатических параметров (температур и осадков) по данным гидрометсети северного макросклона хребта и его предгорий. С этой целью был проведен статистический анализ связей климатических параметров с абс. высотой и 17 характеристиками горного рельефа (морфометрическими величинами) для Большого Кавказского хребта. Исходная матрица рельефа получена из спутниковых данных NASA по Кавказскому региону SRTM30 с разрешением 30 дуговых минут. Затем она была преобразована в равнопромежуточную проекцию Каврайского для европейской части России, с шагом решетки 500 м. Определение статистических связей, расчет матриц базовых климатических показателей и формирование детальных климатических карт проведено с помощью программы Аналитическая ГИС Эко (Shary, 2006, сайт <http://www.giseco.info/>).

На втором этапе рассчитывались матрицы изменения климатических показателей для двух прогнозных сроков — 2050 и 2100 гг. В этом случае использовались матрицы параметров изменения климата по модели E GISS, предварительно интерполированные с помощью триангуляции Делоне на решетку размером 1°1'. Далее проводилась интерполяция этих параметров на основе выявленных статистических связей их с рельефом Большого Кавказа и уже рассчитанных базовых климатических показателей.

Изменения температуры января ($\Delta t_{\text{январь}}$) в среднем для высокогорных ландшафтов северного макросклона Большого Кавказа положительны: около 1,1° на середину XXI в. и 1,4° к 2100 г. (табл. 12.1). Эти цифры достигают нижнего предела (1,5°) глобального потепления, прогнозируемого по сценарию удвоения концентрации CO₂ в атмосфере (Глобальное..., 1993). Средняя температура июля к 2050

Таблица 12.1. Основные базовые климатические характеристики высокогорных ландшафтов северного макросклона Центрального Кавказа (верхняя строка), а также прогнозируемые по модели E GISS их изменения на сроки 2050 г. (средняя строка) и 2100 г. (нижняя строка)

Высокогорные ландшафты	Средняя абс. высота, м	Средняя температура, °C		Количество осадков, мм	
		января	июля	холодного периода	теплого периода
Субальпийские лесо-кустарниково-луговые	2150	-8.7	11.5	277	721
		1.1	0.8	-1	-13
		1.4	0.9	-5	-23
Альпийские кустарниково-луговые	2785	-10.8	7.8	294	806
		1.1	0.9	3	-14
		1.4	0.8	-6	-24
Субнивальные луговые	3010	-12.4	6.4	236	851
		1.1	1.0	4	-16
		1.4	0.9	-3	-25
Гляциально-ниважные	3440	-13.5	4.6	278	875
		1.1	0.9	-2	-13
		1.4	0.8	-6	-24

и 2100 гг. в целом так же возрастет, хотя и несколько меньше, чем январская температура ($\Delta t_{\text{июля}} = 0,8^{\circ}-1,0^{\circ}\text{C}$).

Количество осадков в холодную половину года будет варьировать незначительно. Гораздо существеннее изменятся осадки теплого периода. К 50-м годам нашего столетия они уменьшатся на 13–16 мм (диапазон изменений от -30 до +6 мм), а к 2100 г. — на 23–25 мм (с диапазоном от -40 до -9 мм). Таким образом, глобальная климатическая модель E GISS прогнозирует развитие в высокогорьях Большого Кавказа термоаридного тренда, который должен быть выражен наиболее устойчиво в вегетационный период.

Термоаридизация высокогорной биоклиматической системы будет обусловлена главным образом общегодовым повышением температуры и в гораздо меньшей степени — сокращением атмосферных осадков, что и определило выбор термического фактора в качестве ведущего. Как показали наши ориентировочные расчеты (Коломыц, 2008), в гидротермическом режиме верхнего 0,5-метрового слоя почвы сдвиги летней температуры воздуха на 1 °C эквивалентны изменению количества осадков теплого периода на 130–150 мм. Очевидно, прогнозируемые Егиссовской моделью изменения осадков для высокогорий Центрального Кавказа не могут иметь такого экологического значения, как повышение летних и зимних температур.

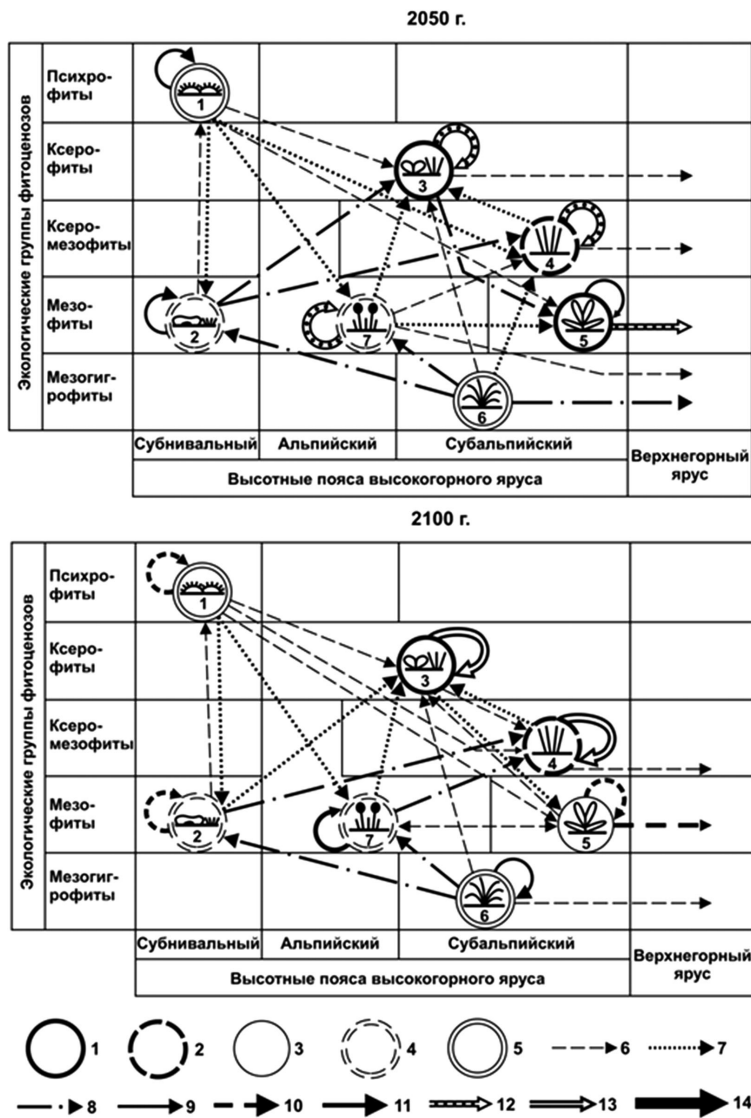


Рис. 12.1. Северное Приэльбрусье. Полигон Жиласу. Орграфы структурно-функциональных переходов на два прогнозных срока, согласно климатической модели E GISS, между ценотическими группами высокогорных лугов (см. табл. 12.2), находящимися в различных высотных поясах и в неодинаковых условиях эдафического увлажнения.

Условные обозначения к рис. 12.1 и 12.3. Транзитные экотипы луговых сообществ: 1 — абсорбенты; 2 — субабсорбенты; 3 — мезотропы; 4 — субредуценты; 5 — редуценты. Вероятности стабилизации P_{ii} и взаимных переходов P_{ij} : 6 — 0,01–0,10; 7 — 0,11–0,20; 8 — 0,21–0,30; 9 — 0,31–0,40; 10 — 0,41–0,50; 11 — 0,51–0,60; 12 — 0,61–0,70; 13 — 0,71–0,80; 14 — 0,81–0,92.

12.4. Хорометрическая модель высокогорного пастбища

12.4.1. Аналитическое моделирование прогнозных сценариев

Для хорометрического прогнозного моделирования было выбрано высокогорное пастбище Жиласу, расположенное у северного подножья Эльбруса, в верховьях бассейна р. Малки (см. главу 13, раздел 13.4.1).








Процедура аналитической части хронометрического прогноза заканчивалась построением матриц и орграфов фито-экологических переходов в высокогорных лугах полигона на прогнозные сроки 2050 и 2100 г.г., с получением упомянутых выше статистических параметров P_{ii} , P_i , P_{ij} , m_{ij} , $T(P_{ii})$ (табл. 12.2, рис. 12.1). Как известно (Пузаченко, 1996), период собственных колебаний и соразмерное с ним время релаксации для луговых ассоциаций составляют 10–20 лет, а для травянистого яруса в лесах — 25–50 лет. Рассматриваемые нами интервалы климатических изменений весьма близки к указанным характерным временам травяного покрова и даже несколько превышают их. По этой причине луговые эко системы способны последовательно «отслеживать» траекторию гидротермических сигналов в своих функционально-структурных состояниях.

Прогнозные модели вполне согласуются с этим предположением. Даже при том относительно слабом климатическом сигнале, который дает модель E GISS, мера стабилизации P_{ii} большинства высокогорно-луговых фитоценозов не превышает 35–50%, а парциальные скорости их взаимных переходов m_{ij} достигают 0,20–0,25 и более. При этом осоковые луга и бурьянистые разнотравно-чемерице-крапивные сообщества субальп могут переходить на 12–28 и 45–65% соответственно в свои верхне- и среднегорные аналоги.

Можно выделить две основные закономерности фитоценологических переходов. Во-первых, на обоих прогнозных интервалах (1985–2050 и 2050–2100 г.г.) термоаридный тренд должен вызвать преобладающее поглощение экосистем вышележащих высотных поясов экосистемами поясов нижележащих, с соответствующими сдвигами фитоценологических границ вверх по горным склонам. Во-вторых, на первом прогнозном интервале трансформация высокогорных лугов окажется более резко выраженной, нежели на втором, что будет соответствовать общему ослаблению самого термоаридного климатического тренда после 2050 г.

Систему как ближних, так и дальних фитоценологических переходов наглядно демонстрирует субнивальный пояс. Пустошные луга и альпийские ковры будут трансформироваться не только в соседние альпийские луга, но и в относительно удаленные травяные сообщества субальп. Особенно интенсивно станут преобразовываться мезофитные альпийские ковры, которые уже к середине XXI в. будут на 20–28% замещаться более ксерофитными сообществами, аналогичными разнотравно-злаковым и, в меньшей степени, манжетковым субальпийским лугам. По местообитаниям альпийских ковров в субнивальный пояс могут трансгрессировать также субальпийские березовые криволесья.

Таблица 12.2. Северное Приэльбрусье. Полигон Жиласу. Меры стабилизации фитоценологических групп (P_{if} , показаны жирным шрифтом), парциальные скорости их взаимных переходов (m_{ij}) и другие прогнозные характеристики на срок 2050 г., согласно глобальной климатической модели E GISS

Фитоценологические группы *)	Фитоценологические группы *)							Верхнегорные луга	Транзитный индекс, S_k^{**}	Суммарная вероятность и время преобразований (в числах лет)	
	ПЛЛ	АК	ПМЛ	МПЛ	БС	ОЛ	ПОЛ			P_i	$\tau (P_{if})$
 ПЛЛ 1	0.379	0.142	0.090	0.122	0.066	0	0.200	0	0.76 (P)	0.621	96.60
 АК 2	0.053	0.392	0.204	0.277	0.035	0	0.039	0	0.94 (CP)	0.608	98.40
 ПМЛ 3	0	0	0.653	0.032	0.239	0	0	0.076	1.24 (A)	0.347	160.20
 МПЛ 4	0	0.015	0.196	0.652	0.03	0	0.015	0.092	1.18 (CA)	0.348	172.20
 БС 5	0	0	0	0	0.349	0	0	0.651	1.18 (A)	0.651	92.17
 ОЛ 6	0	0.265	0.066	0.132	0	0	0.255	0.281	0.76 (P)	1.000	60.00
 ПОЛ 7	0	0	0.12	0.063	0.119	0	0.608	0.09	0.94 (CP)	0.392	153.00

*) ПЛЛ – пустошные луга; АК – альпийские ковры; ПМЛ – плотноринные манжетковые луга; МПЛ – манжетково-плотноринные луга; БС – бурьянистые сообщества; ОЛ – осоковые луга; ПОЛ – пестроовсянничевые луга.

**) Транзитные экотипы ценологических групп лугов: А – абсорбенты; СА – субабсорбенты; М – мезотропы; СР – субредуценты; Р – редуценты.

Альпийские и субальпийские пояса образуют по существу единую систему локальных трансформаций лугов с различными термоэдафическими условиями и с неодинаковой антропогенной дигрессией. При этом будущие фитоценотические преобразования так же не замыкаются внутри данных высотных поясов, а выходят в ряде случаев за пределы самого высокогорного яруса в сторону верхнегорных, а возможно и среднегорных экосистем.

Все же верхнегорно-лесные экосистемы могут трансгрессировать вверх по склонам только в эти два пояса, занимая А и СА местоположения двух альтернативных по термоэдафическим условиям разновидностей. Субальпийские и верхнегорные сосняки, по-видимому, займут солнцепечные участки нынешних бурьянистых травяных ассоциаций, с их наиболее теплыми почвами. На это указывают исключительно высокие значения скоростей переходов бурьянистых сообществ в фитоценозы нижележащих высотных поясов ($m_{ij} = 0,45-0,65$, см. табл. 12.2). На месте же осоковых лугов, занимающих ныне теневые переувлажненные западины с аномально холодными почвами, появятся, по-видимому, сообщества березовых криволесий с зарослями рододендрона кавказского.

В процессе климатической термоаридизации территории множество ФЦГ высокогорных лугов разбивается на определенные *транзитные экотипы* с помощью транзитного индекса S_k^t (см. главу 1, разделы 1.6 и 1.7). Транзитные экотипы определяются по значениям парциальной скорости взаимных переходов m_{ij} . Выделены следующие динамические экотипы ценологических групп (см. рис. 12.1): абсорбенты (поглощающий тип), субабсорбенты, мезотропы, субредуценты и редуценты (поглощаемый тип). В первый, доминирующий экотип входят фитоценозы-доминанты как прообразы будущих состояний большинства травяных сообществ, а в последний — пессимальные фитоценозы, с их деградирующими и исчезающими состояниями.

Следует, однако, отметить, что сами сети переходов складываются из цепных реакций, поэтому понятие доминанта здесь достаточно условно. Судя по значениям S_k^t , срокам доминирующими (абсорбирующими) сообществами на полигоне Жиласу являются ксерофитные плотнодернинно-манжетковые луга (ПМЛ), находящиеся на второй стадии пастбищной дигрессии. Гораздо менее нарушенные ксеро-мезофитные манжетково-плотнотернинные ассоциации (МПЛ) относятся к субабсорбентной категории. На орграфах переходов указанным травяным экосистемам свойственно наибольшее число входных стрелок с вероятностью P_{ij} до 30%. Эти ассоциации служат прообразами функционально-структурных состояний почти всех остальных луговых ФЦГ данного экорегиона, от субальпийского пояса до субнивального.

Отчетливо выделяются два экотипа-редуцента: психрофитные пустошные лишайниково-кобрезиевые луга субнивального пояса и мезо-гигрофитные осоковые луга субальп. Это будут наименее устойчивые травяные сообщества, с минимальными значениями P_{ii} и S_k^m . В субредуцентную категорию, с пониженной ре-

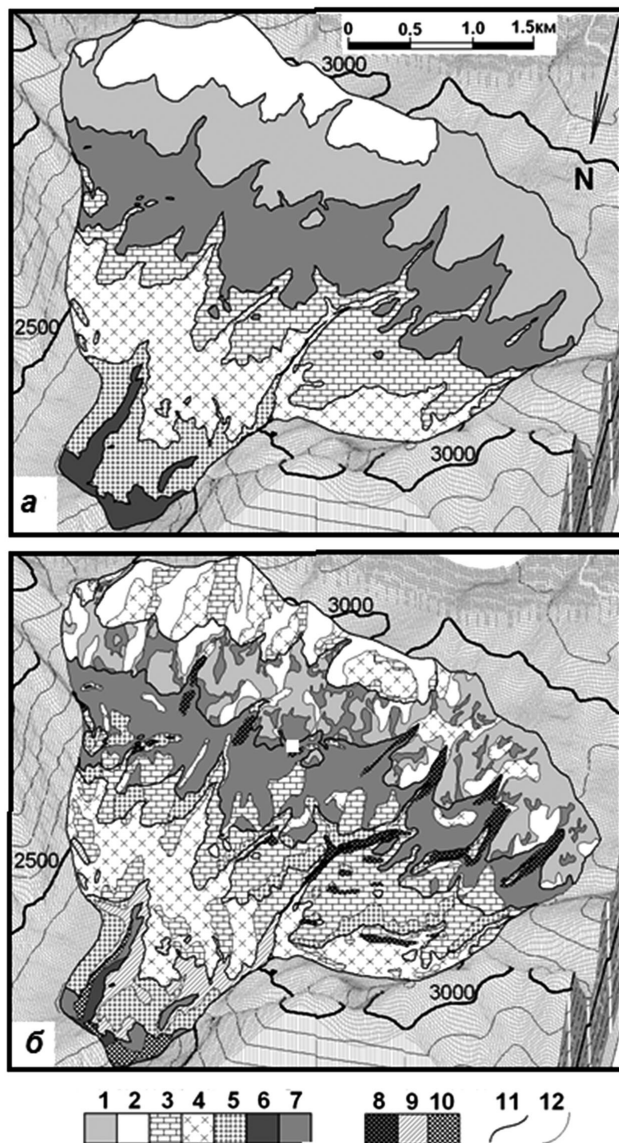


Рис. 12.2. Геоботанические карты экспериментального полигона Жиласу: а — базовая; б — прогнозная на срок 2050 г., по модели E GISS. Рассчитаны и составлены Л.С. Шарой.

Группы фитоценозов: 1–7 — базовые (см. табл. 12.2); 8 — комплекс верхнегорных манжетково-плотнoderнинных и разнотравно-пестроовсянищевых лугов I и II стадий пастбищной дигрессии; 9 — верхнегорные сосновые редколесья, с высокотравьем; 10 — верхнегорные осоковые луга в сочетании с рододендровыми березовыми криволесьями. Границы: 11 — фитоценологических групп для базового периода; 12 — прогнозируемые для фитоценозов-редуцентов.

зистентной устойчивостью, попадают разнотравно-пестроовсяницевоы луга как высотно-зональные представители субальпийского и, в меньшей степени, альпийского поясов. В целом глобальное потепление должно привезти к снижению уровня фитоценотической организации этих луговых экосистем.

Таким образом, прогнозируемая климатическая термоаридизация высокогорий вызовет, по-видимому, существенную перестройку в базовых характеристиках фитоценологического пространства во всех трех высотных поясах данного экорегiona. При этом просматривается одна важная закономерность, имеющая несомненное методическое значение. В процессе глобального потепления структурно-функциональные преобразования слабо нарушенных высокогорных лугов (ПОЛ, ОЛ и ПЛ) будут в значительной мере аналогичны тем изменениям, которые они испытывают при пастбищной дигрессии. Иными словами, дигрессионные стадии пастбищных лугов могут в определенной мере имитировать последовательные этапы их ожидаемой климатогенной трансформации.

12.4.2. Картографическая прогнозная модель высокогорных лугов

Крупномасштабное прогнозное картографирование растительных сообществ пастбища «Жиласу» проведено Л.С. Шарой на основе базовой геоботанической карты, которая была преобразована в карту будущего растительного покрова территории (см. Залиханов и др., 2010). При построении обеих карт широко использованы новые методы геоморфометрической статистики и соответствующие частные геоморфометрические карты. В процедуре прогнозного картографирования применена система нормированных частных коэффициентов связи $K(A,B)$ как редуцентов, так и абсорбентов с тремя ведущими абиотическими факторами среды: типом МП, геотопом и солярной экспозицией склона (освещенностью).

Для построения базовой фитоценотической карты использованы наиболее тесные связи ценотических групп лугов с температурой почвы. Наиболее репрезентативной оказалась температура на глубине 30 см ($K(A,B) = 0,203$), которая и была принята в качестве промежуточного предиктора. Сама же температура закартирована на основе ее связей с геоморфометрическими параметрами.

Предварительно было проведено ранжирование фитоценотических групп (ФЦГ) в балльной шкале путем определения средних значений относительной высоты (превышений) над нижней границей полигона для каждой группы. Этим группам были приписаны следующие баллы: 1 — альпийские ковры (АК), 2 — пустошные луга (ПЛ), 3 — плотнодернинно-манжетковые луга (ПМЛ), 4 — манжетково-плотнодернинные луга (МПЛ), 5 — разнотравно-пестроовсяницевоы луга (ПОЛ), 6 — бурьянистые сообщества (БС), 7 — осоковые луга (ОС). Затем было получено следующее уравнение связи пространственного распределения ФЦГ с температурой почвы на глубине 30 см (t_{30}), а также с вытянутостью (несферичностью) форм рельефа M и крутизной склона GA :

$$\text{ФЦГ} = 3,5 \times t_{30} + 2,5 \times M + 1,0 \times GA + 0,3; r_s = 0,75; P < 10^{-6}. \quad (14.1)$$

Коэффициент корреляции Спирмана r_s и значимость связи P достаточно высоки, что позволило построить вероятностную базовую фитоценотическую карту на территорию полигона (рис. 12.2 а). Карта построена на основе матрицы, каждый элемент которой представляет собой квадрат размером 20 м × 20 м и содержит рассчитанные вещественные (нецелые) значения баллов ФЦГ. Векторизация этих значений, т.е. построение по ним изолиний одинаковых значений баллов, дает сравнительно приближенное (дискретизированное) описание ФЦГ, которое и представлено на карте.

Из уравнения регрессии следует, что вероятность встретить ФЦГ с высокими баллами (ОЛ, ПОЛ и БС) наиболее велика при относительно высоких температурах почвы (которые чаще встречаются в нижней части полигона на юго-восточных склонах), на более крутых участках склонов и в вытянутых долинах. Группы луговых фитоценозов с низкими баллами, напротив, чаще встречаются на участках с относительно низкой температурой почвы, на сравнительно пологих участках склонов вне выраженных долин.

При картографическом отображении прогнозируемых фитоценотических трансформаций нами были сделаны определенные допущения. В частности, принято, что при $P_{ii} > 65\text{--}70\%$ данная группа фитоценозов в основном сохраняет свои прежние ареалы и только 25–30% ее суммарной площади могут быть поглощены сообществами других групп. Таковыми будут группы ПМЛ(3) и МПЛ(4), причем первая — с некоторым поглощением своих ареалов бурьянистыми сообществами, а вторая — с участками развития манжетковых лугов. При $P_{ii} < 25\text{--}30\%$ данная фитоценотическая группа рассматривается как территориально исчезающая. Сюда будут относиться, например, все субнивальные луга — ПЛ(1) и АК(2). На месте первых будут развиваться главным образом пестрая овсяница с разнотравьем, а вторые более чем на 70% своих ареалов перейдут одновременно в ПМЛ и МПЛ. Возможна, наконец, полная трансформация фитоценотической группы, с появлением качественно новой группы сообществ, ранее отсутствовавшей. Такая судьба ждет, по-видимому, группы осоковых лугов и бурьянистых сообществ (см. выше).

Прогнозно-картографическая задача решалась нами путем перебора всех бинарных отношений фитоценотических групп, представленных на орграфе их взаимных переходов. Каждый раз рассматривалась динамическая пара объектов: поглощаемого A (редукента) и поглощающего B (абсорбента). При этом допускалось, что процесс поглощения может идти по отношению не только к смежному объекту, но и к достаточно удаленному (к соседям, второго, третьего и т.д. порядка), т.е. в общем случае он имеет характер *очаговой трансформации гео(эко)-систем* (Коломыц, 2003). В первую очередь брался такой объект B , абсорбирующие свойства которого по отношению к объекту A выражены в наибольшей степени, т.е. $P_{ij}(A \rightarrow B) = \max$.

Каждый из рассматриваемых объектов (абсорбент и редуцент) дифференцируется по определенным грациям типов МП, геотопов и соляной экспозиции, и в поле значений того или иного абиотического фактора он имеет свою область доминирования (экологический оптимум). Поскольку вероятность перехода $P_{ij}(A \rightarrow B) < 1$, то правомерно полагать, что процесс преобразований объекта A всегда будет носить локализованный («очаговый») характер. Иными словами, переход $A \rightarrow B$ должен совершаться по частям, начиная с тех фрагментов a_i ареала A , которые наиболее предрасположены к такому преобразованию, исходя из локальных условий абиотической среды. Такими фрагментами ареала редуцента будут те, которые по данному набору экологических факторов адекватны доминирующему состоянию абсорбента. Эта адекватность определяется путем сравнения экологических ниш обоих объектов по каждому из рассматриваемых факторов. При этом целесообразно выбирать в первую очередь тот фактор, по которому ординация всей совокупности ФЦГ оказывается достаточно «размытой», т.е. нет жесткой связи. При высокой степени сопряженности данный абиотический фактор создает слишком высокий барьер для перехода $A \rightarrow B$.





Важно придерживаться также следующего методического правила. Нормированный частный коэффициент связи фрагмента a_i объекта A с данным абиотическим фактором должен быть достаточно близок величине вероятности P_{ij} прогнозируемого перехода $A \rightarrow B$. Руководствуясь этим правилом, можно подобрать тот абиотический фактор, по которому удастся провести наиболее корректное вычленение таких фрагментов на базовой геоботанической карте. Соответственно выстраивается и частная геоморфологическая карта.

В дальнейшем проводилось совмещение выбранной частной геоморфологической карты с картой геоботанической. На последней отыскивались все фрагменты a_i объекта A , адекватные по своему состоянию объекту B , которые теперь становились частью ареалов абсорбента, либо входили в его типологическое множество.

Переходя к следующему объекту-абсорбенту C , т.е. анализируя бинарное отношение $A \rightarrow C$, следует, очевидно, использовать ординацию объекта A по тому абиотическому фактору, который еще не рассматривался. Только в этом случае можно было получить достаточно определенную картину будущей природно-территориальной мозаики. Описанная операция проводилась по всем значимым фито-экологическим переходам объекта A в объекты B , C , D и т.д., в порядке уменьшения параметра P_{ij} .

В качестве примера возьмем динамическую пару: пустошные луга ПЛ (объект A — редуцент) и луга пестроовсянниковые ПОЛ (объект B — абсорбент). По экологическому сценарию на 2050 г. величина $P_{ij}(\text{ПЛ} \rightarrow \text{ПОЛ}) = 0,2$. Значения $K(A, B)$ фитоценологических групп с типом МП и геотопами равны соответственно 0,111 и 0,095, т.е. связь хотя и значимая, но достаточно «размытая». Рассмотрим матрицу парциальных связей редуцента и абсорбента (табл. 12.3). Здесь вероятности ПЛ по геотопам 4 и 5 незначимы ($C(a_i/b_j) \leq 1$). Как видим, экологические доминанты пустошных лугов приходятся на Э и ТЭ местоположения — узкие

Таблица 12.3. Полигон Жиласу. Вероятностное распределение пустошных и разнотравно-пестроовсянищевых лугов по формам микрорельефа (матрица нормированных частных коэффициентов связи)

Геотоп (см. главу 9, раздел 9.3.2)	Пустошные луга	Пестроовсянищевые луга
1 	0.28 +	–
2 	0.28 +	0.42 •
3 	0.23 •	0.58 +
4 	0.15	–
5 	0.06	–

Примечание. Знак «+» означает экологический доминант, а «•» – «размытую» часть экологической ниши.

гребни и бровки террас. Сумма C_{ij} по доминантам равна 0,56–0,69. «Размытую» часть экологической ниши (с $C_{ij} = 0,23$) образуют ПЛ, приуроченные к ровным склонам, которые как раз служат доминирующими местообитаниями ПОЛ (коэффициент связи от 0,58 до 1). Таким образом, накладывая карту геотопов (или типов МП) на базовую фитоценотическую карту пастбища, мы вычленим из ареалов пустошных лугов (редуцентов) все участки, принадлежащие ровным склонам, и относим их уже к ареалам пестроовсянищевых лугов (абсорбентов).

Использование морфометрических карт при прогнозном экологическом картографировании позволило отбирать признаки, определяющие наиболее вероятное внедрение абсорбента в ареал редуцента. Например, появление ареалов альпийских ковров на территории пустошных лугов связано главным образом с аккумулятивными МП у подножий террас. Для определения областей внедрения абсорбента (АК) в редуцент (ПЛ) Л.С. Шарой использовались карты: а) вертикальной кривизны, характеризующей выпуклость профиля склона, и б) типов местоположений. Путем совмещения этих двух карт выявлялись области совпадения отрицательного значения вертикальной кривизны (вогнутые террасы) с аккумулятивными местоположениями в рельефе, которые и описывали места расположения нижних частей террас.

В рассчитанной и построенной крупномасштабной фитоценотической карте пастбища «Жиласу» на прогнозный срок 2050 г. (рис. 14.2 б) отсутствует некоторая информация о плавном переходе прогнозируемых ареалов ФЦГ, имеющаяся на базовой карте, поэтому прогнозная карта оказывается более схематичной: в ней появляются жесткие границы и нет сведений о непрерывности вероятностных переходов между ФЦГ.

При сравнении полученных карт вырисовываются пространственные аспекты отмеченных выше изменений структуры высокогорных лугов под влиянием термоаридного климатического тренда. Однако прогнозная геоботаническая карта гораздо более мозаична, чем базовая, что можно объяснить разнообразием локальных преломлений фонового климатического сигнала геоморфологическими и эдафическими факторами. Новая мозаика, по-видимому, «расстроит» прежнюю пространственную упорядоченность фитоценологических ареалов, обусловленную вертикальными гидротермическими градиентами. Произойдет существенное нарушение в данном районе прежней высотно-поясной структуры растительного покрова. Это будет означать, что глобальное потепление выведет рассматриваемую субрегиональную биоклиматическую систему высокогорья из состояния относительно устойчивого равновесия.

12.5. Хронометрическая прогнозная модель высокогорного ущелья

Объектом хронометрического прогнозного исследования послужили 8 основных типов лесных, редколесных и луговых фитоценозов ущелья р. Адылсу (притока р. Баксан) в границах субальпийского пояса, с захватом также альпийских лугов на теневом склоне (рис. 12.3, табл. 12.4). Данный район Приэльбрусья относится к числу наименее нарушенных человеком высокогорных территорий Центрального Кавказа.

Солярная экспозиция является абиотическим фактором, предопределяющим всю структуру растительного покрова субальп. Экосистемы наиболее резко различаются по их принадлежности к солнцепечным или, наоборот, тенивым горным склонам. Сосновые леса, а также разнотравные и пестроовсяницевые луга широко распространены только на солнцепечных склонах. На теневых же склонах полоса субальпийских лугов резко сужена. На смену придолинных березово-сосновых лесов идет обширная полоса «лавинных» березовых криволесий, которые затем быстро сменяются низкотравными альпийскими лугами.

12.5.1. Систематизация материалов наблюдений и построение модели

Для построения векторных моделей термических ниш выбранных типов фитоценозов (как базы для последующих прогнозных расчетов) были использованы материалы проведенных нами трехлетних (1980–1982 гг.) режимных наблюдений в периоды июнь–сентябрь. Проводились измерения температур воздуха (в стационарных метеобудках с термометрами и самописцами) и почвы (по коленчатым и вытяжным термометрам). Для каждой площадки были получены линейные уравнения связей температур воздуха и почвы (на разных глубинах), что позволило перейти от климатического прогноза (по той же модели E GISS) к прогнозу экологическому.

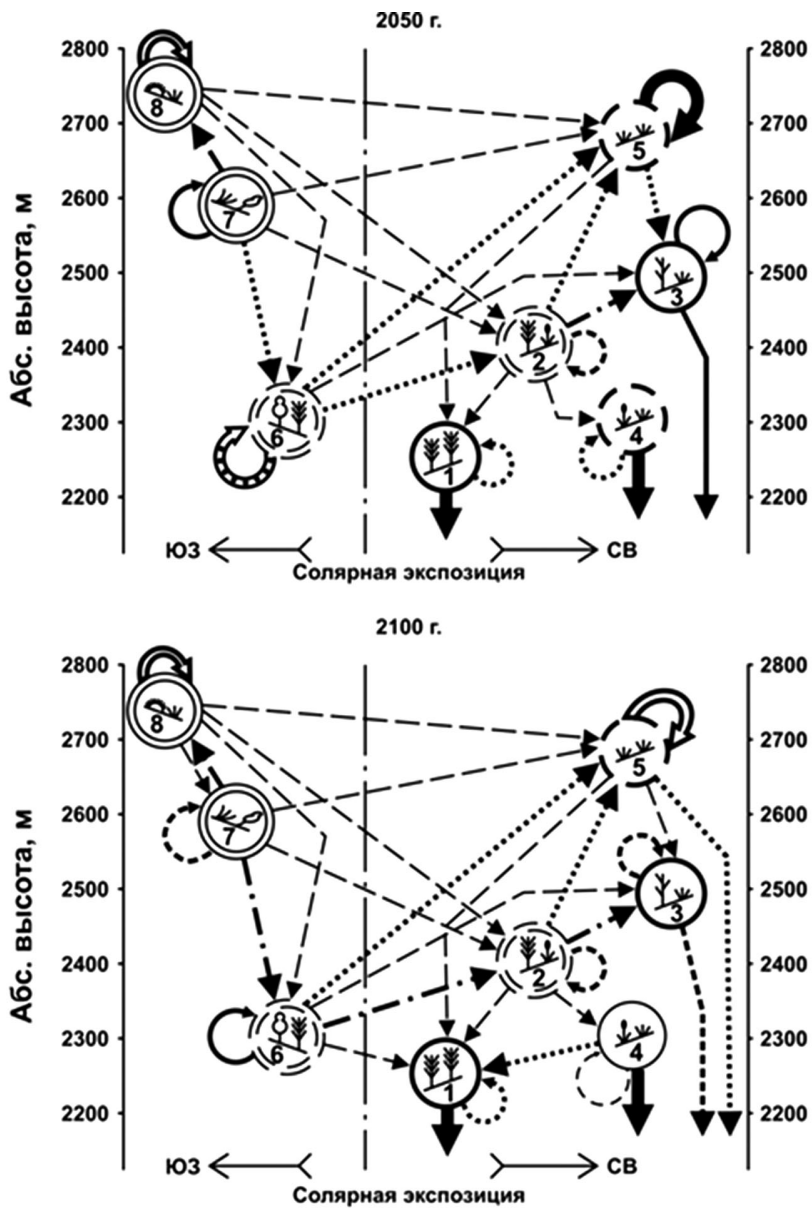


Рис. 12.3. Южное Приэльбрусье. Полигон Аддылу. Орграфы структурно-функциональных переходов на два прогнозных срока, согласно климатической модели E GISS, между типами фитоценозов (1–8, см. табл. 10.4), находящихся на склонах разной солярной экспозиции и на различных абсолютных высотах.

Условные обозначения фитоценологических переходов те же, что и на рис. 12.1.

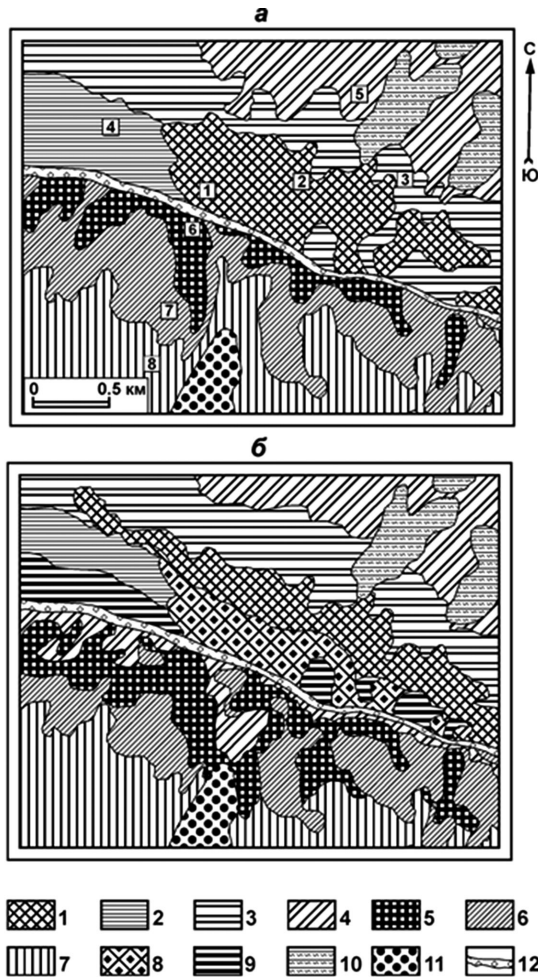


Рис. 12.4. Геоботанические карты экспериментального полигона Адьлсу: а — базовая; б — прогнозная на срок 2050 г., по модели E GISS.

Типы фитоценозов солнцепечного склона: 1 — сосновые разновозрастные разнотравные леса; 2 — субальпийские остепненные разнотравно-осоково-злаковые луга; 3 — субальпийские злаково-разнотравные луга и сосновые редколесья, с элементами высокотравья; 4 — субальпийские и альпийские разнотравно-злаковые луга. Типы фитоценозов теневого склона: 5 — сосновые и березово-сосновые разнотравно-зеленомошные леса; 6 — березовое криволесье с густым подлеском из рододендрона кавказского; 7 — альпийские разнотравно-осоково-злаковые луга и субнивальные пионерные группировки.

Новые прогнозируемые типы фитоценозов: 8 — верхнегорные ксерофильные березово-сосновые леса; 9 — верхнегорные остепненные разнотравно-злаковые луга.

Остальные ареалы: 10 — селевой денудации и аккумуляции; 11 — абляции ледника Каш-каташ; 12 — русло и пойма р. Адьлсу. Цифры в квадратах (1–8) означают номера микроклиматических площадок.

За период наблюдений межгодовая изменчивость летних термических условий в регионе оказалась значительной: по данным соседней метеостанции Терскол в 1980, 1981 и 1982 гг. средняя температура июля составила соответственно 14,7°, 12,9° и 10,9°, что обеспечило достаточную репрезентативность полученных температурных рядов. По этим рядам с помощью информационного анализа были построены векторы термических ниш рассматриваемых растительных сообществ как ряды частных коэффициентов связи $C(x_i/y_j)$ того или иного сообщества с определенными диапазонами температур воздуха и почвы. Степень перекрытия базовых термических ниш отображает взаимную близость или, наоборот, удаленность сообществ. При переходе к прогнозным нишам происходят изменения в этом перекрытии, что и служит толчком к соответствующим преобразованиям одного типа фитоценоза в другой, согласно принятой нами концепции локального фитоценотического отклика на фоновые климатические сигналы. В дальнейшем на основе теоретико-множественных расчетов удалось получить основные характеристики вероятностей и скоростей фитоценотических переходов на сроки 2050 и 2100 гг.

По завершению аналитического этапа фито-экологического прогноза было произведено крупномасштабное картографирование будущих состояний растительности полигона Адылсу на прогнозируемый срок 2050 г, когда в высокогорьях Центрального Кавказа ожидаются наиболее резкие изменения средних температур июля (см. табл. 12.1). Прежде всего, с помощью методов геоморфометрии существенно увеличили пространственное разрешение полей базовых среднеиюльских температур воздуха и почвы. Одновременно производилась идентификация выделенных на местности растительных комплексов (рис. 12.4 а) с восьмью типами фитоценозов (см. табл. 12.4). Тем самым удалось добиться, чтобы прогнозная геоботаническая карта полигона была адекватна аналитической модели фитоценотических трансформаций.

Сама карта строилась по тому же алгоритму, который изложен выше, с тем упрощением, что предиктором здесь выступал лишь один показатель — среднеиюльская температур воздуха (t_b^{cp}), которая в условиях глубоко расчлененного горного рельефа оказалась наиболее эффективным пространственно дифференцирующим фактором. По орграфу фитоценотических переходов на срок 2050 г выделялись наиболее значимые пары «редуцент–абсорбент». Затем они находились на матрице C_{ij} связи типов фитоценозов с t_b^{cp} . Сопоставление векторов термических ниш в каждой такой паре позволяло определить:

1) температурный интервал, при котором возможна локальная трансформация редуцента в абсорбент и 2) величину этой трансформации. Наконец, при наложении карты t_b^{cp} на базовую фитоценотическую карту находились те участки редуцента, которые должны перейти в состояние абсорбента. Таким путем была составлена прогнозная геоботаническая карта (рис. 12.4 б).

Таблица 12.4. Многолетние июльские нормы среднесуточной температуры воздуха и дневных температур почвы на площадках микроклиматических наблюдений, проведенных в 1980–1982 гг. в ущелье р. Аддылсу

Солярная экспозиция склона	Площадки наблюдений – типы высокогорных фитоценозов (абс. высота, м)	Символ	Температура почвы на глубинах			Температура воздуха
			20 см	30 см	40 см	
ЮЗ – 210°	1 – Злаково-разнотравный сосновый лес в средней части ареала (2260)		12.7 (15.5)	10.8 (13.2)	10.3 (12.6)	14.5
	2 – Вейниково-разнотравный, с высокотравьем, сосновый лес у верхней границы ареала (2420)		10.7 (13.1)	10.5 (12.9)	8.2 (10.1)	12.7
	3 – Вейниково-осоково-разнотравное сосновое редколесье (2500)		10.3 (12.6)	9.7 (11.9)	9.3 (11.4)	11.7
	4 – Субальпийский остепненный разнотравно-осоково-злаковый луг (2350)		12.5 (15.3)	11.3 (13.9)	10.6 (13.0)	15.5
	5 – Субальпийский разнотравно-пестроовсяницевый луг, с костром пестрым (2700)		10.7 (13.1)	9.4 (11.5)	8.5 (10.4)	12.4
ССВ–20°	6 – Сосняк-зеленомошник, разнотравно-папоротниковый, с примесью березы (2270)		7.8 (9.5)	6.3 (7.7)	5.6 (6.9)	11.5
	7 – Березовое криволесье, кустарничково-рододендровое (2580)		4.6 (5.6)	3.8 (4.7)	3.3 (4.1)	10.0
	8 – Субальпийско-альпийский разнотравно-осоково-пестро-овсяницевый луг (2750)		7.2 (8.8)	5.7 (7.0)	4.3 (5.3)	8.3

Примечание. Приведение температур к многолетней норме осуществлено по ст. Терскол. В скобках – июльские температуры почвы, наблюдавшиеся в наиболее теплый летний сезон 1980 г.

12.5.2. Прогнозные сценарии трансформации фитоценозов

Согласно модели E GISS, по ущелью Аддылсу летнее глобальное потепление будет выражено наиболее заметно ($\Delta t_{\text{июля}} \rightarrow 1,1-1,5^\circ$) в нижней полосе субальпийского пояса (на отметках 2200–2300 м) и существенно ослабнет ($\Delta t_{\text{июля}} \leq 0,3-0,5^\circ$) в направлении к поясу альпийскому (2600–2700 м). При этом в нижних и средних

частях горных склонов ЮВ–Ю–ЮЗ экспозиций средняя температура июля уже к 2050 г. возрастет на 0,2–0,5° сильнее, нежели на склонах СЗ–С–СВ ориентации. В соответствии с этим на солнцепечных склонах ожидаются наиболее резкие фитоценоотические переходы — как по их числу, так и по интенсивности (см. рис. 12.3). Это будет обусловлено повышенным здесь исходным разнообразием растительных сообществ, что и определит неоднозначную локальную реакцию на один и тот фоновый климатический сигнал.

















В системе прогнозируемых трансформаций доминирующее положение займут распространенные на солнцепечных склонах ассоциации двух типов (табл. 12.5): а) субальпийских сосновых редколесий (площадка 3) и б) мезофильных типично-субальпийских лугов (пл. 5). Особенно значительно расширят свои ареалы сосновые редколесья. Выступая в роли ярко выраженного абсорбента ($St_k = 1,2$), эти сообщества окажутся достаточно устойчивыми ($P_{ii} = 0,578 \rightarrow 0,492$) и будут трансгрессировать не только вниз, но и вверх по склонам, оттесняя как верхнюю границу сплошных лесных массивов (их $P_{ii} = 0,208-0,215$), так и в меньшей степени ($P_{ii} = 0,084-0,106$) мезофильные субальпийские луга. Более того, они одновременно начнут приникать на противоположный, теневой склон ущелья — в зеленомошные березово-сосновые леса (пл. 6). Сами же редколесья (в их современных ареалах) на 40–50% станут переходить в верхнегорные лесо-луговые сообщества, хотя время их полной трансформации окажется небольшим (142–195 лет).

Гораздо большей устойчивостью будут отличаться субальпийские разнотравно-пестроовсянищевые луга (пл. 5, $P_{ii} = 0,825 \rightarrow 0,757$). Им свойственны наибольшие времена полной возможной трансформации — от 343 до 410 лет. Трансгрессия в них нижележащих по склону сосновых редколесий и отдельных лесных массивов со временем ослабнет ($P_{ij} = 0,106 \rightarrow 0,084$ и $0,057 \rightarrow 0,049$). Будучи абсорбентами, солнцепечные субальпийские луга не только способны частично поглотить верхнюю (экотонную) полосу сосняков своего же склона, но и в еще большей степени могут стать прообразом будущих состояний лесных и луговых сообществ противоположного, теневого склона ущелья Аддылсу.

На солнцепечных склонах наибольшие преобразования произойдут, по-видимому, в верхней экотонной полосе сосновых лесов (площадка 2). Эти маргинальные лесные сообщества-субредуценты начнут распадаться на редколесные и луговые экосистемы, с исчезновением в травостое высокотравных элементов и с насыщением видов, свойственных типичным субальпийским лугам. Малоустойчивыми окажутся также сосновые лесные массивы и остепненные луга в нижней, притальвеговой полосе (площадки 1 и 4). Они на 85–90% и более начнут приобретать облик своих верхнегорных (а возможно и среднегорных) семиаридных аналогов.

На теневых склонах ущелья Аддылсу все выделенные типы растительных сообществ будут обладать повышенной устойчивостью, особенно в первый прогнозный период ($P_{ii} = 0,527-0,772$). Тем не менее они не только испытают взаимные

Таблица 12.5. Полигон Адылсу. Меры стабилизации фитоценологических групп (P_{it} , показаны жирным шрифтом), парциальные скорости их взаимных переходов (m_{ij}), а также другие прогнозные параметры их трансформации на срок 2050 г., согласно глобальной климатической модели E GISS

Типы высокогорных ассоциаций (см. табл. 12.4)	Типы высокогорных ассоциаций (см. табл. 12.4)								Верхнегорные сообщества (экстремальные)	Транзитный индекс, S_k^{*}	Суммарная вероятность и время преобразований (в числах лет)	
											P_i	(τP_{it})
	0.122	0	0	0	0	0	0	0	0.878	1.13 (A)	0.878	68.3
	0.168	0.483	0.416	0.096	0.320	0	0	0	0	0.93 (CP)	0.517	116.0
	0.07	0	0.578	0.048	0	0	0	0	0.945	1.20 (A)	0.422	142.2
	0	0	0	0.083	0	0	0	0	1.000	1.07 (CA)	0.917	65.4
	0.325	0	0.606	0.023	0.825	0	0	0	0.046	1.07 (CA)	0.175	342.9
	0.001	0.482	0.103	0	0.351	0.649	0	0.063	0	0.93 (CP)	0.351	170.9
	0	0.053	0	0	0.053	0.419	0.527	0.476	0.001	0.80 (P)	0.473	126.8
	0	0.401	0	0	0.175	0.424	0	0.772	0	0.87 (P)	0.228	263.2

*) Экотипы ассоциаций: А – абсорбенты; СА – субабсорбенты; М – мезогруппы; СР – субредуценты; Р – редуценты.

фитоценоотические переходы, но и начнут преобразовываться в состояния, прообразом которых служат современные сообщества противоположного, солнцепечного склона (см. рис. 12.4). По этой причине все типы фитоценозов теневого склона окажутся в категориях редуцентов и субредуцентов, с их постепенно деградирующими состояниями. Наиболее быстрым темпами будут изменяться, вероятно, «лавинные березовые криволесья» (пл. 7; см. табл. 12.5 и рис.12.4). Термоаридизация вызовет постепенное изреживание древесно-кустарникового яруса, разложение лесной подстилки и верхнего оторфованного горизонта почвы и последующее общее олуговение напочвенного покрова почти исключительно по альпийскому типу ($m_{ij} = 0,45-0,48$). Одновременно сюда по гребням и ровным участкам склонов между лотками лавинных «прочесов» начнут трансгрессировать сосновые и березовые древостои от лежащих ниже по склону лесных массивов, что должно привести к развитию здесь олуговельных редколесий.

Вместе с тем вопрос о возможном поднятии на теневых склонах верхней границы леса в условиях достаточно слабого повышения температур, которое дает модель E GISS, остается открытым. Как показали прогнозно-экологические исследования в Швейцарских Альпах (Theurillat et al., 1998), при таком климатическом тренде верхняя граница леса должна остаться в первом столетии практически неизменной. Следует ожидать лишь значительную трансгрессию в альпийский пояс кустарников и кустарничков. Поднятие же верхней границы леса может начаться только в следующем столетии.

12.6. Выводы

Проведенный опыт локального прогнозного моделирования по двум принципиально различным стратегиям: хорометрической и хронометрической, — демонстрирует, как нам представляется, достаточную эффективность использования обоих методических подходов. Следует подчеркнуть, что эти подходы не могут рассматриваться как взаимозаменяемые, поскольку каждый из них позволяет давать прогнозные оценки будущих состояний экосистем на основе строго определенной составляющей их структурно-функциональной организации — пространственной или временной. Оптимальным будет, несомненно, сочетание для одного и того же экорегиона обеих прогнозных стратегий.



ЧАСТЬ III

АКТУАЛЬНЫЕ ЭКОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ

Глава 13

БИОСФЕРНЫЙ ЗАПОВЕДНИК КАК ОБЪЕКТ РЕГИОНАЛЬНОГО И ГЛОБАЛЬНОГО ГЕОСИСТЕМНОГО МОНИТОРИНГА

13.1. Вводные замечания

Экологическая безопасность крупных территориальных подразделений континентальной биосферы, существенно зависит от состояния зонально-региональных типов природных экосистем, и в первую очередь, лесного покрова (Г.Ф. Морозов, В.Н. Сукачев, И.П. Герасимов, К.Я. Кондратьев, В.Г. Горшков, М.А. Глазовская, А.А. Тишков и др.). Растительный компонент природных ландшафтов осуществляет биологическую регуляцию газового состава атмосферы, глобального влагооборота, воднотеплового режима почв, процессов выветривания, накопления в почве необходимого для жизни биогенных химических элементов.

В этой глобальной и жизненно необходимой для человека функции растительности экологическая роль лесного покрова особенно велика, поэтому проблема сохранения лесных экосистем и воспроизводства лесных ресурсов на южной границе лесной зоны умеренных широт, где лесные сообщества находятся в состояниях, близких к критическим, относится к числу фундаментальных экологических проблем. Она всегда была актуальной для Европейской России, в пределах которой обширная переходная полоса от леса к степи, т.е. зональный лесостепной экотон, составляет индустриальное и демографическое ядро нашей страны. Поэтому в отечественной географии эта проблема имеет глубокие исторические корни (С.И. Коржинский, В.В. Докучаев, Г.И. Танфильев, Г.Ф. Морозов, Г.Э. Гроссет, Л.С. Берг, А.А. Григорьев, Ф.Н. Мильков, М.И. Будыко и др.). В настоящее время в ее решении все большее значение приобретают вопросы устойчивости природных экосистем как естественноисторической основы устойчивого развития региона.

Среди основных задач современной экологии человека следует назвать, во-первых, оценку состояния качества природной среды, характеризуемого геофизическими, геохимическими и биотическими параметрами, а во-вторых, — установление экологического резерва геосистем и предельно допустимых антропогенных нагрузок в целях разработки принципов экологического нормирования с учетом экономических и социальных аспектов. Перечисленные вопросы входят в перечень задач биоэкологического и геосистемного мониторинга (Израэль, 1979; Герасимов, 1985).

Настоящее исследование в указанном направлении проведено на примере Приокско-террасного биосферного заповедника, расположенного в Серпуховском районе Московской области по левобережью р. Оки. Актуальность проведенной нами в 1998 г. ландшафтно-экологической съемки на территории заповедника диктовалась экологической ситуацией, которая может сложиться в данном регионе в связи с планами реализации крупного гидротехнического проекта. Природные комплексы заповедника, примыкающего непосредственно к берегу Оки, будут неизбежно трансформироваться после введения в строй Южной системы водоснабжения г. Москвы и области (объем окского водозабора составит до 30% меженного стока Оки). Необходимо было получить комплексные аналитические и картографические модели стартового состояния лесных экосистем заповедника с тем, чтобы в последующие годы при повторных съемках можно было бы отслеживать функциональные и структурные изменения экосистем, вызванные работой гидротехнического сооружения.

13.2. Идеологические основы научного поиска

Приокско-террасный биосферный заповедник находится в подтаежной зоне Русской равнины, в осевой части переходной полосы от леса к степи — на трансконтинентальном бореальном экотоне (Базилевич и др., 1986; Коломыц, 1995, 2005). Данная полоса обусловлена, как известно, важнейшим для структуры и функционирования зональных растительных сообществ климатическим рубежом — переходом соотношения тепла и влаги через 1. Соответственно коренным образом меняется энергетический потенциал основных природных процессов: выветривания и почвообразования, превращения и миграции веществ, становления и развития биоценозов (Родин, Базилевич, 1965; Таргульян, 1971; Глазовская, 1992; и др.). Тем самым закладываются переходные (буферные) биоклиматические условия подтаежной зоны, которые в полной мере отображаются в почвенно-фитоценотической структуре территории заповедника.

Приокско-террасный заповедник уникален также в отношении литогенной основы формирования природных комплексов. Он расположен в пограничной полосе между двумя достаточно контрастными видами ландшафтов Окского бассейна: 1) водно-ледниковых и древнеаллювиальных аккумулятивных песчаных равнин с елово-сосновыми и еловыми лесами и 2) эрозионных волнистых слабокарбонат-

но-суглинистых увалов с дубово-липовыми лесами (Коломыц, 2005). Как раз северная часть территории заповедника принадлежит к первому виду ландшафтов, а южная — ко второму. Такой резко выраженный контраст литогенной основы уже изначально предопределяет достаточно устойчивое фитоценоотическое и почвенное разнообразие природных комплексов заповедника.

Переход экосистем в критическое состояние происходит в форме цепных реакций в системе межкомпонентных и межкомплексных связей, поэтому проведенный нами анализ структурно-функциональной организации лесных экосистем был направлен на то, чтобы выявить систему цепных реакций в ландшафтных связях, которая, с одной стороны, описывает иерархические закономерности и механизмы формирования самой природно-территориальной структуры, а с другой, — вскрывает наиболее эффективные каналы внешних воздействий на лесные экосистемы. При этом выявились приоритетные параметры состояния систем для количественной оценки их устойчивости различных категорий — потенциальной (запаса гомеостатичности), резистентной и упругой.

Основным интегральным выражением функционирования экосистемы послужили показатели малого биологического круговорота: первичного продукционного процесса (автотрофного биогенеза) и разложения мертвого органического вещества (детритной ветви). В свою очередь, по звеньям биологического круговорота прослежено распространение волн цепных реакций при воздействии глобально-региональной климатической системы.

Цепные реакции наиболее отчетливо проявляются на локальном уровне и могут быть выявлены (при отсутствии стационарных наблюдений) лишь по результатам крупномасштабной ландшафтно-экологической съемки. Массовый дискретный материал, полученный в результате проведенной нами съемки, позволил провести многомерный экологический анализ природных комплексов локального уровня и установить приоритетные структурно-функциональные параметры, отображающие их реакцию на глобальные и региональные изменения внешней среды, что и должно лежать в основе разработки концепции локального мониторинга глобальных изменений.

13.3. Объекты и методы исследования

Крупномасштабная ландшафтно-экологическая съемка в масштабе 1:25 000 была проведена в период 6–18 июля 1998 г. по методике, изложенной в главе 1. Банк данных о состоянии основных зонально-региональных типов лесных биогеоценозов и их основных сукцессионных рядов состоял из более чем 75 параметров, объединенных в шесть структурно-функциональных, блоков. По этому материалу было проведено численное моделирование ландшафтных связей, а в дальнейшем — многомерный анализ структуры и функционирования лесных экосистем, с количественной оценкой их устойчивости (см. главу 1).

При изучении закономерностей территориальной организации ландшафтов заповедника основными объектами были в первую очередь коренные геосистемы, с климаксовой (или близкой к ней) растительностью. Они охватывают также главные типы местоположений в системе ландшафтных сопряжений, основное разнообразие литолого-механического состава почвообразующего субстрата и самих почвенных разностей. Это обеспечило необходимую фактологическую базу для построения моно- и полисистемных моделей, т.е. комплекса межкомпонентных и межкомплексных ландшафтных связей.

На основе имеющихся на территорию заповедника крупномасштабных карт: ландшафтной, почвенной и геоботанической, — были предварительно намечены и в дальнейшем «отработаны» 45 пробных площадей. Каждая пробная площадь характеризовала одну конкретную ландшафтную фацию (биогеоценоз) на данном типе местоположений (МП). Пробные площади расположены вблизи квартальных просек или дорог в следующих кварталах заповедника: 1, 2, 4, 7, 8, 9, 13, 15, 16, 17, 18А, 19А, 22, 23, 24, 25, 28, 29, 31, 31А, 32, 34, 34А, 35, 36А, 37, 38, 38А, 40 (рис. 13.1). Некоторые из них располагались в непосредственной близости к участкам стационарных пикетов, где сотрудниками заповедника ведутся многолетние режимные наблюдения. Полученный объем выборки позволил в дальнейшем проводить статистическую обработку материала. Топогеосистемы выбирались таким образом, чтобы охватить все звенья ландшафтных сопряжений (катен) на данной модельной территории, основные типы леса, а также их доминирующие сукцессионные ряды.

Катенарный подход, дающий, как известно (Тишков, 2005), наиболее реальные представления о пространственной организации биогеосистем, уже продуктивно использовался в экологическом анализе лесов Приокско-террасного заповедника (Заугольнова, 2000). Вершины холмов, водораздельные гребни и плоско-выпуклые междуречья нами отнесены к элювиальному типу МП, бровки террас и уступов, а также верхние выпуклые участки склонов к трансэлювиальному, нижние полого-вогнутые и ровные участки склонов — к трансаккумулятивному, а подножья склонов — к аккумулятивному типу. Выделялся также элювиально-аккумулятивный (ЭА) тип МП — слабо дренируемые переувлажненные западины плоских междуречий. Набор пробных площадей в целом соответствовал особенностям рельефа и растительного покрова заповедника. Наибольшее число точек пришлось на междуречные пространства (Э, ТЭ и Т типы местоположений), поскольку они отличаются максимальным разнообразием лесных фитоценозов.

В дальнейшем все фациальные выделы данного полигона объединялись в *группы фаций (биогеоценозов)*. Группировка точек проводилась по двум координатам — типу местоположения и типу леса. Каждой группе ландшафтных фаций, представляющей собой некоторое типологическое обобщение родственных выделов фаций, отвечает не только коренной тип фитоценоза, но и определенный набор производных от него типов, характеризующих этапы его спонтанных или антропогенных изменений (Сочава, 1962). По этой причине «ядро» фитоценози-

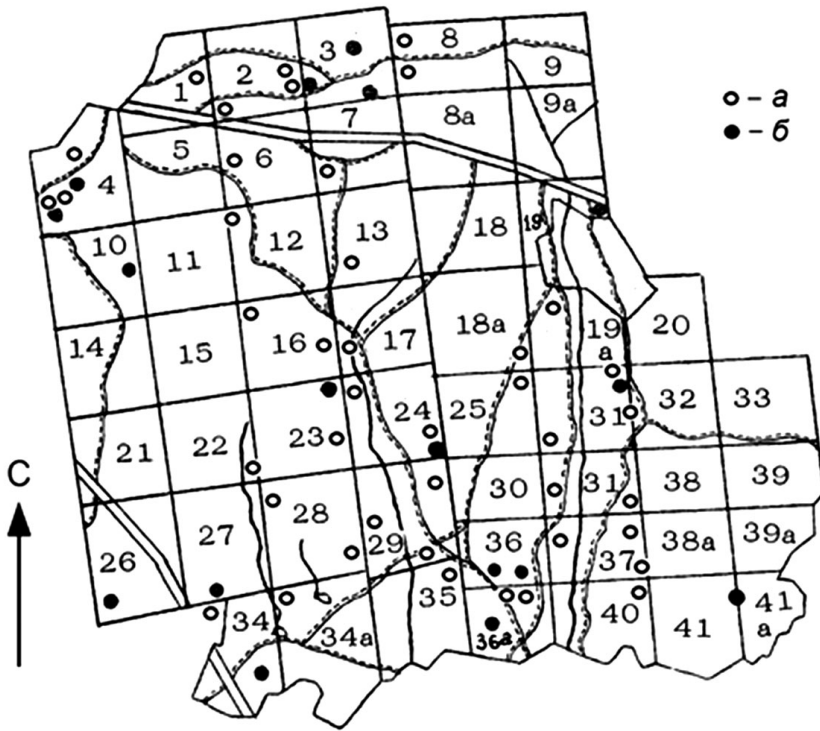


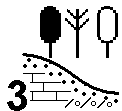
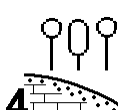

Рис. 13.1. Распределение пробных площадей нашей ландшафтно-экологической съемки (а) и участков стационарных наблюдений сотрудников Приокско-террасного заповедника (б). 1, 2, 3, ... — номера лесоустроительных кварталов.

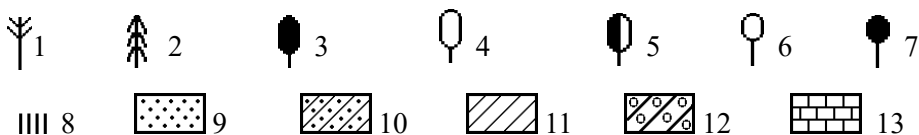
ческого блока каждой выделяемой группы биогеоценозов составляли сообщества, наиболее близкие к коренному состоянию и потому наиболее высокоорганизованные (Сукачев, 1975).

Сбор фактического материала на каждой пробной площади и его первичная обработка проводились в соответствии с известными теоретическими разработками и методическими руководствами (см. Главу 1). Температуры почвы были в дальнейшем приведены к единому сроку с помощью повторных измерений в контрольном шурфе, а радиационный баланс дан в относительных единицах (по отношению к соседней открытой поляне в условиях ясного или полужасного неба, при наличии прямой солнечной радиации). По материалам количественной таксации леса были рассчитаны различные категории живых и мертвых фитомасс отдельно для древостоя, подроста с подлеском и напочвенного покрова.

На основе карты типов растительных сообществ Приокско-Террасного заповедника (Ханина, Бобровский, 2005) выделены также следующие группы наиболее распространенных типов леса: 1) сосняки (чистые и с березой); 2) сосно-

Таблица 13.1. Группы биогеоценозов (ландшафтных фаций) территории Приокско-террасного заповедника и их условные обозначения (Экспликация к растровой карте биогеоценологических групп, см. рис. 13.2)

Краткая характеристика	Символ
1. Ксероморфные и мезо-ксероморфные сосновые и сосново-березовые леса, с осинкой и липой, элювиальные и трансэлювиальные (плосковыпуклых междуречий и верхних частей склонов речных долин), кустарничково-зеленомошные и вейниково-разнотравные, с дерново-подзолами и боровыми песками на суглинистой морене и без нее.	
2. Мезо-гидроморфные еловые, сосново-еловые и елово-сосновые леса, элювиальные и трансэлювиальные, кислично-зеленомошные и кустарничково-разнотравные, с дерново-подзолами и дерново-подбурами оподзоленными, иногда торфяно-глееватыми, на песчано-суглинистых и моренных отложениях.	
3. Мезоморфные и ксеро-мезоморфные сосново-липово-дубовые и сосново-липовые леса, с широким диапазоном местоположений (от элювиального до трансаккумулятивного), разнотравные и широко-травные (снытьево-волосистоосоковые), с дерново-подбурами типичными и глееватыми, супесчаными на элювии известняка и моренных суглинках.	
4. Мезоморфные и мезо-ксероморфные липово-березовые леса, с осинкой, а также березняки и осинники, с дубом, липой и елью, трансэлювиальные и транзитные (верхних и средних частей склонов речных долин), вейниково-разнотравные и широко-травные, с дерново-подбурами оглеенными, супесчаными, а также с дерново-карбонатными почвами почвами на элювии известняка.	
5. Мезо-гидроморфные ельники, а также сосново-еловые и елово-сосновые леса, транзитные и трансаккумулятивные (средних и нижних частей склонов речных долин), черничные зеленомошно- и кислично-разнотравные, с дерново-подбурами оподзоленными и слабо оглеенными, на песчано-суглинистой морене и делювии известняка.	
6. Гидроморфные хвойные и мелколиственные заболоченные леса (сосняки, ельники, березняки, черноольшаники) элювиально-аккумулятивных и супераккумулятивных местоположений (замкнутых междуречных понижений и днищ речных долин), кустарничково-сфагновые и высокотравные, с торфяно-болотными глееватыми супесчано-суглинистыми почвами, с на моренных и аллювиальных отложениях.	



Условные обозначения к символам групп биогеоценозов. Древо-доминанты: 1 – сосна; 2 – ель; 3 – дуб; 4 – липа, вяз; 5 – широколиственные без разделения; 6 – береза, осина; 7 – ольха черная. Напочвенный покров: 8 – лугово-степное разнотравье. Почвообразующие породы: 9 – пески; 10 – супеси и легкие суглинки; 11 – средние и тяжелые суглинки; 12 – супесчано-суглинистая морена с валунами; 13 – карбонатные породы (известняки, доломиты).

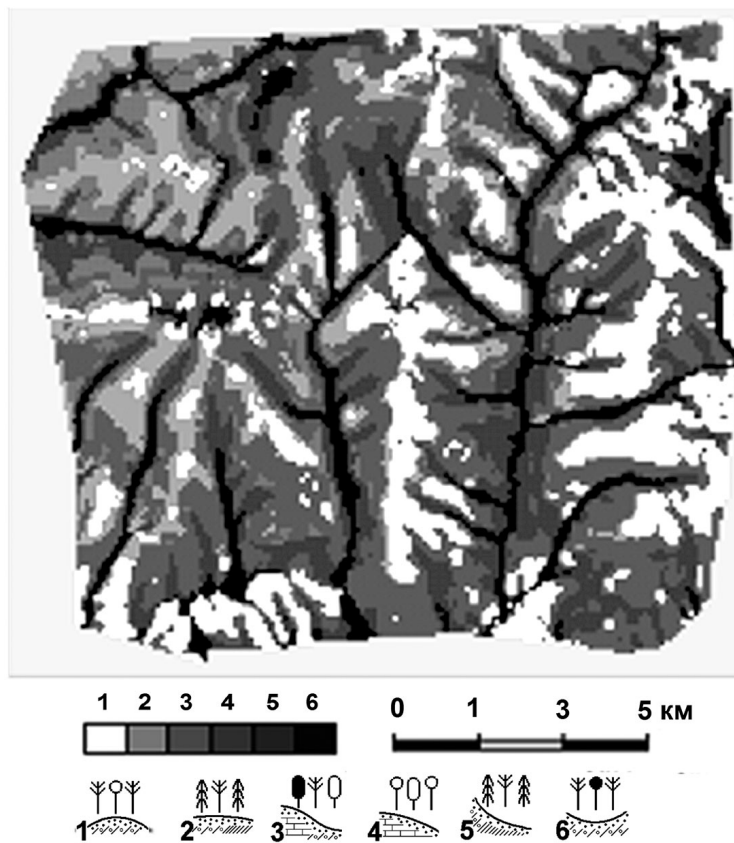


Рис. 13.2. Растровая карта распределения групп лесных биогеоценозов по территории Приокско-террасного биосферного заповедника. Рассчитана и составлена Л.С. Шарой.

1–6 — группы лесных биогеоценозов (расшифровку см. в табл. 13.1).

во-березовые леса, с осиной и липой; 3) сосново-еловые и елово-сосновые леса; 4) сосново-липово-дубовые и сосново-липовые леса; 5) ельники; 6) липово-березовые леса с осиной; 7) березняки и осинники (с дубом, липой и елью), 8) черноольшаники (с березой и сосной). По сочетанию типа местоположения и группы типов леса, с соответствующими почвенными разностями, были выделены 6 групп биогеоценозов, представленных в табл. 13.1.

По материалам ландшафтно-экологической съемки Л.С. Шарой была рассчитана и построена растровая карта лесных биогеоценозов Приокско-террасного заповедника (рис. 13.2). При этом был применен новый математико-картографический метод (Shary et al., 2002; Шарая, 2009). В отличие от известных методов типологического картографирования, на карте групп биогеоценозов заповедника

отражены вероятностные закономерности пространственного распределения лесных экосистем. Карта сформирована с помощью 5 моделей для разных биогеоценотических групп по преобладанию вероятности обнаружения той или иной группы. Модели показывают, какие факторы окружающей среды являются ведущими в пространственной организации лесного покрова заповедника. Среди ведущих факторов — типы местоположения, морфометрические характеристики микрорельефа (18 параметров), запасы влаги в почве и температура почвы. Выделенные ареалы групп биогеоценозов характеризуют наибольшие вероятности нахождения данной группы в пределах того или иного ареала. Все модели успешно проверены по методике кросс-валидации Аллена (Allen, 1974) и разработанному ранее эмпирическому критерию.

При расчете карты идентифицированы основные для пространственной дифференциации лесов заповедника факторы среды: 1) площадь водосбора, 2) крутизна склонов, 3) запасы влаги, 4) температура почвы, 5) типы местоположений. Пространственное распределение шести выделенных биогеоценотических групп оценивалось по преобладанию вероятности найти данную группу в каждой точке карты. Результирующая растровая карта групп биогеоценозов есть, таким образом, карта наибольшей вероятности обнаружить ту или иную биогеоценотическую группу в конкретном ареале. Эта карта представляет собой визуализированную матрицу, в каждом элементе которой (50 м × 50 м) находится значение вероятности нахождения определенной группы. Закрашенные в одинаковый цвет ареалы отвечают наибольшей вероятности нахождения в этих элементах одной биогеоценотической группы. В этом же ареале могут присутствовать и другие группы (как правило, соседние), но с меньшей вероятностью.

Мы рассматриваем *обобщенную (собирательную) катенарную геоморфологическую систему*, используя из других абиотических факторов только данные о запасах влаги в слое почвы 0–50 см и о температуре почвы на глубине 0,5 м. В работе Заугольной (2004) на основе увлажнения и кислотности почв проведена типизация катен на территории заповедника (с выделением катен «полночленного, нейтрального, промежуточного и кислого» типов) и дано распределение по ним локальных эколого-ценотических комплексов (неморальных, бореальных, неморально-бореальных и т.д.), которые в нашем исследовании представлены как зонально-географические группы фито- и биогеоценозов (см. ниже).

Межкомпонентные (моносистемные) связи, а также связи межкомплексные (полисистемные) анализировались с помощью теоретико-информационных и теоретико-множественных моделей, методика построения которых подробно изложена в главе 1. Сочетание информационных и теоретико-множественных методов анализа позволило получить комплексные дискретные параметры функционального состояния биогеоценотического пространства. Рассчитывались два таких параметра — S_k^m и G_k , а также индекс упругой функциональной лабильной устойчивости лесного сообщества $I_{\text{упр}}(1)$ (см. главу 1, раздел 1.7).

13.4. Общее состояние лесного покрова заповедника

Сложность осуществления мониторинга в значительной мере связана с многозначностью реакции разнопорядковых ландшафтных структур и их элементов на одни и те же глобальные и региональные изменения, что выдвигает на первый план проблему иерархии масштабов этой реакции и ее пространственной интеграции. Биосферные заповедники как участки слежения за спонтанными, в том числе глобально-антропогенными, изменениями в биосфере (Реймерс, 1990) характеризуют в каждом регионе не только зонально-региональный фон территории, но и типичное разнообразие локальных отклонений от этого фона, которые могут имитировать фоновые характеристики других регионов, нередко весьма отдаленных. Многообразие биогеоценотических структур биосферного заповедника должно соответствовать и многообразию их ответной реакции на глобальные изменения, что требует проведения сопряженного многомерного анализа структуры и функционирования заповедных гео(эко-)систем.

По археологическим свидетельствам и текстовым документам (Заугольнова, 2000) до середины XVIII в. территория Приокско-террасного заповедника прошла через этапы полного облесения, которое продолжилось периодически и после реформы 1861 г. Лишь в 1888 г. эта территория была отнесена к категории защитных. На ней были прекращены рубки и начались посадки сосны. Таким образом, зафиксированное нами при ландшафтно-экологической съемке состояние лесных сообществ является результатом примерно 100-летнего процесса лесовосстановительных смен, поэтому все леса заповедника считаются в той или иной степени производными. Эндозоогенетические сукцессии, по-видимому, лишь в редких случаях смогли достичь состояния климакса или даже субклимакса, поскольку, как известно (Пузаченко, 1996), для этого лесному сообществу необходимо пройти через два-три поколения древостоев. На территории заповедника полностью отсутствуют зональные сообщества хвойно-широколиственных лесов, которые имели бы возраст порядка 300–400 лет, соразмерный с длительностью жизни деревьев эдификаторов. К тому же лесовосстановительный процесс осложнялся периодическими выборочными (и даже сплошными) рубками и пожарами, поэтому разные фитоценозы находятся на разных этапах восстановительных смен. Это и стало одной из причин чрезвычайной мозаичности современного растительного покрова заповедника — результата интенсивного и продолжительного антропогенного воздействия, предшествующего организации заповедника (Заугольнова, 2000).

Коренной растительной формацией территории заповедника считается елово-широколиственная (Ковда и др., 1981), однако к настоящему времени ель в данных сообществах почти полностью вытеснена сосной и псевдокоренными можно считать эвритопные сосново-дубово-липово-еловые леса (группа биогеоценозов 3, см. табл. 13.1), занимающие широкий диапазон типов местоположений — от элювиального трансаккумулятивного. Подчеркнем эту важную осо-

бенность их катенарной организации. Она обусловлена способностью большей части флоры заповедника существовать во всех вариантах экотопа (Смирнова, Попадюк, 1999) и лежит в основе фитоценотического разнообразия квазиклиматических лесных сообществ в подтаежной зоне Среднеокского бассейна.

Отмечаемое в работе Заугольной (2000), по материалам А.И. Каляева и данным лесной таксации, увеличение за период с 1946 г. (со времени организации заповедника) по 1981 г. доли ели и липы во взрослом древостое и особенно в подросте оценивается как получивший развитие в условиях полного заповедного режима процесс эндогенетической замены пионерных видов (сосны, березы, осины) на зональные эдификаторы хвойно-широколиственных лесов — ель обыкновенную и липу мелколиственную.

Дальнейшее эндогенетическое развитие фитоценохор заповедника будет продолжаться по линейной, а не циклической траектории, поскольку демографическая стабильность еще не установилась даже в сообществах с нормальным (полноценным) типом спектра. Эта динамика будет определяться в первую очередь достаточно свободным процессом инвазии зональных эдификаторов — ели, липы и в меньшей степени дуба (Заугольная, 2000). Поэтому прогнозируется расширение именно смешанных елово-дубово-липовых сообществ как зональных представителей подтаежной зоны.

Исследованиями сукцессионных процессов, проведенными в неморально-бореальной (подтаежной) зоне Русской равнины и Среднего Урала, в том числе в Приокско-террасном заповеднике (Заугольная, 2000, 2004; Смирнова, 2004; Широков, 2004), установлено, что после широколесосечных (сплошных) вырубок и пожаров на месте прежних полидоминантных разновозрастных неморально-бореальных лесов формируются сообщества с сильно измененной эколого-фитоценотической структурой, с расчленением древостоев и напочвенного покрова на отдельные группы видов и виды, с разрывом поколений в популяции деревьев и с преобладанием сукцессионных стадий производными сообществ, состоящих из пионерных (реактивных) видов — сосны, березы, осины. Последующая направленная лесохозяйственная деятельность (выборочные рубки лиственных пород и рубки ухода) приводят к формированию чисто хвойных (еловых) насаждений. Прогрессивное развитие данного процесса на территории заповедника подтверждается широким распространением в настоящее время в липняковых сосняках, березняках и осинниках подросте ели (Бобровский, Ханина, 2005).

13.5. Цепные реакции в межкомпонентных связях

Общий механизм формирования биогеоценотического покрова Приокско-террасного заповедника обрисован системой цепных реакций в информационных межкомпонентных связях (рис. 13.3). В основе этой системы лежит важнейший локальный фактор природно-территориальной организации — тип местоположения, или геотоп (см. главу 1), выступающий в роли первичного комплексного

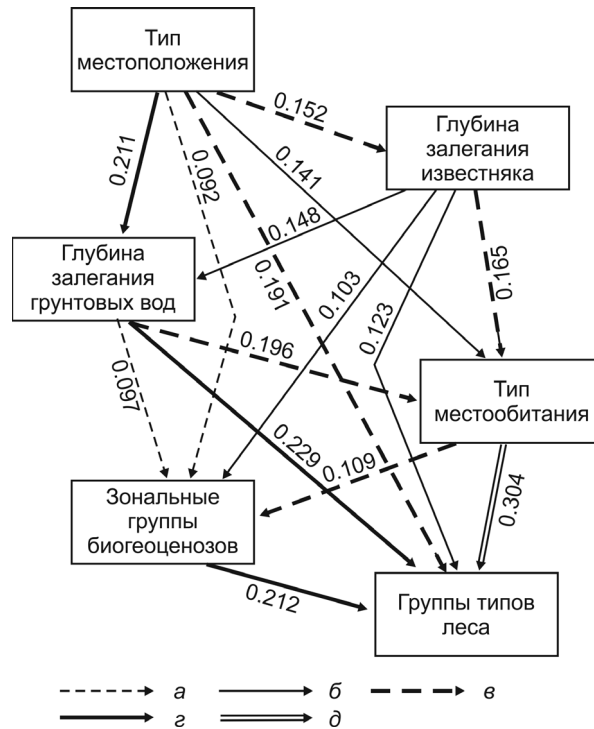


Рис. 13.3. Фрагмент общей информационной модели межкомпонентных связей в подтаежных ландшафтах моренно-зандровых и эрозионных равнин Приокско-террасного заповедника. 0,211, 0,092, 0,141, ... — нормированные коэффициенты сопряженности $K(A:B)$.

эдификатора. Судя по параметру $K(A:B)$, прямое влияние типа МП на конечный индикатор ландшафтных связей: биогеоценоз и его фитоценоотическое ядро, — оказывается не менее значимым, чем опосредованное воздействие через промежуточные ретрансляторы — глубину залегания известняков и доломитов (ГЗИз), глубину залегания грунтовых вод (ГЗГВ) и тип местообитания (МО). Выделяются два противоположных «полюса» геотопов на верхнем и нижнем звеньях катены (ТЭ и СА–Эа геотопы) с бореальными таежными, боровыми и лесоболотными сообществами (табл. 13.2). Эти «полюса» наиболее контрастны по ГЗГВ и эдафическому увлажнению, но достаточно близки по общему наиболее глубокому залеганию известняков и доломитов (см. рис. 13.4 а и 13.6 в).

Средние звенья катены (Т, ТА, А типы МП) заняты целым спектром лесных биогеоценозов, как бореальных таежных и смешаннолесных, так и суббореальных неморальных. Находясь примерно в одинаковых гидрологических условиях (рис. 12.5 в) и соответствующего эдафического увлажнения, эти биогеоценоотические группы отчетливо дифференцируются по глубине залегания известняка (рис.

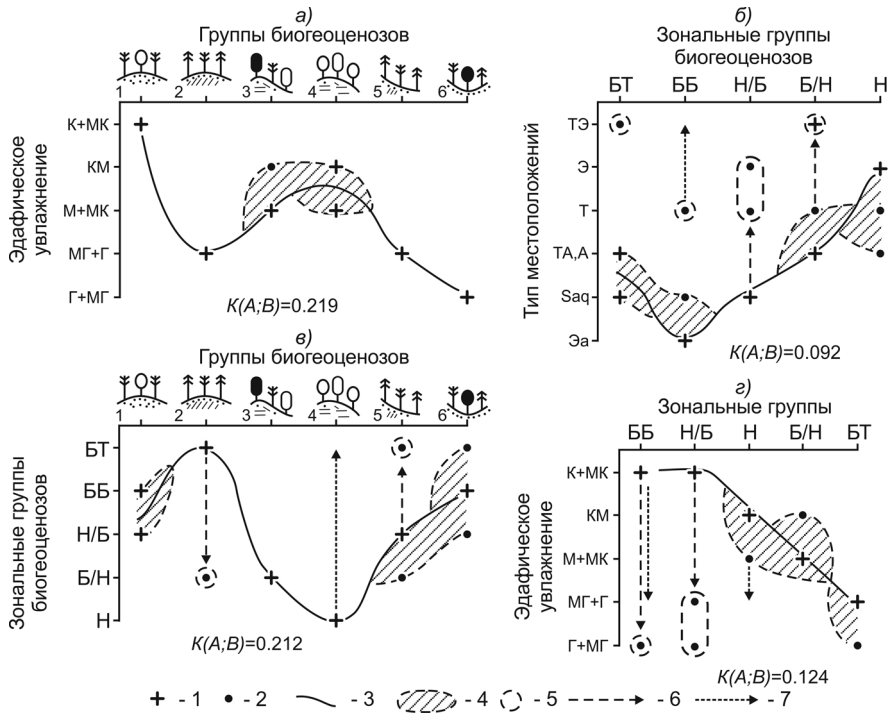


Рис. 13.4. Бинарная ординация групп биогеоценозов и их зональных групп по типам местоположения и эдафическому увлажнению.

Условные обозначения: 1 — экологический доминант; 2 — «размытая» часть экологической ниши; 3 — траектория, соединяющая экологические доминанты; 4 — пространство экологической ниши; 5 — анклав; 6 — направление возможной трансгрессии данного явления от его экологического доминанта; 7 — область спорадического распространения явления в пределах данных градиций фактора.

Зональные группы биогеоценозов: БТ — бореальная таежная; ББ — бореальная боровая; Н/Б — неморально-бореальная; Б/Н — бореально-неморальная; Н — неморальная. Эко-логические группы биогеоценозов: К — ксерофитная; МК — мезо-ксерофитная; М — мезофитная; МГ — мезогигрофитная; Г — гигрофитная. Обозначения групп биогеоценозов см. табл. 13.1.

13.5 в). Так реализуется иерархически упорядоченная дифференциация лесообразующего влияния абиотических факторов среды.

Тип местоположения определяет не только литогенные условия лесообразования (см. выше), но и еще в больше степени гидрологический режим этого процесса, представленный глубиной залегания грунтовых вод (ГЗГВ). Вниз по катене прослеживается общее увеличение этой глубины (рис. 13.5 а). Наиболее сухие геотопы приурочены к выпуклым ТЭ водоразделам и бровкам нижних СА террас. Максимальное же грунтовое увлажнение свойственно днищам речных долин и

междуречным западинам. Характерно сходство гидрологических условий элювиальных и транзитных местоположений, что и определяет идентичность их по типу местообитания (A_4, B_4, C_4 — сырые пески и суглинки, см. рис. 13.5 б).

Топологический ряд рассматриваемых групп лесных биогеоценозов заповедника достаточно тесно коррелирует с градиентом изменения ГЗГВ, а также с летними запасами влаги в почве и с экологическими группами напочвенного покрова, о чем свидетельствуют высокие коэффициенты сопряженности (рис. 13.4 а и в; табл. 13.3–13.5). Вероятности экологических доминантов составляют от 45–60 до 75–90% и более, а сами гидро-экологические ниши резко сужены, хотя нередко имеют анклавы. Все это указывает на ведущую лесообразующую роль гидрологических условий, в том числе поверхностного увлажнения эдафотопа. Полученные эмпирические связи имеют основополагающее значение для ландшафтно-экологических прогнозов. Они доказывают объективную реальность взаимных функционально-структурных переходов между лесными сообществами Приокско-террасного заповедника при глобальных изменениях климата, либо при техногенном изменении гидрологического режима речного бассейна.

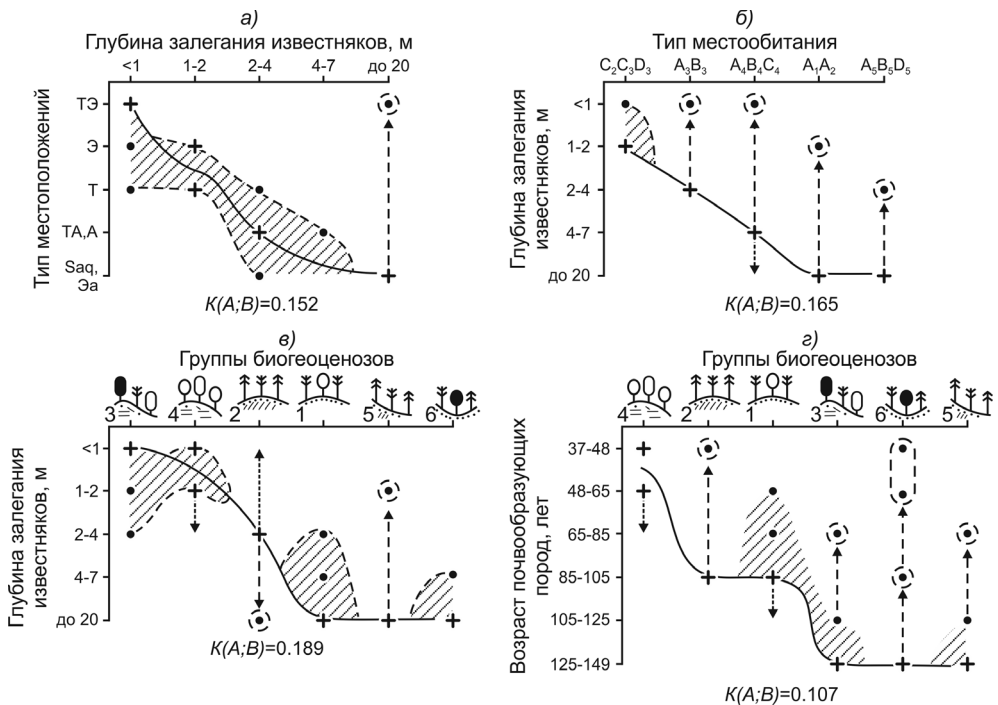








Рис. 13.5. Парциальные связи типов местообитания, групп биогеоценозов и глубиной залегания грунтовых вод. Условные обозначения те же, что и на рис. 13.4.

Таблица 13.2. Процентное распределение групп биогеоценозов в пространстве типов местоположений (матрица нормированных частных коэффициентов связи) $K(A;B) = 0,191$

Типы местоположений	Группы биогеоценозов (см. табл. 13.1)					
	 1	 2	 3	 4	 5	 6
ТЭ	48	55	21	7	11	
Э	39	30	12	32	12	
Т	13	15	35	16	46	
ТА, А			32	45	32	
СА						50
ЭА						50

Примечание. Жирным шрифтом выделены экологические доминанты.

Все группы лесных сообществ Приокско-террасного заповедника вторичны (Заугольнова, 2000), и ареалы одной и той же группы находятся на различных сукцессионных стадиях, поэтому связь биогеоценозов с возрастом насаждений весьма слабая (рис. 13.6 з). Вероятности доминантов возрастных экологических ниш не превышают 30–45%, между тем как у многочисленных анклавов с более молодым возрастом насаждения они достигают почти таких же значений. Даже сам локальный представители подтаежной зоны в Среднеокском бассейне — группа биогеоценозов 3 (см. табл. 13.1) имеет хотя и узкую нишу более чем 100-летнего возраста, но с 28-процентным анклавом 65–85-летних древостоев.

Все же можно выделить три основных возрастных уровня лесных сообществ, с общей вероятностью их экологических ниш от 42–45% до 63–66%:

1. 40–45 лет, наиболее молодые липово-березовые леса, а также березняки и осинники, трансэлювиальные и транзитные;
2. 65–105 лет, приспевающие сосновые и сосново-еловые леса с осинной и липой, элювиальные и трансэлювиальные;
3. 125–150 лет, зрелые и перестойные сообщества, близкие к климаксовому состоянию; это, во-первых, квазикоренные сосново-липовые и сосново-липово-дубовые леса широкого диапазона местоположений (от элювиального до трансаккумулятивного), а во вторых, — сосняки и ельники нижних частей склонов и их подножий (ТА и А).

Таким образом, наиболее нарушенными и находящимися на более ранних сукцессионных стадиях являются лесные сообщества верхнего звена катены — Э и ТЭ типов МП. Нижнее же ТА–А звено и частично среднее транзитное — заняты лесами, которые гораздо больше приближаются к своему климаксовому состоянию.

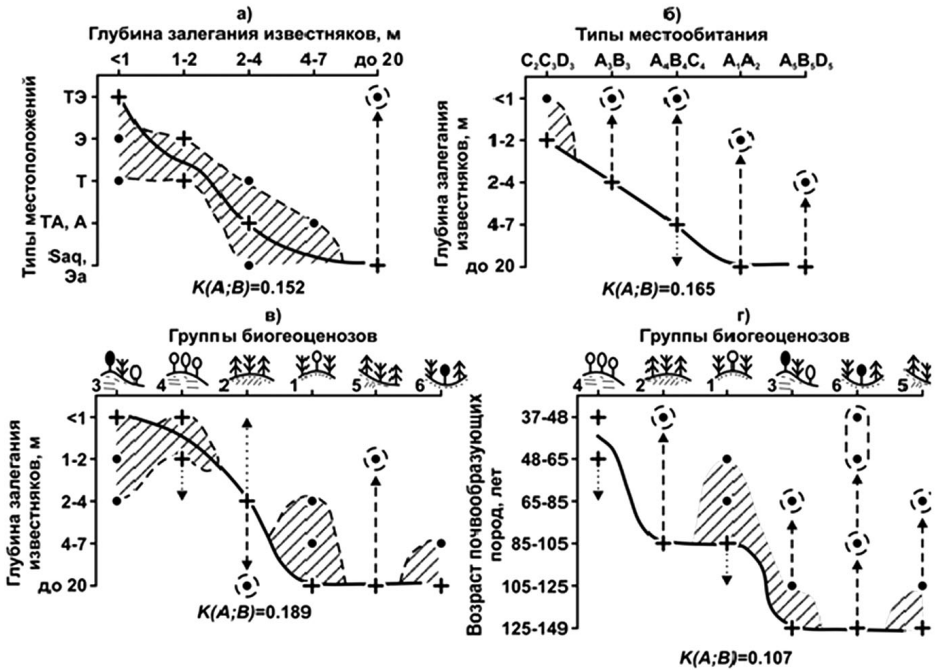


Рис. 13.6. Парциальные связи типов местоположений, глубин залегания известняков, типов местообитания (см. табл. 13.7) и групп биогеоценозов, а также возраста лесобразующих пород. Условные обозначения те же, что и на рис. 13.4.

13.6. Экологическая роль литогенной основы ландшафтов

Процесс становления современных лесных ассоциаций Приокско-террасного заповедника, начавшийся, с некоторыми перерывами, более 250 лет назад, после длительного периода почти полного обезлесения шел, как показали наши исследования, под эффективным влиянием *литогенного фактора* и, прежде всего, территориальной контрастности глубины залегания карбонатных известняков и доломитов. Данный фактор, во-первых, усложнил зональный биоклиматический подтаежный фон территории заповедника появлением экстразональных фитоценологических структур суббореального литозадафического климакса (дубо-липняков и их мелколиственных дериватов), а во-вторых, — предопределил пространственную дифференциацию лесных биогеоценозов, близких к зональному климаксу (группа БГЦ 3, см. табл. 13.1).

Неморальная структура фитоценоза наиболее устойчива в экотопах на известняках (Заугольнова, 2000), между тем как на моренных суглинках и глинах идет преобразование неморальной фитоценологической структуры под влиянием ели. Это не что иное как литогенная предопределенность фитоценологической структуры, свойство литозадафического климакса, по Ю. Одуму (1975), которое отчетливо

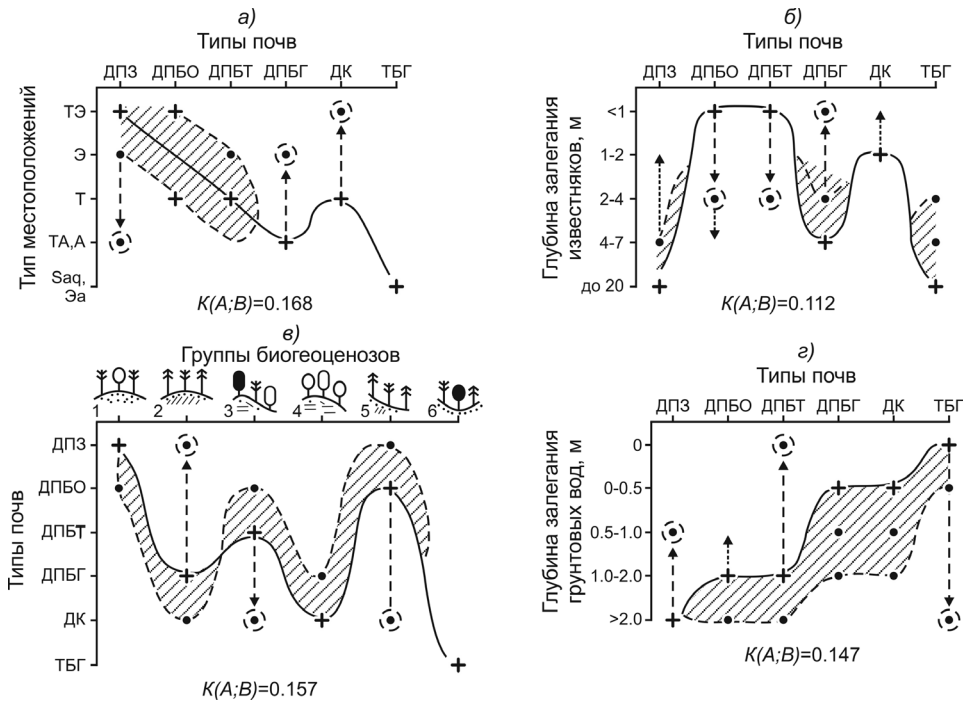


Рис. 13.7. Экологические связи различных типов почв Приокско-террасного заповедника. Типы почв по: Иванов и др. (2006): ДПЗ — дерново-подзолы; ДПБО — дерново-подбуры оподзоленные (разной степени оподзоленности); ДПБТ — дерново-подбуры типичные (неоглееные и глееватые); ДПБГ — дерново-подбуры типичные глеевые; ДК — дерново-карбонатные почвы; ТБГ — торфяно-болотные глеевые почвы.

проявляется и в зональных группах биогеоценозов. Автор прямо указывает, что неморальная группа фитоценозов, с широко- и мелколиственными породами, приурочена к известнякам (т.е. к их близкому залеганию), а участие бореальных видов, с усилением позиции ели, повышается в экотопах на моренных суглинках. Липа и ель — главные породы, «...которые способны восстановить устойчивую разновозрастную структуру в сообществах, где они доминируют в верхнем ярусе, или могут расселяться... и восстанавливать нормальные ценопопуляции...» (Смирнова, Попадюк, 1999, с. 260). При этом ель практически отсутствует там, где есть липа (Бобровский, Ханина, 2005). Таким образом, широколиственные (вернее, близкие к ним березняки и осинники с липой и дубом) и сосново-еловые леса образуют на территории заповедника две альтернативных устойчивых формации.

Достаточно отчетливая взаимная пространственная сопряженность геотопов с глубиной залегания известняков и доломитов (рис. 13.6 а) является результатом формирования в позднем плейстоцене и голоцене денудационно-аккумулятивной морфоскульптуры Левобережного Среднеокского экорегиона. Процессы сноса и

Таблица 13.3. Таксономические (средневзвешенные) нормы июльских запасов продуктивной влаги в почве для различных групп лесных биогеоценозов) $K(A;B) = 0.186-0.256$

Запасы влаги (мм) в слое почвы	Группы биогеоценозов					
	 1	 2	 3	 4	 5	 6
0–20 см	21	49	37	41	47	125
0–50 см	42	93	68	111	74	250
0–100 см	91	196	131	189	147	440

Таблица 13.4. Распределение глубин залегания грунтовых вод в зависимости от литологии коренных пород (нормированные частные коэффициенты связи) $K(A;B) = 0.148$

Глубина залегания известняка (ГЗИз), м	Глубина залегания грунтовых вод (ГЗГВ), м				
	0	0 – 0.5	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	более 2.0
менее 1		0.45	0.34	0.25	0.19
1 – 2		0.55	0.34	0.21	
2 – 4			0.14	0.24	
4 – 7	0.46			0.22	0.24
до 20 и более	0.54		0.17	0.08	0.57

Примечание. Жирным шрифтом выделены доминирующие области экологических ниш.

Таблица 13.5. Распределение экологических групп лесных биогеоценозов в зависимости от глубин залегания грунтовых вод (нормированные частные коэффициенты связи) $K(A;B) = 0.097$

Глубина залегания грунтовых вод, м	Экологические группы биогеоценозов				
	К + МК	КМ	М+КМ	МГ+Г	Г
0	0.41	0.18	0.49	0.12	
0 – 0.5		0.18		0.24	0.43
0.5 – 1.0	0.34			0.41	0.18
1.0 – 2.0	0.25	0.11	0.26	0.23	0.18
более 2.0		0.53	0.25		0.21

Примечание. Жирным шрифтом выделены доминирующие области экологических ниш.

переотложения верхнего чехла флювиогляциальных и древнеаллювиальных песков и залегающих под ними моренных суглинков привели к четко выраженной дифференциации глубины залегания нижележащих карбонатных известняков по элементам эрозионного рельефа, образующим катенарную систему типов местоположений. Различной интенсивности процессы сноса и переотложения песков проявились на всех склоновых типах МП — ТЭ, Т, ТА и А. Карбонатные известняки, с суглинистой корой внутрипочвенного выветривания, оказались наиболее близкими к дневной поверхности (< 1 м) на трансэлювиальных геотопах — в верхних наиболее крутых частях междуречий, где эта кора уже вошла в структуру почвенного профиля, и несколько глубже (до 2 м) — по нижележащим склонам, вплоть до их подножий.

В то же время на самих плоских «широких устойчивых водоразделах» (Асаинова, Иванов, 2003), т.е. элювиальных и элювиально-аккумулятивных местоположениях, денудационный снос был сравнительно невелик, а в долинах малых рек (Гаденки, Паниковки и др.) произошла мощная аккумуляция песков. В первом случае ГЗИз составила 4–7 м, а во втором — достигла 15–20 м и более.

Частые пространственные смены на территории заповедника двух основных генетических типов почв (Бобровский, Брынских, 2005): дерново-подзолов (типичных бореальных) и дерново-подбуров (оподзоленных и типичных, переходных к суббореальным), — свидетельствуют о широком распространении в недалеком геологическом прошлом описанных склоновых процессов. Ими было охвачено до 1/3 площади заповедника (Асаинова, Иванов, 2003).

Таким образом, процессы экзогенного рельефообразования, создавшие в верхнем плейстоцене и раннем голоцене современную литогенную основу эрозионно-аккумулятивного ландшафта Приокско-террасного заповедника, предопределили формирование определенного спектра *эдафических климаксов* лесных экосистем, по определению Ю. Одума (1975), которые являются представителями как зональных биоклиматических условий подтайги, свойственных данному эко-региону, так и условий экстразональных — более южных суббореальных широколиственнолесных и более северных бореальных таежных.

Литогенный фактор будет, по-видимому, отражаться и на последующей сукцессионной динамике лесных сообществ заповедника. К настоящему времени доля участия зональных эдификаторов (ели и широколиственных пород) в составе древостоя, с четом подроста, составляет около 80% площади заповедника. Однако четкая пространственная дифференциация этих эдификаторов сохраняется. На участках с присутствием широколиственных пород даже в небольшом количестве ель практически отсутствует (Бобровский, Ханина, 2005), что указывает на продолжающуюся эффективность воздействия близко залегающих известняков и доломитов и пониженного уровня грунтовых вод на лесообразовательные процессы. Как предполагается (Ханина, Бобровский, 2004), в ближайшем будущем на большей части заповедника ель станет снова основной лесообразующей породой. Вместе с тем, столь же очевидно, что экстразональные представители

суббореального пояса — неморальные дубово-липовые леса должны сохранить здесь свои территориальные позиции как экстразональные сообщества литоэдафического климакса — «диаспорический субклимакс», по Широкову (2004). Этому будет способствовать тот факт, что характерное время восстановления ценопопуляции у липы в несколько раз меньше, чем у ели (Смирнова, Попадюк, 1999).

Возникшая в результате происходивших в верхнем плейстоцене и голоцене интенсивных склоновых процессов эрозионно-аккумулятивная морфоскульптура территории заповедника предопределила достаточно контрастную современную картину гидрологических режимов лесных экосистем. Эта картина выражена через уровень залегания грунтовых вод и запасы почвенной влаги, с достаточно высокими коэффициентами сопряженности $K(A;B)$ между ГЗИз и ГЗГВ (см. рис. 13.5 в, табл. 13.3–13.5).

Оптимальное сочетание литологических условий и гидрологического режима, создающее наиболее благоприятный для лесной растительности тип местообитания $C_2C_3D_3$, складывается на ТЭ типах местоположений (в верхних выпуклых частях склонов и в прибровочной полосе террас). Здесь известняковые породы подходят наиболее близко к дневной поверхности (глубина ≤ 1 м), обеспечивая тем самым высокую трофность почв, что подтверждается балльными оценками трофности по экологическим шкалам Цыганова (Смирнова, Попадюк, 1999). Грунтовые же воды залегают на средних глубинах (0,5–1,0 м) и создают умеренное эдафическое увлажнение (категории свежих и влажных суглинистых почв). В нижних слоях почвы наблюдается даже переувлажнение, обусловленное поступлением через известняково-доломитовые трещины глубинных вод, создающих капиллярную кайму над горизонтом водонасыщения (Учватов, 1979). К таким экологическим условиям приурочены, как правило, неморальные и бореально-неморальные сообщества — липово-березовые и сосново-липово-дубовые леса, а также их мелколиственные дериваты.

Принимая положение о том, что все современные лесные сообщества Приокско-террасного заповедника вторичны и находятся в состояниях различных восстановительных стадий (Заугольнова, 2004; Бобровский, Ханина, 2005), нельзя не видеть и следующего факта. Растительные ассоциации практически всех биогеоценотических групп уже приобрели вполне отчетливые зональные черты (рис. 13.4 в), которые, в свою очередь, достаточно тесно связаны с тремя абиотическими факторами-эдификаторами: типом МП (рис. 13.4 б), глубинами залегания известняков и грунтовых вод (табл. 13.6), — а также с поверхностным увлажнением эдафотопы (рис. 13.4 г). Мезоморфные и ксеро-мезоморфные сосново-липово-дубовые леса (группа БГЦ 3) как представители подтаежной зоны Среднеокского бассейна относятся по экологическому доминанту к зонально-климаксовой бореально-неморальной группе и сформировались в условиях достаточно близкого залегания известняково-доломитовых пород (в среднем около 3 м), а также умеренных глубин зеркала грунтовых вод (не более 1 м). Мезо-гидроморфные сосново-еловые леса плоских междуречий (группа БГЦ 2), а также их

крайне гидроморфные варианты в речных долинах и плоских западинах (группа б), развитые на мощных песках, но с близким залеганием моренных суглинков, однозначно образуют экстразональную группу бореально-таежного литоэдафического климаткса. Наконец, липово-березовые леса с дубом и осиной (группа БГЦ 4) как производные от коренных дубо-липняков, образуют противоположный — неморальный «полус» экстразонального литоэдафического климаткса. Эта зонально-географическая группа биогеоценозов сформировалась в условиях наиболее близкого залегания известняка и умеренных глубин зеркала грунтовых вод, создающих доминирующее ксеро-мезоморфное эдафическое увлажнение.

По приведенным моделям бинарной ординации проведены прогнозные оценки возможных изменений экологических условий Приокско-террасного заповедника в случае реализации планируемого гидротехнического проекта. При отборе воды из Оки и соответствующем общем понижении уровня грунтовых вод вся гидроэдафическая система должна сдвигаться вверх по катене: СА → ТА, А → Т → Э → ТЭ. При этом ТЭ геотопы, которые заняты сейчас чаще всего мезофильными и ксеро-мезофильными липово- и сосново-березовыми лесами, будут подвержена наибольшей аридизации, что должно способствовать определенному остепнению этих сообществ. Днища малых рек и междуречных западин из северотаежного экстразонального режима гидроморфных хвойных и мелколиственных лесов будут стремиться к переходу в «нормальный» (для подтаежной зоны) гидрологический режим, свойственный уже мезофильным хвойно-широколиственным лесам.

При понижении уровня грунтовых вод наиболее вероятны фитоценотические переходы в следующих парах биогеоценологических групп:

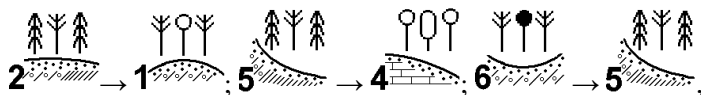


Таблица 13.6. Таксономические (средневзвешенные) нормы глубин залегания (м) грунтовых вод ($K(A;B) = 0.097$) и известняка ($K(A;B) = 0.104$) для различных зональных групп лесных биогеоценозов

Глубина залегания	Зональные группы биогеоценозов				
	бореальная таежная	бореальная боровая	неморально-бореальная	бореально-неморальная	неморальная
грунтовых вод	0.67	1.82	1.19	0.92	1.14
известняка	7.02	6.82	8.04	3.21	2.89

т.е. в крайне верхнем и крайне нижнем звеньях катены (см. табл. 13.1). Эти переходы будут означать миграционную устойчивость элювиальных, трасаккумулятивных и супераккумулятивных сосново-еловых и мелколиственных лесов. На этом динамичном фоне определенную сопротивляемость (геотопическую устойчивость) могут проявить смешанные и неморальные леса литозадафического климакса (группы БГЦ 3 и 4), которые имеют весьма «размытые» гидроэкологические ниши (см. рис. 13.5 в), а потому достаточно толерантны при изменении ГЗГВ в средних диапазонах (от 0,5 до 2 м) и при вариациях эдафического увлажнения от мезоморфного до мезо-ксероморфного.

13.7. Типы местообитания лесных сообществ

Несмотря на высокую степень динамичности лесного покрова Приокско-террасного заповедника (Заугольная, 2000; Бобровский, Ханина, 2005), основные группы типов леса весьма четко распределены по типам местообитания (Погребняк, 1968) — сочетанию трофности почв и эдафического увлажнения (табл. 13.7). В свою очередь условия местообитания находится в достаточно значимой связи с двумя абиотическими факторами — ГЗИз и ГЗГВ (см. рис. 13.4). Рассмотрим значение этих факторов, начиная с литогенного.

Как и следовало ожидать, при максимально близком залегании известняков и доломитов формируются наиболее трофные альфегумусовые почвы — дерново-подбуры типичные, а на мощных песках развиты крайне бедные по плодородию дерновые подзолы, независимости от их влажности (рис. 13.6 б). Умеренно трофные оподзоленные дерново-подбуры приурочены к ГЗИз $\approx 4-7$ м. При средней вероятности экологических доминантов различных типов МО 45–57% литогенные анклавы имеют тоже немалое распространение (21–36%), что свидетельствует о неоднозначности связей. Последнее вызвано тем, что иногда в одну градацию типов МО (например, 1 и 2, см. табл. 13.7) помещены почвообразующие субстраты с широким диапазоном механического состава — от песков до тяжелых суглинков. Поэтому анклавы типов МО смещены от своих экологических доминантов в сторону более трофных субстратов. Осложнения вносит также корректирующее влияние уровня грунтовых вод. Так, в рамках одной градации ГЗИз = 2–4 м параметр ГЗГВ меняется достаточно широко — от 0,5 до 2 м, что и вызывает раздвоение литозадафической ниши на доминант и анклав.







Более отчетливая ординация типов местообитания и соответствующих групп типов леса, а также их зональных групп обнаруживаются по гидрологическому режиму (рис. 13.4 г; табл. 13.7). В наиболее продуктивных типах МО ($C_2C_3D_3$, A_3B_3 , на суглинках и супесях свежих и влажных), при сравнительно близком уровне грунтовых вод (0–0,5 м, реже до 1 м), формируются экстразональные суббореальные типы биогеоценозов с дубово-липово-березовыми лесами, а также с разнотравными сосново-липово-дубовыми и сосново-березовыми лесами — наследием коренной сосново-широколиственной формации, господствовавшей в

Таблица 13.7. Расположение групп типов леса по типам местообитания и в порядке роста эдафического увлажнения. Матрица частных коэффициентов связи (C_{ij}) $K(A;B) = 0.304$

Типы местообитания, по (Погребняк, 1968)	Группы типов леса							
	Сосняки зеленомошно-вейниково-разнотравные	Липово-берез. леса неморально-разнотравные	Сосново-липово-дубовые леса разно-травные	Сосново-березовые леса зеленомош.-разнотравные	Березняки и осинники с дубом, липой и сльюз разнотравные	Сосново-еловые леса кислично-разнотравные	Ельники с сосной чернично-широко-травные	Хвойные и мелколиственные леса сфагновые и высоко-травные
3 A1, A2. Пески, супеси сухие и свежие	2.86 X	2.14 •					1.43 •	
5 C2, C3, D3 Суглинки свежие и влажные		3.33 X	2.50 X	1.67 •	1.67 •	0.63	0.56	
4 A3, B3 Пески и супеси влажные			2.50 X	3.33 X	2.50 X	1.25 •		
2 A4, B4, C4 Пески тяжелосуглинки сырые	0.38					2.16 X	2.31 X	
1 A5, B5, D5 Пески тяжелосуглинки мокрые	2.86 X							6.43 X

Примечание: X – экологический доминант; • – «размытая» часть экологической ниши. Значения $C_{ij} < 1$ – незначимы.

Таблица 13.8. Распределение групп биогеоценозов по их зонально-географическим группам (матрица частных коэффициентов связи) $K(A;B) = 0.212$

Зонально-географические группы биогеоценозов	Группы биогеоценозов					
						
Бореальная Таежная		2.57 ● X		1.00	1.29 ●	1.29 ●
Бореальная Боровая	2.81 ● X			0.63		2.41 X
Неморально- бореальная	2.81 ● X				1.61 X	1.61 ●
Бореально- неморальная		1.61 ●	2.41 X	0.63	1.21 X	0.40
Неморальная		0.80	0.80	3.13 X	0.80	

←— Общее направление термоаридного климатического тренда







прошлом, согласно Г.Ф. Морозову (1949), в северной лесостепи Русской равнины. Эти лесные сообщества приурочены главным образом к ТА и А типам местоположений, но с хорошим дренажом, а главное с близким залеганием известняка. Рыхлый элювий карбонатных пород, обладающий высокой порозностью и водопроницаемостью (Учватов, 1979), обеспечивает устойчивое поступление грунтовых вод в почву. Это существенно повышает плодородие почв и способствует, таким образом, формированию данной экстразональной аномалии, представленной бореально-неморальными и неморальными биогеоценозами.

Бореальная же категория лесных сообществ распределена по двум крайним «полюсам» уровней залегания грунтовых вод и соответствующего эдафического увлажнения. Верхний «полюс» катены составляют водно-ледниковые и древнеаллювиальные равнины, в том числе дюны окских террас, с ГЗГВ > 2 м и с типами местообитания $A_1A_2A_4B_2B_4$. Здесь формируются с ксероморфные и мезо-ксероморфные вейниково-разнотравные сосняки на ТЭ типах МП, с сухими песчаными почвами. Противоположный, нижний «полюс» образуют переувлажненные днища долин малых рек и междуречные западины (ГЗГВ \approx 0 м), создающие типы местообитания $A_5B_5C_5D_5$ с широким диапазоном мехсостава почвообразующих пород — от песков до тяжелых суглинков. Соответствующие сообщества — мезо-гидроморфные и гидроморфные редкостойные ельники, сосняки и черноольшаники.







Представим некоторые гипотетические фитоэкологические сценарии при понижении уровня грунтовых вод под влиянием климатической аридизации, либо в результате работы планируемого гидротехнического сооружения (водоотведения

Таблица 13.9. Таксономические (средневзвешенные) нормы некоторых показателей биологического круговорота (см. главу 1) в лесных биогеоценозах Приокско-террасного заповедника

Фитомассы и продуктивность

Группы биогеоценозов	Параметры				
	<i>BL</i>	<i>PS</i>	<i>PC</i>	<i>ML</i>	<i>BD</i>
 1	260.75	3.66	12.66	23.12	80.72
 2	313.30	5.46	11.51	25.85	52.86
 3	376.45	3.64	14.21	18.18	110.62
 4	261.05	5.07	12.44	17.60	31.18
 5	287.70	3.48	9.29	43.64	93.72
 6	106.41	2.39	12.19	44.57	79.11

Биологический круговорот

Группы биогеоценозов	Параметры				
	<i>KR</i>	<i>KE</i>	<i>KY</i>	<i>KP</i>	<i>IS</i>
 1	0.036	0.060	3.74	0.292	0.413
 2	0.019	0.058	6.43	0.784	0.224
 3	0.026	0.035	1.89	0.310	0.408
 4	0.035	0.063	3.33	0.145	0.427
 5	0.018	0.043	7.95	0.758	0.175
 6	0.164	0.179	5.04	1.059	0.505

с р. Оки). Зададим два скачка изменения уровня грунтовых вод в СА и ЭА местоположениях: 1) $\Delta ГЗГВ = 0 \rightarrow 0,5$ м и 2) $\Delta ГЗГВ = 0,5 \rightarrow 1$ м. Будет развиваться прогрессирующий процесс улучшения дренажа, снижения влажности и последующего иссушения почвы. На участки с высокотрофным суглинистым субстратом (С и D) будут трансгрессировать суббореальные фитоценозы: липняки с осиной, затем дубняки с липой (сначала переходы гр. БГЦ 6 \rightarrow гр. БГЦ 5–4 и гр. ГБЦ 5 \rightarrow гр. ГБЦ 4–3, а в последующем переход гр. БГЦ 6 \rightarrow гр. БГЦ 4–3. При этом сосново-широколиственные леса (группа БГЦ 3) будут весьма устойчивы в своих современных ареалах, они почти не отреагируют на указанные изменения ГЗГВ, благодаря широкому диапазону своей гидроэдафической ниши. Вместе с тем они могут активно захватывать местоположения биогеоценозов группы 5, а затем и 6, расширяя свои ареалы.

13.8. О взаимосвязи растительности и почв

На территории Приокско-террасного заповедника выделяются следующие типы почв (Иванов и др., 2006), охваченные нашей ландшафтно-экологической съемкой:

- 1) дерново-подзолы (разной степени оглеенности), а также слабохроматированные дерново-подбуры (боровые пески), ДПЗ;
- 2) дерново-подбуры оподзоленные (разной степени оглеенности), ДПБО;
- 3) дерново-подбуры типичные (неоглеенные), ДПБТ;
- 4) дерново-подбуры типичные (глееватые и глеевые), ДПБГ;
- 5) дерново-карбонатные почвы, ДК;
- 6) торфяно-болотные глеевые почвы, ТБГ.

Первый и шестой типы почв относятся к таежной зональной формации, типы 2–4 — к подтаежной. Дерново-карбонатные почвы являются экстразональными.

Как известно (Романова и др., 1997; Мамай, 1999), лесные экосистемы Восточно-Европейской равнины относительно молоды и филогенетический возраст современных зональных типов ландшафтов и соответствующих типов почв центра Русской равнины определяется в 2300–2500 лет, т.е. их становление относится к концу суббореального и началу субатлантического времени.

Рассматриваемые нами типы почв достаточно тесно связаны с микрорельефом — типами местоположений (рис. 13.7 а). Это означает, что данные почвенные образования были распределены по современным геотопам уже начиная с суббореального периода (>2,5 т. л. н.). К этому времени на территории заповедника широко распространялись широколиственные и смешанные леса предшествующего атлантического оптимума голоцена, которые сформировали альфегумусовые почвы — дерново-подбуры (Иванов и др., 2006). В суббореале при похолодании произошло возрастание роли хвойных и под господствующими уже смешанными и еловыми лесами возникли оподзоленные подбуры и дерново-подзолы. В последующий субатлантический период (2500–2300 т. л.н.) дальнейший

Таблица 13.10. Метаболические индексы (S_k^m) лесных сообществ, а также меры их гомеостатичности (G_k) в различных типах местоположений

Параметры ТЭ		Типы местоположений (геотопы)					
		ТЭ	Э	Т	ТА, А	СА	ЭА
D1. Фитомасы	S_k^m	1.34	1.00	1.50	<u>0.67</u>	<u>0.66</u>	<u>0.84</u>
	G_k	0.427	0.279	0.418	<u>0.132</u>	<u>0.131</u>	<u>0.161</u>
D2. Продуктивность	S_k^m	<u>0.80</u>	1.10	1.20	1.40	<u>0.50</u>	1.00
	G_k	0.275	<u>0.200</u>	0.339	0.354	<u>0.116</u>	<u>0.231</u>
D3. Морт-массы	S_k^m	1.12	1.33	1.22	0.78	1.11	<u>0.44</u>
	G_k	0.273	0.366	0.355	<u>0.197</u>	0.324	<u>0.127</u>
D4. Биологический круговорот	S_k^m	1.23	1.23	0.92	<u>0.69</u>	1.00	<u>0.93</u>
	G_k	0.262	0.262	0.196	<u>0.101</u>	0.213	<u>0.156</u>
В целом по D1–D4	S_k^m	1.17	1.00	1.67	<u>0.67</u>	<u>0.66</u>	<u>0.83</u>
	G_k	0.399	0.279	<u>0.387</u>	<u>0.132</u>	<u>0.131</u>	<u>0.158</u>

рост похолодания, а вместе с ним и увлажненности привел к усилению роли еловых сообществ, что способствовало развитию дерново-подзолов.

Сохранившиеся от позднеголоценовых бореальных лесов на плоско-выпуклых слабо дренируемых междуречьях мезо-гидроморфные ельники и сосново-еловые леса (чернично-зеленомошные, разнотравные и волосистоосоковые) характеризуют в целом современную южную тайгу центра Русской равнины (Курнаев, 1980) и потому могут быть отнесены к *псевдоклиматическому климаксу*, по определению (Одум, 1975). В переувлажненных СА и ЭА местоположениях устойчиво существуют гидроморфные хвойные и мелколиственные леса (кустарничково-сфагновые и высокотравные), а также лесоболотные комплексы, относящиеся к *бореальному гидроэдафическому климаксу*, который имитирует более северные биоклиматические условия — северную тайгу и даже лесотундру.

Между тем ареалы основных типов альфегумусовых почв (ДПБТ и ДЛБО) — детищ суббореальных неморальных лесов, резко сократились, и в настоящее время они встречаются главным образом (с вероятностью более 50%) под мезоморфными и мезо-ксероморфными дубо-липняками и их мелколиственными дериватами (гр. бгц 4, см. табл. 13.1) на Т и ТЭ геотопах с близки залеганием ($\leq 1-2$ м) известняков и доломитов (рис. 13.6 а, б). Совершенно очевидно, что эти широколиственнолесные сообщества, ставшие уже на территории заповедника экзотичными, являются экстразональными образованиями (представителями соседней неморальнолесной подзоны). Их можно отнести к *суббореальному литоэдафическому климаксу*.

Таблица 13.11. Метаболические индексы (S_k^m) лесов различных групп биогеоценозов, а также меры их гомеостатичности (G_k) в различных биогеоценозах (по комплексу 19 функциональных параметров, см. Коломыц, 2008)

Параметры	Группы биогеоценозов					
	 1	 2	 3	 4	 5	 6
S_k^m	0.88	1.00	1.38	<i>0.50</i>	1.37	0.87
G_k	0.221	0.250	0.383	<i>0.125</i>	0.383	0.162

Примечание к табл. 13.10 и 13.11. По параметру S_k^m выделены экотипы лесных сообществ: 1) макроболиты и субмакроболиты – жирным шрифтом соответственно с подчеркиванием и без него; 2) микроболиты и субмикроболиты – курсивом соответственно с подчеркиванием и без него; 3) мезобитины – рядовые экотипы (без выделения).

Примем, согласно (Иванов и др., 2006), что агентами начального образования дерновых подзолов служат ельники, оподзоленных дерново-подбуров — смешанные леса и типичных дерново-подбуров — смешанные леса с преобладанием широколиственных пород. Если некоторый тип почв и лесное сообщество адекватной ему растительной формации обнаруживают определенное соответствие (конформность) своих ареалов, то можно отнести это сообщество к одному из трех типов эдафического климакса: псевдоклиматического, лито- и гидроэдафического, — и рассматривать уже степень приближения сообщества к данному климаксовому состоянию.

Насколько проявляется такая генетическая конформность в современном распределении лесных биогеоценозов и типов почв Приокско-террасного заповедника и как это отражается на функциональных параметрах лесных сообществ?

Прежде всего, отметим, что *общая потенциальная конформность растительности и почв* определяется здесь их достаточно высокой детерминацией со стороны микрорельефа (см. табл. 13.2 и рис. 13.7 а). Это отвечает известным канонам ландшафтоведения о ведущей пространственно дифференцирующей роли типа местоположения (геотопа) в природных комплексах локальной размерности (Исаченко, 1965; Сочава, 1974; Крауклис, 1979; Солнцев, 2001). Однако реальная конформность в заповеднике часто не соответствует потенциальной из-за ярко выраженной и весьма мозаичной сукцессионной динамики лесных сообществ. Суперпозиция геотопического фактора и сукцессионной динамики фитобиоты создает достаточно высокое разнообразие современных лесных экосистем в Приокско-террасном заповеднике.

Сосново-еловые леса и чистые ельники, кислично-зеленомошные и чернично-кустарничковые, плоских водоразделов и речных долин (группы БГЦ 2 и 5,

см. табл. 13.1) лишь на 22–23 % своих площадей уже «привязаны» к своему экстразональному эдафическому климаксу южной тайги — дерново-подзолам. На более обширной территории (55–58%), охватывающей главным образом ТА и А типы МП, они произрастают на несвойственных им подтаежных дерново-подбурах (оподзоленных, типичных и глеевых) и даже на дерново-карбонатных почвах. В целом наиболее близки к своему субклимаксу мезо-гидроморфные сосново-еловые леса нижней частей и подножий склонов (группа БГЦ 5), находящиеся на поздне-сукцессионной стадии коренного лесовосстановления.

Гораздо меньшая почвенно-фитоценогическая дисконформность свойственна локальному представителю подтаежной зоны — смешанным елово-сосново-широколиственным лесам (группа бгц 3), особенно распространенным на транзитных геотопах. Здесь они на 55% своих площадей соответствуют зональному почвенному климаксу — типичным дерново-подбурам.

Трансэлювиальные геотопы (плоско-выпуклые водоразделы и верхние части склонов), с мощными толщами водно-ледниковых и древнеаллювиальных песков, заняты елово-березово-сосновыми кустарничково-зеленомошными и вейниково-разнотравными лесами (группа БГЦ 1). Эти сообщества представляют промежуточную сукцессионную стадию восстановления мезо-ксероморфных южнотаежных лесов и на 44% своей площади сопряжены с дерново-подзолами, что позволяет их отнести к экстразональному литоэдафическому климаксу соседней южной тайги. Гораздо меньшие площади этих лесов (27%) приходятся на оподзоленные дерново-подбуры, относящиеся уже к подтаежным типам почв.

Наконец, антропогенные дериваты широколиственных лесов — молодые разнотравно-широколистственные березняки и осинники, с липой и дубом, транзитных и элювиальных местоположений, с близким залеганием известняков и доломитов (группа бгц 4), более чем на 70% своих ареалов совмещены с адекватными им оглееными дерново-подбурами, а также с дерново-карбонатными почвами. Эти потенциально экстразональные раннесукцессионные сообщества на 39% площади своих ареалов относятся к литоэдафическому климаксу — представителю соседней неморальнолесной подзоны (см. выше).

13.9. Региональная система локализованной природной зональности

Немаловажный интерес представляют зональная принадлежность различных групп биогеоценозов и зависимость зональных свойств лесных сообществ от абиотических факторов среды. Речь идет о раскрытии закономерностей преломления фоновых биоклиматических условий местными геоморфологическими и почвенно-эдафическими факторами и формирования определенных категорий топоэкосистем как своего рода представителей различных типов зональной географической среды. Это особенно важно для понимания роли местных ланд-

шафтно-экологических структур в создании *региональных систем локализованной природной зональности* (Коломыц, 2008). Особая значимость данного аспекта ландшафтно-экологического анализа обусловлена тем, что географическая зональность является, согласно В.В. Докучаеву (1949), высшей формой взаимодействия природных компонентов, поэтому зональные черты непосредственно или косвенно отражаются в структуре и функционировании ландшафтных систем любого иерархического уровня (Солнцев, 1973).

Как известно, зонально-географический облик лесного фитоценоза отображается в напочвенном растительном покрове как показателе *биологически равноценных местообитаний*, по определению Л.Г. Раменского и А. Каяндера (цит. по: Сукачев, 1972). Принимая положение о том, что все современные лесные сообщества Приокско-террасного заповедника вторичны и находятся в состояниях различных восстановительных стадий (Заугольнова, 2000; Бобровский, Ханина, 2005), нельзя не видеть и следующего факта. Растительные ассоциации практически всех биогеоценологических групп уже приобрели вполне отчетливые зональные черты (см. рис. 13.4 в), которые, в свою очередь, достаточно тесно связаны с тремя абиотическими факторами-эдификаторами: типом МП (рис. 13.4 б), глубинами залегания известняков и грунтовых вод (см. табл. 12.6), — а также с поверхностным увлажнением эдафотопы (рис. 13.4 г). Мезоморфные и ксеро-мезоморфные сосново-липово-дубовые леса (группа БГЦ 3) как представители подтаежной зоны Среднеокского бассейна относятся по экологическому доминанту к зонально-климаксовой бореально-неморальной группе и сформировались в условиях достаточно близкого залегания известняково-доломитовых пород (в среднем около 3 м), а также умеренных глубин зеркала грунтовых вод (не более 1 м). Мезо-гидроморфные сосново-еловые леса плоских междуречий (группа 2), а также их крайне гидроморфные варианты в речных долинах и плоских западинах (группа б), развитые на мощных песках, но с близким залеганием моренных суглинков, однозначно образуют экстразональную группу бореально-таежного литоэдафического климакса. Наконец, липово-березовые леса с дубом и осинкой (группа 4) как производные от коренных дубо-липняков, образуют противоположный — неморальный «полюс» экстразонального литоэдафического климакса. Эта зонально-географическая группа биогеоценозов сформировалась в условиях наиболее близкого залегания известняка и умеренных глубин зеркала грунтовых вод, создающих доминирующее ксеро-мезоморфное эдафическое увлажнение.

Региональная система локальной зональности в заповеднике отличается *высокой контрастностью даже на плакорных типах местоположений* (табл. 13.8; рис. 13.4 б). Бореальная таежная группа биогеоценозов (Э и ТЭ еловые и елово-сосновые зеленомошно-разнотравные леса — группа 2) соседствуют с зональными представителями неморальной подзоны (ТЭ и Т дубово-липово-березовыми лесами — группа биогеоценозов 4), а также с промежуточными экосистемами подтаежного типа (сосново-липово-дубовыми разнотравными лесами — группа 3), при почти одинаковом механическом составе почвообразую-

щих пород (карбонатно-суглинистых отложениях, перекрытых тонким песчаным плащом). Это указывает на *значительное перекрытие их экологических ниш*, вызывающее их обостренную взаимную конкуренцию и как следствие — *высокую потенциальную способность к взаимным функционально-структурным переходам* при том или ином климатическом тренде, либо при воздействии гидротехнического сооружения на сток Оки.

13.10. Геосистемный мониторинг в Приокско-террасном заповеднике

Главным требованием к биосферному заповеднику как объекту регионального (и локального) мониторинга глобальных изменений природной среды состоит в том, что его почвенно-растительный покров по уровню своего структурного и функционального развития должен быть: 1) репрезентативным представителем данной региональной биоклиматической системы; 2) достаточно надежным средством слежения за региональными изменениями природных условий, в том числе под воздействием климатических колебаний; 3) вполне представительным объектом для проведения прогнозных экологических экспериментов при различных сценариях внешних воздействий.

Несомненно, наибольшей репрезентативностью по всем трем требованиям биосферного мониторинга обладают климаксные (или субклимаксные) биогеосистемы. В этой связи вряд ли можно согласиться с утверждением о том, что «... климаксное сообщество филогенетически зрелой экосистемы с точки зрения задач экологического мониторинга — очень неудобный объект наблюдения» (Соколов, Пузаченко, 1981, с. 18). Как раз наоборот, именно такое сообщество, которое соответствует зонально-региональной биоклиматической системе, способно наиболее адекватно отслеживать фоновые климатические изменения, поскольку его структурно-функциональные характеристики уже в значительной мере лишены осложняющих признаков длительного восстановления зонально-климаксного состояния или даже устойчиво необратимых отклонений от него в виде известных (Одум, 1975) лито- и гидроэдафических климаксов. Не случайно И.П. Герасимов подчеркнул, что «...биосферный мониторинг должен прежде всего опираться на систему геоэкологических зональных и региональных полигонов...» (1985, с. 124), имея несомненно в виду гео(эко-)системы с зонально-региональными биоклиматическими свойствами как основные объекты биосферного мониторинга.

Пока региональная биоклиматическая система не получила своего достаточно полного воплощения в растительном покрове на данном участке биосферы, подвергнутом ранее мощному антропогенному воздействию (как это случилось с территорией Приокско-Террасного заповедника), флоро- и фитоценоотические представители этой территории проходят через определенные переходные (сукцессионные) этапы. Как показал проведенный нами ландшафтно-экологический анализ заповедника (см. выше), на этих этапах весьма существенную роль в про-

странственной организации восстанавливающихся зонально-климаксных фитоценозов играет *комплексный литогенный фактор* — система локальных ландшафтных сопряжений (катен) и тесно связанные с нею литология и механический состав почвообразующих пород.

Соответственно, в этот достаточно длительный период наиболее ярко выражена *катенарная система природно-территориальной организации*, с отчетливой поляризацией двух противодействующих факторов — литоморфности и гидроморфности (Коломыц, 2008), поэтому *данный период эндогенной траектории развития лесного покрова Приокско-террасного заповедника будем называть литогенным*. Пространственно-временной срез с этой траектории, описанный материалами нашей ландшафтно-экологической съемки в заповеднике, характеризует именно *литогенный период лесовосстановительного процесса* на данной территории. Об этом же свидетельствуют известные нам геоботанические и почвенные исследования в данном экорегионе (Смирнова, Попадюк, 1999; Бобровский, Ханина, 2005; Иванов и др., 2006; и др.). Ярко выраженная «экотопическая неоднородность» растительного покрова заповедника (Заугольнова, 2000) — наглядное доказательство ведущей фитоценологической роли литогенного фактора.

Приокско-террасный заповедник представляет собой весьма благоприятный объект для осуществления *регионального геосистемного мониторинга*, в задачи которого входят «...контроль над сукцессионным ходом формирования климаксных (эталонных) экосистем, охрана и обеспечение стабильного состояния последних на основе сохранения их естественной функциональной структуры» (Герасимов, 1985, с. 131). В новой «Программе приоритетных направлений современной лесной науки» первое место занимают мониторинг и оценка ресурсного потенциала, экологического состояния и динамики лесов, а также долгосрочное прогнозирование этой динамики на основе математических моделей (Лукина и др., 2015).

Приокско-террасный заповедник представляет собой благоприятный полигон для реализации указанных пунктов Программы. Будучи зональным экотоном между подтаежной зоной и подзоной широколиственных лесов в Центре Русской равнины, эта территория является не только ареной распространения локальных представителей этих двух биоклиматических систем. Сюда трансгрессируют с севера южнотаежные еловые леса (Смирнова, 2004; Бобровский, Ханина, 2005), которые выходят здесь в ранг коренных ассоциаций со своим квазиклиматическим климаксом.

Однако более крупномасштабные задачи *глобального биосферного мониторинга* как системы наблюдений «...за главными параметрами современной биосферы» (Герасимов, 1985, с. 123) включают анализ и прогноз мировых балансов тепла, влаги и важнейших химических элементов, глобальную биологическую продуктивности суши и др. Очевидно, что общепланетарная процедура слежения за природной средой и прогноза ее изменений может эффективно работать только на основе сопоставимых базовых данных, а именно параметров поведения зо-

нально-региональных климаксных или квазиклимаксных, т.е. *эталонных*, по И.П. Герасимову, экосистем.

Состояние лесных экосистем Приокско-террасного заповедника, за редким исключением, делает достаточно проблематичным использование его как объекта глобального биосферного мониторинга. Фитобиота здесь находится в большинстве случаев на различных этапах лесовосстановления: раннесукцессионном, промежуточном и позднесукцессионном. Такая чрезвычайно раздробленная по территории заповедника и контрастная экогенетическая и демулационная динамика (Разумовский, Киселева, 1979) весьма затрудняет решение узловых задач мониторинга, в понимании (Израэль, 1979), — отчленить признаки экзогенной однонаправленной траектории изменений экосистемы от признаков ее эндогенной динамики, а также осуществить прогноз ее экзогенных преобразований. Лесные сообщества заповедника в большинстве своем, как известно (Заугольнова, 2000; Иванов и др., 2006), еще не достигли циклической стадии своих эндогенных трансформаций, которые носят так же пока еще однонаправленный характер, что и позволяет давать определенный эндоэкогенетический прогноз (Ханина, Бобровский, 2004), но отнюдь не прогноз экзоэкогенетический.

13.11. Экспертная оценка лесных экосистем как объектов биосферного мониторинга

В заповеднике полноправным объектам биосферного мониторинга могут рассматриваться в первую очередь филогенетически наиболее зрелые (с возрастом 125–150 лет) мезоморфные и ксеро-мезоморфные сосново-широколиственные, с елью в подросте, разнотравные и широколиственные леса (группа БГЦ 3, см. рис. 13.6 г). Эти леса встречаются в достаточно широком диапазоне типов местоположений, однако они занимают не более 5–7% территории заповедника (Бобровский, Брынских, 2005). Процесс замены сосны елью здесь находится в позднесукцессионной стадии, с выходом елового подроста во второй ярус. Однако эти сообщества, составляющие с учетом елового подроста уже до 45% площади заповедника, еще не достигли коренного состояния елово-широколиственных лесов, поэтому они могут условно считаться лишь как квазиклимаксные сообщества.

Экспертную оценку лесных экосистем Приокско-террасного заповедника как объекта глобального биосферного мониторинга проведем по характеристикам их функционирования — в первую очередь по первичной биопродуктивности и биологическому круговороту. Именно по параметрам функционирования локальных экосистем целесообразно осуществлять глобальный мониторинг. Как известно, временной лаг функционального экологического прогноза достаточно мал. Климатогенные сдвиги в темпах продуцирования и разложения фитомассы, занимают в таежной зоне первые несколько лет, а в широколиственных лесах — не более одного года (Коломыц, 2003). Такую же продолжительность имеет и сам угле-

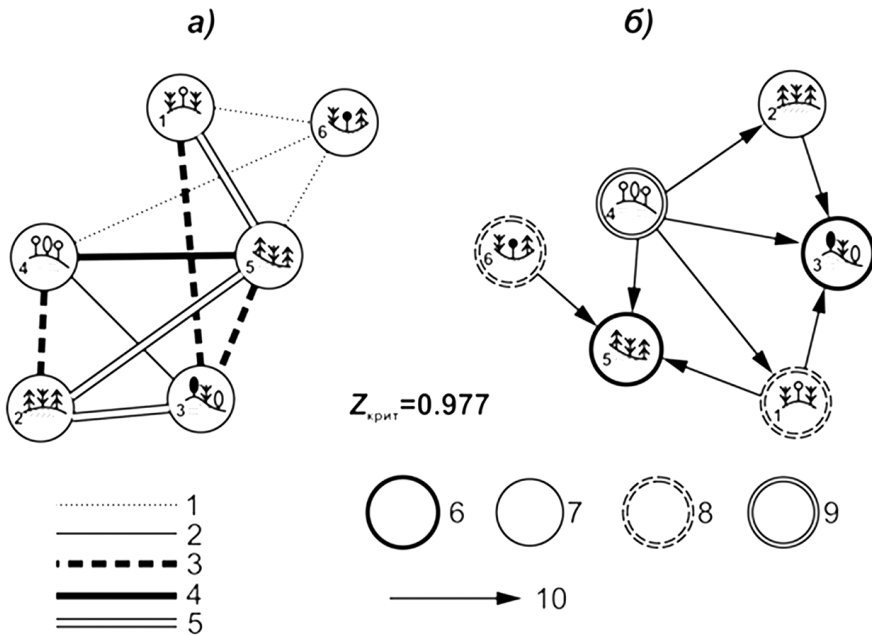


Рис. 13.8. Схемы нетранзитивных отношений между группами биоекоценозов Приокско-террасного заповедника по параметрам структуры лесных сообществ: граф отношений сходства (а); орграф отношений доминирования (б).

Меры сходства: 1 — 0,65–0,70; 2 — 0,76–0,80; 3 — 0,86–0,85; 4 — 0,86–0,90; 5 — 0,91–0,95. Экоотипы лесных сообществ: 6 — доминанты; 7 — темпоральные экоотипы; 8 — субпрессимальные; 9 — прессимальные. 10 — направление включения.

родный цикл в лесных фитомассах и мобильном гумусе почвы (Экосистемы..., 2004).

Мезоморфные и ксеро-мезоморфные хвойно-широколиственные леса (группа БГЦ 3), которые условно приняты за квазиклиматический эталон, существенно отличаются от общего фитоценозического фона заповедника по целому ряду функциональных параметров (табл. 13.9). Прежде всего, они обладают максимальным общим годовым производством органического вещества (PC), а также, ввиду их преобладающего 125–150-летнего и более возраста (см. рис. 13.6 з), имеют максимальные запасы живой надземной массы (BL) и мертвой фитомассы (BD), главным образом дедриса (валежа и сухостоя). Правда, их перестойное возрастное состояние обуславливает слабый годичный прирост скелетной фитомассы (PS) и сравнительно низкую эффективность продукционного процесса (KE). Это как раз свидетельствует об их близости к климатическому климаксу (Работнов, 1978). Однако низкий подстильно-опадный индекс (KY) совместно с отмеченной высокой продуктивностью указывают на максимально возможную в данных зо-

нальных условиях интенсивность биологического круговорота, которая и обеспечивает соответствующую репрезентативность данных хвойно-широколиственных сообществ как объектов глобального биосферного мониторинга.

Добавим к сказанному результаты теоретико-множественного моделирования лесных биогеоценозов Приокско-террасного заповедника по всему множеству 19 функциональных параметров: живым и мертвым фитомассам, продуктивности и биологическому круговороту. Перечень этих параметров и процедура расчетов представлены выше (см. Главу 1). Построены модели отношений сходства (изоморфизма) и включения между группами биогеоценозов (рис. 13.8), а также интегральные дискретные метаболические параметры (табл. 13.10 и 13.11).

Во-первых, эталонные (по И.П. Герасимову) лесные сообщества оказываются на территории заповедника не только весьма редкими, но и в определенной мере экзотичными: осредненная мера их функционального сходства $N_k(\text{cp})$ со всеми остальными сообществами минимальна и равна 0,78 против $N_k(\text{cp}) = 0,81-0,85$ у всех других групп сообществ. Более экзотичны ($N_k(\text{cp}) = 0,60$) только гидроморфные лесо-болотные комплексы днищ речных долин. Характерен при этом весьма высокий изоморфизм ($N_k(\text{cp}) = 0,91$) подтаежных смешанных лесов с южнотаежными сосново-еловых лесами водоразделов и подножий склонов (группы БГЦ 2 и 5). Это согласуется с интенсивно развивающимся в настоящее время процессом широкой экспансии ели в смешаннолесные сообщества (Смирнова, 2004; Бобровский, Ханина, 2005).

Во-вторых, еще более разительна экзотичность квазиклиматических хвойно-широколиственных лесов по функциональному состоянию их экологического пространства, что наглядно отражено на структурной схеме доминирования биогеоценологических групп (см. рис. 13.8 б). По значению метаболического индекса S_k^m (см. главу 1, раздел 1.7) эти лесные сообщества отнесены к категории макроболитов, т.е. они обладают наиболее развитыми механизмами продуцирования и круговорота органического вещества. Они также в наибольшей степени отображают зонально-региональное экологическое пространство заповедника и в этом смысле отличаются наибольшей потенциальной резистентной устойчивостью, что и находит выражение в свойственных им максимальных запасах гомеостатичности (значениях параметра G_k). С другой стороны, достаточно интенсивный годовой оборот надземной живой фитомассы (значения параметра KR) и незначительные запасы лесной подстилки (ML) обеспечивают им высокий лесовосстановительный потенциал — упругую устойчивость (IS , см. табл. 13.9).

Представители соседней южной тайги — сосново-еловые леса и ельники южнотаежного облика на плоских моренно-суглинистых междуречьях (группа БГЦ 2) существенно отличаются значениями параметров PC , S_k^m и G_k от подтаежного квазиклиматического эталона. Резистентная устойчивость их средняя, однако лесовосстановительный потенциал (IS) невысок, ввиду низких значений KR и большой массы лесной подстилки. Несмотря на значительную эффективность продукционного процесса (KE), высокий подстилично-опадный индекс (около 6,5 лет)

свидетельствует о весьма слабой интенсивности биологического круговорота. Следовательно, здесь можно ожидать более длительную реакцию лесного сообщества на тот или иной гидротермический сигналы по сравнению с эталонными смешанными лесами.

Своеобразные функциональные черты свойственны второму представителю южной тайги — мезо-гидроморфным ельникам и сосново-еловым лесам нижних частей склонов и их подножий (группа БГЦ 5, см. рис. 13.8 и табл. 13.9). Эти сообщества приближаются к экстразональному гидроэдафическому климаксу. По общему уровню функционирования (в среднем из 19 параметров) они выходят в разряд метаболитов с максимальными запасами гомеостатичности — резистентной устойчивости, что указывает на их относительно слабую чувствительность к внешним воздействиям. Вместе с тем, в них резко снижены эффективность продукционного процесса и скорость биологического круговорота (о чем можно судить по параметру KY), что связано с весьма малой годичной продуктивностью, а также со слабым разложением лесной подстилки и дубра. Соответственно минимальные значения здесь принимает упругая устойчивость (IS). Таким образом, данные лесные сообщества не могут служить в заповеднике достаточно репрезентативными объектами биосферного мониторинга — как выявления начальных фитозоологических эффектов внешних воздействий, так и слежения за последующими лесовосстановительными процессами.

Две крайних экстразональных группы литоэдафических климаксов: липово-осиново-березовые леса на известняках и доломитах (группа 4) и транслювиальные сосняки на мощных песках (группа 1), будучи наиболее молодыми образованиями (соответственно первоначальной и промежуточной сукцессионных стадий), обладают минимальными запасами живой фитомассы (BL), но повышенной продуктивностью (PC), а также высокими значениями параметров KR и KE и умеренными — параметра KY , что указывает на их эффективный и достаточно интенсивный биологический круговорот. Соответственно они обладают экстраординарным лесовосстановительным потенциалом (IS), особенно неморально-лесные сообщества литоэдафического климакса (см. табл. 13.7). Тем не менее, по обобщенному показателю функционирования обе эти фитоценотические группы оказываются в категориях соответственно микроболитов и субмикроболитов, с минимальными значениями как метаболического индекса, так и запасов гомеостатичности (см. рис. 13.8).

Низкий уровень функционирования (S_k^m) этих сообществ сочетается с их высокой чувствительностью к внешним возмущениям. С точки зрения «удобства» биосферного мониторинга (Соколов, Пузаченко, 1981) эти лесные экосистемы, может быть, и наиболее привлекательны, поскольку способны дать выразительную информацию о произошедших нарушениях в растительном покрове данного экорегиона и о последующих эндоэкогенетических сукцессиях. Однако остается открытым вопрос, насколько локальные вещественно-энергетические балансы, построенные на основе экзогенной динамики таких весьма динамичных экоси-

стем, будут отражать гораздо более устойчивую зонально-региональную систему указанных балансов.

Усложнение объектов биосферного мониторинга в Приокско-террасном заповеднике по сравнению с предложенными ранее методическими положениями (Соколов, Пузаченко, 1981) имеет и свои положительные стороны. Она состоит в возможности рассмотрения экзогенной динамики лесных фитоценозов в системе их *катенарной организации*, которая наиболее ярко проявляется именно в переходные этапы становления растительного покрова как репрезентативного представителя той или иной региональной биоклиматической системы. Учет катенарной организации природных комплексов дает наиболее полное представление о пространственном многообразии фитоценологических и ландшафтных структур в рамках данной биоклиматической системы (Тишков, 2005).

Соответственно, представляется возможность выявить многообразие их ответной реакции на внешние воздействия — как естественные климатические, так и антропогенные. Такая катенарная организация лесных биогеоценозов и типов леса, как уже было показано, достаточно четко проявляется на территории заповедника. Об этом же говорят и результаты геоботанических исследований (Заугольнова, 2004). Однако работа с такими фитоценологическими объектами, многие из которых весьма далеки от зонального климаткса, существенно усложняет саму процедуру ландшафтно-экологического анализа и прогноза.

С другой стороны, катенарный подход позволяет установить степень сохранения зонально-региональной гео(эко-)системой своей *самодостаточности* при внешнем воздействии. Речь идет о том, насколько экзогенные преобразования экосистемы в данном экорегионе ограничены внутренними фитоценологическими переходами, которые обеспечивают ей как *геотопическую*, так и *миграционную ареальную устойчивость* (см. главу 6, раздел 6.1), без существенных сдвигов в сторону соседних биоклиматических зон. Для подтаежного экорегиона Приокско-террасного заповедника такие экстраординарные климатогенные сдвиги фитобиоты возможны в сторону как южной или средней тайги, так и северной или южной лесостепи. Подобные прогнозные оценки должны существенно обогатить результаты геосистемного мониторинга.

13.12. Выводы

Таким образом, в качестве приоритетных объектов глобального биосферного мониторинга в Приокско-террасном заповеднике как подтаежном экорегионе могут рассматриваться две группы лесных биогеоценозов: 1) мезоморфные и мезо-ксероморфные сосново-липово-дубовые и сосново-липовые разнотравные и широколиственные леса в широком диапазоне ландшафтных сопряжений (от элювиальных геотопов до трансаккумулятивных); 2) мезо-гидроморфные еловые и елово-сосновые кислично-зеленомошные леса плоских слабо дренируемых водоразделов (элювиальные). Первая группа биогеоценозов эвритопна, но весьма спо-

радикальна, с мелкими разорванными ареалами (см. карту, рис. 13.2). Она позволит выявить катенарное многообразие локального отклика в подтаежной фитосреде на фоновые гидро-климатические воздействия. Вторая же группа лесных образований как более монолитная и широко распространенная будет характеризовать данный отклик в условиях трансгрессии экстразонального биоклиматического режима южной тайги (антропогенной экспансии ели) на территорию подтаежной зоны, вплоть до ее южной границы.





Глава 14

ЭВОЛЮЦИОННЫЕ БИОСФЕРНЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ТИХООКЕАНСКОМ МЕГАЭКОТОНЕ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

14.1. Исходные положения

Идея эволюционной геоэкологии не возникла на пустом месте. Истоки ее находим уже в классическом труде В.П. Семенова-Тян-Шанского «Район и страна» (1928). Характеризуя районообразующие закономерности и процессы, он писал: «... наиболее интенсивные географические явления происходят как раз в местах смены их общих направлений на поворотах и изломах, равно как и в местах соприкосновения различных сред, по направлению этого соприкосновения...» (с. 58). Морфотектоника Азиатско-Тихоокеанской переходной зоны создает многообразие контактов различных природных сред, неравномерность распределения океанов и суши, с «перекрестным, взаимно тыловым расположением географических аналогов» что и служит исходной причиной развития и совершенствования органического мира. «Наиболее полное проявление органической жизни, ее лучшее развитие проявляется на границах трех земных оболочек, ... в частности на изрезанных морских побережьях при обилии солнца и тепла» (с. 65). Таким образом, В.П. Семенов-Тян-Шанский пожалуй первым заметил, что, окраинно-материковая и островная суша Тихоокеанского подвижного пояса является «фокусом» развития органического мира на Земле.

Позднее идея геоэкологической эволюции витала в различных биогеографических исследованиях по островным ландшафтам. Так, в работе Г.М. Игнатьева (1979) проводилась мысль о развитии ландшафтов молодых вулканических островов как о динамической системе взаимосвязанных факторов — почвенно-растительных, геоморфологических, геохимических. При этом указанные факторы образуют систему с положительной обратной связью и поэтому их развитие возможно лишь постольку, поскольку идет развитие ландшафта в целом. Отмечалось, что «...существует возможность рассмотреть природно-территориальные комплексы разного возраста, а затем, сравнив их, сделать некоторые выводы, касающиеся особенностей развития природы в целом» (1979, с. 98).

Мы исходим из расширенной трактовки понятия эволюции (Мазинг, 1970), которое охватывает надпопуляционные (биоценотический и ландшафтный) уровни организации живого, где многие «внешние» по отношению к нему абиоти-

ческие факторы становятся «внутренней» средой и включаются в состав самой экосистемы данного уровня. В процессе эволюции возникают и развиваются новые экологические связи и отношения в масштабе не только отдельных популяций, но и целых сообществ (Пианка, 1981). В познании этого явления важное значение имеет учение о видовых рядах (series) как части концепции «естественно-исторического вида». Разработанная В.Л. Комаровым (1940, 1947) на примере Юго-Восточной и Центральной Азии данная концепция открыла путь к решению сложных проблем флоро- и фитоценогенеза этого специфического и контрастного растительного мира. В комаровской концепции вид имеет не морфологическую, а филогенетическую трактовку, а также эколого-географическое содержание, тесно связанное с пространством и временем, поэтому «...метод рядов дает понятие о ходе эволюции... и позволяет... восстановить тот естественный процесс расчленения организмов путем расхождения признаков, процесса приспособления к среде и пр., который лежит в основе процесса видообразования» (Комаров, 1940, с. 62). В свете данной концепции одним из основных объектов нашего эволюционно-экологического исследования послужили флорогенетические комплексы.

К числу основных критериев оценок эволюционного прогресса ландшафтно-экологических систем относятся: а) сложность и упорядоченность их моно- и полисистемной структуры (Солнцев, 1981, 1997); б) первичная продуктивность и интенсивность биологического круговорота (Базилевич и др., 1986; Базилевич, 1993); в) степень автономности (относительной независимости) и устойчивости экосистем (Пузаченко, 1983; Солнцев, 1997); г) эффективность использования ими вещественно-энергетических ресурсов (Шварц, 1973; Герасимов, 1985); д) «мощность» средообразующего влияния их ценотического «ядра» (Колесников, 1956; Исаков и др., 1986). Перечисленные критерии были использованы при эволюционно-экологическом анализе бореальных лесов островных и окраинно-материковых лесных гео-(эко)систем. При этом, согласно положениям функциональной экологии (Керженцев, 2001), главным признаком эволюционного лесообразовательного процесса считалось появление нового ранее отсутствовавшего таксона классификации.

В настоящей главе на примере Тихоокеанского мегаэктона Северной Евразии рассматривается возрастной (в геологическом масштабе времени) ряд природно-территориальных объектов, которые представляет собой определенные узловые этапы *эволюционной траектории экзогенного ландшафтогенеза* в континентальной биосфере. Излагаемая стратегия научного поиска направлена на установление зонально-региональных и локальных закономерностей ландшафтной организации островной и окраинно-материковой суши в различных морфотектонических и макроклиматических секторах Тихоокеанского мегаэктона, который рассматривается как природная лаборатория для изучения современного этапа развития географической оболочки.

Входя в глобальный пояс конвергенции вещественно-энергетических потоков на земной поверхности и связанный с тектонически подвижной земной корой,

Тихоокеанский подвижной пояс, начиная с середины мезозоя, являлся одним из истоков формирования континентальной биосферы. Показателен в этом отношении опыт палео- и биогеографического изучения Беринги и Хульгении, охватывающих наиболее сближенные (в прошлом неоднократно соединявшиеся) части Северо-Восточной Азии и Северо-Западной Америки (Hulten, 1968; Hopkins, 1972; Brigham-Grette, 2000). Установлено, что окраинно-материковые и островные территории его внутритропической части служили «генераторами» и «хранителями» континентальных и океанических элементов биоты на фоне пульсационного режима абиотической среды (Юрцев, 1974; Крестов, 2004).

Здесь сосредоточены условия для развития очаговых биоценологических процессов и формирования таксонов растений и животных высокого систематического ранга, для появления в природно-территориальных структурах устойчивых новообразований (Криштофович, 1946; Бобров, 1980).

Таковыми условиями в геологической истории являлись (Панфилов, 2005):

1) часто повторявшееся соединение и разобщение островной и окраинно-материковой суши, вызывавшие периодическую изоляцию биоценологических комплексов и взаимообмен между ними, что способствовало ускорению эволюционного развития популяций растений и животных, а также созданию разнообразия их современных адаптаций;

2) интенсивное горообразование и вулканизм, создававшие первичную высотную дифференциацию биоты на гористых островах Пацифида, с постоянным появлением незаполненных экологических ниш, куда шла миграция модификаций бионтов из соседних высотных поясов. Первичные высотно-поясные группировки организмов и экосистем послужили основой формирования зональных типов географической среды на равнинах всех континентов.

14.2. Тихоокеанский мегаэктон Северной Евразии как эволюционная модель континентальной биосферы

14.2.1. Оро-климатические взаимодействия на мегаэктоне и их экологические следствия

Тихоокеанский оро-климатический мегаэктон Северной Евразии охватывает восточную тектонически активную окраину материка и островную сушу в пределах умеренного и субарктического географических поясов. Эта переходная зона характеризуется субмеридиональной протяженностью разновозрастных морфоструктурных поясов и резко выраженной широтной и долготно-секторной дифференциацией климата. Она входит в глобальный пояс конвергенции вещество-энергетических потоков на земной поверхности — так называемый подвижной пояс планеты (Хаин, 1973; Герасимов, 1986). Процесс взаимодействия и взаимопревращения двух основных типов географической среды: океанического и материкового, — в этой «континентально-океанической шовной зоне» чрезвы-

чайно динамичен (Худяков, 1977; Мещеряков, 1981), поэтому островные, полуостровные и прибрежно-материковые территории суши (а также сопряженные с ними шельфовые акватории) представляют собой природную лабораторию для изучения современного геологического этапа развития биосферы, поскольку этот этап наиболее ярко выражен именно в Тихоокеанском подвижном поясе. Известные биогеографические и ландшафтные исследования в подвижных океанических поясах (Воронов, 1972; Жучкова и др., 1973; Юрцев, 1974; Игнатьев, 1979; Марков, 1980) дают основание для этого научного поиска.

В пределах Азиатско-Тихоокеанского мегаэктона отчетливо выделяются также эктоны более низких таксономических уровней (макро- и мезоэктоны), которые образованы широтной и долготно-секторной контрастной дифференциацией радиационно-термических и циркуляционных полей в атмосфере, а также субмеридиональной упорядоченностью морфоструктурных поясов (различных по возрасту и современной тектонической активности) и зон экзогенного рельефообразования, с соответствующими парагенезисами почв и растительности.

В соответствии с основными положениями геотектоники (Хаин, 1973; Герасимов, 1986) и глобальной климатологии (Блютген, 1973), все континентально-океанические эктоны группируются в два типа — атлантический и тихоокеанский. Тихоокеанской переходной зоне Евразии, в отличие от атлантической, свойственны следующие черты.

1. Мегаэктон приурочен к деструктивным литосферным границам (областям субдукции в зонах Заварицкого-Бениофа), т.е. к зонам конвергенции восходящего глобального литодинамического потока и сжатия литосферы. Это обуславливает: а) длительную тектоническую нестабильность данной материковой окраины, с интенсивным воздействием современного вулканизма на биотическую среду (Мархинин, 1980); б) высокую геоморфологическую контрастность (парагенез островодужных горных цепей и глубоководных желобов); в) наконец, отчетливо выраженную меридиональную возрастную секторность суши (Герасимов, 1986). Речь идет о поясе не только древнего и современного образования земной коры континентального типа, но и самого возрастного наращивания материка — возвратно-поступательного процесса, который продолжается в течение всего фанерозоя. Пространственное многообразие и контрастность ландшафтообразующих условий создаются здесь в первую очередь морфотектоникой.

2. Данная переходная зона — арена обостренного ритмичного гидротермического взаимодействия материка и океана муссонного типа. Резкая сезонная смена взаимодействия суши и моря создает большое разнообразие ландшафтообразующих сред в пределах относительно небольших территорий и частое перекрытие экологических ниш для почвенно-биотических компонентов. Абиотическая среда «предлагает» биоте целый набор возможных режимов и структур, отсюда — повышенная конкурентность видов и целых сообществ, смешение флор («сборность флоры»), их известное богатство и пространственное разнообразие по своим жизненным формам (Урусов, 1988; Nakamura, Krestov, 2005).

Западная граница Тихоокеанской муссонной области проходит по верховьям Амура и Большому Хингану (Алисов, 1956). В пределах этой области с востока на запад сменяют друг друга три эколого-фитоценологических пространства: *Неопацифика* → *Субпацифика* → *Палеопацифика*, — различающиеся по возрасту и степени тихоокеанского влияния на растительный покров (Сочава, 1980). Здесь намечаются также три западных концентрических рубежа различной степени распространения таежно-лесных формаций с господством ели аянской, ядро ареала которой находится в Нижнем Приамурье и на Сахалине (Сочава, 2005).

3. Северное крыло мегаэктона — Берингия и Хультения охватывает наиболее сближенные (в прошлом неоднократно соединявшиеся) части Северо-Восточной Азии и Северо-Западной Америки. Опыт палео- и биогеографического изучения этой территории показал (Tatewaki, 1963; Юрцев, 1974), что окраинно-материковая и островная суша внетропического мегаэктона Тихоокеанского кольца являлась «генератором» и «хранителем» континентальных и океанических элементов биоты на фоне пульсационного режима абиотической среды.

Периодическая смена природной обстановки давала импульс новым формообразовательным процессам, ускоряла направленные (адаптивные) и случайные трансформации геонифонда растений и животных, открывала возможности для гибридогенеза (Tatewaki, 1963; Hulten, 1968; Бобров, 1980). Резко выраженные на мегаэктоне современные орографические и климатические контрасты по градиенту океаничность–континентальность поддерживают работу этого «флорогенетического узла» и обеспечивают устойчивое существование смешанных (буферных) природных экосистем, с сохранением множества реликтовых видов фитобиоты и создаваемых ими растительных сообществ.

4. Сам мегаэктон, будучи преимущественно горной территорией, является трехмерным образованием. Он создан процессами экотонизации биосферы трех типов: широтно-зонального (макро-климатического), долготно-секторного (макро-орографического) и высотно-поясного (мезо-ороклиматического), — и это четко отражено в формационной структуре растительного покрова (рис. 14.1). В условиях преобладающего климатообразующего воздействия материка, что выражено в самом понятии «мусонно-континентальный климат», на геэктоне возникают резко выраженные региональные и локальные контрасты природно-территориальных структур.

Это создает высокую мозаичность природных комплексов, а также частые зональные и высотно-поясные инверсии, что благоприятствуют образованию экотонных биотических сообществ. Бассейн Амура является сферой контакта шести фратрий растительных формаций: берингийской, ангаридской, урало-сибирской, маньчжурской, монголо-китайской и горно-тундровой, — и здесь широко распространены буферные формации (Сочава, 1980). Вся подтаежная темнохвойно-лесная зона в среднегорьях по своим гидротермическим условиям (табл. 14.1) считается переходной от южной тайги к субнеморальным и неморальным лесам (Колесников, 1969; Букс, 1977а).

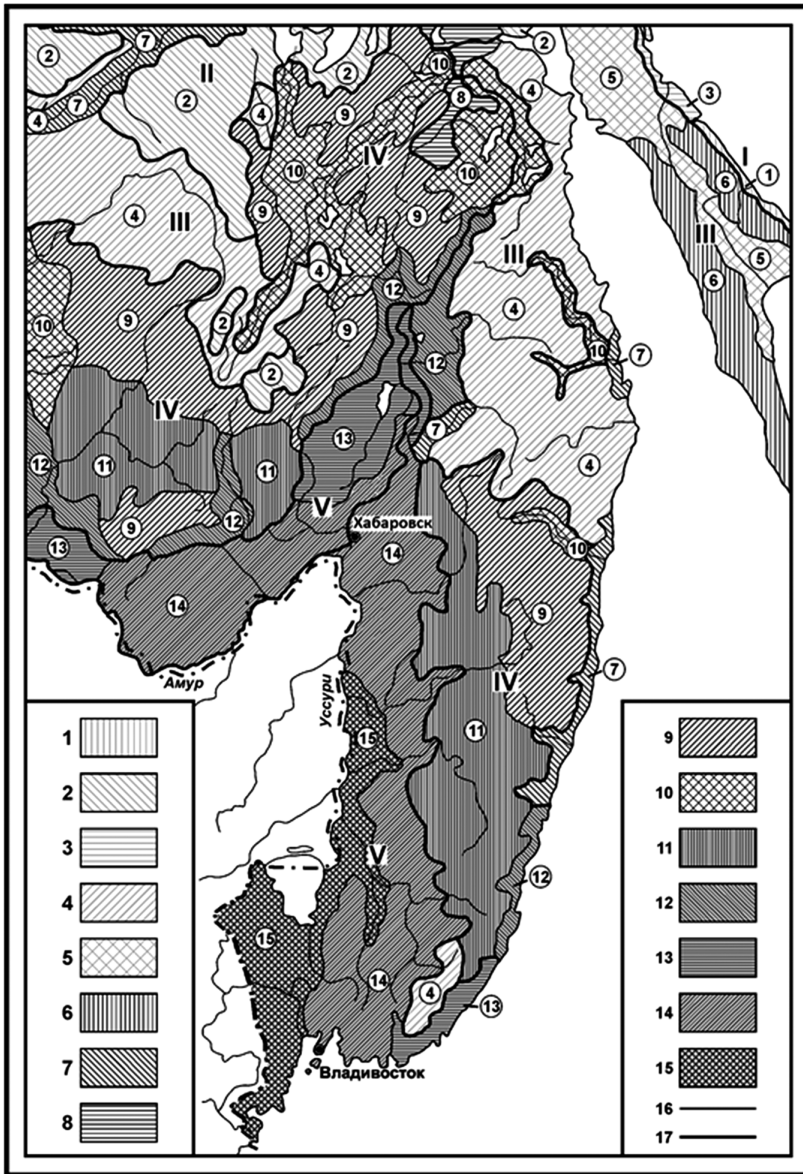


Рис. 14.1. Эколого-фитоценотическая карта южной части Тихоокеанского мегаэктона Северной Евразии, по: Сочава, Байбородин (1977).

Условные обозначения: I–V — зональные типы растительных формаций; 1–15 — группы растительных формаций (расшифровку см. в таблице); 16 — границы групп формаций; 17 — границы зональных типов формаций.

Таблица 14.1. Южная часть Дальнего Востока. Зональные типы и группы растительных формаций, их осредненные гидротермические условия и средняя продуктивность, по (Сочава, Байбородин, 1977). Экспликация к корреляционной эколого-фитоценогической карте (см. рис. 14.1)

Зональные типы формаций	Группы формаций (номер и краткая характеристика)	Сумма активных температур, °С	Коэффициент увлажнения	Продуктивность, т/га-год
I. Предтундровые и подгольцовые редколесья	1. Приморские луга и пустоши с зарослями ольховника и кедрового стланика	600–800 холодные	≥ 2,0 избыточно влажные	4–6 низкопродуктивные
II. Северотаежные леса. Горнотаежные леса редуцированного развития.	2. Средне- и высокогорные лиственничные редкостойные леса, заросли кедрового стланика	800–1000 умеренно холодные	1,3–2,0 влажные	2–4 низкопродуктивные
	3. Низкогорные лиственничные багульниково-разнотравные леса	1000–1200 умеренно холодные	1,3–2,0 влажные	2–4 низкопродуктивные
III. Среднетаежные леса. Горнотаежные леса ограниченного развития	4. Среднегорные лиственничники багульниковые и рододендровые и производные леса	1200–1400 умеренно теплые	1,3–2,0 влажные	8–10 высокопродуктивные
	5. Лиственничники багульниково-зеленомошные и сфагновые болота	1200–1400 умеренно теплые	1,3–2,0 влажные	6–8 повышеннопродуктивные
	6. Низко- и среднегорные елово-пихтовые зеленомошные леса с кедровым стлаником	1400–1600 умеренно теплые	1,3–2,0 влажные	8–10 высокопродуктивные
	7. Лиственничники багульниково-зеленомошные, пихтово-еловых леса, сфагновые мари и травяные болота	1400–1600 умеренно теплые	1,3–2,0 влажные	8–10 высокопродуктивные
	8. Сосновые и сосново-лиственничные кустарничково-травяные и зеленомошные леса	1400–1600 умеренно теплые	0,7–1,2 умеренно влажные	6–8 повышеннопродуктивные
IV. Южнотаежные и подтаежные леса. Горнотаежные леса оптимального развития	9. Среднегорные пихтово-еловые зеленомошные леса и их восстановительные серии	1600–1800 теплые	1,3–2,0 влажные	> 10 максимальнопродуктивные

Окончание Таблицы 14.1

Южнотаежные и подтаежные леса. Горнотаежные леса оптимального развития	10. Южнотаежные лиственничники травяно-кустарничковые и лиственничные мари	1600–1800 теплые	0,7 – 1,2	6–8 повышенно-продуктивные
Южнотаежные и подтаежные леса. Горнотаежные леса оптимального развития	11. Среднегорные пихто-ельники кустаничково-травяные с неморальными элементами	1800–2000 теплые	1,3–2,0 влажные	> 10 максимально-продуктивные
Южнотаежные и подтаежные леса. Горнотаежные леса оптимального развития	12. Подтаежные неморальнотравяные лиственничники, кедрово-широколиственные леса, мари и заболоченные луга	1800–2000 теплые	0,7–1,2 умеренно влажные	> 10 максимально-продуктивные
V. Субнеморальные леса, равнинные и горные	13. Березовые и осиновые травяные леса с фрагментами коренных, с вейниковыми лугами, ерниками, болотами	2000–2200 очень теплые	0,7–1,2 умеренно влажные	8–10 высокопродуктивные
	14. Широколиственные и хвойно-широколиственные крупнотравные леса и их восстановительные серии	2200–2400 очень теплые	0,7–1,2 умеренно влажные	> 10 максимально-продуктивные
	15. Дубовые и полидоми-нантные широколиственные леса и редколесья и их восстановительные серии	2400–2800 жаркие	0,7–1,2 умеренно влажные	8–10 высокопродуктивные

5. Формирование Тихоокеанского геоэктона тесно связано с историей развития географической среды в мезо-кайнозой, когда происходили не только основные процессы горообразования на восточной окраине Азиатского материка, но и приобретались основные современные черты муссонно-континентального климата. Притихоокеанская материковая окраина в кайнозой испытала серьезные неотектонические преобразования, связанные с корблением земной коры, наращиванием ее мощности, перестройкой палеозойских и мезозойских структур и созданием новообразованных орогенных депрессионных морфоструктур. Развитие зон повышенной магматической проницаемости и трещиноватости обусловило базальтовый вулканизм, формирование тафро- и рифтогенных впадин: Зейско-Буреинской, Средне-Амурской, Амуро-Тугурской, Анадырско-Пенжинской,

Татарского пролива. Смещение гранитизации земной коры от внутриконтинентальных регионов к материковой окраине привело к созданию продольно вытянутых орогенно-сводовых поднятий асимметричного строения. В позднем кайнозое это способствовало развитию асимметричных ландшафтов на макросклонах крупных нагорий — Сихотэ-Алиня, Западного Приохотья, Коряцкого нагорья (Худяков, 1977). Широтная зональность осложнилась долготной секторностью, которая была создана меридионально вытянутыми орографическими барьерами.

Биоклиматические системы основных меридиональных секторов мегаэктона имеют весьма различный возраст. Современная зональная и высотно-поясная структура на окраине материка, со смещением флор из представителей субарктических, бореальных и субтропических видов, образовалась в раннем палеогене — 60–65 млн. лет назад (Архипов, Николаев, 1972; Урусов, 1988). В южной же части Курильской дуги биоклиматическая зональность, близкая к современной, установилась лишь в конце плиоцена, т.е. не более 2 млн. л.н. (Лучицкий, 1974). Современные бореальные лесные формации Юга Дальнего Востока достаточно молоды, они сформировались в четвертичное и голоценовое время (Бобров, 1980; Урусов, 1988).

Характерная для внутренних районов Евразии широтная зональность ландшафтов на Тихоокеанском мегаэктоне затушевывается их долготной секторностью, многие физико-географические рубежи совпадают с геологическими границами, а муссонно-континентальный климат, поддерживает исторически сложившееся смещение в каждом зональном типе растительных формаций северных и южных видов, способствуя выработке у них достаточно широкой экологической пластичности. Благодаря этому, например, пихтово-еловые леса Среднего и Южного Сихотэ-Алиня, каменноберезняковые сообщества Камчатки и высокоствольные чозениевые пойменные леса по берегам Колымы, Анадыря и Пенжины, будучи трансформированными реликтами третичной растительности обширных пространств Евразии (Колесников, 1969б; Реутт, 1970), являются устойчивыми компонентами современных ландшафтов Дальнего Востока.

Экологической пластичностью обладают основные лесообразующие породы бореальных и субнеморальных лесов. В темнохвойной тайге ель аянская достаточно холодоустойчива и в то же время весьма «океанична», ибо приспособлена к высокой относительной влажности воздуха (более 55–60%) в весенне-летний период (Цымек и др., 1969).

Кедрово-широколиственные леса, представленные в первую очередь кедром корейским и дубом монгольским, весьма разнообразны по своей и фитоценотической структуре в зависимости от типа местоположения, а также лито- и гидроэдафических условий, что позволило выделить целую серию «геоморфологических типов» этой древней, исторически сложившейся субнеморальной формации юга Дальнего Востока (Колесников, 1956). Наиболее ксерофитные кедрово-дубовые сообщества не имеют конкурентов на каменистых солнцепечных склонах гор; при этом дуб монгольский безболезненно переносит морозы до -60° (Цымек и

др., 1969). Известна, наконец, своеобразная биологическая особенность кедрового стланика — «полегать» и уходить под снег после первых морозов, что обеспечивает ему защиту от низких температур и зимних ветров (Колесников, 1969а).

14.2.2. Биоклиматическая структура мегаэктона

Непосредственная близость зимнего Азиатского барического максимума, с полюсом холода Северного полушария, и преобладание у северо-восточного побережья Евразии холодных морских течений (Курило-Камчатского, Приморского) обуславливают два крупных физико-географических феномена, определяющих региональную биоклиматическую структуру мегаэктона. Во-первых, ввиду низких теплоэнергетических ресурсов происходит общее значительное смещение природных зон на юг, с их одновременным меридиональным растяжением (Иванов, 2014). На Северных и Средних Курилах, а также на большей северной части материковых пространств вплоть до Нижнего Приамурья распространены североэтажные каменноберезовые и лиственничные, леса и редколесья, часто заболоченные, с весьма низкой продуктивностью (см. рис. 14.1 и табл. 14.1, группа формаций (ГФ) 1). Равнинные среднетажные же леса (ГФ 4–6) на Кунашире, Сахалине и по япономорскому побережью материка спускаются до 52–50-й параллелей. Для сравнения отметим, что на Русской равнине на этих же широтах преобладает смешанные леса и лесостепь. Лесные типы равнинных ландшафтов господствуют по всей южной части Дальнего Востока — именно на тех широтах, которые внутри материка, например, в Западной Сибири, соответствуют зонам степей и пустынь (Букс, 1977а).

Господство светлохвойнолесных и болотно-редколесных ландшафтов, постепенно сменяющихся на севере мохово-кустарничковыми тундрами, а на юге переходящих в ландшафты с полидоминантными темнохвойно-широколиственными лесами, имеющими значительную примесь субтропической флоры, — характерная черта муссонно-континентального спектра, или типа, широтной зональности, которая прослеживается как на равнинах, так и по горным хребтам. Высотная поясность в Южном Сихотэ-Алине, на южной оконечности Западно-Сахалинских гор и на острове Кунашир повторяет как бы в миниатюре эту закономерность, а по мере движения на север спектр высотной поясности последовательно «обрезается» снизу вследствие общего снижения верхних границ поясов. При этом на островах выклинивание высотных поясов происходит гораздо быстрее, нежели на окраине самого материка. Например, заросли кедрового стланика на крайнем юге спускаются с высоты подгольцового пояса (1200–1500 м. абс.) до уровня моря в полосе Курильской островной дуги у широты 47°, а на Охотском побережье — в районе 58–59° с.ш.

Во-вторых, с холодным и влажным «дыханием» океана и его окраинных морей летом и с резким выхолаживанием континента зимой связано частое явление широтной и высотно-поясной инверсии ландшафтов, когда, например, на побе-

режях и в межгорных понижениях в таежной зоне развиваются субарктические растительные группировки (Сочава, 1980). На Чукотке же в тундровой зоне крупные речные долины оказывают, наоборот, тепляющее воздействие на почвы и растительность и поэтому заняты пойменными лесами и кустарниками, которые резко контрастируют с окружающими мохово-кустарничковыми тундрами (Реутт, 1970).

Как правило, ландшафты более южного облика продвигаются максимально на север по склонам, обращенным в сторону материка. Противоположные же склоны гор выходят к прибрежным холодным течениям, поэтому орографические барьеры создают наиболее благоприятные условия для биоты именно на «континентальных», а не на «океанических» склонах хребтов и у их подножий (см. рис. 14.1 и табл. 14.1, ГФ 9 и 11). Здесь наиболее разнообразен набор высотных поясов, выше поднимается верхняя граница леса, интенсивнее идут процессы почвообразования при ослаблении мерзлотных факторов, существенно богаче видовой состав флоры и фауны.

Таким образом, географические понятия океаничности и континентальности достаточно сложны и неоднозначны, если их применять для оценки уровня структурного развития и функционирования ландшафтов. Крайнее проявление океаничности, когда преобладают ветреные и облачные погоды, холодные туманы и морозящие дожди, физиологически не благоприятствует произрастанию древесной растительности (Иванов, 2014). В связи с этим, например, в узкой прибрежной полосе у подножья восточного склона Среднего Сихотэ-Алиня отчетливо выражена нижняя естественная граница леса (кустарниково-разнотравных дубняков, см. ниже), подобная границе леса с тундрой на его верхнем пределе в горах и северной границе — на равнинах (Максимова, 1982). На своей нижней границе древесные сообщества сменяются кустарниковыми, а затем травяными (см. рис. 14.1, смена ГФ 4 → 7, 9 → 7, 11 → 7). Кустарниково-травяные формации, как известно, широко распространены на океанических островах, в том числе Курильских и Командорских. Экстремальная океаничность существенно упрощает вертикальную компонентную структуру ландшафтов и снижает их биопродуктивность. Отголоски океаничности на Среднеамурских равнинах прослеживаются вплоть до западных границ распространения сфагновых листовенничных марей (Колесников, 1969б).

Субокеанический климат в этом отношении гораздо более благоприятен. Он сочетает в себе, с одной стороны, умеренно холодные зимы с высокой снежностью и ослабленными ветрами, что способствует сохранению вегетативных органов растений от вымерзания и иссушения, а с другой, — летние облачные погоды с достаточными суммами биологически активных температур (до 1800–2000°) и умеренным диапазоном коэффициента увлажнения (0,7–1,5). Эти климатические условия поддерживают устойчивый процесс фотосинтеза в течение всего вегетационного периода. Более интенсивно идут также процессы разложения органического вещества, гумификации, внутрипочвенного выветривания и фер-

сиаллитизации почвенного профиля (Геннадиев, 1980). Субокеанический климат соответствует, таким образом, некоторой *зоне оптимума экзогенного материково-океанического взаимодействия*. Эта зона хорошо прослеживается по «континентальным» склонам наиболее крупных хребтов материковой окраины: Сихотэ-Алиня и его продолжения по левобережью Амура (см. рис. 14.1 и табл. 14.1, ГФ 11 и 12), хребта Джугджур, близлежащих к охотскому побережью хребтов Колымского нагорья, наконец, Восточного хребта на Камчатке. В направлении с юга на север значение барьерного эффекта в целом снижается, что отвечает «размыванию» и самих муссонных черт климата в высоких широтах.

Аналогичная *зона оптимума выражена также на обращенных к материку склонах вулканических гор островной суши*, расположенной в собственно океаническом долготном секторе геожотона. Здесь в большей степени, чем орографический фактор, сказываются теплые и холодные морские течения (Марков, 1980; Коломыц, 1987). Одна из ветвей теплого течения Куро-Сию достигает западных побережий Южно-Курильских островов, в то время как восточные берега омываются холодным Курило-Камчатским течением. В соответствии с этим на западном (охотоморском) склоне вулканов острова Симушир Курильской гряды наблюдается четыре ландшафтных пояса (луговой, каменноберезовый лесной, ольхово-кедровостланиковый и горно-тундровый), а на восточном (тихоокеанском) — только два (кедровостланиково-ольховый и фрагментарный горно-тундровый среди первичных вулканических пустынь). Верхний пояс на восточном склоне спускается на 200 м ниже, чем на западном, где и жизненные формы растений развиты лучше. С субокеаническими чертами климата связано широкое распространение в горах северного Приохотья, Камчатки и Корякского нагорья ландшафтов стелящихся лесов из кедрового стланика, а в Амуро-Уссурийском крае, на Южном Сахалине и Южных Курилах — темнохвойно-широколиственных лесов с элементами субтропической флоры (бархата амурского, магнолии, аралии).

14.2.3. К созданию теории эволюционного ландшафтоведения

Истоки этой теории заложены в фундаментальной концепции А.А. Григорьева о физико-географическом процессе (1966). В концепции постулируется, что развитие всех типов природной среды идет по спиралевидным незамкнутым циклам, каждый из которых условно можно разделить на три стадии: зачаточную стадию, стадию становления данного цикла развития и стадию завершения. Эти положения явно перекликаются с известной теорией географических циклов Девиса–Пенка–Кинга (Райс, 1980), однако они имеют гораздо более глубокое естественнонаучное звучание. Григорьев подчеркивал, что выделенные им стадии развития природной среды существенно отличаются друг от друга как соотношением компонентов двух основных движущих сил физико-географического процесса: геолого-геоморфологического и климатического, — так и результатами их ландшафтообразующего взаимодействия.

Изучение современных ландшафтных связей на разновозрастных морфо-структурах и морфоскульптурах — путь к познанию филогенетических закономерностей длительной геологической траектории формирования ландшафтов суши. Эта траектория начинается стадиями геосинклинальных островных дуг (яркий тому пример — Курило-Камчатская островная дуга), с вулканогенным рельефом и формированием первичных субэаральных ландшафтов на вулканических породах. Затем следуют стадии развития эпигеосинклинальных орогенов (Худяков, 1977), примером чему служат хребты Сахалина, Сихотэ-Алинь и его продолжение по левобережью Амура, которым свойственны молодые эрозионно-денудационные и аккумулятивные окраинно-материковые морфо- и биогеосистемы.

Таков первый этап формирования континентальных ландшафтов *эволюционного ряда, или прогрессивного развития*. На этом этапе следует ожидать общее повышение уровня организации биогеосистем: усложнение и упорядочивание их структуры, рост пространственной дифференциации ландшафтных связей, повышение системоорганизующей роли почвенно-биотических компонентов (Коломыц, 1987, 1988). В результате повышается эффективность использования биогеоценозами ресурсов среды (Грин и др., 1980), что и предопределяет эволюцию самой биосферы (Шварц, 1973). В дальнейшем идет гораздо более длительная смена стадий возникновения и переформирования останцово-денудационных «дряхлах» форм рельефа, когда территория переходит в состояние внутриконтинентальных платформ (Сибирской, Восточно-Европейской).

Наряду с этим на материковой окраине прослеживаются и обратные процессы ландшафтно-геоморфологической дезинтеграции. Они проявляются в замене сводовых пластических деформаций разломами и дифференцированными блоковыми движениями, в дроблении отдельных окраинных участков материка и их опусканием под уровень моря (Худяков, 1977), с образованием *материковых островов регрессивного ряда* (острова залива Петра Великого, Шантарские, Ямские). Аналогичный эффект «затухающей» эволюции ландшафтов дает задержка суши в островодужной стадии, с формированием осадочных пород (острова Малой Курильской гряды (Лучицкий, 1974)). Траектория регрессивных природных комплексов отличается обеднением компонентного состава и в частности флоры (Урусов, 1988), упрощением ландшафтно-экологических связей, возрастанием роли абиотических факторов.

Изложенные концептуального положения о Тихоокеанском мегаэктоне Северной Евразии как очаге эволюционных процессов в континентальной биосфере были опубликованы автором в его книге (Коломыц, 1987). Несколько ранее аналогичные идеи были высказаны Б.А. Юрцевым по отношению к флорогенезу северного крыла мегаэктона — Берингии, которую он именовал «... своеобразной флорогенетической лабораторией северных зон Земли» (1974, с. 144).

Современные ландшафты Тихоокеанского мегаэктона Евразии сформировались на весьма широком возрастном спектре морфотектонических структур

(Худяков, 1977), в котором выделяются два геолого-геоморфологических рубежа, отделяющие друг от друга секторы кайнозойской, мезозойской и более ранней складчатости (Сочава, 2005). В направлении от океанических островов к окраинным и далее к внутренним регионам материка ландшафтные связи суши формируются на все более древней литогенной основе, в условиях ослабления новейших тектонических движений и последовательного погребения главного источника минерального питания фитобиоты (коренных кристаллических пород) под возрастающим чехлом гораздо более истощенных в этом отношении рыхлых отложений, прошедших многочисленные циклы сиаллитизации (оглинения), денудационного сноса и аккумуляции.

С другой стороны, в том же восточно-западном направлении усиливается роль радиационных климатообразующих факторов и снижается влияние факторов циркуляционных (адвективных), поэтому в целом возрастает континентальность климата. Как следствие интерференции обеих групп факторов в направлении от окраин вглубь материка ослабевает (в рамках определенных зональных условий) общая интенсивность биогеохимических круговоротов веществ в системе почва–растение, замедляются процессы выветривания и почвообразования, наконец, снижается биологическая продуктивность ландшафтов. Все это происходит на фоне ослабления прямой ландшафтообразующей роли морфотектонических факторов и возрастающего значения экзогенных геоморфологических процессов. В облике ландшафтов все меньше сохраняется следов эндогенных сил (тектонических уступов, вулканических конусов, лавовых покровов и др.) и все больше преобладают остаточно-денудационные и аккумулятивные формы рельефа.

Через описанную последовательность смены ландшафтных обстановок так или иначе прошли в геологическом прошлом все внутриматериковые территории Евразии. Континентально-океаническими шовными зонами в прошлом были Альпийско-Кавказско-Гималайский горный пояс, а также еще более древние складчатые герциниды Урала и Казахстана (Герасимов, 1986). Новейшая орогенно-геосинклиальная область Тихоокеанского мегаэктона характеризуют начальные этапы развития очередной континентальной части географической оболочки Земли в процессе возрастного наращивания площади данного материка. По существу речь идет о *первичном ландшафтогенезе на суше* — весьма слабо изученной области комплексной физической географии. Между тем первичный ландшафтогенез имеет непосредственное отношение к фундаментальным проблемам становления и развития континентальной биосферы, к познанию начальных механизмов поверхностного физико-географического процесса, в понимании А.А. Григорьева (1966). Этот процесс создавал в прошлом и постоянно формирует в настоящем ландшафтный облик материков.

При сравнительном анализе современных ландшафтов Дальнего Востока: островодужных вулканических, материково-островных и окраинно-материковых, — можно будет выявить закономерности становления и развития ландшафтных связей на суше, а также их деградации и исчезновения. Несомненно, эволюцион-

ную направленность субширотного изменения ландшафтных связей на Тихоокеанском геозектоне имел в виду В.Б. Сочава (1980), выделяя три секториальных геопространства: Неопацифику, Субпацифику и Палеопацифику. Это можно проиллюстрировать следующим примером. В прибрежной подтаежной полосе Среднего Сихотэ-Алиня (ГФ 12, см. рис. 14.1 и табл. 14.1) в направлении от берега Японского моря к низкогорьям прослеживается определенный топологический ряд ассоциаций, с инкубационной серией коренных жизненных форм дуба монгольского (Максимова, 1982): разнотравно-злаковые луг → леспедече-лещиновая злаково-разнотравная ассоциация → разнотравно-лещиновый низкорослый (до 1 м) кустистый дубняк → разнотравно-кустарниковый кривоствольный дубняк (высота 3–6 м) с ветровой формой крон → прямоствольный дубовый лес (высота до 15–17 м). Считая первую и вторую ассоциации океаническими (представителями неопацифики) а третью и четвертую — соответственно субокеанической и континентальной (представителями субпацифики и палеопацифики), получаем локальную модель эволюции данного зонального типа растительного покрова на мегаэктоне в направлении от наиболее молодых формаций к более древним.

Таким образом, Тихоокеанский мегаэктон Евразии — весьма благоприятный объект для разработки проблем *эволюционного ландшафтоведения*. Это фактически новое направление комплексной физической географии должно быть направлено на изучение «опорных механизмов» формирования, развития и распада ландшафтных связей на суше, на поиск движущих сил и определение темпов эволюционного процесса (как восходящего, так и нисходящего), на выявление таксономических и возрастных соотношений структуры и функционирования гео(эко-)систем, их онтогении и филогенетических смен. По нашему мнению, решение этих задач будет способствовать разработке научно-методических основ управления природными процессами и создания новых экологических равновесий в природе.

Выдвигаемые нами исходные рабочие положения будущей концепции эволюционного ландшафтоведения предусматривают изучение структуры и функционирования островных и окраинно-материковых гео(эко-)систем в их пространственно-генетическом разнообразии и как составляющих звеньев переходной зоны от материка к океану. При этом исследование пространственно-временной организации островных ландшафтов (как эволюционного развития, так и регрессивного ряда), наряду с оценкой природно-ресурсного потенциала островов и рекомендациями по сохранению их экологического равновесия, должно быть направлено на создание в конечном итоге комплексных и отраслевых физико-географических моделей, имитирующих структурно-функциональные изменения континентальных ландшафтов на начальных этапах их формирования.

В частности, прибрежно-материковые острова регрессивного ряда, с их общей нисходящей траекторией системы ландшафтных связей, могут служить натурной моделью того, что ожидает многие внутриконтинентальные районы Дальнего Востока в обозримом будущем при планируемой интенсификации освоения их

естественных ресурсов и расширении зон техногенеза. Эти острова, находясь на различной стадии антропогенной трансформации и обладая при этом территориальной замкнутостью, представляют собой благоприятный объект для разработки научно-методических вопросов устойчивости природных ландшафтов к внешнему воздействию.

Изучение же островных и окраинно-материковых гео(эко-)систем прогрессивного ряда (Больших Курил, Камчатки, Сахалина и др.) будет направлено на познание закономерностей становления и развития ландшафтных связей на суше в процессе ее последовательного перехода от островного режима к материковому. Здесь природа может демонстрировать нам пути и этапы формирования ландшафтных систем различного уровня развития, что будет иметь прямое отношение к проблеме искусственного создания новых экологических равновесий в природе. Как известно (Игнатьев, 1979; Воронов, 1980), на океанических островах процесс видообразования и сукцессионных смен фитоценозов протекает быстрее, чем на континентах.

При ландшафтно-экологическом анализе Тихоокеанского мегаэктона целесообразно использовать для сравнения материалы по внутриматериковой Восточно-Европейской системе переходных зон — например, по биоклиматическому бореальному экотону Волжского бассейна (Коломыц, 2005), находящемуся в условиях тектонической стабильности и «дряхлого» останцово-эрозионно-аккумулятивного рельефа. Оба мегаэктона входят в глобальную Евразийскую экотонную систему «океан–материк» (Полынов, 1952; Мильков, 1981), с пространственной упорядоченностью разновозрастных геотектур (Мещеряков, 1981) и современных макроклиматических полей, а также с соответствующей сменой зонально-региональных и локальных спектров растительности и почв.

Такой переход от молодых островных геосистем эволюционного ряда к окраинно-материковым природным комплексам эпигеосинклинальных орогенов и затем к внутриконтинентальным ландшафтам, прошедшим уже достаточно длительную историю субаэрального развития, отображает основные геологические этапы формирования природно-территориальной структуры материков (Сочава, 1980; Коломыц, 1987).

14.3. Островные вулканические экосистемы как истоки формирования континентальной биосферы

14.3.1. Объекты исследования

В настоящем разделе на примере экспериментального полигона «Вулкан Менделеева» на острове Кунашир в Южно-Курильской гряде излагается опыт эмпирико-статистического моделирования островодужных лесных экосистем Северо-Западной Пацифики в целях выявления очаговых эволюционных биосферных процессов, формирующих зачатки материковых экосистем. Территори-

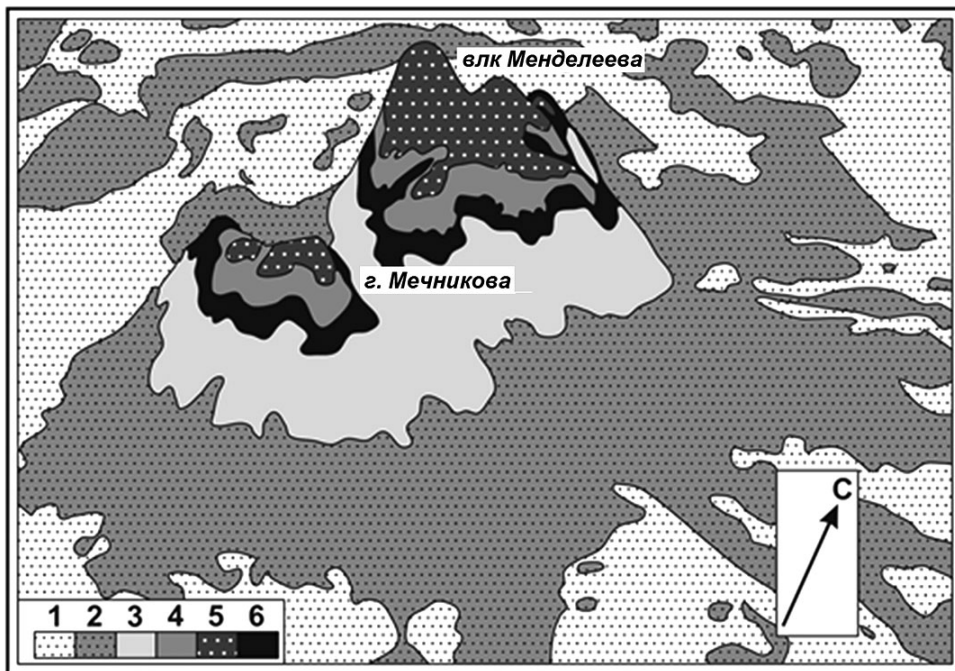


Рис. 14.2. Карта групп типов леса Менделеевского вулканического ландшафта. Рассчитана и составлена Л.С. Шарой (см, Коломыц, 2017). Условные обозначения см. в тексте.

ально район исследования входит, согласно (Сочава, 1980), в сектор Неопацифики, который резко отличается как от азиатского окраинно-материкового сектора Субпацифики, так и от внутриматериковой Палеопацифики. Здесь автором в августе 1985 г. была проведена крупномасштабная ландшафтная съемка (см. главу 1), со снятием более чем 40 параметров состояния лесных биогеоценозов по 32 пробным площадям.

Вулкан Менделеева (абс. высота 890 м) входит в состав действующих одиночных вулканов и имеет наиболее типичное для Курильской островной дуги строение (Горшков, 1958, 1967; Злобин и др., 1997). Последнее (пирокластическое) извержение вулкана произошло в 1880 г. (Guebler, 1932), а на 1901, 1946 и 1977 гг. приходилось усиление его парагазовой активности. Вулкан состоит из двух разновозрастных сомм (кольцевых гребней с внешними склонами) и центрального конуса возрастом около 4200 лет. Гребень наиболее молодой кальдеры сохранился в виде полукольцевого хребтика с вершиной г. Менделеева (наивысшая точка — 798 м). Положение этой кальдеры фиксируется четырьмя крупными сольфатарами — фумарольными полями. Тепловизионная съемка, проведенная на северо-восточном фумарольном поле вулкана, выявила наиболее прогретые участки с

температурой парогазовых выходов и термальных вод до 90°, а поверхности озер около 35 °С (Козлов, Жариков, 2012).

Район вулкана Менделеева дает пример вулканогенных природных комплексов на этапе завершается *активного вулканизма*, с его интенсивными эруптивными процессами, и перехода к *вулканизму пассивному*. Определяющим эндогенным фактором становятся энергоемкие глубинные *флюидные системы*, выходные каналы которых (фумаролы) формируют сольфатарные поля (Летников, 2000). Однако даже для *флюидного этапа* наша модель описывает уже достаточно устойчивую биогеоценологическую структуру данной территории, с возрастом в 39–40 000 лет. Это именно тот период, в котором очередная порция континентальной биосферы формируется не только морфотектоникой и гидро-климатическим режимом, но и интенсивной «работой» почвенно-биотических компонентов.

В Менделеевском низкогорном ландшафте отчетливо выделяются четыре высотных яруса: предгорно-равнинный (ниже 230–250 м), а также нижний (230–550 м), средний (500–720 м) и верхний (выше 670–720 м) ярусы. Указанным ярусам соответствуют четыре типа мезоместоположений: аккумулятивный (А), трансаккумулятивный (ТА), транзитный (Т) и трансэлювиальный (ТЭ).

По ботанико-географическому районированию (Атлас..., 2009) о-в Кунашир входит Южно-Курильско-Хоккайдский округ и в Южно-Курильский район, с господством темнохвойных и хвойно-широколиственных лесов, обогащенных южными восточноазиатскими элементами, с присутствием вечнозеленых субтропических и реликтовых видов. Вулкану Менделеева свойственно также достаточно полное проявление высотно-зональной биоклиматической поясности, несмотря на его относительно небольшую высоту. Здесь сосредоточены весьма разнообразные группировки растительности (Манько, Розенберг, 1970). Нами выделены шесть групп типов леса (в скобках даны условные обозначения и средневзвешенные нормы абсолютных высот): 1) смешанные темнохвойно-широколиственные леса (♠♠ — ХШ; 184 м); 2) темнохвойные (елово-пихтовые) леса (♠♠ — ТХв; 379 м); 3) буферные каменноберезово-еловые леса (♠♠ — КбЕ; 575 м); 4) каменноберезовое криволесье с кедровым стлаником (♠♠ — БКс; 685 м); 5) заросли кедрового стланика (♠♠ — Кс; 718 м); 6) буферные кедровостланиково-березово-еловые сообщества (♠♠♠ — КсБЕ; 575 м). Их распределение по Менделеевскому ландшафту показано на рис. 15.2.

Перечисленные группы типов относятся к соответствующим флористическим фратриям: Маньчжурско-Охотской (МО), Охотской (Ох), Берингийско-Камчатской (БК), Берингийской (Бер) и Берингийско-Камчатско-Охотской (БКО).

Дифференциация мезоместоположений по двум типам циркуляционной экспозиции (охотоморскому и тихоокеанскому) и насыщение полученных геоморфологических единиц почвенно-фитоценотическими характеристиками позволили выделить в Менделеевском ландшафте группы микроландшафтов, по систематике (Гвоздецкий, 1972).

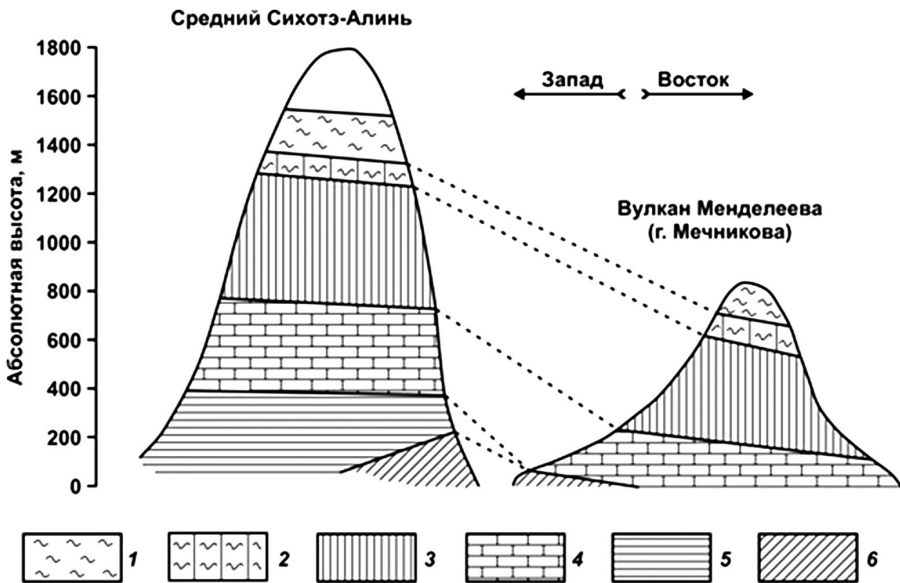


Рис. 14.3. Схемы высотной поясности Среднего Сихотэ-Алиня, по (Колесников, 1961) и вулкана Менделеева на острове Кунашир.

Высотные биоклиматические пояса: 1 — подгорных стелящихся лесов (кедровый стланник); 2 — каменноберезового криволесья (нередко с кедровым стлаником в подлеске); 3 — темнохвойных пихтово-еловых лесов (на Среднем Сихотэ-Алине с примесью лиственницы); 4 — елово-широколиственных лесов; 5 — кедрово-широколиственных лесов (на Кунашире отсутствует); 6 — широколиственных лесов.

Структура высотной поясности на вулкане Менделеева (см. рис. 14.2) является типичной для Южных Курил, что уже отмечалось ранее (Манько, Розенберг, 1970). Над предгорными полидоминантными хвойно-широколиственными лесами поднимается пояс горных пихто-ельников, представленный наиболее широко в более прохладном и влажном тихоокеанском секторе. Эти темнохвойнолесные сообщества создают с лежащими выше каменноберезовым криволесьем и кедровым стлаником две характерные смешанные (буферные) ассоциации — КБЕ и КсБЕ.

Эмпирико-статистическое моделирование структуры и функционирования лесных экосистем состояло в построении моносистемных (теоретико-информационных) и полисистемных (теоретико-множественных) моделей. Строились также комплексные модели, основанные на расчетах сначала мер отношений сходства и включения объектов как дескриптивных множеств, а затем — информационно-статистических показателей разнообразия этих отношений (см. главу 1). Такой набор дискретных моделей позволил использовать богатый материал

крупномасштабной ландшафтно-экологической съемки для разносторонней характеристики организации фитоценологических систем и выявления локальных признаков эволюционных биосферных процессов.

14.3.2. Региональная биоклиматическая система Южно-Курильских островов

Данная система формируется прежде всего муссонной циркуляции воздушных масс, с резко выраженной розой ветров: северо-западных континентальных зимой и юго-восточных океанических летом. Сказывается также влияние омывающих с северо-запада теплого морского течения (охотоморского — Соя) и с юго-востока — холодного (тихоокеанского — Курильского) течения.

Однако южная половина о-ва Кунашир омывается теплым течением Соя с обеих сторон (Атлас..., 2009). Через эту зону проходят основные траектории тропических циклонов, приносящих большое количество осадков. Муссонный характер климата, со сменой господствующих ветров, вызван сезонными смещениями (восток ↔ запад) траекторий циклонов. Благодаря суперпозиции указанных факторов с горным вулканическим рельефом формируются достаточно контрастные климаты охотоморского и тихоокеанского секторов островов Кунашир, Итуруп и др.

Известно, что чем мельче остров, достаточно удаленный от материка, тем больше его климат приближается к климату океана, поэтому основные биоклиматические, характеристики островов определяются их площадными размерами (Дьяконов, Пузаченко, 2005; Иванов, 2005, 2014). Аналогичные закономерности выявляется и в более крупном пространственно-временном масштабе — при переходе субэаральных экосистем от островодужной (неопацифической) стадии развития к стадии окраинно-материковой (субпацифической). Ярким примером тому служит бинарная система «О-в Кунашир (вулкан Менделеева) – Средний Сихотэ-Алинь» (рис. 14.3).

Были проведены расчеты плювиометрической степени путем сравнения южнокурильских метеостанций с равнинными и низкоргорными станциями Нижнего Приамурья и Среднего Сихотэ-Алиня (табл. 14.2). Оказалось, что снижение верхних границ хвойно-широколиственного и темнохвойнолесного поясов на вулкане Менделеева по отношению к указанному окраинно-материковому региону-аналогу составляет соответственно 550 и 620 м (см. рис. 15.3), и это адекватно росту годовой суммы осадков в предгорьях на 400–650 мм.

Аналогичным образом были выполнены расчеты термометрической степени, исходя из средней температуры самого теплого месяца: для ст. Южно-Курильск (15,8°) и для уссурийско-нижнеамурских равнин (около 20,0°, в среднем по восьми станциям). Наконец, были рассчитаны степени комплексного гидротермического показателя — коэффициента увлажнения.

Таблица 14.2. Высотные плювиометрическая (а), термометрическая (б) и гидро-термометрическая (в) ступени, по которым происходит снижение зонально-поясных границ на юге острова Кунашир по сравнению со Средним Сихотэ-Алинем

Верхние высотно-поясные границы	Высотные ступени ($n / 100$ м)		
	а	б	в
хвойно-широколиственных лесов	100 мм	0,76 ⁰	0,405
пихтово-еловых лесов	89 мм	0,68 ⁰	0,36

Таблица 14.3. Средневзвешенные нормы фитомасс, продуктивности и комплексных параметров биологического круговорота (КПБК) в лесных экосистемах Менделеевского вулканического экорегиона

Фитомассы, проктивность и КПБК	Группы типов леса					
	ШХ ↑↑	ТХв ↑↑	КБЕ ↗↑	БКс ↘↘	Кс ↘↘	КсБЕ ↘↗↑
<i>BL</i>	340,70	223,75	163,60	89,59	89,70	135,00
<i>PG</i>	11,16	14,95	11,75	8,62	4,18	14,19
<i>PD</i> _{д-к}	9,52	8,14	5,72	3,81	3,16	3,86
<i>PV</i> _{д-к}	3,99	3,21	2,41	1,83	1,62	1,94
<i>PD</i> _{д-к} + <i>PV</i> _{д-к}	13,51	11,35	8,13	5,64	4,78	5,80
<i>PV</i> _{об}	15,15	18,16	14,16	10,45	5,80	16,13
<i>PC</i>	24,67	26,30	19,88	14,26	8,96	19,99
<i>KR</i>	0,072	0,118	0,122	0,159	0,100	0,149
<i>KA</i>	0,467	0,536	0,520	0,523	0,488	0,566
<i>KY</i>	1,68	0,4	1,31	0,46	5,95	0,46

Примечание. *BL* – общая надземная масса (т/га). Продуктивность (т/га в год): *PG* – зеленой массы напочвенного покрова; *PD*_{д-к} и *PV*_{д-к} – древесной и зеленой массы деревьев и кустарников; *PV*_{д-к} – зеленой древесно-кустарниковой массы; *PV*_{об} – общей зеленой массы. *PC* – общая надземная продукция (т/га в год). *KR* – коэффициент оборота надземной фитомассы; *KA* – аллометрический коэффициент; *KY* – коэффициент годичной деструкции надземной фитомассы (подстилочно-опадный индекс).

Термометрическая ступень на о-ве Кунашир оказывается в два с лишним раза больше высотного температурного градиента, который составляет здесь около 0,35 °C / 100 м и в целом близок к низкому температурному градиенту, характерному, согласно (Иванов, 2005), для островных территорий. Большой размах тер-

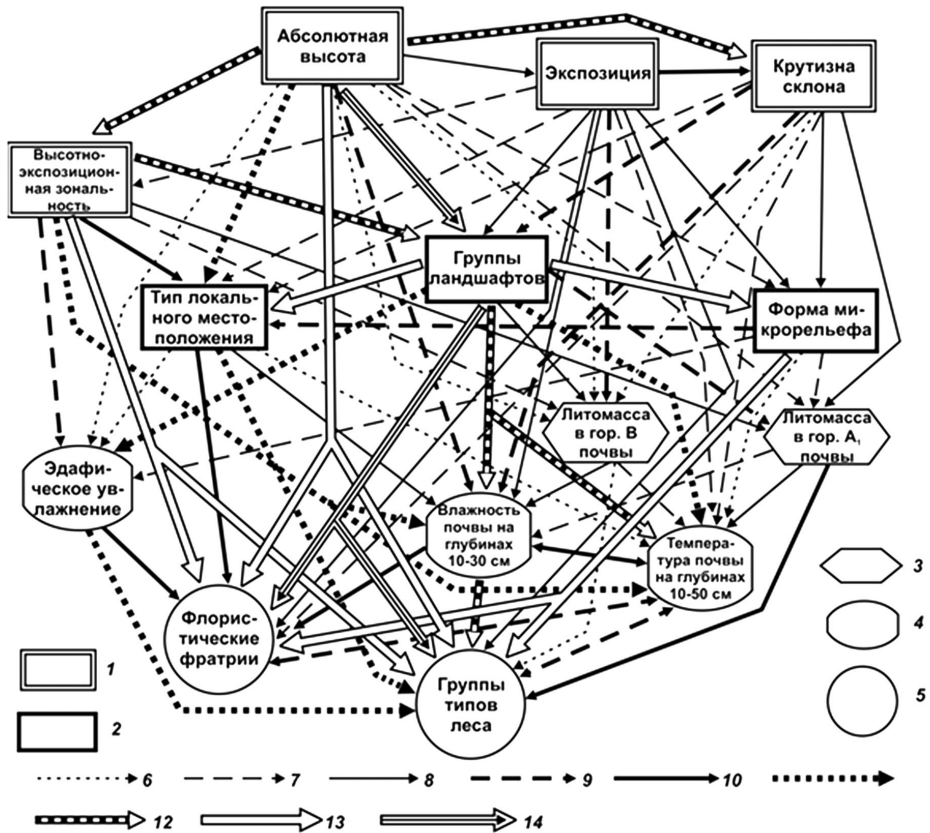


Рис. 14.4. Общая информационно-статистическая модель межкомпонентных связей в Менделеевском вулканогенном ландшафте.

Геокомпонентные блоки: 1 — исходных абиотических факторов; 2 — вторичных абиотических факторов-ретрансляторов; 3 — литоэдафических факторов; 4 — гидро- и термо-эдафических условий; 5 — структурных характеристик лесных сообществ.

Нормированные коэффициенты сопряженности $K(A; B)$: 6 — 0,071–1,100; 7 — 0,101–0,130; 8 — 0,131–0,160; 9 — 0,161–0,190; 10 — 0,191–0,220; 11 — 0,221–0,250; 12 — 0,251–0,300; 13 — 0,301–0,440; 14 — 0,440–0,720. Нормированные коэффициенты сопряженности $K(A; B)$: 6 — 0,071–1,100; 7 — 0,101–0,130; 8 — 0,131–0,160; 9 — 0,161–0,190; 10 — 0,191–0,220; 11 — 0,221–0,250; 12 — 0,251–0,300; 13 — 0,301–0,440; 14 — 0,440–0,720.

мометрической ступени по сравнению с высотным температурным градиентом вызывает на островах снижение уровня конденсации, согласно постулату (Дьяконов, Пузаченко, 2005). По этой причине происходит смещение вниз всей системы высотно-зональных границ и сжатие самого спектра высотной зональности. Этот процесс проявляется тем более эффективно, чем меньше площадь острова.

На Южно-Курильских островах весь спектр высотной поясности данный спектр укладывается в пределах низкогогорного яруса макрорельефа.

Итак, основной спектр высотной биоклиматической поясности зарождается на достаточно ранней стадии развития субэкральных ландшафтов, когда поднимающиеся из океанской пучины тектоно-вулканические массивы еще не выходят за пределы низкогогорного рельефа. Климатически обусловленное сжатие высотной поясности на вулкане Менделеева, равно как и по всей Курильской гряде, смещает на локальный уровень региональные биоклиматические контрасты, которые обычно свойственны горам внутри материков и даже их окраин. Топологическая биоклиматическая система островов Неопацифики создает своего рода очаги («ядра») зарождения материковых (зональных, секторных и высотно-поясных) биогеографических структур.

В дальнейшем по мере перехода к окраинно-материковому режиму повышается иерархический уровень этих структур — с топологического уровня на региональный, что проявляется в общем поднятии биоклиматических рубежей и в одновременном расширении самих высотных поясов. В этом и состоит эволюционное значение островодужной биоклиматической системы. Обрисованная нами картина вполне согласуется с одним из положений концепции эволюционной биогеографии (Панфилов, 2005) о том, что первичные высотно-поясные группировки организмов и экосистем на гористых островах Пацифики послужили основой формирования зональных типов географической среды на равнинах всех континентов.

14.3.3. «Климатически неоправданные» леса островной бореальной Неопацифики

Южнокурильские островодужные подтаежные экосистемы резко отличаются от своих материково-островных и континентальных аналогов как более низкими температурами вегетационного периода, так и особенно большим количеством осадков, что создает в Неопацифическом секторе Тихоокеанского мегаэктона исключительно высокие коэффициенты атмосферного увлажнения, по существу несопоставимые с коэффициентами территорий Приамурской Субпацифики. Хвойно-широколиственные леса южного Кунашира, имеющие значительную примесь неморальных элементов и даже субтропических реликтов, по суммам биологически активных температур ($\sum t \geq 10^\circ = 1140\text{--}1610^\circ$) находятся в условиях северной темнохвойной тайги Евразии, согласно климаареалам природных экосистем (Базилевич и др., 1986), т.е. должны располагаться по существу у северной границы бореального пояса. На $1,5\text{--}2,5^\circ$ холоднее летняя приземная атмосфера в низкогорных темнохвойных неморальнотравяных лесах Менделеевского экорегиона по сравнению с их среднегорными фитоценологическими аналогами в Буреинском и Баджальском хребтах по левобережью Среднего Амура. Суммы температур менделеевских пихто-ельников ($1000\text{--}1430^\circ$) так же отбрасывают их

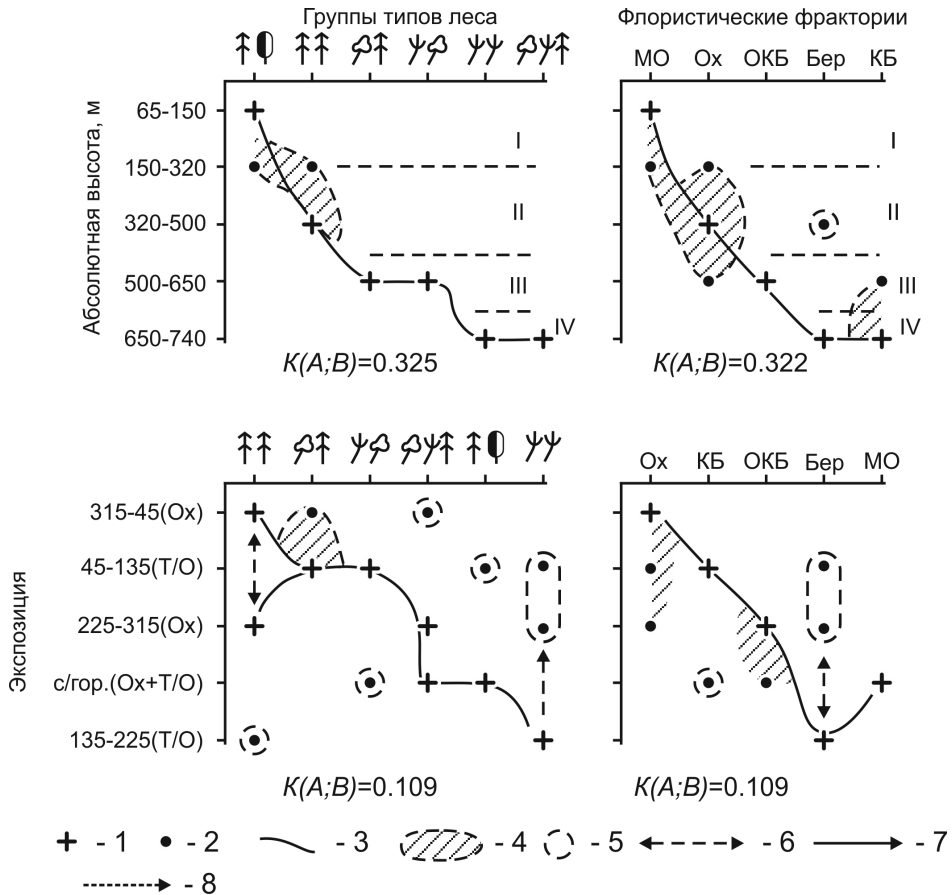


Рис. 14.5. Бинарная ординация групп типов леса и флористических фратрий по абс. высоте и солярно-циркуляционной экспозиции.

1 — экологический доминант; 2 — «размытая» часть экологической ниши; 3 — траектория, соединяющая экологические доминанты; 4 — пространство экологической ниши; 5 — анклав; 6 — направление возможной трансгрессии данного явления от его экологического доминанта; 8 — область спорадического распространения явления в пределах данных градаций фактора. I-IV — высотные биоклиматические пояса (см. в тексте). Типы локальных местоположений (геотопы): Э — элювиальное; ТЭ — трансэлювиальное; Т — транзитное; ТА — трансаккумулятивное; А — аккумулятивное. Остальные обозначения см. в тексте.

в климатареалы северотаежных ельников. Наконец, сообщества субальпийских кедровых стлаников в верхнем низкогорном ярусе вулкана Менделеева по $\sum t \geq 10^\circ = 950-1070^\circ$ сближаются с равнинной евразийской лесотундрой и находятся на более низком температурном уровне, нежели их высокогорные субальпийские аналоги в хр. Дуссе-Алинь, в верховьях р. Буреи ($\sum t \geq 10^\circ = 1260^\circ$).

С другой стороны, своими весьма высокими значениями коэффициента увлажнения Высоцкого–Иванова ($K_{увл} = 3,43–5,02$) о-в Кунашир существенно отличается не только от упомянутых окраинно-материковых регионов с аналогичными лесными формациями ($K_{увл} = 1,40–1,80$), но и от соседних островных территорий — например, бореального Южного Сахалина и суббореального о-ва Хоккайдо (в Саппоро $K_{увл} = 1,44$). Близкий к Кунаширу уровень атмосферного увлажнения имеют южные субтропические острова Японии ($K_{увл} = 2,90–360$) и черноморские субтропики Закавказья (в Батуми $K_{увл} = 3,14$).

Таким образом, атмосферные гидротермические условия территории хвойно-широколиственных и темнохвойных лесов Менделеевского вулканического ландшафта не соответствует климатическим нормам, свойственным их окраинно-материковым формациям-аналогам. Эти типы лесных сообществ являются как бы климатически неоправданными, экстразональными, пришедшими из более южных природных зон с более высоким теплоэнергетическим уровнем и более низкими коэффициентами увлажнения.

14.3.4. Структурная организация островодужных лесных экосистем

Общая информационная модель описывает упорядоченную систему цепных реакций между характеристиками состояния бореальных экосистем экспериментального полигона (рис. 14.4). Межкомпонентные связи организованы в высоко детерминированную систему, стержень которой составляет безраздельно господствующий фактор абсолютной высоты ($K(A;B) \approx 0,325$). Он оказывает прямое и наиболее сильное воздействие на флоро- и фитоценотические структуры лесного покрова (рис. 14.5), очерчивая также литоэдафические и гидротермические граничные условия их дифференциации.

Давление макроклиматического фактора на растительный покров проявляется не только по вертикали, но и в горизонтальном направлении. Южные Курилы характеризуются исключительно резкими субмеридиональными сменами природных зон. На расстоянии немногим более 300 км (а по меридиану около 170 км) в направлении от северной части острова Итуруп до южного Кунашира бореальное каменноберезовое редколесье с кедровым стлаником сменяется лиственничными и каменноберезово-темнохвойными лесами, которые затем переходят в неморальные пихто-ельники и темнохвойно-широколиственные леса с обилием теплолюбивых и вечнозеленых видов и лиан (Попов, 1963). Таким образом, широтно-зональный спектр фитобиоты островной бореальной Неопацифики оказывается резко суженным, экотонизированным по всему трехмерному пространству — как в горизонтальном направлении, так и по вертикали. Соответственно повышаются фитоценологические градиенты, усиливается взаимодействие растительных сообществ различных флористических фратрий, происходит их взаимопроникновение в подходящих условиях местопроизрастания, с образование смешанных (буферных) сообществ.

Соляно-циркуляционная экспозиция (второй по значению канал связи) представлена наиболее четко двумя парами октантов, адекватных двум противоположным секторам: охотоморскому ($315-45^\circ$ и $225-315^\circ$) и тихоокеанскому ($45-135^\circ$ и $135-225^\circ$). Сила воздействия данного фактора на флоро- и фитоценотическую структуру вулканогенно-островной экосистемы в три с лишним раза слабее ($K(A;B) = 0,109$) по сравнению с фактором абс. высоты. Тем не менее, определенного влияния соляно-экспозиционного фактора отрицать нельзя (см. рис. 14.5). Хвойно-широколиственные леса распространены главным образом на субгоризонтальных поверхностях предгорных равнин и морских террас. Гораздо реже они встречаются в нижнем ярусе на склонах СВ–В–ЮВ экспозиций. Пихто-ельники охотоморской флоры приурочены на 60% к северным и западным четвертям горизонта, т.е. к охотоморскому сектору как более теплому и менее влажному. Склоны, обращенные к Тихому океану, — арена господства каменноберезовых криволесий.

На начальных этапах субаэрального биогеогенеза (в состоянии молодых вулканических островов) *типы локальных местоположений (геотопы)* играют важную роль в становлении региональных природно-территориальных структур, создавая их локальные очаги (см. рис. 14.5). Наиболее общие морфологические характеристики почвы (мощности генетических горизонтов) и высокоранговые структурные характеристики лесного покрова (флористические фратрии и группы типов леса, флористические и фитоценотическое разнообразие напочвенного покрова) дифференцируются локальным геоморфологическим фактором в не меньшей и даже в большей степени, чем их изменения, вызванные соразмерными с ними по территориальному масштабу высотно-поясными и экспозиционными предикторами (см. рис. 14.4 и 14.5). То же можно сказать относительно гидротермо-эдафических характеристик и основных показателей функционирования лесных экосистем — общих запасов живой фитомассы, ее продуктивности и биологического круговорота.

Таким образом, в островодужном пионерном биогеогенезе локальные геоморфологические условия создают очаги зарождения различных фитоценологических и почвенных структур более высокого (зонально-регионального) уровня. Первопричиной служат резко выраженные термо- и гидроэдафические контрасты, которые создаются на локальных катенах. Такие контрасты уже вполне определенно имитируют высотно-поясную и экспозиционную дифференциацию гидротермических условий лесопроизрастания.

14.3.5. Функциональная организация лесных сообществ

Менделеевский бореальный ландшафт отличающееся от своих внутриконтинентальных аналогов более высокими показателями биологической продуктивности и накопления живого органического вещества (табл. 14.3), что свойственно вообще Тихоокеанскому кольцу (Базилевич, 1981). Хвойно-широколиственные

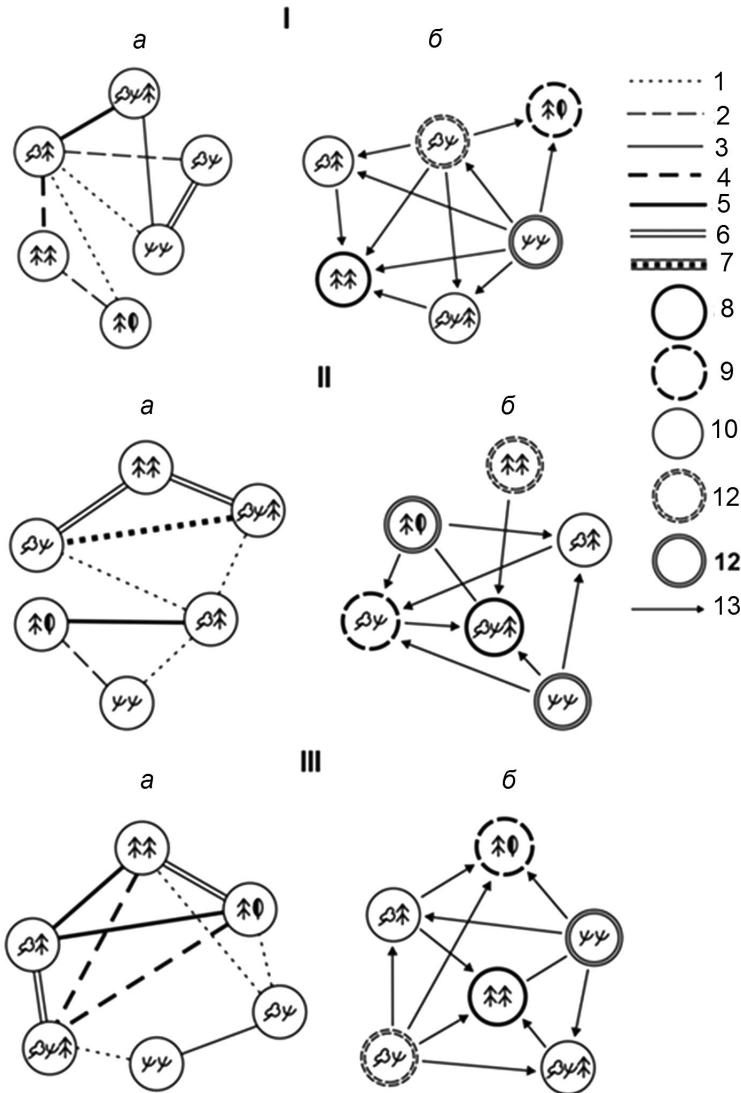


Рис. 14.6. Схемы нетранзитивных отношений между группами типов леса Менделеевского экорегиона по запасам фитомассы (I), годичной продуктивности (II) и дискретным параметрам биологического круговорота (III). Графы отношений сходства (а) и орграфы отношений доминирования (б).

Меры сходства: 1 — 0,66–0,70; 2 — 0,71–0,75; 3 — 0,75–0,80; 4 — 0,81–0,85; 5 — 0,86–0,90; 6 — 0,91–0,95; 7 — 0,96–1,00. Экотипы лесных сообществ: 8 — доминанты (макроболиты); 9 — субдоминанты (субмакроболиты); 10 — темпоральные экотипы (мезоболиты); 11 — субредуценты (субмикроболиты, субпессимальные); 12 — редуценты (микроболиты, пессимальные). 13 — направление включения. Критические пороги неразличимости объектов равны 1.

леса предгорных обладают такими запасами надземной живой фитомассы BL , которые считаются максимальными для Северо-Западной Пацифики (около 300 т/га) и даже превышают данный максимум в кедрово-широколиственных лесах Нижнего Приамурья она едва достигает 240 т/га. Пихто-ельники нижнего высотного яруса (250–500 м) по параметру $BL = 215\text{--}230$ т/га не уступают темнохвойным лесам о. Хоккайдо, Сахалина и Приморья, где значения BL колеблются от 130–150 до 230–280 т/га.

Еще более значительно превышение южнокунаширских бореальных лесов по годовичному производству фитобиоты (см. табл. 14.3), и это поистине феноменальное явление. Таксономическая норма PC , с максимальными значениями, достигающими 35–40 т/га·год, превышает производительность умеренных хвойных и смешанных лесов Приморья, Маньчжурии и Северо-Восточного Китая, где величина общей продукции находится в пределах 11–18 т/га·год, редко достигая 21–24 т/га·год. В южной тайге Западной и Восточной Сибири, она составляют от 2,5 до 7,1 т/га·год (Базилевич, Титлянова, 2008). В хвойно-широколиственных лесах Нижнего Приамурья средние значения $PC = 8,5\text{--}9$ т/га в год, а на бореальном экотоне Волжского бассейна — около 11–12 т/га·год. Близкие к Южному Кунаширу нормы продуктивности (в среднем от 7–10 до 20–25 т/га·год) имеют только леса о-вов Хонсю и Хоккайдо. По данным Kozugi et al. (2005) и Takanashi et al., (2005), в лесных экосистемах Японии продуктивность может достигать 10 т/га·год для хвойных пород и 16 т/га·год — для широколиственных.

В целом «запрограммированность» стратегии развития растительных сообществ на создание максимальной биомассы (Сочава, 1978) в лесных экосистемах островной Неопацифики выражена гораздо сильнее, нежели в их зональных аналогах на соседнем материке. Это указывает на гармоничное сочетание функций фотосинтеза и дыхания (Тооминг, 1984), т.е. на достаточно высокую степень адаптации «климатически неоправданных» южнокунаширских лесов к крайне неблагоприятной для лесообразования «холодной» океаничности климата Северо-Западной Пацифики. Тем самым обеспечивается их выживание и повышается способность к эволюционным преобразованиям, согласно Тимофееву-Ресовскому и др. (1969) и Будыко (1984).

Суббореальные и бореальные леса молодого вулканогенного ландшафта Неопацифики отличаются от своих материковых аналогов также *структурой продукционного процесса*. Особенно высока на вулканических островах продукция зеленой массы почвенного покрова (PG), где значительную долю составляют, как известно, крупнотравье и заросли курильского бамбука. Для южнокунаширских хвойно-широколиственных лесов величина PG в максимуме достигает 28,0 т/га·год. Даже в средневзвешенной норме это составляет около 44% производимой общей надземной фитомассы, в то время как производство скелетной массы деревьев и кустарников (PD) не превышает 40%. Еще больший разрыв в данных параметрах (61 против 32%) имеют темнохвойные леса. В целом доля фотосинтезирующей массы в бореальных и суббореальных лесах Центрального Кунашира

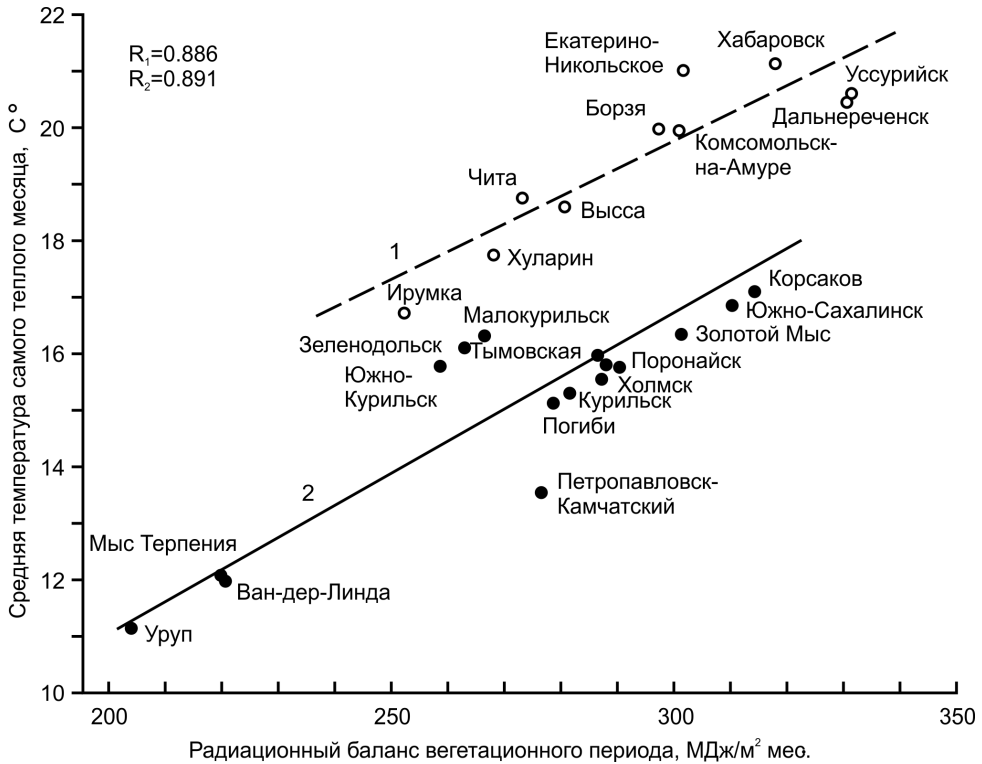


Рис. 14.7. Корреляционные связи средней температуры самого теплого месяца с радиационным балансом вегетационного периода.

Долготные секторы Тихоокеанского мегаэктона: 1 — окраинно-материковый (Субпацифика — Нижнее Приамурье, Приморье) и внутриконтинентальный (Палеопацифика — Центральное и Южное Забайкалье, Среднее Приамурье); 2 — островной и полуостровной (Неопацифика — Курильские острова, Южный Сахалин, Южная Камчатка). Приведены названия метеостанций.

составляет 60–70% от общей надземной продуктивности (против 35–50% на материке). Мощное производство зеленой массы, идущей ежегодно в опад, дает толчок существенному ускорению биологического круговорота, что и подтверждается комплексными параметрами метаболизма (KR , KA , KR , см. табл. 14.3).

Таким образом, экстразональные, т.е. выходящие за рамки внутриматериковых зональных норм, показатели продуктивности и биологического круговорота в суббореальных и бореальных лесах молодых островодужных экосистем свидетельствуют о высокоэффективной работе их почвенно-биотического ядра. Интенсификация метаболизма направлена на обеспечение функциональной устойчивости и структурного развития лесных сообществ. Это позволяет живой надземной фитомассе достичь значений, приближающихся к максимуму во внутриконтинентальных экорегионах и даже превышающих его. Такова, по-видимому, одна из

важнейших закономерностей региональной функциональной организации лесного покрова на начальном, островодужном этапе субэарального биогеогенеза.

По теоретико-множественным моделям проведен анализ высотно-поясной структуры функционального фитоценотического пространства молодого вулканической экосистемы (рис. 14.6). Отмечены весьма контрастное распределение метаболизма по группам типов леса и резко выраженная неоднородность механизмов биологического круговорота (в схемах доминирования их бинарные отношения ниже порога неразличимости).

Начальный (островодужный) этап субэарального биогеогенеза отличается от более зрелых (материковых) этапов (см. Коломыц, 2008) общим относительно низким уровнем пространственной организации региональной экосистемы, с отсутствием по существу ее типологического «ядра», которое обеспечивало бы ей качественную определенность.

Предгорно-равнинные хвойно-широколиственные леса по запасам надземной фитомассы резко отличаются от всех других лесных образований Менделеевского экорегиона (см. рис. 14.6, I, *a*). Характерно также их положение субмакроболитов не только по фитомассе, но и по общей продуктивности (рис. 14.6, II, *b*), что свидетельствует об определенной уникальности этих суббореальных лесных образований. Однако, находясь в субклимаксовом состоянии, они уже достигли предела своего функционального развития и относятся к редуцированным экотипам лесных сообществ — *микроболитам* (см. рис. 14.6, III, *b*).

Горные пихтово-еловые леса по общей продуктивности занимают лидирующее положение макроболитов. Они в наибольшей степени отображают высотно-зональное пространство Менделеевского экорегиона. Исключительно высокий функциональный изоморфизм каменноберезового криволесья и кедровых стлаников, а также их существенный отрыв от суббореальных и бореальных лесов по продуктивности (см. рис. 14.6, II, *a*) свидетельствуют о функциональном единстве этих фитоценотических групп, образующих общую охотско-берингскую биоклиматическую систему подгольцового пояса. Достаточно высокая близость к ним каменноберезово-еловых лесов указывает на буферный характер последних, переходный от темнохвойнолесного пояса к субальпийскому.

Буферные кедровостланиково-березово-еловые леса возникли у верхней границы темнохвойнолесного пояса в результате трансгрессии ели и пихты в вышележащие по склону каменные березняки. Приобретя определенные структурные черты темнохвойного леса, эти сообщества еще сохранили по биологическому круговороту свойства криволесных березняков. Будучи мезоболитами по продуктивности, они выходят в доминанты-макроболиты по скорости биологического круговорота (см. рис. 14.6, III, *b*). В данном спектре фитоценотических групп эти наиболее сложные буферные образования оказываются, по-видимому, и наиболее молодыми, прогрессивно развивающимися. Следуя положению о функциональных критериях эволюции (Тимофеев-Ресовский и др., 1969), можно полагать, что буферные кедровостланиково-березово-еловые леса, обладающие наиболее со-

вершенным биологическим круговоротом, *стоят на передовом рубеже эволюционного прогресса* в лесном покрове Менделеевского вулканического ландшафта.

14.3.6. Структура теплового баланса островодужных лесов

Общее снижение границ биоклиматических поясов и природных зон на юг в островной Неопацифике по сравнению с соседними материками, с одновременным меридиональным сжатием самих поясов и зон (см. выше), традиционно объясняется обычно недостатком на островах теплоэнергетических ресурсов (Будыко, 1977; Марков, 1980; Иванов, 2005; и др.). Однако причина «искажения природной зональности в пределах северо-западных островов Тихого океана» (Иванов, 2005; Ганзей, 2009) была найдена нами в гораздо более сложных ландшафтно-геофизических процессах. Температуры вегетационного периода на островах снижаются больше, чем уменьшаются суммарная солнечной радиации и радиационный баланс (рис. 14.7). Так, по сравнению с южнотаежными и лесостепными районами Забайкалья на о-ве Кунашир сумма радиационного баланса за период май–сентябрь снижается на 4–11%, а температура самого теплого месяца — на 16–21%.

В целом? при одном и том же радиационном балансе вегетационного периода ($B_{\text{вп}}$) разница в средней температуре самого теплого месяца ($t_{\text{тм}}$) между внутри- и окраинно-материковым сектором (1) и сектором островным (2) в бореальной Евразии составляет около 3,0–3,5 °С.

Отмеченная выше исключительно высокая продуктивность островодужных лесов должна быть обеспечена более значительными затратами тепла на транспирацию (последняя, как известно, составляет львиную долю суммарного испарения с сомкнутого растительного покрова при $K_{\text{увл}} > 1$). Нами проведены расчеты таких затрат для двух экорегионов: Нижнего Приамурья и юга о-ва Кунашир, — по лесным сообществам-аналогам (хвойно-широколиственным и темнохвойным).

При незначительной в общем разнице в радиационном балансе контрасты в затратах тепла на транспирацию оказались просто поразительными. В Нижнем Приамурье эти затраты на общую продукцию и производство суммарной зеленой массы в смешанных лесах составляют соответственно 26–28 и 17–19% от $B_{\text{вп}}$, а в пихто-ельниках снижается до 14 и 7%. По нашим данным, в смешанных и хвойных лесах бореального экотона Волжского бассейна величина продуктивной транспирации составляет 260–300 мм, с энергетическим эквивалентом 650–750 МДж/м², что достаточно близко к Нижнему Приамурью.

В Менделеевском же островном ландшафте для аналогичных групп бореальных лесов транспирационная доля расходов $B_{\text{вп}}$ достигает 71–73% по общей продукции и 52–58% по зеленой массе. Еще более высоки контрасты в затратах тепла на производство зеленой массы напочвенного покрова (33–42 против 1–2%), что и объясняет известное явление гигантизма в травостое островных и прибрежно-морских экосистемах Неопацифики. На о-ве Кунашир на развитие бамбучни-

ков и крупнотравья тратится не менее одной трети теплового баланса вегетационного периода.

При таких аномально высоких затратах остаточной радиационной энергии на транспирацию существенно уменьшается доля турбулентного теплообмена земной поверхности с атмосферой, что и вызывает понижение температуры вегетационного периода, с соответствующими изменениями зональных гидротермических параметров в Неопацифическом секторе Тихоокеанского мегаэктона и с упомянутым выше сдвигом зональных границ на юг. Несомненно, показателем теплоэнергетических ресурсов экосистем следует считать сам радиационный баланс.

С другой стороны, в результате сокращения на островах Северо-Западной Пацифики расходов остаточной радиации на турбулентный теплообмен возрастает структурное и функциональное разнообразие региональных и локальных растительных сообществ в рамках одних и тех же фоновых (зональных) условий. Абиотическая среда становится территориально более контрастной. В локальных местоположениях снижение температуры идет вплоть до уровня, критического для данной зональной растительной формации.

Именно в таких критических условиях возникают новые внутризональные типы экологических систем (Будыко, 1984). В этом, по-видимому, состоят энергетические основы *изначальной роли островодужной Неопацифики как очага локального и регионального разнообразия наземных экосистем*, которое получает дальнейшее развитие на материке. Значительное видовое разнообразие в зональных и экстразональных типах растительного покрова в Менделеевском экорегионе (Манько, Розенберг, 1970) подтверждает данный вывод.

14.3.7. Экологическая роль геотермической энергии в лесообразовании

По результатам температурной съемки почв в районе вулкана Менделеева впервые проведены количественные оценки вклада геотерм (парогидротерм) в *теплоэнергетическую базу* формирования и развития островодужных лесных сообществ. Речь идет о разгрузке магматической энергии подводящими каналами флюидных систем (Летников, 2000; Дроздин и др., 2004). Сопряженный анализ структур термических ниш почвы на разных глубинах позволил получить общее представление о распространении и интерференции в почвенной толще тепловых волн, идущих от двух альтернативных источников — солнечной радиации и магматических геотерм.

Общее понижение температуры почвы с высотой происходит в нижнем ярусе низкогорья (выше 150 м), где начинается высотный пояс темнохвойных лесов (рис. 14.8 и 14.9). Переход к среднему ярусу знаменуется столь же резким повышением температуры почвы на всех измеренных глубинах (вплоть до 70 см). Почва здесь имеет такую же и даже более высокую температуру, чем это было в предгорных смешанных лесах. Спорадический рост температуры начинается уже после абс. отметки 320 м (см. анклавы на рис. 14.8), а начиная с 500-метрового

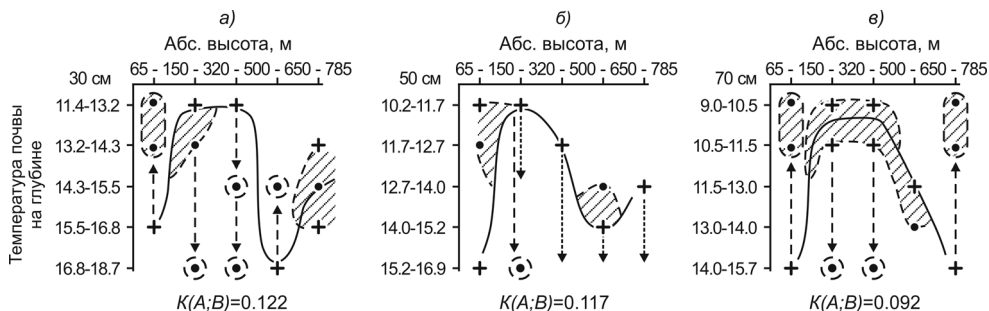


Рис. 14.8. Изменения температуры почвы на глубинах 30, 50 и 70 см с абсолютной высотой на вулкане Менделеева. Условные обозначения те же, что и на рис. 14.5.

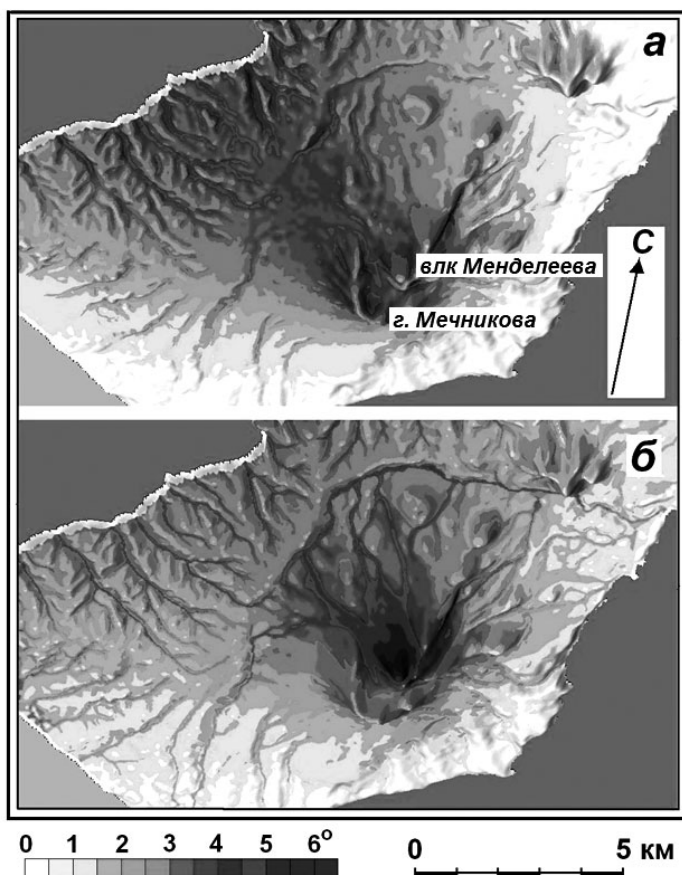


Рис. 14.9. Карты температурных аномалий в почве на глубинах 40 см (а) и 70 см (б) по территории Менделеевского вулканического ландшафта. Рассчитаны и составлены Л.С. Шарой (см. Коломыц, 2017).

Таблица 14.4. Таксономические нормы температурных аномалий в почве для различных групп типов леса Менделеевского вулканического ландшафта и соответствующий этим аномалиям эквивалентные значения средней августовской температуры воздуха, а также ее прирост

Группы типов леса	Средняя августовская температура воздуха	Температурные аномалии в почве на глубинах, см					Эквивалентная средняя августовская температура воздуха и ее прирост	
		30	40	50	70	среднее	эквивалентная температура	прирост температуры
 1	16,1	2,5	2,0	2,4	2,4	2,3	19,2	3,1
 2	14,9	3,8	3,5	3,1	3,0	3,4	19,7	4,8
 3	14,4	1,7	2,3	3,0	3,3	2,6	18,3	3,9
 4	14,3	3,7	3,0	2,9	2,1	2,9	18,9	4,6
 5	13,9	3,1	3,0	2,3	2,1	2,6	18,1	4,2
 6	14,4	4,5	4,0	4,0	3,6	4,0	19,0	4,6

уровня этот рост приобретает тотальный характер. По всему эллипсу разломов, охватывающему средний и верхний высотные ярусы вулкана Менделеева, прослеживается наличие близко расположенных к дневной поверхности подводящих каналов магматических геотерм, которые и вызывают феноменальное явление на склонах и у подножий вулкана — аномальное повышение температуры коренных пород и почвы. В целом вырисовывается инверсионное высотно-поясное распределение летней температуры почвы, с соответствующими ее значениями для флористических фратрий и групп типов леса.

Наиболее холодными оказываются почвы равнинно-предгорных хвойно-широколиственных лесов ($t_{40} = 10,5-13,5$ °C), а наиболее теплыми ($t_{40} = 16,0-18,0$ °C) — почвы горного пихто-елового пояса (спорадически вплоть до его границы с буферными кедровостланиково-березово-еловыми сообществами). Охотоморский сектор отличается от тихоокеанского не только более высокими температурами почв в предгорном ярусе, но и более резко выраженным влиянием гидротерм на почвенную температуру в нижнем и среднем низкогорном ярусах вулканического массива (см. рис. 14.9). Были проведены расчеты виртуальной (климатически обусловленной) среднеавгустовской температуры почвы на глубинах 30, 40, 50 и 70

см по специально разработанной методической процедуре (см. Коломыщ, 2008). Затем было проведено сравнение их с реальными почвенными температурами, и на основе пропорциональных соотношений последних с реальной же температурой воздуха были получены так называемые эквивалентные среднеавгустовские температуры воздуха. Последние отображают суммарное воздействие климатического и геотермического факторов в предположении, что геотермический фактор полностью заменен климатическим (табл. 15.4). Мера воздействия парогазовых геотерм на теплоэнергетический уровень вулканических ландшафтов оказалась достаточно существенной. Она достигала максимума (4,6–4,8 °С, прирост с 14,3–14,9 °С до 19,0–19,7 °С) в поясе горных темнохвойных лесов и в полосе их перехода в каменноберезовое криволесье, где проявляется наибольшая активность геотерм. У подножий вулкана и на предгорных равнинах, где влияние геотерм ослаблено, эквивалентные температуры понижены, хотя прибавка температур остается более 3 °С.

Таким образом, лесные сообщества Менделеевского ландшафта сформировались и функционируют в таких же теплоэнергетических условиях, как и их окраинно-материковые аналоги. Получая дополнительное тепло от геотерм, они достигают своей зональной и высотно-поясной гидротермической нормы. Действующий вулкан восполняет им недостаток климатического ресурса, обеспечивает тем самым устойчивое функционирование и структурное оформление этих «климатически неоправданных» лесов. Геотермы вулкана Менделеева способствовали трансгрессии в данный бореальнолесной экорегион более южных видов и целых сообществ.

Вулкан Менделеева — не единственный образец геотермального воздействия на почвы и растительность вулканических островов. Яркий лесообразующий пример дает действующий вулкан Тятя на крайнем северо-востоке о-ва Кунашир. Растительный покров этого района составляют равнинные и горные пихтово-еловые леса с каменной березой и бамбуком, а выше 500–600 м — каменноберезовое криволесье с кедровыми стлаником. На таком фоне явную аномалию представляют «островки» растительности в бассейне р. Тятина на высотах 200–600 м, где встречается масса фумарол. Это елово-пихтовые папоротниково-моховые лиановые леса, с присутствием неморальных элементов (дуба) и даже субтропических реликтов (диморфанта, магнолии, тиса). Весьма показательна также геоботаническая картина на о-ве Итуруп (Аталас..., 2009). Зональными типами растительности здесь являются каменноберезовые леса и криволесья, с небольшими массивами пихто-ельников на юго-западе острова. Центральный же расширенный участок острова, по которому проходит хр. Грозный с цепочкой действующих вулканов и с выходами горячих источников, представляет явную флоро- и фитоценотическую аномалию. Верхний горно-лесной пояс образуют каменноберезняки с примесью широколиственных пород. В предгорьях они сменяются так же более ксерофильными дубовыми лесами, с лиственницей и каменной березой, с подлеском из падуба.

Итак, геотермическая энергия пассивно действующих вулканов является фактором ускоренной эволюции островной фитобиоты. Под воздействием геотерм на вулканических островах происходит перестройка лесного покрова в направлении роста его флоро- и фитоценотического разнообразия.

14.3.8. Некоторые выводы

В островодужном секторе Азиатско-Тихоокеанского мегаэктона прослеживаются последовательные этапы первичного субаэрального биогеогенеза, с зарождением определенных спектров флористических и фитоценологических структур, свойственных активной зоне перехода от континента к океану. Здесь сосредоточены биогеоценотические истоки природно-территориальной организации материков.

Аномально высокая продуктивность фитобиоты и интенсивный биологический круговорот в островных бореальных экосистемах служат главными факторами их устойчивости и совместно с магматическими геотермами способствуют формированию суббореальных «климатически неоправданных» лесов.

Подтверждается известное положение эволюционной теории биосферы (Шварц, 1973) о том, что повышение интенсивности работы биогеоценозов и совершенствование биологических круговоротов лежат в основе эволюционного прогресса и составляют главное содержание эволюции. Такие эволюционные тенденции в растительном покрове зарождаются уже на первоначальной, вулканогенной стадии формирования континентальной биосферы.

14.4. Эволюционная экология окраинно-материковых бореальных лесов

14.4.1. Вводные замечания

Тихоокеанский мегаэктон Евразии является трехмерным образованием. Он создан процессами экотонизации биосферы трех типов: широтно-зонального (макроклиматического), долготно-секторного (макроорографического) и высотно-поясного (мезоороклиматического), — и это четко отражено в формационной структуре растительного покрова (Сочава, 1977).

В условиях высоких меридиональных гидротермических градиентов, осложненных горно-долинным рельефом, на материковой окраине возникают резко выраженные региональные и локальные контрасты фитоценологических и ландшафтных структур. Это создает высокую мозаичность природных экосистем, а также частые зональные и высотно-поясные инверсии, что благоприятствует образованию экотонных (буферных) биотических сообществ, которые и получили здесь широкое распространение (Сочава, 1980).

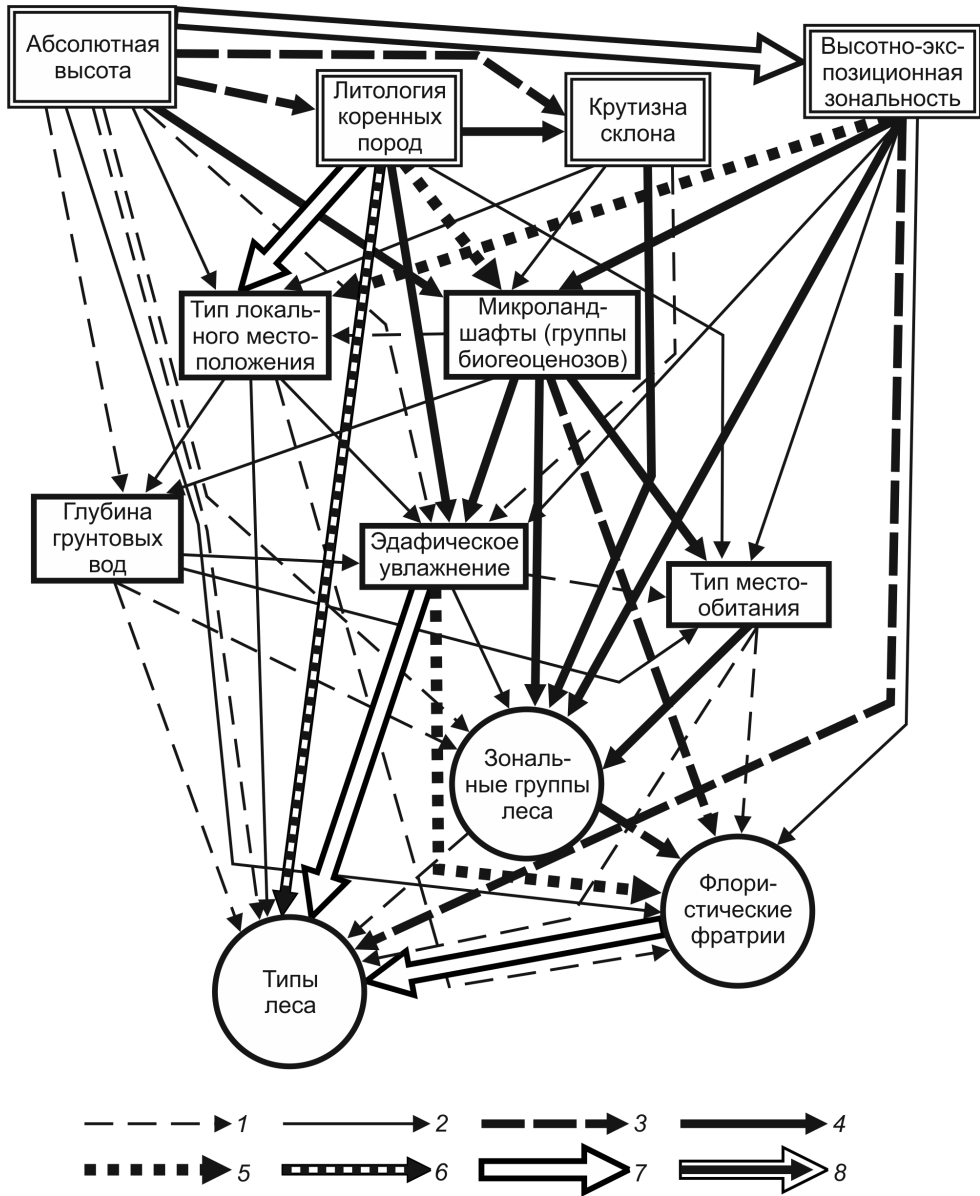


Рис. 14.10. Общая информационно-статистическая модель межкомпонентных связей в низкоротном экорегионе Нижнеамурского бореального экотона.

Нормированные коэффициенты сопряженности $K(A,B)$: а — 0,101–0,130; б — 0,131–0,160; в — 0,161–0,190; г — 0,191–0,220; д — 0,221–0,250; е — 0,251–0,300; ж — 0,301–0,440; и — 0,440–0,720.

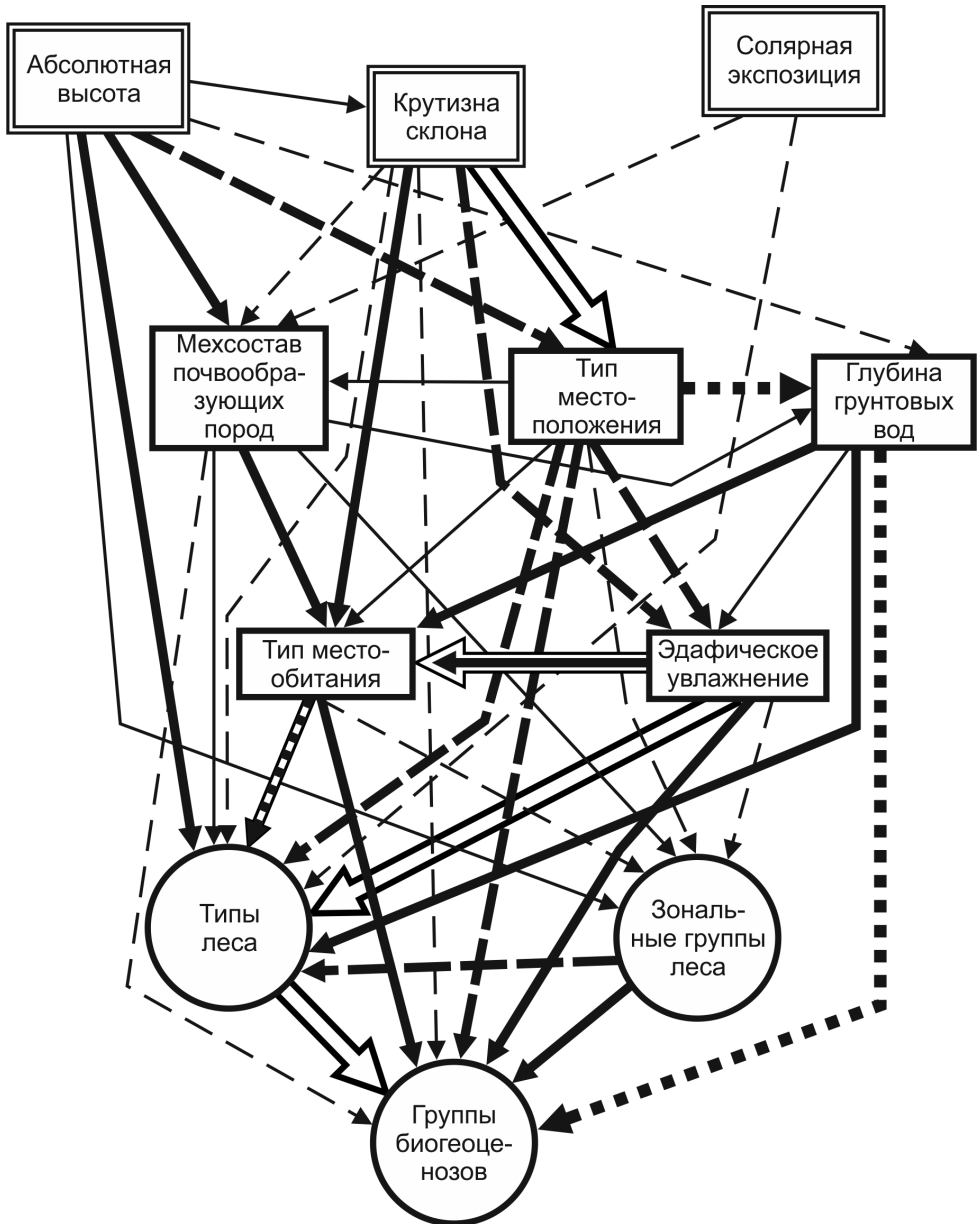


Рис. 14.11. Общая информационно-статистическая модель межкомпонентных связей в низменно-равнинном экорегионе Окского бассейна (в Приокско-Террасном заповеднике).

Условные обозначения те же, что и на рис. 14.10.

Находясь в течение длительного времени в условиях муссонного климата, растительный покров умеренного пояса на мегаэктоне развивался непрерывно. Переход флоры и растительности от третичного периода к четвертичному произошел относительно плавно (Криштофович, 1946; Сочава, 1946), с миграцией отдельных элементов третичной флоры с севера на юг и обратно и с внедрением в их состав представителей холодного климата (Никольская, Хоментовский, 1969).

В результате такого специфического эволюционного процесса произошло постепенное перерождение третичных теплолюбивых субокеанических формаций в более умеренные, приспособленные к резким сезонным гидротермическим контрастам (Урусов, 1993).

Благодаря этому не только смешанные кедрово-широколиственные, но и хвойные леса имеют «сборность» флоры — многовидовой состав и разнородность фитоценологических компонентов по всем ярусам, с наличием многочисленных третичных реликтов. Характерны сложность и запутанность межвидовых отношений и многообразие самого лесообразовательного процесса, которые складывается из возрастных, вековых и восстановительных смен лесных сообществ, создающих определенные генетические ряды растительных группировок (Колесников, 1956; Бобров, 1980).

14.4.2. Объекты исследования

Дальневосточная ветвь бореального биоклиматического экотона Евразии (Базилевич и др., 1986; Коломыц, 1995) охватывает горно-долинные системы Нижнего Приамурья, которые, согласно В.Б. Сочаве (1980), должна быть включена в Субпацифику — окраинно-материковое географическое пространство мезозойского геологического возраста. Структурное «ядро» этой части бореального экотона представлено подтаежной зоной (Сочава, 1979).

Здесь на территории Государственного природного заповедника «Комсомольский» в 2011, 2012 и 2014 г.г. сотрудниками заповедника под руководством П.С. Петренко была проведена крупномасштабная ландшафтно-экологическая съемка по методике, изложенной в Главе 1. На 55 пробных площадях полигона была снята информация по 76 качественным и количественным характеристикам структурных и функциональных состояний лесных экосистем.

Изучались две категории фитоценологических образований: 1) флористические фратрии (Сочава, 1946) как наивысшая региональная типологическая единица (фитоценомера), объединяющая классы растительных формаций и по рангу соответствующая двум фитоценохам — областям с широтной зональностью и высотной поясностью (Сочава, 1979); и 2) группы типов леса (Колесников, 1956) как совокупность древесных пород, представляющая собой определенный этап лесообразовательного процесса, свойственного данным условиям лесопроизрастания.

Выделяются четыре базовые фратрии: маньчжурская мезофильная (Мм), маньчжурская ксерофильная (Мк), охотская (Ох) и ангаридская (Ан). Процесс широкой миграции и региональной дифференциации третичной праманьчжурско-северо-японской формации (Сочава, 1946), приведший к обособлению вышеупомянутых базовых флор, сопровождался также их *интеграцией* — определенным смешением в благоприятных для этого местообитаниях, с формированием устойчивых буферных (переходных) фратрий. На территории Приамурской субпацфики нами выделены две буферные фратрии — маньчжурско-охотская (МО) и маньчжурско-ангаридская (МА). Буферная охотско-ангаридская фратрия не выделялась, поскольку она не имеет самостоятельного лесотипологического значения (Васильев и др., 1976). Выделены также следующие группы типов леса: 1) широколиственная (Шл); 2) кедрово-широколиственная (КШ); 3) елово-широколиственная (ЕШ); 4) пихтово-еловая (ПЕ); 5) лиственничная (Лист); 6) лесо-болотная (ЛБ), представленная лиственничными марями.

В качестве дискретных параметров восходящей ветви биологического круговорота по материалам таксации леса рассчитаны значения различных живых надземных фитомасс, годовая продуктивность, а также комплексные параметры автотрофного биогенеза (см. главу 1). Нисходящая ветвь биологического круговорота оценивалась, согласно теории почвообразующих процессов (Дюшофур, 1970; Глазовская, 1981; Поливанов, 1984; и др.), косвенно с помощью почвенных характеристик — по мощностям гор. A_0 и A_1 и их соотношениям, а также по кислотности этих горизонтов. Такой подход позволил в первом приближении вскрыть наиболее общие черты детритной ветви метаболизма: темпы разложения мертвого органического вещества в тех или иных термо- и гидроэдафических условиях, соотношение минерализации и гумификации как два антагонистических процесса детритогенеза.

Эмпирико-статистическое моделирование структурно-функциональной организации лесных биогеосистем проводилось по методике, изложенной в главе 1.

14.4.3. Генеральная схема моносистемной организации Нижнеамурского бореального экотона

Представленная на рис. 14.10 модель характеризует равнинно-низкогорную систему межкомпонентных связей в окраинно-материковом секторе Тихоокеанского мегаэкотона Северной Евразии, с относительно молодой (мезозойской) орогенной морфоструктурой и с активным климатическим взаимодействием материка и океана муссонного типа. Для сравнения приведена также информационная модель одного из экорегионов бореального экотона Волжского бассейна (рис. 14.11), находящихся в условиях длительного (начиная с докембрия) платформенного геотектонического режима Русской платформы (Мильков, Гвоздецкий, 1986), с «дряхлым» денудационно-аккумулятивным рельефом. Регион входит в атлантико-континентальную лесную климатическую область (Алисов, 1956)

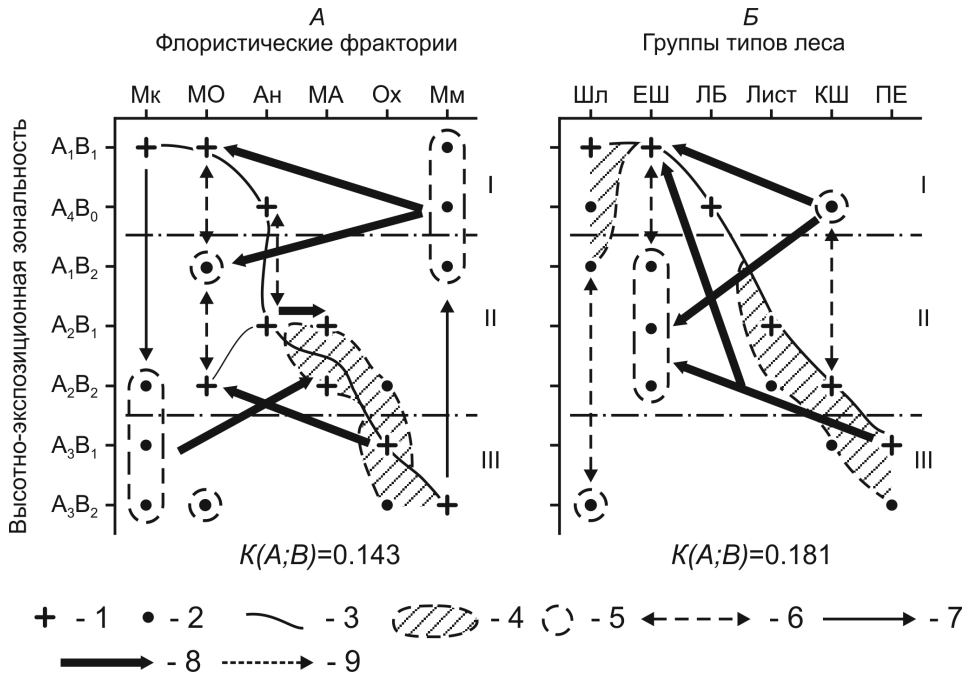


Рис. 14.12. Бинарная ординация флористических фратрий, типов леса и микроландшафтов по фактору высотно-экспозиционной зональности.

Условные обозначения: 1 — экологический доминант; 2 — «размытая» часть экологической ниши; 3 — траектория, соединяющая экологические доминанты; 4 — пространство экологической ниши; 5 — анклав; 6 — область спорадического распространения явления в пределах данных градаций фактора; 7 — направление возможной трансгрессии данного явления от его экологического доминанта; 8 — направление трансгрессии базовых фратрий (или групп типов леса), с их взаимным смещением и образованием буферных фратрий (групп типов леса). I, II и III — соответственно, верхняя, средняя и нижняя высотные полосы низкогорья.

и тяготеют к пассивной Атлантической окраине Евразийского материка (Хаин, 1973; Райс, 1980), с преобладающим западным переносом воздушных масс.

В целом моносистемная организация локальных природных комплексов низкогорной Нижнеамурской Субпацифики создается умеренными информационными связями ($K(A;B) = 0,160-0,220$), начиная от четырех исходных абиотических факторов и кончая фитоценологическими характеристиками (см. рис. 14.10). Широко распространены также относительно низкие коэффициенты сопряженности ($\leq 0,130$), которые не только создают определенный информационный «шум» в канализированной системе доминирующих цепных реакций, но и делают эту систему более разнообразной. Этим полигон Нижнеамурской субпацифики явно отличается от полигон внутриконтинентального экорегиона (Волжского бассей-

на, см. рис. 14.11), где, во-первых, изреживается сама схема ландшафтных связей путем исчезновения связей слабых, а во вторых, — резко возрастает взаимная сопряженность промежуточных звеньев цепных реакций — типов местоположений и местообитаний, гидроэдафотопов и биогеоценозов ($K(A;B) = 0,674-0,722$).

Существование множества почти равнозначных магистральных путей информационных взаимодействий в нижнегорных ландшафтах Приамурской субпацифики, с основными и второстепенными каналами связей у большинства признаков и с наличием связей-дублеров, означает, во-первых, еще недостаточно развитую иерархическую структуру моносистемной ландшафтной организации, а во-вторых, — потенциальную возможность создания сходных (и даже аналогичных) фитоценологических образований при различных сочетаниях геолого-геоморфологических и гидроэдафических факторов.

Это приводит к существенному диффузному «размыву» и дроблению экологических ниш фитобиоты, нередко к появлению в нише нескольких экологических доминантов, к формированию множества анклавов, удаленных от основной ниши под влиянием локальных факторов, наконец, к возникновению смешанных (буферных) флорогенетических и лесотипологических образований.

Согласно известной концепции эволюции растительного покрова (Криштофович, 1946; Васильев, 1946), указанные признаки свидетельствуют о том, что данная моносистемная ландшафтная структура бореального субпацифического типа могла быть создана только происходившими в недавнем прошлом и продолжающимися ныне миграционными биогеоценологическими процессами, которые и осуществляют эту эволюцию. Необходимым условием проявления эволюционных процессов были и остаются резко выраженные сезонные гидротермические контрасты, связанные с муссонной циркуляцией атмосферы.

С переходом от Тихоокеанского мегаэктона к равнинным территориям Русской равнины, прошедшим весьма значительный путь субэдрального развития, прослеживаются, как уже говорилось, распад наиболее слабых связей и резкое усиление связей наиболее значимых.

Это имеет три важных следствия. Во-первых, сформировалась более развитая иерархическая структура моносистемной ландшафтной организации, которая стала более четко эшелонированной, со снижением информационного «шума» по основным каналам связей и с усилением роли промежуточных узлов-ретрансляторов. Во-вторых, повысилась жесткость взаимной детерминации геоморфологических и гидроэдафических признаков, с сокращением и даже исчезновением связей-дублеров. В-третьих, произошло сужение экологических ниш признаков-индикаторов (типов леса и биогеоценозов), с более четким выражением их доминирующих областей.

14.4.4. Высотно-экспозиционная зональность распределения лесов и возникновение буферных сообществ

В горных странах природная зональность гораздо более разнообразна, чем на равнинах, что отражено в дальнейшем развитии докучаевской теории географической зональности (Гарцман, 1971). Суперпозиция двух начал региональной дифференциации горной территории: морфотектонического и макроклиматического, — предопределяет целый спектр зональных явлений: широтного, высотного, продольно- и экспозиционно-циркуляционного, барьерного, соляро-экспозиционного. Сочетаясь, они дают сложные формы так называемой *дислокационной зональности*. В этой концепции зональность тесно связывается с понятием вектора (градиента) и определяется как закономерная, упорядоченная в пространстве направленность изменений свойств гео(эко-)систем в целом и их отдельных компонентов.

В целях выявления лесообразующей роли дислокационной зональности низогорная ороклиматическая система экспериментального полигона была представлена как суперпозиция двух ведущих абиотических факторов — абсолютной высоты (А) и экспозиции склонов (В). По выборке наших пробных площадей выделились три высотные полосы (и соответственно три градации этого фактора): A_1 — 20–110 м. абс., A_2 — 110–310 м. и A_3 — 310–680 м. В первую полосу входят равнинные и предгорные территории, а также нижние участки горных склонов, во вторую — средняя, основная часть склонов и вершин мелких сопок, в третью — привершинные склоны и гребни наиболее высоких хребтов.

В соответствии с основными процессами климатообразования на Приамурской части Дальнего Востока (Никольская, Хоментовский, 1969) все горные склоны модельной территории разделены на две противоположные экспозиционной категории, которые по существу совмещают в себе циркуляционную и солярную экспозиции. Первую категорию B_1 образуют склоны СЗ–С–СВ–В ориентации, которые не только находятся под наибольшим воздействием ветров зимнего континентального муссона, с его суровыми и малоснежными погодами, но и будучи теневыми, испытывают дополнительно сильное охлаждающее и иссушающее влияние охотоморского антициклона в вегетационный период. Это наиболее холодные и наименее увлажненные местообитания в каждой высотной полосе. Во вторую категорию B_2 входят ЮВ–Ю–ЮЗ–З склоны. Они, во-первых, солнцепечные, во-вторых, — подветренные по отношению к зимнему муссону и, в-третьих, — орошаемые циклонами, идущими из Северо-Восточного Китая и прилегающих дальневосточных морей. Здесь формируются соответственно наиболее теплые и влажные местообитания. Отдельно выделяются субгоризонтальные поверхности B_0 предгорных равнин и долин малых рек (A_4), где проявляется отрицательное влияние зимних климатических инверсий.

Бинарная ординация указанных фитоценологических индикаторов по фактору дислокационной зональности (рис. 14.12), с достаточно высокими $K(A;B)$, свиде-

тельствует о том, что в условиях муссонно-континентального климата высотная биоклиматическая поясность низкогорья проявляется весьма избирательно и существенно нарушается экспозиционными контрастами. Если мера $K(A;B)$ флористических фратрий и групп типов леса с абсолютной высотой равна соответственно 0,126 и 0,102, то по солярной экспозиции склонов она оказывается еще выше — 0,174 и 0,157.

Преломление высотной поясности комплексным фактором циркуляционно-солярной экспозиции обусловлено, как можно полагать, двойственностью самой региональной биоклиматической системы Юга Дальнего Востока. Речь идет о соразмерном выражении широтной зональности субокеанического типа (широколиственные леса ↔ смешанные леса ↔ темнохвойные леса) и долготной секторности восточного окраинно-материкового типа. Роль секторности проявляется прежде всего во внедрении по долинах рек и СЗ–С–СВ–В горным склонам средней полосы низкогорья соответственно равнинных и горных лиственничных лесов — представителей таежной ангаридской флоры. В этой же полосе и на склонах этих же экспозиций в результате смешения последней с ксерофильной маньчжурской флорой возникли сложные лиственничники, с участием широколиственных пород, относящиеся уже к буферной маньчжурско-ангаридской фратрии.

Отсутствует также однозначная высотно-поясная приуроченность самих маньчжурских флористических фратрий как основных фитоценологических представителей Приамурской Субпацифики. Широколиственные и кедрово-широколиственные леса встречаются почти по всему высотному профилю низкогорья (хотя бы даже спорадически) и к тому же имеют два экологических доминанта:

- 1) ксерофитный на равнинах и в предгорьях и
- 2) мезофитный — на южных и юго-западных склонах в верхней полосе хребтов. В этой же полосе, но на склонах северо-восточной экспозиции появляется доминирующая область пихто-ельников — следующего по высоте типа лесных форм.

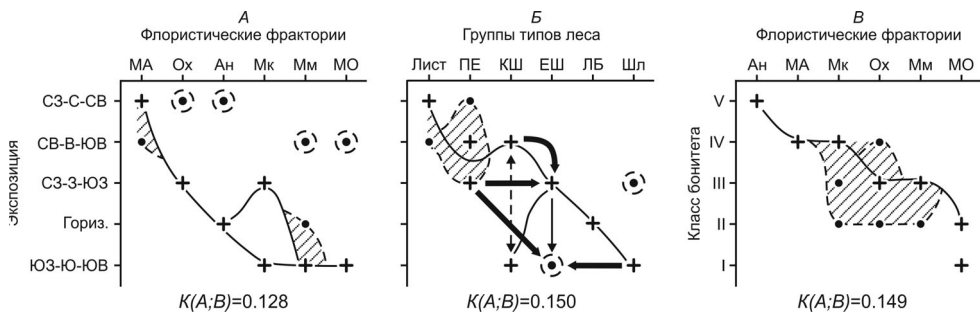


Рис. 14.13. Бинарная ординация флористических фратрий и групп типов леса по фактору экспозиции склона и по классам бонитета. Условные обозначение те же, что и на рис. 14.12.

маций, представленного охотской флорой. Как видим, высотная поясность здесь хотя и начинает проявляться, но весьма избирательно — по склонам наиболее благоприятной для этого экспозиции.

Трансгрессия Мк и Ох флор по солнцепечным склонам с верхних склонов гор в среднюю полосу и их смешение привело к формированию елово-широколиственных лесов. Однако леса этой же буферной фратрии столь же широко распространены в предгорьях, с анклавом на южных склонах нижнего пояса гор.

Характерным экологическим следствием дислокационной зональности в субпацифике является взаимопроникновение представителей различных флор в те или иные лесные сообщества избирательно по высотным полосам и экспозициям склонов. Корреляция групп типов леса с образующими их флористическими фратриями исключительно высока ($K(A,B) = 0,313$) и это свидетельствует об ороклиматически предопределенной устойчивости флорогенеза, создающего тот или иной тип леса.

Эта устойчивость подтверждается также тем, что экологические ниши флористических фратрий и групп типов леса в пространстве дислокационной зональности (см. рис. 14.12) весьма дискретны. Они «размыты» очень мало и представлены главным образом своими доминирующими областями и многочисленными анклавами. Произошло территориальное дробление флорогенеза по сочетанию абсолютных высот и солярно-циркуляционной экспозиции склонов, с формированием соответствующих фитоценологических структур. В этом кроется, по-видимому, один из механизмов возникновения известного (Колесников, 1956; Nakamura, Krestov, 2005) флористического богатства и видовой насыщенности лесов Приамурской субпацифики.

Широколиственные леса состоят преимущественно из видов маньчжурской флоры (в древостое до 80–100%), причем в равной степени как Мм, так и Мк типов (соответственно на 52 и 48%). Этого нельзя сказать о кедрово-широколиственных лесах, которые наиболее богаты по флористическому составу древостоя и подлеска. В них примерно в равной мере присутствуют как Мм и Мк лесные сообщества (соответственно, 21 и 25%), так и леса, переходные к охотской флоре, с участием пихтово-еловых древостоев до 15%. Однако доминантами (с вероятностью до 32%) здесь оказываются буферные МА ассоциации, в древостое которых не менее 30% занимает лиственница даурская и Каяндера (вероятность доминанта — 55–80%).

Таким образом, налицо существенное внедрение представителей континентальной ангаридской флоры (прежде всего лиственницы) и субокеанических аянских темнохвойных лесов в северные кедровники Нижнего Приамурья. Это характерный признак флорогенетической структуры основной зональной лесной формации Приамурского бореального экотона. С другой стороны, лиственничники, будучи «законными» представителями ангаридской фратрии, имеют еще более значительную (до 43%) примесь буферных МА сообществ. Маньчжурско-ан-

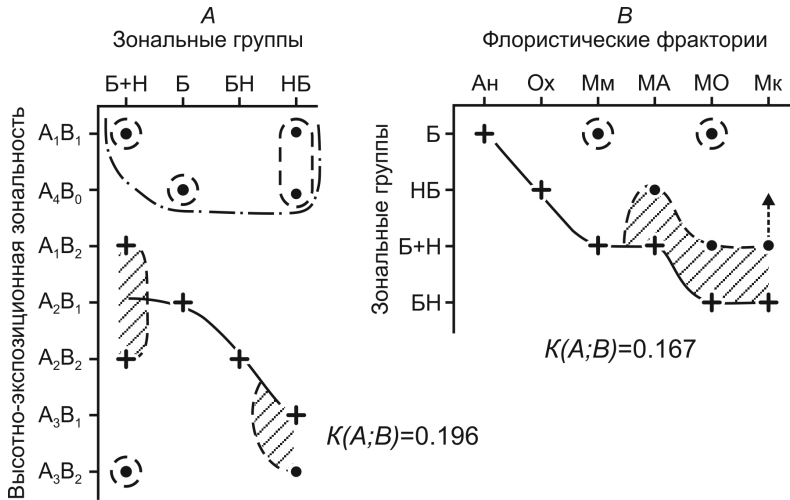


Рис. 14.14. Экологические ниши зональных групп лесов в пространствах высотно-экспозиционной зональности, микроландшафтов и флористических фратрий.

Условные обозначения. Высотные ярусы: I — низкогорный; II — предгорно-равнинный. Зонально-географические группы: Б — бореальная; НБ — неморально-бореальная; Б+Н — бореальная и неморальная (в равной степени); БН — бореально-неморальная. Остальные обозначения см. в тексте и на рис. 14.12

гаридская флора встречается и в лесах охотской флоры, т.е. лиственничники трансгрессировали (на 20%) также в эти смешанные леса Нижнего Приамурья.

Кедрово-широколиственные леса — более влажные (мезофильными), чем широколиственные (мезо-ксерофильные, с дубом). Формирование буферных маньчжурско-охотских лесных сообществ происходит при смешении выходцев из аянских пихто-ельников с представителями именно кедровников как более близких к ним по общему уровню гумидности. Этот лесообразовательный процесс, связанный с широко известным явлением замещения кедра корейского елью аянской (Колесников, 1956; Nakamura, Krestov, 2005), привел к тому, что елово-широколиственные леса имеют две равноценные флористические доминирующие области. В одних случаях они остаются как буферный маньчжурско-охотский тип, а в других — переходят в разряд охотской фратрии.

Арена локальных контактов основных фитоценологических представителей субпацифики и палеопацифики приурочена на Приамурском бореальном экотоне к низменным равнинам и предгорьям, причем оба они встречаются преимущественно на плакорях. На горных же склонах их экологические доминанты разнесены по разным солярным экспозициям: солнцепечной и нейтральной для широколиственных лесов Мм фратрии и теневой — для лиственничников фратрии ангаридской.

Доминанты двух буферных флористических фратрий лесов: МО и МА, — сформировались в территориально близких друг к другу высотных полосах (в интервале 110–310 м). Смещение охотской флоры с маньчжурской шло от верхней полосы низкогорий, где находится «очаг»-доминант аянских пихто-ельников, вниз по склонам — навстречу доминанту экологической ниши горных мезофильных кедровников. Формирование ЕШ лесов, т.е. внедрение аянской ели в ясеново-дубово-липовые сообщества происходило главным образом на нейтральных и реже теневых склонах, куда и сместился экологический доминант этой буферной МО фратрии. Кроме того, ее доминант оказался на 100–200 м. ниже, чем доминант горной Мм фратрии.

По *солярно-циркуляционной экспозиции* хорошо дифференцируются ЕШ и ПЕ леса, с одной стороны, и КШ — с другой (рис. 14.13 А, Б). Аянские пихто-ельники широко распространены на всех нейтральных склонах и охватывают также склоны северной ориентации. Однако экологический доминант лесов Ох флоры приходится на склоны западных румбов, обращенные к влагонесущим воздушным массам. В то же время область доминирования широколиственных лесов базовой Мк флоры приходится на склоны южных румбов (солнцепечные) и восточные (наименее увлажненные).

Трансгрессия горных широколиственных лесов с восточных склонов в пихто-ельники западных склонов привела к формированию на этих склонах буферной МО формации — елово-широколиственных лесов. Со своей стороны, распространение пихто-ельников вниз по долинам рек и внедрение их в Мм широколиственные леса привели к формированию долинных анклавов этой буферной фратрии.

Итак, два противоположных «полюса» флор: маньчжурской мезофильной и ангаридской, — имеют свои области доминирования на почти одинаковых абс. высотах (от подножий хребтов до их гребней), в условиях близкой экспозиции (нейтральной, но с преобладанием солнцепечных для Мм флоры и теневых — для флоры Ан) и при одинаковом равнинном мезо- и микрорельефе (крутизна 0–16°). Однако буферная между ним флора (МА) распространена как на долинных плакорах, так на и гребнях и вершинах хребтов. Здесь в обоих случаях идет смешение Мм и Ан флор, с внедрением лиственницы в кедрово-широколиственные леса. Однако здесь же распространены и широколиственные леса с дубом (Мк флора) — следствие одновременной аридизации мезофильных маньчжурских лесов.

Таким образом, реально существующая мозаика рассматриваемых флор в Нижнеамурской низкогорной Субпацифике не привязана жестко к геоморфологическому каркасу и сформирована, по-видимому, биоклиматической системой — вековыми и сверхвековыми климатическими колебаниями, а также эктогенетическими сукцессиями самой лесной растительности.

Все отмеченные биосферные процессы, фиксируемые в дискретном виде на генеральной модели и на моделях частных коэффициентов связи, имеют два важ-

ных экологических следствия. Во-первых, они создали и продолжают воссоздавать известное флорогенетическое богатство и фитоценологическое разнообразие лесного растительного покрова равнинных и горных ландшафтов Приамурской Субпацифики. Такое биоразнообразие, со смешением различных флор (от субтропических до умеренно холодолюбивых) существовало здесь начиная с дочетвертичного (палеоген-миоценового) времени (Худяков, 1972), когда климат, по-видимому, уже носил муссонный характер.

Во-вторых, сама сложная структура межкомпонентных связей, с наличием многочисленных связей-дублеров и с дроблением либо наоборот — генерализацией информационных сигналов на определенных этапах их прохождения, должна обеспечивать достаточно высокую устойчивость фитоценологических и ландшафтных структур при многолетних и сверхвековых колебаниях климата. Судя по известным палеогеографическим материалам (Короткий, 1972; Ахметьева, 1977; Короткий и др., 1999), такая их устойчивость в Приморье и Приамурье на протяжении плиоцен-четвертичного времени поддерживалась сравнительно слабыми климатическими колебаниями.

14.4.5. Зональные группы лесов и механизмы формирования буферных сообществ

Зонально-географическая структура флористических фратрий отображена в напочвенном покрове как показателе биологически равноценных местообитаний, по определению А. Каяндера (цит. по: Сукачев, 1972). Наиболее интересны в этом отношении маньчжурские фратрии, которые послужили базовыми при формировании лесного покрова Приамурской Субпацифики. Напочвенный покров в лесах Мм фратрии на 40% слагается из комплекса бореальных + неморальных видов (доминант), со значительным анклавом чисто бореальных видов травостоя, что дает в сумме 74%.

Между тем в маньчжурской ксерофитной флоре (широколиственные леса с дубом) эта сумма не превышает 19%, причем бореальные виды вообще отсутствуют. Область доминирования с вероятностью 62% представлена бореально-неморальными видами, а «размытая» часть ниши охватывает поровну как смесь бореальных + неморальных видов, так и виды неморально-бореальные.

Зональная структура буферных флористических фратрий проливает определенный свет на механизмы их формирования (рис. 14.14). В буферной маньчжурско-охотской флоре преобладают (вероятность 47%) бореально-неморальные виды травостоя, хотя до 20% встречаются и виды чисто бореальные — наследие базовой охотской флоры, где они составляют 100%.

Поскольку бореально-неморальные виды в маньчжурской мезофитной флоре отсутствуют, то можно полагать, что буферная МО фратрия произошла от смешения охотской флоры с флорой маньчжурской мезофитной, а не с ксерофитной. Далее, буферная маньчжурско-ангаридская фратрия сформировалась путем сме-

шения ангаридской флоры с той же маньчжурской мезофитной. Об этом свидетельствуют, во-первых, доминирующее положение бореальных + неморальных видов как в Мм флоре (с вероятностью 40%), так и во флоре МА (54%), а во вторых, — значительное присутствие в Мм флоре бореальных видов (34%), встречаемость которых в Ан флоре составляет 73%.

Таким образом, обе буферные фратрии: маньчжурско-охотская и маньжурско-ангаридская, — сформировались на основе одной и той же базовой маньчжурской мезофитной фратрии, которая по фактору биологически равноценных местообитаний оказалась гораздо ближе к другим базовым фратриям (МО и Ан), нежели ксерофитный вариант маньчжурской флоры.

14.4.6. Функциональная организация лесных экосистем

Функционирование лесных экосистем охарактеризовано дискретными параметрами автотрофного биогенеза, по Глазовской (1981) — запасами различных живых фитомасс и первичной продуктивностью. Это выходные характеристики биогеохимического круговорота (Базилевич и Родин, 1971), и в них выражена эффективность использования фитодендромассы ресурсов абиотической среды (Утехин, 1977).

Описанная выше резко выраженная структурная контрастность лесов Приамурского бореального экотона проявляется и в запасах живых фитомасс (табл. 14.5), однако значения годичной продукции у лесов сравнительно близки (табл. 14.6). В этом видится одно из феноменальных экологических следствий уникальных лесообразовательных процессов (Колесников, 1956), свойственных

Субпацифике. По экологическим доминантам и таксономическим нормам максимальными запасами древесины, а также надземной живой фитомассы отличаются леса солнцепечных и нейтральных горных склонов, а также плоских гребней хребтов. Здесь встречаются своими «размытыми» частями ниш различные группы типов леса: кедрово- и пихтово-широколиственные и неморальные пихтово-еловые, — относящиеся к одной буферной МО фратрии. Доминирующие запасы BS (более 265 т/га) составляют 73% случаев, а вероятность преобладающих значений $BS > 320$ т/га равна 63%. На солнцепечных склонах наиболее развит также ярус подроста и подлеска.

На теневых склонах низкогорий, занятых главным образом пихтово-еловыми и елово-широколиственными лесами (спорадически — лиственничниками), недостаток летнего тепла в 1,5 раза снижает запасы древесины и массы травостоя. Резко снижаются также запасы надземной и общей фитомассы (см. табл. 14.5). По зеленой массе подлесок и подрост занимает не более 3–7%. Все это говорит о том, что лимитирующим фактором продуктивности лесов Приамурского бореального экотона является теплообеспеченность.

Низкие запасы живых фитомасс свойственны предгорьям и малым речным долинам, где наряду с пихто-ельниками и лиственничниками встречаются долин-

ные кедровники Мм флоры, а также березняки и лиственничные мари флоры ангаридской. Особенно резко падают запасы древесины. Здесь уже лимитирующим фактором становятся не летние тепловые ресурсы (долины летом хорошо прогреваются), а избыток почвенно-грунтового увлажнения и глубокое зимнее промерзание почвы.

Промежуточное положение между двумя указанными «полюсами» запасов фитомасс: оптимальным и пессимальным, — занимают плакорные природные комплексы предгорных равнин, где господствуют широколиственные, а также кедрово- и елово-широколиственные леса маньчжурских и маньчжурско-охотской флор. Невысокие запасы древесины и в целом скелетной фитомассы, с вероятностью значений массы древесины $BW \leq 90$ т/га около 35–40%, указывают на недостаточно благоприятные биоклиматические условия для древесной растительности на возвышенно-равнинных местоположениях.

Эти лесные сообщества приобретают определенную *адаптивную структуру*, по терминологии (Утехин, 1977), которая восполняет потерю древостоями запасов фитомассы. Такая адаптация выражается в увеличении (по сравнению с пессимальными местообитаниями) продуктивности напочвенного покрова (до 0,95–2,80 т/га и более), а также в развитии кустарникового яруса с соответствующим повышением его производительности (см. табл. 14.5).

Модели парциальных связей позволили расположить лесные сообщества в определенные ряды их продуктивности — в порядке ее возрастания (табл. 14.7). По производительности скелетной массы (т/га-год) имеем ряд: горные аянские пихто-ельники и равнинные лиственничные мари ($PS = 0,4-1,0$) → широколиственные леса с дубом маньчжурской ксерофильной флоры ($PS = 1,0-3,2$) → елово- и кедрово-широколиственные леса ($PS = 3,3-4,4$) → лиственничники буферной маньчжурско-ангаридской фратрии ($PS \geq 6,5$). По доминантам общей продукции лесные сообщества располагаются в следующий ряд: охотские пихто-ельники ($\leq 5,0$) → Мм кедрово-широколиственные леса (6,5–9,0) → МА лиственничники (9,0–11,0) → МО елово-широколиственные и Мк широколиственные с дубом леса (11,0–13,8 т/га-год).

Почти все группы типов леса и флористические фратрии укладываются в достаточно узкий диапазон сравнительно низких значений комплексных параметров автотрофного биогенеза (см. табл. 14.6). Минимальным годовым оборотом надземной фитомассы отличаются аянские пихто-ельники и лиственничники транзитных микроландшафтов преимущественно теневых склонов. К ним приближаются также горные и равнинные елово-широколиственные леса буферной МО флоры. Широкий диапазон более высоких значений коэффициента оборота свойствен маньчжурским широколиственным и кедрово-широколиственным лесам. Наконец, долинные лиственничные мари имеют максимальные величины годового оборота надземной органики, что является отличительной особенностью автотрофного биогенеза в условиях крайне избыточного почвенно-грунтового увлажнения (Коломыц, 1995).

Таблица 14.5. Таксономические нормы фитомасс (т/га) в лесах различных флористических фратрий

Фитомассы (см. в тексте, Глава 1)	Флористические фратрии					
	Мм	Мк	МО	Ох	МА	Ан
<i>BW</i>	95,10	122,60	251,18	131,75	79,10	70,70
<i>BS</i>	110,13	138,35	279,21	139,98	92,10	67,61
<i>BB</i>	1,33	2,42	2,14	1,31	0,68	1,56
<i>BG</i>	0,66	0,58	2,29	2,34	0,47	1,51
<i>BV</i>	6,12	9,24	11,27	10,85	4,74	3,31
<i>BL</i>	121,06	153,02	284,78	136,88	91,00	81,96
<i>BC</i>	140,30	197,36	330,04	170,42	124,68	96,94

Таблица 14.6. Таксономические нормы продуктивности (т/га-год), комплексных параметров автотрофного биогенеза и среднего возраста лесобразующих пород в лесах различных флористических фратрий и группах типов леса Нижнего Приамурья.

Параметры (см. в тексте)	Флористические фратрии						Группы типов леса					
	Мм	Мк	МО	Ох	МА	Ан	Шл	КШ	ЕШ	ПЕ	Лист	ЛБ
<i>PS</i>	2,56	2,84	2,82	2,01	4,01	2,38	2,77	2,58	2,51	2,39	4,16	0,68
<i>PG</i>	–	–	–	–	–	–	0,71	0,49	3,37	0,92	1,28	0,74
<i>PV</i>	5,17	6,44	5,63	3,50	4,50	326	5,25	6,36	5,36	2,93	4,02	2,68
<i>PC</i>	7,68	9,45	9,08	5,61	9,34	5,62	8,07	9,52	8,10	6,02	8,57	3,45
<i>ПЭЭ</i>	0,050	0,051	0,031	0,034	0,092	0,069						
<i>KR</i>	0,036	0,040	0,022	0,021	0,039	0,084						
<i>КА</i>	0,39	0,43	0,39	0,31	0,47	0,33						
Возраст леса, лет	101	83	133	116	39	64						

Анализ нисходящей (детритной) ветви биологического круговорота показал следующее. Наименее продуктивные аянские пихтово-еловые леса охотской фратрии, произрастающие в условиях низких температур и переувлажнения почвы, отличаются слабым разложением подстилки и медленной эволюцией инфильтрующегося органического вещества. В лиственничниках процессы минерализации подстилки так же значительно ослаблены, поэтому гумусовый горизонт (вернее смешанный горизонт A_0A_1) достигает максимальных мощностей (табл. 14.8), что

Таблица 14.7. Нормированные частные коэффициенты связи общей годичной продукции с флористическими фратриями и группами типов леса

Общая продукция, т/га·год	Флористические фратрии ($K(A; B) = 0,154$)						Группы типов леса ($K(A; B) = 0,105$)					
	Мм	Мк	МО	Ох	МА	Ан	Шл	КШ	ЕШ	ПЕ	Лист	ЛБ
2,4–5,0	0,14		0,14	0,51		0,44	0,11			0,50	0,14	1,00
5,0–6,5	0,26	0,14	0,12	0,15	0,26	0,26	0,30	0,10	0,55	0,11	0,13	
6,5–9,0	0,29	0,32	0,27	0,17		0,15	0,22	0,33		0,25	0,14	
9,0–11,0	0,14	0,16		0,17	0,58	0,15	0,11	0,33	0,21		0,43	
11,0–13,8	0,17	0,37	0,47		0,17		0,26	0,25	0,24	0,14	0,16	

Примечание. Жирным шрифтом выделены доминирующие области экологических ниш.

Таблица 14.8. Нормированные частные коэффициенты связи мощности гумусового профиля в почвенном разрезе с флористическими фратриями и типами леса

Мощность гумусового профиля, см	Флористические фратрии ($K(A; B) = 0,093$)						Группы типов леса ($K(A; B) = 0,075$)					
	Мк	Мм	ОК	МА	Ан	МО	ШЛ	КШ	ПЕ	Лист	ЛБ	ЕШ
6–10	0,45	0,18	0,20	0,13	0,13	0,14	0,23	0,22	0,29	0,13		0,18
10–16	0,24	0,57	0,16		0,10	0,22	0,37	0,35	0,12	0,10		
16–22		0,26	0,43	0,29	0,09	0,20	0,17	0,08	0,42	0,09	0,39	0,26
22–31			0,22	0,31	0,43	0,16		0,13	0,17	0,43	0,61	0,20
31–58	0,30			0,27	0,27	0,28	0,23	0,22		0,25		0,36

Примечание. Жирным шрифтом выделены доминирующие области экологических ниш.

свидетельствует о низких темпах биологического круговорота. На этом контрастном фоне детритной ветви метаболизма своеобразным феноменом выступает елово-широколиственные леса буферной МО фратрии. Эти леса производят наибольшую массу зеленого вещества, однако ввиду относительно низких температур почвы разложение лесной подстилки здесь идет медленнее, чем поступление в нее ежегодного опада.

В маньчжурско-охотских лесах уменьшается также доля мортмассы, идущая на минерализацию и питание растений. Усиление процессов синтеза гуминовых веществ ведет к росту мощности гумусового горизонта. Соответственно, и весь гумусовый профиль достигает максимальных мощностей, проникая даже в иллювиальный горизонт В. В этом горизонте наиболее интенсивных идут процессы иллювиирования, лессиважа и внутрпочвенного выветривания, что позволяет считать эти почвы в рассматриваемом ряду лесных образований как наиболее зрелые, т.е. максимально близкие к равновесному (климаксовому) состоянию.

14.4.7. Буферные темнохвойно-широколиственные леса Приамурской Субпацифики — феноменальное явление эволюционного лесообразовательного процесса

Проведенный опыт эмпирико-статистического моделирования структуры и функционирования лесных экосистем Нижнеамурской Субпацифики позволяет сделать ряд заключительных выводов, которые подчеркивают эволюционный характер произошедшего в ней лесообразовательного процесса, основанного на флористическом богатстве лесных фитоценозов и включающего многообразие их сукцессионных смен. Речь идет о формировании характерных для экотонных систем буферных лесных сообществ, ярким примером чего служат леса маньчжурско-охотской фратрии, которые сформировались на основе двух базовых фратрий — маньчжурской мезофильной и охотской.

1. Маньчжурско-охотские елово-широколиственные и неморальные пихтово-еловые леса отличаются от лесов не только своих базовых, но и других фратрий, прежде всего, более мощным развитием древесного яруса и наивысшим классом бонитета, с сохранением от маньчжурских лесов максимального флористического разнообразия древостоя, подлеска и напочвенного покрова. Эти буферные лесные образования характеризуются также наиболее высокими показателями накопления живой органики — максимальной скелетной, зеленой и общей фитомассой. Благодаря замедленной скорости разложения мортмассы лесная подстилка достигает наибольших мощностей, однако ослабление процессов минерализации сопровождается усилением синтеза гуминовых веществ, поэтому мощность гумусового горизонта почвы достигает также высоких значений. Наконец, здесь наиболее интенсивно идут процессы иллювиирования, лессиважа и внутрпочвенного выветривания, благодаря чему почвы этих лесов оказываются наиболее близкими к эволюционному климаксу.

2. Таким образом, произошло не простое трансзональное смешение маньчжурской мезофильной и охотской флор. Сформировались буферные лесные экосистемы с более развитой структурой и более разнообразным функционированием по сравнению с экосистемами базовых флор. Леса маньчжурско-охотской фратрии оказались наиболее близки к эволюционному климаксу, по терминологии А.Н. Криштофовича (1946), как последней, наивысшей стадии развития растительности при данных зонально-региональных климатических условиях. Климакс формируется миграционными процессами в растительном покрове (Васильев, 1946), т.е. теми движущими силами его эволюции, которые как раз и создают буферные лесные сообщества.

Налицо убедительное подтверждение выдвинутых независимо друг от друга авторами (Юрцев, 1974; Коломыц, 1978; Панфилов, 2005) концептуальных положений о Тихоокеанском мегаэктоне Северной Евразии как очаге эволюционных процессов в континентальной биосфере.

3. Возникновение другой буферной фратрии — маньчжурско-ангаридской не получило подобного структурно-функционального эффекта. По всем указанным параметрам ее сообщества занимают промежуточное положение между лесами базовых фратрий, и только по мерам флористического разнообразия древостоя и подлеска они оказались близки к маньчжурским ксерофильным лесам.

4. Из сказанного следует, что широтно-зональная (север ↔ юг) трансгрессия древесно-кустарниковых видов и в целом фитоценозов в окраинно-материковом секторе Тихоокеанского мегаэктона Евразии выразилась гораздо сильнее и дала несравнимо более высокий структурно-функциональный эффект в лесном покрове региона по сравнению с долготно-секторной (восток ↔ запад) трансгрессией. Столь явное преобладание лесообразовательного процесса первой группы над процессом группы второй могло осуществиться только при длительно устойчивом сохранении океанических черт в самой региональной биоклиматической системе Приморско-Приамурской субпацфики.

14.5. К вопросу о законах эволюции биосферы

Изложенные в данной главе эволюционные модели континентальной биосферы существенно отличается от выдвинутых в работах (Шило, 1967, 2000; Шило, Шумилов, 2001; и др.) положений о «законе геоэкосистемной эволюции биосферы». Данная концепция, претендующая на развитие учения В.И. Вернадского о биосфере, предполагает рассмотрение процесса развития последней как «...тесную пространственно-временную сопряженность тектоно-геоморфологической эволюции земной поверхности с формированием ландшафтных комплексов и связанных с ними биотических... ассоциаций» (Шило, Шумилов, 2001, с. 5).

В качестве интегральных показателей парагенетической триады «тектоника — тип континентального литогенеза — биотические ассоциации» предлагаются два экологических потенциала — экосистемный и биогеохимический. Этому представлению созвучна «тектоническая» гипотеза «эволюционно-биологических эффектов» на Курильских островах (Урусов, Лауве, 1980; Урусов, 1988, 1993; Урусов, Чипизубова, 2008), в которой так же утверждается наличие прямой и притом синхронной связи между тектоническими и фитоценологическими процессами.

Сразу отметим, что сама логическая конструкция авторов статична и безразмерна (и в этом смысле негеографична). Она вряд ли способна описать эволюцию как многоуровневый процесс, поскольку включает в себя геокомпоненты с весьма различными, просто несопоставимыми характерными временами. По этой причине бессмысленно говорить о взаимно однозначной (изоморфной) пространственно-временной сопряженности членов данной триады, а именно в такой сопряженности авторами усматривается главное содержание эволюции.

Отображения литогенеза в морфотектонике и их обоих в почвенно-биотических компонентах многозначно (гомоморфно), и эти отображения следует рассматривать лишь как рамочные условия для создания многообразия контактов раз-

личных природных сред, но не как сами механизмы эволюции биосферы. Тезис о том, что «...этапность развития среды полностью определяет этапность развития биоты» (Бейзель, 2010, с. 79), также не раскрывает сущности географического детерминизма геокомпонентов с различными характерными временами.

Эволюционные механизмы сосредоточены, прежде всего, в преобразованиях наиболее высокочастотных, биотических геокомпонентов, о чем писал еще В.П. Семенов-Тян-Шанский (1928). Саму же эволюцию биосферы следует рассматривать «...как процесс прогрессивной экспансии жизни на планете, совершающийся на основе создания... новых экологических ниш» (Шварц, 1980, с. 253).

Морфотектоническая предопределенность почвенно-биотических компонентов носит слишком грубый и обобщенный характер, адекватный лишь наиболее крупным подразделениям биосферы — в ранге физико-географических стран и географических поясов, с их многомиллионными характерными временами. Эта детерминированность не позволяет вскрыть все то пространственно-временное многообразие состояний и динамики биоты, которое имеет место в пределах одной и той же морфоструктуры и в котором как раз и скрыты механизмы и движущие силы самого эволюционного процесса. Несостоятельность представления о «законе геоэкосистемной эволюции биосферы», а также «тектонической» гипотезы «эволюционно-биологических эффектов» очевидна.

Важнейшими особенностями функционирования триады «литогенная геоба – педон – фитобиота» является несопоставимость временных частот колебаний, или времен релаксации, составляющих ее компонентов, согласно (Арманд, Таргульян, 1974; Сысуев, 2002), а также отсутствие каких-либо надежных корреляций между ними, если имеется более чем 3–4-кратное различие в периодах их релаксаций (Пузаченко, 1986), в том числе и в возрасте их современного состояния. Разноскоростная лестница характерных времен является обязательным условием для развития любой разнособстратной экосистемы (Таргульян, 1984), а устойчивое, равновесное состояние такой системы обеспечивается ее пространственной и временной иерархической организацией (Пузаченко, 1986). Таковы в действительности основополагающие законы формирования биосферы.

Собственно говоря, наша эмпирическая модель так же основывается на подобной триаде. Однако в отличие от упомянутых авторов, ограничивающихся масштабами крупных зонально-региональных единиц Северной Евразии по меридиональным трансектам, «центр тяжести» нашего эволюционного анализа смещен на локальный (топологический) уровень природных комплексов. Это принципиально иная модель, раскрывающая достаточно глубинные механизмы эволюционных биосферных процессов.

В структуре и функционировании топогео(эко-)систем заложены истоки механизмов глобальных биосферных процессов и движущих сил эволюции биосферы (Шварц, 1973, 1975), и именно здесь следует искать те самые «законы геоэкосистемной эволюции». Эти истоки стали главным объектом проведенного нами эволюционного ландшафтно-экологического исследования.



Глава 15

ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ УРБОЭКОЛОГИЯ

15.1. Вводные замечания

Ландшафтный урбоэкологический анализ проведен на примере территории Нижнего Новгорода — одного из крупнейших промышленных городов России с высокой степенью техногенного воздействия на природную среду. Любой промышленный город необходимо рассматривать как целостную геотехническую систему с неразрывной сетью прямых и обратных связей между техникой, природой и человеком.

Этим задачам отвечает геосистемный мониторинг, главным объектом которого выступают природные экосистемы и природно-хозяйственные системы, а предметом исследования служат «разнообразные формы техногенного воздействия на них» (Герасимов, 1985, с. 129). Речь идет, таким образом, о разработке проблем экологии ландшафта, в понимании Э. Нэфа (1968) и В.Б. Сочавы (1978), применительно к урбанизированным территориям.

Конечной целью является установление характера и степени техногенных нарушений функциональных структур природных комплексов, а также разработка на этой основе системы экологических ограничений хозяйственной деятельности и управления состоянием окружающей среды (Герасимов, 1985). Экологическая организация города как средство сохранения качества урбанизированной среды существенно зависит от того, насколько учтены саморазвитие природных комплексов и их ответная реакция на техногенные воздействия (Город..., 1997).

15.2. Город как ландшафтно-техногенная система

Представление о природно-технических системах было впервые высказано В.С. Преображенским (1967). Во всех случаях геотехсистема выступает не только как объект междисциплинарного исследования и проектирования, но и как особый предмет географического исследования (Природа..., 1978). Правомерность рассмотрения города как специфического вида геотехсистемы в рамках системного подхода обусловлена его целостностью, которая определяется единством выполняемой им социальных функций.

Последнее связано с высокой степенью концентрации людей и технических устройств на относительно небольшой территории и заменой в большинстве случаев естественных ландшафтов на антропогенные. По этой причине город

рассматривается как техническая система, которая специально проектируется и создается для защиты человека и средств его деятельности от неблагоприятных свойств окружающей среды (Преображенский, 1984).

Городская геотехсистема состоит из двух основных блоков, или подразделений единого целого: квазиприродного ландшафтно-архитектурного и социально-экономического (Город..., 1997). Ландшафтно-архитектурный блок представляет собой измененную человеком первичную природную среду. В городской среде природные комплексы подвергаются наибольшей трансформации ввиду глубокого вмешательства техногенеза в природные процессы, причем несовершенство технологических процессов в условиях высокой концентрации различных инженерных сооружений и самого населения на единицу площади приводит к интенсивному загрязнению природных сред.

В настоящем исследовании мы рассматриваем только ландшафтно-архитектурный блок городской геотехсистемы, с изучением связей «на себя». Это объясняется тем, что в геотехнических системах, особенно в городах, природные компоненты оказываются пассивными объектами, а техногенные — активными, преобразующими. Как уже говорилось, в плане геосистемного мониторинга растительный покров города рассматривается нами в качестве конечного звена ландшафтно-экологических связей. Оценку же последствий обратных связей в системе «человек – природная среда» мы ограничиваем рассмотрением некоторых аспектов санирующего воздействия городских зеленых насаждений на качество воздушного бассейна города.

В ландшафтах городов ярко выражена поляризация среды, имевшая место всюду, но достигающая апогея именно на урбанизированных территориях. Экологическая поляризация деградирующего ландшафта является средством его стабилизации в условиях деструктивного воздействия (Родоман, 1984). Она предполагает одновременное существование на деградирующей (урбанизированной) территории соседствующих неприкосновенных участков (особо охраняемых природных территорий — ООПТ) и геосистем, вовлекаемых в интенсивное использование.

Первые играют роль островов реновации ландшафтного разнообразия, вторые — принимают на себя максимальное деструктивное воздействие, не допуская его проникновения в соседнюю буферную зону. Первые территории составляют ядра экологического каркаса, а вторые — зоны градостроительного освоения. Ландшафтно-техногенные системы можно рассматривать как преобразованную архитектурно-техническими средствами природную среду, с измененными в той или иной степени процессами функционирования первоначальных геосистем. В ландшафтно-техногенных системах ведущим фактором внутриландшафтной дифференциации выступает техногенез, который формирует структуру этих систем в пределах того или иного природного фона формирует структуру этих систем (Розенберг и др., 2000).

Городская ландшафтно-техногенная система формируется в течение определенного, иногда весьма длительного, времени по мере социально-экономического развития самого города. Этапы становления этой системы можно проследить на примере Нижнего Новгорода (Коломыц и др., 2000). Первый этап развития охватывает период от момента возникновения города (1220-е годы) до начала XVIII века. Город развивается преимущественно на территории возвышенного Правобережья Оки и Волги, максимально приспособляясь к природным условиям, уплотняясь и совершенствуя планировочную структуру по законам средневековья. Начало второго этапа в освоении ПК Нижнего Новгорода приходится на 60-е годы XVIII века. Начинается переустройство города, ландшафт преобразуется по регулярному плану, пробиваются новые улицы, формируются площади, засыпаются некоторые овраги и водоемы.

Третий этап начался в двадцатые годы XX столетия и продолжался до начала девяностых годов. Вначале на периферии города строятся промышленные предприятия, перевезенные из западных районов России и Прибалтики перед началом первой мировой войны, затем возводятся индустриальные гиганты — такие, как Горьковский автомобильный завод (ГАЗ). При этом, проводятся преобразование природных ландшафтов: нивелировка рельефа, осушение заболоченных территорий в низменном Заречье, забор рек в коллекторы. Наблюдается типизация и унификация в строительстве, с преобладающим крупнопанельным домостроением и «свободной планировкой». Именно третий этап развития города создал в нем нынешнюю весьма острую экологическую ситуацию.

Четвертый этап приурочен к 90-м годам и связан с организацией государственной экологической службы. Начинается освоение новых территорий путем присоединения к городу компактных жилых массивов на бывших агроландшафтах. Тем не менее экологическая ситуация продолжает оставаться напряженной. В настоящее время в городе на площади в 342,5 км² сосредоточены многочисленные объекты машиностроения, стройиндустрии, нефтепереработки, работают две крупные ТЭЦ (автозаводская и сормовская), являющиеся значительными стационарными источниками загрязнения городской атмосферы (рис. 15.1).

Обострение экологических проблем в Нижнем Новгороде было изначально предопределено самой ошибочной стратегией размещения основных функциональных зон города, которая не учитывала особенностей климата территории и, в первую очередь, годовой «розы» ветров (Баканина, Воронина, 1994).

Основные промышленные предприятия расположены по южным и западным окраинам и в центре заречной части города. Поскольку на территории города большую часть года преобладают юго-западные и западные ветры (см. рис. 15.1), выбросы промышленных предприятий приходятся на жилые массивы и распространяются не только на основную селитебную часть Заречья, но и на западную половину возвышенного Правобережья.

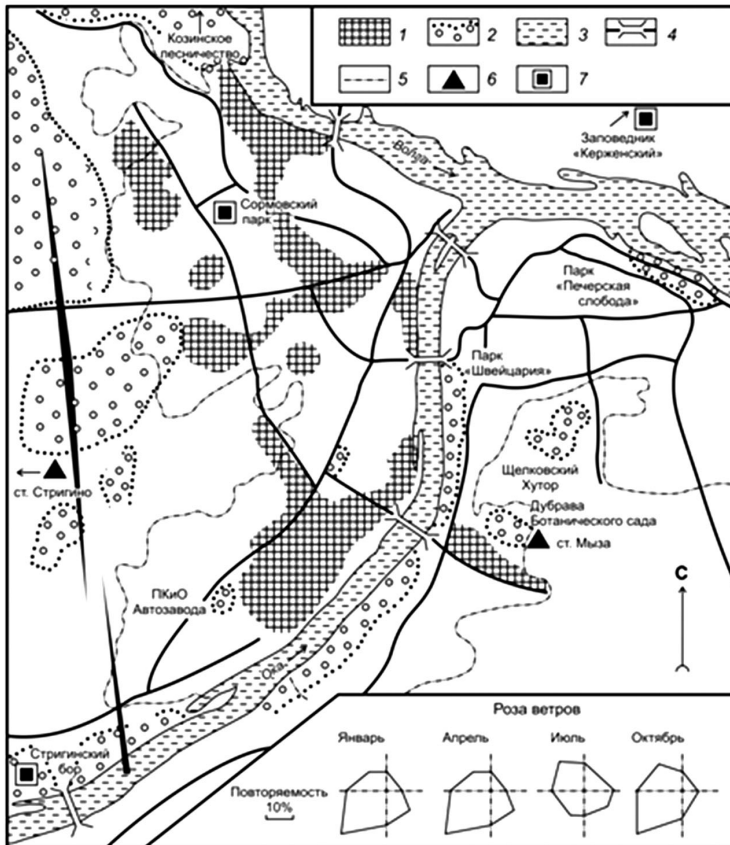


Рис. 15.1. Функциональное зонирование территории Нижнего Новгорода.

Функциональные зоны: 1 – промышленная; 2 – рекреационная. 3 – акватории. 4 – мосты и основные транспортные магистрали. 5 – граница городской территории. 6 – метеостанции. 7 – участки ландшафтно-экологической съемки.

15.3. Эколого-микrokлиматическое районирование большого города

Микrokлиматическое районирование является одним из основных картографических документов, на основе которых дается комплексная оценка состояния урбанизированной среды и устанавливаются приоритетные природоохранные проблемы большого города. Однако до настоящего времени это районирование, получившее наибольшее распространение при разработке ТерКСОП городов, остается мало обоснованным и зачастую умозрительным. В лучшем случае ис-

пользуются два исходных критерия для расчетов и районирования: скорость ветра и условия рельефа местности (Руководство..., 1986; Чистякова, 1988; и др.). Необходимо, во-первых, расширить круг микроклиматических факторов, влияющих на состояние живых организмов в городской среде, а во-вторых, — придать их оценке необходимый уровень формализации и более строгую экологическую направленность.

Исходный материал был получен автором в период его участия в 1991–1993 гг в работах по созданию информационно-методической базы для последующей разработки ТерКСОП Нижнего Новгорода.

15.3.1. Принципы и методы выделения районов

Микроклиматические условия необходимо рассматривать, прежде всего, как фактор, способствующей или, наоборот, препятствующий техногенному загрязнению атмосферы в различных частях города. Градостроительные аспекты микроклимата имеют второстепенное значение, поэтому в настоящем районировании они не рассматривались. Процедуре районирования предшествовал анализ общих фоновых климатических условий Нижнего Новгорода с точки зрения загрязнения атмосферы. Были получены картографические и аналитические характеристики распределения основных микроклиматических параметров для зимы и для лета (Коломыц и др., 2000).

Экологическое состояние приземной атмосферы определяется как прямодействующими факторами (температурой и влажностью воздуха, скоростью ветра и др.), так и опосредованным эколого-географическими (местоположением, характером рельефа и растительности). При этом, многие экологические характеристики являются качественными, поэтому для расчетов нами использована система балльных шкал, широко применяемая в ландшафтной географии и экологии.

Основная процедура районирования состоит в выявлении и оконтуривании относительно однородных территорий по определенному набору значений рассматриваемых признаков — микроклиматических факторов. С этой целью использовались методы дескриптивных («размытых») множеств, с расчетами мер сходства (однородности) объектов (см. главу 1, раздел 1.6.2). С этой целью вся территория города была разбита на сетку квадратов с шагом 750 м, что дало достаточное разрешение микроклиматических параметров в масштабе 1 : 25 000. Узлы сетки (точки) были закодированы порядковыми номерами. Всего оказалось 495 точек, из них первые 302 точки покрыли низменный Заречный ландшафтный район города, а остальные — возвышенный Правобережный район.

Каждая точка была охарактеризована десятью параметрами-факторами (X_i), которые были «сняты» с построенных ранее микроклиматических карт, а также с топографической карты города. Сюда вошли: X_1 и X_2 — ветровые потоки зимой (по состоянию на 17 февраля 1991 г.) и летом (по состоянию на 27 июня 1991 г.); X_3 и X_4 — скорости ветра зимой и летом (в те же сроки); X_5 — местоположение

точки по отношению к ближайшим крупным предприятиям (с учетом годовой розы ветров); X_6 и X_7 — температуры воздуха зимой и летом (в указанные выше сроки); X_8 — относительная влажность воздуха летом (в указанный выше срок); X_9 — форма микрорельефа и экспозиция склона; X_{10} — факторы поглощения из атмосферы загрязняющих веществ почвенно-растительный покров и водные поверхности).

Весь спектр значений каждого из них был разбит на некоторое число классов, или градаций. Каждому классу присваивался определенный балл, который одновременно означал номер класса. Классы данного параметра располагались в такой последовательности, которая соответствует возрастающей роли этого параметра в уменьшении техногенного загрязнения атмосферы, а также в улучшении общих экологических условий роста и развития растительности в городе и повышении комфортности микроклимата для самого человека.

Среди перечисленных критериев приоритетное значение придавалось условиям загрязнения атмосферы. По каждому параметру выделялось от трех до пяти классов (в зависимости от амплитуды его значений), причем первый класс, имеющий 1 балл, отвечал наихудшими экологическим условиям, а третий или пятый классы (соответственно с балом 3 или 5) — наилучшим условиям.

Опишем процедуру разбиения параметров на классы, поскольку это имеет принципиальное значение для оценки объективности районирования.

1–2. Поля ветровых потоков зимой и летом. Здесь выделено три класса в зависимости от того, конвергируют ли в данном месте ветровые потоки, или дивергируют, либо имеют спокойное прямолинейное движение. Места дивергенции потоков являются участками потенциально повышенного загрязнения атмосферы (при прочих равных условиях), а в местах конвергенции преобладает тенденция к рассеиванию загрязнителей. Среднее положение занимают участки с прямолинейным движением ветра. Эти три класса ветровых полей получили соответствующие баллы: дивергенция — 1, прямолинейное движение — 2, конвергенция — 3.

3–4. Скорости ветра зимой и летом. При своих в целом слабых скоростях в течении года ветер в Нижнем Новгороде не является сколько-нибудь существенным фактором дискомфорта для человека. Исключения могут составить участки, где зимой преобладают скорости ветра более 3 м/с. Вместе с тем, скорость ветра играет важную роль в распространении атмосферных загрязнителей и с этих позиций она должна быть рассмотрена более подробно.

На основе известных методических разработок (Указания..., 1973; Берлянд, 1975; Безуглая, 1986) нами произведены расчеты и картирование (в масштабе 1 : 25 000) ареалов концентрации сернистого ангидрида и взвешенных веществ (пыли) для основной территории Заречья, где размещены главные промышленные предприятия города — стационарные источники техногенных выбросов (Коломыц и др., 2000). Рассчитывались ареалы рассеивания загрязнителей (для июля и в среднем для годового периода) от основных промышленных объектов: предприятий ГАЗ, Автозаводской и Сормовской ТЭЦ, заводов машиностроительного,

металлургического, авиационного, «Красное Сормово», асфальто-бетонного и др. Согласно произведенным расчетам, опасная скорость ветра, при которой достигается максимальная концентрация загрязняющих веществ в атмосфере от большинства промпредприятий, за исключением Сормовской и Автозаводской ТЭЦ, составляет на высоте флюгера 2–2,5 м/с. В приземном слое воздуха (на высоте 2 м) это соответствует скорости 1,4–1,8 м/с (Сапожникова, 1950). При более низкой скорости ветра загрязнение от промышленных предприятий уменьшается, но одновременно растет автотранспортное загрязнение, достигающее максимума при скоростях приземного ветра 0–0,7 м/с (Берлянд, 1975; Лейкина, 1984). Наконец, при скорости приземного ветра более 1,8 м/с суммарное загрязнение атмосферы должно прогрессивно уменьшаться. Полученные цифры оказались близкими как для января–февраля, так и для июня–июля.

В соответствии с изложенным было выделено 5 классов скоростей ветра в приземном слое воздуха со следующими балами: 1) 1,5–2 м/с — 1 балл; 2) 0–1 м/с — 2 балла; 3) 1–1,5 м/с - 3 балла; 4) 2–3 м/с — 4 балла; 5) более 3 м/с — 5 баллов.

5. Местоположение точки по отношению к ближайшим промышленным предприятиям в системе среднегодовой розы ветров. Помимо розы ветров здесь учитывалась структура полей концентрации загрязняющих веществ от промышленных предприятий с различными высотами труб. Для большинства предприятий, взятых нами для расчетов, расстояние, на котором наблюдается максимальное загрязнение атмосферы (по оси фактора), равно 500–700 м, и только для Сормовской и Автозаводской ТЭЦ оно оказалось около 2600 м. Необходимо учитывать не только подветренную и наветренную экспозицию, но и нейтральное положение точки в поле выбросов соседних предприятий.

В конечном итоге были выделены 5 классов местоположений с соответствующими балами (табл. 15.1). Для Автозаводской и Сормовской ТЭЦ 1-й и 2-й баллы приходятся на расстояния соответственно 2000–3000 м и более 3000 м. Экспозиция местоположения в системе годовой розы ветров бралась следующей: подветренная — в октанте С–В в направлении от предприятия; нейтральная — в октантах З–С и В–Ю; наветренная — в октанте Ю–З.

6. Температура воздуха зимой. Установлено, что чем выше отрицательная температура воздуха, тем слабее загрязнение атмосферы (Безуглая, 1986). Низкие зимние температуры в нашем регионе устанавливаются при вторжении с севера холодных арктических воздушных масс. При низких температурах резко снижается скорость процессов сухого окисления и нейтрализации загрязнителей атмосферы (Лесные..., 1990). Рассеивание токсикантов препятствуют также адвективные и радиационные инверсии, которые сопутствуют низким температурам зимой. Исходя из этого, было выделено 4 класса зимних температур: 1) ниже -11° — 1 балл; 2) от -9° до -11° — 2 балла; 3) от -7° до -9° — 3 балла; 4) выше -7° — 4 балла.

Таблица 15.1. Балльная оценка местоположения точки относительно ближайшего промышленного предприятия, с учетом годовой розы ветров (по ст. Стригино)

Местоположение	Расстояние от источника выбросов, м					
	< 300	300–1000	1000–2000	2000–3000	3000–4000	> 4000
Подветренное	3	1	2	3	4	4
Нейтральное	3	2	3	3	4	5
Наветренное	3	3	4	4	5	5

7. Температура воздуха летом. Построенные нами карты распределения летних температур (приведенных к сроку 12 часов 27 июля 1991 г.; материалы нашей микроклиматической съемки города) характеризуют экстремальные термические условия вегетационного периода в условиях ясной антициклональной и почти штилевой погоды. Температуры были близки к среднему из абсолютных максимумов. В таких погодных условиях территориальные термические контрасты между различными участками города должны быть выражены наиболее отчетливо.

Для человека при температуре более 26° наступает перегрев, между тем как область комфорта расположена в диапазоне температур 12–26° (Лейкина, 1984). Аналогично у большинства растений умеренного пояса оптимум нетто-продукции при фотосинтезе, а следовательно наиболее интенсивный рост наблюдается в пределах температур 15–25° (Лархер, 1978). При более высоких температурах процесс фотосинтеза начинает подавляться, особенно за пределами 30°. Ослабление же фотосинтеза, помимо ухудшения самого роста растения, ведет к снижению транспирации, что нарушает водный режим растения и соответственно ослабляет его сопротивляемость к действию загрязнителей атмосферы. Таким образом, экстремально жаркие летние температуры оказываются наиболее неблагоприятным фактором термического режима вегетационного периода. В соответствии с этим выделены следующие 4 класса летних экстремальных температур: 1) выше 32° — 1 балл; 2) 30–32° — 2 балла; 3) 28–30° — 3 балла; 4) ниже 28° — 4 балла.

8. Относительная влажность воздуха летом. Как известно (Гудериан, 1979), с ростом относительной влажности воздуха устойчивость растений к действию атмосферных загрязнителей снижается. Следовательно, чем ниже относительная влажность воздуха, тем должен быть выше балл. Вместе с тем, при низкой относительной влажности воздуха растет испарительная концентрация загрязняющих веществ в почве, что, вообще говоря, должно ухудшать условия произрастания растений. Однако, с другой стороны, по большинству тяжелых металлов загрязнение почвы Нижнего Новгорода находится в пределах регионального фона или не очень сильно превышает его (Коломыц и др., 2000). Несомненно, главную роль в ухудшении состояния зеленых насаждений города, в том числе в городских рекреационных зонах, играет загрязнение атмосферы, а не почвы. Соответственно к

относительную влажность воздуха следует рассматривать, прежде всего, с точки зрения воздействия на растения атмосферных загрязнителей.

Исходя из этого, выделено три градации влажности: 1) более 60% — I балл; 2) 40–60% — 2 балла; 3) ниже 40% — 3 балла. Для человека все три градации находятся в «зоне» комфорта.

9. Форма микрорельефа и экспозиция склона, т.е. факторы подстилающей поверхности. Эти факторы сказываются не столько на состоянии зеленых насаждений города, сколько на самочувствии человека, особенно зимой. Поэтому ранжирование геоморфологических факторов построено нами, исходя из их микроклиматической роли в холодную половину года. Согласно градэкологической классификации геоморфологических условий, разработанной Чистяковой (1988), выделены 4 класса состояний подстилающей поверхности. При этом наивысший балл присваивался солнцепечным склонам, где максимальная зимняя инсоляция сочетается со слабой скоростью ветра, а наинизший балл — теневым склонам с повышенными скоростями ветра, а также оголенными вершинами.

Выделены следующие классы: 1) крутые северо-восточные, северные и северо-западные склоны волжского и окского откосов — 1 балл (здесь дискомфорт усиливается преобладающими зимой нисходящими ветровыми потоками); 2) вершины холмов и гряд, а также теневые открытые наветренные склоны оврагов и долин малых рек — 2 балла; 3) плоскоравнинные участки и днища оврагов и долин малых рек, а также западные склоны окского откоса и восточные склоны волжского откоса — 3 балла; 4) юго-западные склоны окского откоса и солнцепечные подветренные склоны оврагов — 4 балла.

10. Факторы поглощения из атмосферы загрязняющих веществ. Как известно (Лейкина, 1984; Смит, 1985; и др.), водные поверхности и растительный покров являются хорошими поглотителями атмосферных загрязнителей. Особенно эффективно в санитарно-гигиеническом отношении сочетание зеленых насаждений с достаточно крупными водоемами. Исходя из этого, нами выделены следующие классы: 1) отсутствие зеленых насаждений и удаленность от крупного водоема (Волги, Оки) более, чем на 500 м — 1 балл; 2) наличие достаточно озелененных улиц и кварталов при удаленности от водоема более, чем на 500 м — 2 балла; 3) побережье реки (в полосе шириной до 500 м) при слабом озеленении или его отсутствии — 3 балла; 4) побережье реки, покрытое редкой древесно-кустарниковой растительностью, или достаточно густая растительность вдали от реки — 4 балла; 5) лесопарковый массив (независимо от удаления от реки) — 5 баллов. В зональных климатических условиях Нижнего Новгорода эти типы местоположений благоприятны и для растительности.

Степень предрасположенности (благоприятности) приземной атмосферы к загрязнению, т.е. уровень ее комфортности, в каждой точке количественно выражалась средневзвешенной суммой баллов по всем десяти факторам. Для получения весовых коэффициентов предварительно был проведен информационный анализ (см. главу 1, раздел 1.5) связей состояния растительности Y с каждым из факторов

(X_1). Состояние древесно-кустарниковой растительности определялось по методу, изложенному в (Лесные..., 1990). В результате были получены нормированные коэффициенты сопряженности $K(Y;X)$, характеризующие силу влияния того или иного фактора на это состояние (табл. 15.2). Выборка для расчетов состояла из 50 точек. Наиболее эффективное воздействие на состояние зеленых насаждений оказывают два микроклиматических фактора: летняя температура воздуха и зимние скорости ветра в циклоническую погоду. Судя по матрицам частных коэффициентов связей, можно сказать, что состояние насаждений ухудшается однозначно по мере снижения летней температуры и роста скорости ветра зимой при прохождении циклонов.

Если не учитывать факторы X_1 и X_2 (их роль в неявном виде присутствует во влиянии факторов соответственно X_3 и X_4), то $\sum K(Y;X) = 1$. Следовательно, описание системы экологических связей набором рассматриваемых факторов можно считать достаточно полным. В качестве весовых коэффициентов мы использовали параметр $K(Y;X)$, предварительно удалив незначимые величины последнего. При объеме нашей выборки порог значимости коэффициента сопряженности равен 0,07 (Митропольский, 1971), поэтому все значения $K(Y;X) < 0,07$ отбрасывались, а оставшиеся коэффициенты снова нормировались.

Незначимыми оказались 4 фактора: ветровые потоки в антициклональную погоду и относительная влажность воздуха в июле (X_2 и X_8), диспозиция точки относительно источников газо-пылевых выбросов (X_5) и степень озеленения самой территории (X_{10}). В итоге, следуя методическому приему (Пузаченко, Скулкин, 1981), мы получили следующий линейный полином, характеризующий зависимость состояния зеленых насаждений города от шести наиболее существенных факторов:

$$Y = 0,184 X_1 + 0,230 X_3 + 0,097 X_4 + 0,159 X_6 + 0,234 X_7 + 0,096 X_9. \quad (15.1)$$

Значения коэффициентов при аргументах этого полинома и были использованы в качестве весовых параметров для получения средневзвешенного балла. Минимальный балл (1,8–2,0) означал наихудшую микроклиматическую ситуацию, т.е. наиболее высокий потенциал атмосферного загрязнения и наименьшую комфортность, а максимальный (3,2–3,4) — наилучшие условия (наиболее низкий потенциал загрязнения при максимальной комфортности).

Следует остановиться на незначимости фактора X_5 — местоположения точки относительно ближайших крупных промпредприятий. Речь идет не об уровне атмосферного загрязнения вообще, а о локальном пространственно дифференцирующем влиянии каждого крупного предприятия на распределение загрязнителей. Несомненно, крупные источники дымовых выбросов (Сормовская и Автозаводская ТЭЦ, асфальто-бетонный завод и др.) вносят приоритетный вклад в фоновое загрязнение городской атмосферы, однако многократная суперпозиция дымовых шлейфов приводит к тому, что вклад каждого отдельного предприятия в загрязнение атмосферы и в соответствующее ухудшение состояния зеленых насаждений в

Таблица 15.2. Нормированные коэффициенты сопряженности $K(X; Y)$ состояния городских зеленых насаждений с микроклиматическими факторами

Фактор	$K(X; Y)$	Фактор	$K(X; Y)$	Фактор	$K(X; Y)$
X_1	0,134	X_5	0,059	X_9	0,070
X_2	0,036	X_6	0,115	X_{10}	0,053
X_3	0,167	X_7	0,170		
X_4	0,071	X_8	0,058		

той или иной точке оказывается весьма неопределенным. Тем не менее некоторая тенденция имеется: ближайшему положению точки с подветренной стороны от предприятий соответствует наихудшее состояние насаждений, а наиболее удаленному — наилучшее состояние.

Исходные районы выделялись с помощью мер сходства (однородности) точек по всему набору рассмотренных выше микроклиматических параметров. С этой целью были рассчитаны меры сходства всех точек, взятых попарно. Различия между мерами сходства точек наблюдались в пределах весьма высоких значений этих мер — при уровнях свыше 0,70–0,90. Ниже уровня 0,70 точки можно считать однородными (неразличимыми), поэтому в дальнейшие анализ необходимо было ввести некоторый критический порог, или порог неразличимости $Z_{\text{крит}}$.

Наш ориентировочный расчет показал, что при разнице в 3–6 баллов между их суммами, т.е. при сдвиге значений на 1 градацию более одной трети признаков, точки имеют коэффициент сходства чаще всего в пределах 0,80–0,85. Приняв величину такого сдвига за порог неразличимости, мы установили $Z_{\text{крит}}$. Для заречной части города он оказался равным 0,85, а для правобережной — 0,80. Это означает, что на возвышенном Правобережье территориальная контрастность микроклиматических условий выражена несколько сильнее, нежели в низинном Заречье.

Все значения мер сходства, которые оказались выше указанных порогов, были затем обозначены цифрой 1, а значения ниже их были сняты с матрицы. В результате образовалась единичная матрица сходства точек, на которой отчетливо обрисовались группы точек, сходные (однородные) по всему набору микроклиматических параметров и факторов при заданном пороге неразличимости. Такие «поля однородности», где более двух третей ячеек были отмечены единицами, послужили «ядрами» выделяемых ареалов однородности. Каждый ареал формировался путем последовательного присоединения к «ядру» участков со все более низкими значениями сходства с «ядром», при сохранении наибольшего сходства между собой. Эта процедура аналогична той, которая изложена в работе (Кобелева, 1985). Для облегчения процесса выделения ареалов однородности использовались матрицы соседства (смежности) точек. Границы ареалов однородности проводились обычно между точками, мера сходства у которых была ниже $Z_{\text{кр}}$. Всего

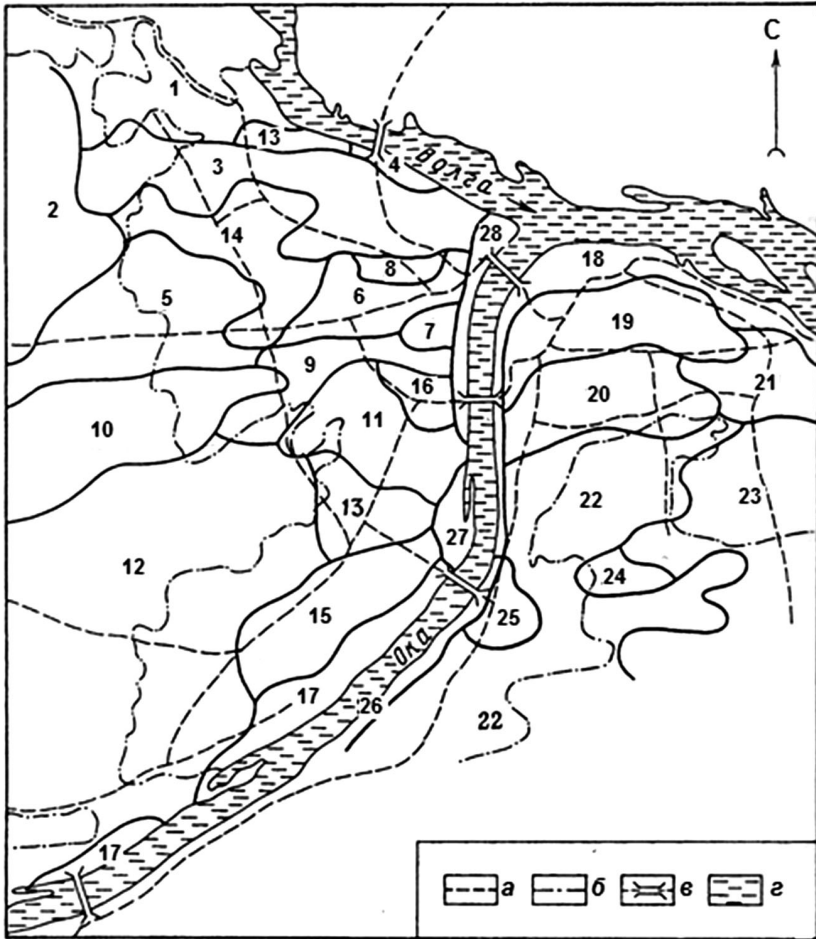


Рис. 15.2. Схема низовых микроклиматических районов (1–28, см. в тексте).

Условные обозначения: а — границы районов; б — граница городской территории; в — основные автотранспортные магистрали и мосты; г — акватории.

было выделено 28 ареалов, которые мы рассматриваем как первичные (низовые) микроклиматические районы (рис. 15.2).

Далее необходимо было установить, насколько выделенные районы различаются между собой по степени благоприятствования микроклиматических условий для роста зеленых насаждений и самочувствия человека. С этой целью мы ввели новый параметр — *индекс комфортности микроклимата* $I(\kappa)$. Для расчета индекса по каждой j -той точке бралась исходная матрица значений баллов всех 10 признаков и вычислялся средневзвешенный балл $P_j(\text{ср})$ по формуле:

$$P_{ij}(\text{ср}) = \sum_{i=1}^{10} \omega_i \cdot P_{ij} \quad (15.2)$$

где $P_{ij}(\text{ср})$ — величина в баллах i -го признака; ω_i — весовые коэффициенты, полученные путем нормирования коэффициентов приема информации. По такой же формуле определялся максимальный средневзвешенный балл $P_{\max}(\text{ср})$, с той лишь разницей, что в этом случае брались наибольшие баллы по всем признакам. В данном случае максимальный средневзвешенный балл оказался равным 3,524. Индекс комфортности находился из соотношения:

$$I(\kappa)_i = P_i / P_{\max}(\text{ср}). \quad (15.3)$$

Наконец, для каждого района (ареала однородности) определялись статистические характеристики индекса комфортности (табл. 15.3), для чего использовалась матрица принадлежности точек к каждому району. Общий уровень комфортности микроклимата оценивался по параметру $I(\kappa)$ следующим образом: 0,59–0,62 — крайне низкий, 0,63–0,67 — умеренно низкий, 0,68–0,72 — пониженный, 0,73–0,77 — средний, 0,78–0,83 — повышенный, 0,84–0,89 — умеренно высокий, 0,90–0,96 — очень высокий. Каждому уровню комфортности соответствует определенная степень предрасположенности микроклиматических условий к загрязнению атмосферы.

15.3.2. Оценка контрастности микроклиматических рубежей

Районирование, как известно, не заканчивается выделением относительно однородных территорий по тому или иному признаку или набору признаков. Определение начальных территориальных единиц одного таксономического уровня — лишь первый, хотя и основополагающий, этап районирования. Одни районы по уровню комфортности могут быть почти одинаковы, другие — сильно различаться. Второй этап районирования состоит в выявлении степени неоднородности микроклиматического поля города и значимости границ между выделенными районами. Речь идет об оценке контрастности полученных межрайонных границ, что должно позволить провести их соответствующее ранжирование и тем самым установить иерархию районов.

Оценка контрастности микроклиматического поля города проведена нами согласно следующему алгоритму.

1. По каждому ареалу однородности микроклиматических условий, т.е. выделенному нами району, вычислялись частоты F_{ik} встречаемости различных градаций каждого признака:

$$F_{ik} = N_{ik} / \sum_{k=1}^n N_{ik}, \quad (15.4)$$

Таблица 15.3. Статистические характеристики индекса комфортности по низовым микроклиматическим районам Нижнего Новгорода

Номера районов	Среднее значение	Стандартное отклонение	Коэффициент вариации, %	Число точек
1	0.730	0.099	14	24
2	0.720	0.085	12	9
3	0.830	0.1	12	25
4	0.920	–	–	3
5	0.810	0.101	12	19
6	0.720	0.099	14	14
7	0.790	–	–	3
8	0.660	–	–	4
9	0.670	0.096	14	16
10	0.740	0.092	12	17
11	0.760	0.078	10	14
12	0.790	0.1	13	81
13	0.730	0.124	17	8
14	0.720	0.095	13	11
15	0.590	0.137	23	16
16	0.600	–	–	2
17	0.720	0.143	20	13
18	0.930	0.087	9	13
19	0.810	0.111	14	11
20	0.850	0.07	8	13
21	0.740	0.07	9	16
22	0.740	0.086	12	69
23	0.740	0.086	12	49
24	0.800	–	–	4
25	0.670	0.046	7	6
26	0.960	–	–	4
27	0.830	0.128	15	9
28	0.940	0.055	6	9

где N_{ik} — число случаев встречаемости k -той градации i -го признака; n — число градаций i -го признака. Приведем для примера матрицы F_{ik} по двум районам Нижнего Новгорода (см. рис. 15.2): району 14 в низинном Заречье, в пределах ко-

того находится парк Сормовского и Московского районов, а также по району 20, расположенному на возвышенном Правобережье (табл. 15.4).

Как видим, в районе 14 комфортность микроклиматических условий снижается летними ветровыми потоками (фактором 2), которые в ряде мест дивергируют над территорией района, способствуя накоплению загрязнителей в приземных слоях воздуха. Еще большее отрицательное воздействие оказывает наличие

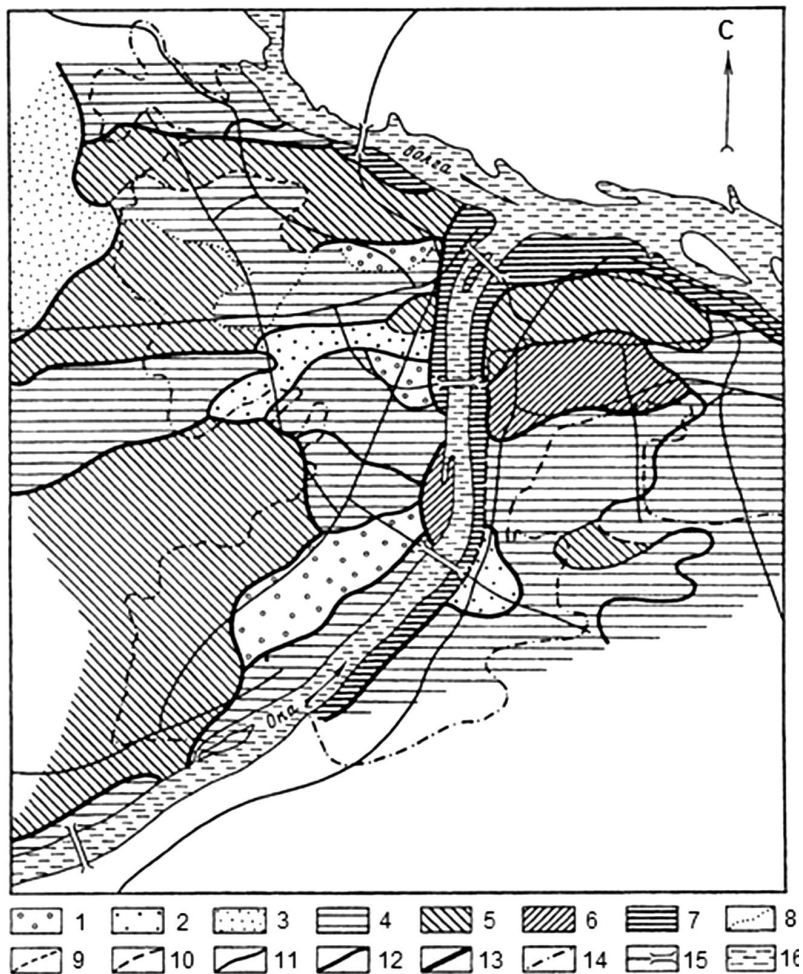


Рис. 15.3. Эколого-микроклиматическая карта Нижнего Новгорода.

Значения индекса комфортности микроклимата: 1 — 0,59–0,63; 2 — 0,63–0,67; 3 — 0,68–0,71; 4 — 0,72–0,77; 5 — 0,78–0,82; 6 — 0,83–0,88; 7 — 0,93–0,96.

Мера контрастности границ районов: 8 — 0,35–0,45; 9 — 0,46–0,55; 10 — 0,56–0,65; 11 — 0,66–0,75; 12 — 0,76–0,85; 13 — 0,86–0,93, 14 — границы городской территории; 15 — мосты и основные транспортные магистрали; 16 — акватории.

обширных промышленных зон (см. рис. 15.1), что определяет повсеместную близость крупных промышленных предприятий (фактор 5). В то же время зимой поле ветровых потоков (фактор 1), с характерными для него конвергентными зонами, способствует выносу и рассеиванию загрязнителей. Комфортность микроклимата района повышается также умеренными летними температурами во время антициклонального состояния воздушных масс (фактором 7).

Району 20 свойственно неблагоприятное сочетание большинства рассматриваемых факторов, в особенности летних ветровых потоков в антициклональную погоду (2), зимней температуры (6) и летней относительной влажности воздуха (8). Однако, как и в районе 14, здесь отчетливо проявляется положительное воздействие на микроклимат зимних ветровых потоков и летней температуры при антициклонах. Приведенные примеры наглядно демонстрируют достаточно пеструю мозаику вклада различных локальных факторов в общую комфортность микроклиматических условий различных частей города.

2. Рассчитывалась векторная мера сходства $S(a,b)$ между ареалами однородности, взятыми попарно (a и b), по частотам различных градаций каждого признака. Поскольку параметры F_{ik} нормированы, величина $S(a,b)$ определялась как логическое пересечение множеств a и b . Расчет проводился по формуле:

$$S(a,b)_i = \sum_{k=1}^n \min [F_{ik}(a), F_{ik}(b)]. \quad (15.5)$$

В результате для каждой пары микроклиматических районов была получена векторная мера сходства — вектор-строка значений $S(a,b)$ по всем десяти факторам. Например, район 14 граничит с ареалами 2, 3, 5 и 6, а к району 20 примыкают ареалы 19, 21, 22 и 26 (см. рис. 15.2). В паре районов 14-3 вектор-строка параметра $S(a,b)$ имеет вид: {0,11 0,22 0,15 0,04 0,11 0,22 0,04 0,19 0,04 1,00}, а в бинарной связке ареалов 14-5 — {0,53 0,05 0,16 0,11 0,05 0,16 0,11 0,33 0,21 1,00}. В первом случае граничащие районы весьма слабо сходны почти по всем микроклиматическим признакам, за исключением фактора озеленения, а во втором — обнаруживается достаточная взаимная близость по факторам зимних полей ветровых потоков в циклоническую погоду и, в меньшей степени, летней относительной влажности воздуха.

Нас интересовала интегральная оценка сходства по всем признакам одновременно, поэтому для каждой пары районов рассчитывалась средневзвешенная мера $S(a,b)_{cp}$:

$$S(a,b)_{cp} = \sum_{i=1}^m \omega_i S(a,b)_i, \quad (15.6)$$

где m — число признаков (факторов). В соответствии с вышеизложенным для признаков 2, 5, 8 и 10 значение весового коэффициента ω_i было принято равным нулю.

3. Наконец, определялся коэффициент контрастности $D(a,b)_{\text{cp}}$ межрайонных границ:

$$D(a,b)_{\text{cp}} = 1 - S(a,b)_{\text{cp}}. \quad (15.7)$$

В соответствии с произведенными расчетами первоначальная схема районирования территории Нижнего Новгорода (см. рис. 15.2) была трансформирована в эколого-микrokлиматическую карту (рис. 15.3), на которой показаны уровни комфортности различных районов и степень контрастности межрайонных границ. Учет обоих признаков позволяет в ряде случаев объединить низовые районы в более крупные территориальные единства — группы районов. Несмотря на преобладание в городе микrokлиматических рубежей с высокой контрастностью ($D(a,b) > 0,75$), такие единства намечаются вполне определенно.

В низменном Заречье можно выделить две группы районов: 1) 5+14 (индустриальные территории Сормовского и Московского административных районов), с $I(\kappa) = 0,81-0,83$, и 2) 11+13 (промышленная зона Канавинского района), имеющие гораздо более низкий индекс комфортности (0,73–0,75). Вместе с тем высокий контраст с окружающими районами ($D(a,b) = 0,86-0,88$) сохраняет обширный район 12 среднего уровня комфортности (0,79), занимающий жилые кварталы Автозаводского административного района с прилегающими юго-западными пригородами. На возвышенном Правобережье города одну большую группу образуют районы 21+22+23, охватывающие преимущественно селитебный и малопромышленный Приокский район и примыкающие к нему восточные

Таблица 15.4. Частоты встречаемости различных градаций (1–5) факторов, определяющих состояние зеленых насаждений и самочувствие человека, в двух микrokлиматических районах Нижнего Новгорода

Номер фактора	Район 14					Район 20				
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
1	0.36	0.10	0.54			0.38	0.08	0.54		
2	0.55	0.18	0.27			0.23	0.69	0.08		
3	0.18	0.27	0.45	0.10				0.38	0.38	0.23
4	0.27	0.45	0.18	0.10		0.08		0.08	0.85	
5	0.36	0.54	0.10				0.77	0.23		
6		0.64	0.36			0.08	0.77	0.15		
7		0.27	0.52	0.28			0.15	0.46	0.38	
8		0.45	0.55			0.46	0.54			
9	0.10	0.36	0.18	0.18	0.18		0.62	0.08	0.23	0.08
10							0.62	0.38		

и юго-восточные пригороды. Несмотря на достаточно высокую контрастность внутренних рубежей (до 0,78), эта группа районов имеет одинаково пониженный уровень комфортности микроклимата ($I(\kappa) = 0,74$). Наконец, следует выделить переходную группу прибрежных районов 18+26+28, как бы объединяющих в единое целое Заречье и Правобережье. Эту группу отличает наиболее высокий уровень комфортности ($I(\kappa) = 0,93-0,96$), обеспеченный активными атмосферными процессами на контакте река-суша, которые рассеивают и нейтрализуют шлейфы загрязняющих веществ.

15.3.3. Экологическая характеристика микроклиматов города

Изложенная последовательность оценки экологических факторов, расчетов и последующего выделения районов города с различным уровнем комфортности микроклимата доступна для широкого применения в эколого-микроклиматическом районировании больших городов. Карты районирования могут служить исходным документом экспрессной оценки остроты экологической ситуации в различных районах промышленного центра. Методика районирования может быть внедрена в систему инженерных расчетов, которые приняты в различных планирующих, производственных и контролирующих органах, а также в комплексном городском проектировании. На карте районирования выделяются территории города с различным уровнем благоприятности для роста зеленых насаждений и самочувствия человека, исходя из чего хозяйственные органы могут намечать первоочередные мероприятия по снижению остроты экологической ситуации в городе.

Беглый анализ карты эколого-микроклиматического районирования Нижнего Новгорода (см. рис. 15.3) и статистических характеристик индекса комфортности показывает, что выделенные районы обладают достаточно высокой целостностью. Об этом свидетельствуют преимущественно низкие коэффициенты вариации параметра $I(\kappa)$ в пределах каждого района — от 6–8 до 13–15%, несмотря на весьма неодинаковый набор точек в выборках. Как общую закономерность следует отметить, что возвышенная правобережная часть города характеризуется в целом более высоким потенциалом приземной атмосферы к самоочищению от техногенных загрязнений, нежели низменная заречная часть. Наиболее благоприятные микроклиматические условия ($I(\kappa) = 0,93-0,94$) складываются в достаточно узкой полосе исторического центра города, выходящей к крутому окско-волжскому откосу, а также на противоположной стороне Оки в районе «Стрелки». Однако в южной полосе Нижегородского административном районе комфортность микроклимата значительно понижена, и здесь есть территории с аномально неблагоприятными условиями — например, район площадей Горького и Лядова.

Территории Советского и Приокского районов свойственны соответственно умеренно высокий и средний уровни комфортности. Аномально неблагоприятное пятно ($I(\kappa) = 0,67$) образует участок транспортной развязки пр. Гагарина и ул. Ларина, с выходом на мост через Оку. Микрорайоны Сахарный и Дубенки, при-

мыкающие к рекреационной зоне «Щелоковский Хутор», так же не отличаются повышенно благоприятным микроклиматом. Аналогичные условия оказываются в зоне садово-огородных участков к югу от микрорайона Щербинки и пос. Черепичного (юго-западная часть ареала 22). Однако соседний крутой окский откос с древесно-кустарниковым покровом отличается максимальными для всего города условиями самоочищения воздуха от загрязнителей ($I(\kappa) = 0,96$).

В низменной заречной части города наблюдается достаточно пестрая картина микроклиматической комфортности на фоне ее более низкого общего уровня (преобладающий $I(\kappa) = 0,72-0,79$). В целом наименее благоприятные условия свойственны большей части промзоны комплекса ГАЗ — здесь $I(\kappa) = 0,59$, т.е. является самым низким для всего города. Второе место по неблагоприятности микроклимата занимает обширная промышленная зона низменного Заречья, включающая центр и северную (жилую) часть Сормовского административного района, с прилегающими территориями Московского района, а также старые промышленные и жилые кварталы Канавинского района ($I(\kappa) = 0,67-0,72$). Таким образом, парк культуры и отдыха Сормовского и Московского районов, послуживший объектом нашего комплексного ландшафтно-экологического исследования (см. ниже), находится в весьма неблагоприятных микроклиматических условиях, усугубляющих негативное воздействие техногенных выбросов на состояние соноволесных экосистем парка.

Вместе с тем на границах промышленных и селитебных территорий уровень комфортности микроклимата часто значительно повышается. Так, достаточно благоприятные микроклиматические условия ($I(\kappa) = 0,79-0,81$) отличают западную преимущественно селитебную часть Московского района, а также обширные жилые кварталы юго-запада Автозаводского района, особенно примыкающие к аэропорту. В этих сравнительно благоприятных микроклиматических условиях оказывается и рекреационная зона Стригинского бора.

В заключение данного раздела необходимо еще раз обратить внимание на один из установленных нами фактов, имеющих, как нам представляется, принципиальное значение для гражданского градостроительства. Как известно, вокруг любого промышленного предприятия создается санитарно-защитная зона определенной ширины, за пределами которой допускается строительство жилых, рекреационных и других объектов социального назначения. Согласно нормативным документам (Охрана..., 1978), ширина санитарно-защитной зоны для предприятий с различным характером производства устанавливается по классам I–V от 50–100 м до 1000 м, т.е. находится в пределах тех же размеров, которые приняты нами в качестве градаций фактора X_5 .

Однако, как было показано выше, диспозиция данной точки по отношению к ближайшему предприятию — источнику газо-пылевых выбросов, не играет существенной роли для условий накопления или, наоборот, рассеивания загрязняющих веществ. Следовательно, с точки зрения экологической безопасности выделение санитарно-защитных зон вокруг промпредприятий и учет их в качестве

нормативов в гражданском строительстве — не более чем иллюзия. Эта слишком простая схема не учитывает всей сложности ситуации с загрязнением городской атмосферы.

Фиктивность экологического значения санитарно-защитных зон вокруг предприятий вытекает не только из результатов проведенной нами эколого-микроклиматической оценки города. Она подтверждается также анализом конкретных полей концентраций загрязняющих веществ. Как будет показано ниже, существует достаточно сильная зависимость состояния зеленых насаждений от концентраций двух приоритетных загрязнителей — SO_2 и пыли. Однако отдельные предприятия, даже весьма крупные, внося существенный вклад в суммарное загрязнение воздушного бассейна, тем не менее не создают собственных очагов аномального локального загрязнения вблизи себя, либо на определенном расстоянии в том или ином направлении. На любом участке городской территории сказывается лишь кумулятивный загрязняющий эффект от многих предприятий, даже весьма отдаленных.

15.4. Моносистемная организация лесных природных комплексов в урбанизированной среде

До сих пор остаются слабо разработанными научно-методические вопросы применения информационных моделей для комплексной оценки техногенной трансформации природных экосистем, для выявления основных антропогенных сдвигов в межкомпонентных связях при тех или иных типах воздействий. Ниже излагается проведенный нами опыт такой интегральной оценки преобразования природного комплекса в условиях урбанизированной среды. Результаты анализа должны быть весьма показательными, ибо, как известно (Герасимов, 1976б), именно в городах взаимодействие природы и общества разворачивается с наибольшей силой и динамичностью, с далеко идущими последствиями.

15.4.1. Объекты исследования и исходные материалы

В качестве объектов исследования использованы три экспериментальных полигона. Из них два первые расположены в низменной заречной части Нижнего Новгорода (см. рис. 15.1): 1) лесопарковый массив «Стригинской Бор», имеющий достаточно высокую рекреационную нагрузку при относительно слабом загрязнении природных сред (Природный..., 2000); 2) парк культуры и отдыха Сормовского и Московского районов, находящийся под сильным геохимическим воздействием окружающих его промышленных предприятий и автотранспортных магистралей, а также под воздействием рекреации. В качестве спонтанного эталона для сравнения использован третий полигон — участок заповедника «Керженский», находящегося в 50 км к северо-востоку от Нижнего Новгорода на территории Низменного Заволжья в аналогичных с двумя первыми полигонами геолого-геоморфологических и

биоклиматических условиях. В дальнейшем при сравнительном анализе моносистемной организации лесных экосистем в Керженском заповеднике, Стригинском бору и Сормовском парке будем условно именовать объекты исследования соответственно как природные комплексы ПК-1, ПК-2 и ПК-3.

Керженский заповедник (ПК-1) по лесорастительному районированию Нечерноземного Центра С.Ф.Курнаева (1982) входит в южную полосу зоны смешанных лесов. Сам же эталонный полигон расположен на стыке двух физико-географических районов Среднего Поволжья (Ступишин, 1964): 1) с севера — Семеновско-Волжского флювиогляциально-равнинного песчано-суглинистого широколиственно-еловых лесов и 2) с юга — Нижне-Керженецкого песчано-равнинного сосновых и сосново-дубравных лесов, с фрагментами дюнного рельефа. На полигоне господствует полого волнистый и плоский, трансаккумулятивный и аккумулятивный субгидроморфный и гидроморфный вид ландшафтов подтаежных задровых полей: еловых и сосновых кустарничково-травяно-моховых лесов в сочетании с болотами (Коломыц, 2005). Пограничное положение полигона обусловило четко выраженную контрастность почвообразующего субстрата (суглинки–супеси–пески) — консервативного фактора, играющего ведущую дифференцирующую роль в природных комплексах (ПК) топологического уровня. С другой стороны, территория полигона еще не адаптировалась к условиям заповедного режима, поэтому лесные фитоценозы здесь находятся в различных стадиях эндодинамных смен после их нарушения вырубками, выпасом и распашкой земель. По этой причине важным ландшафтообразующим фактором здесь служит та или иная сукцессионная стадия, со свойственными ей флористическими и ценоотическими особенностями древостоя, подлеска и напочвенного растительного покрова. Группы биогеоценозов полигона «Керженец» кратко охарактеризованы в табл. 5.1.

Стригинский бор (ПК-2) расположен в Балахнинской низине, преимущественно на первой и второй надпойменных террасах песчаной древнеаллювиальной равнины по левобережью Оки (см. рис. 15.1). Общая площадь рекреационной зоны — 179 га, лесопокрытая площадь составляет 122 га. Преобладают сосновые леса, представленные несколькими типами. Среди них следует отметить бор брусничник, бор черничник, бор вейниковый (с вейником наземным), бор папоротниковый (орляковый), бор ракитниковый (с присутствием в подлеске степного кустарника ракитника русского). Сосняки преимущественно одноярусные, с единичной березой, иногда — осинкой. Сосны имеют высоту до 20–30 м, диаметр ствола — от 35 до 98 см. Возраст их колеблется от 80–100 до 150–180 лет.

Среди соснового леса в микропонижениях встречаются тростниково-осоково-сфагновые болотца, где произрастают осока вздутая, пушица многоколосковая, тростник, белокрыльник, вейник сероватый, кизляк кистецветный. Незначительные площади лесного массива занимают вторичные березняки и осинники. В пределах высокой поймы и первой надпойменной террасы встречаются низкорослые дубняки с травостоем из сныти, пролесника многолетнего, колокольчика широко-

лиственного и других неморальных видов. Встречаются также беспорядочные посадки тополя бальзамического, ясеня, клена американского, групповые и одиночные посадки яблони и кустарников — желтой акации, пузыреплодника, бузины.

Сормовский городской парк (ПК-3) находится в той же низинной части Нижнего Новгорода (см. рис. 15.1). Парк площадью 131 га был открыт в 1935 г. Он заложен в заболоченной пойме р. Параши — притока р. Левинки, впадающей в Волгу, на участке естественного соснового бора «Дарьинский лес», с элементами аллювиально-эолового (дюнного) микрорельефа. Первоначально были проведены мелиоративные осушительные работы в наиболее низменной, заболоченной части парка. В 1934 г. созданы главные аллеи парка, с разнообразным ассортиментом декоративных древесных и кустарниковых пород. До настоящего времени Сормовский парк имеет большую рекреационную ценность и служит местом отдыха жителей прилегающих районов.

Насаждения парка разновозрастны, преобладающий возраст древесных пород — 35–50 лет. Основная часть парка представлена 50–55-летними древостоями — главным образом сосновыми, посаженными в годы создания парка. Среди лиственных пород преобладают тополь, береза и клен. Из уцелевших естественных насаждений парка сохранились редкие 95-летние сосны и единичные дубы (в пойменной части парка). В парковом массиве около 36% составляют высокосомкнутые насаждения (сомкнутость крон — 0,6–1,0) и до 34% — малосомкнутые (0,3–0,5). Центральная часть парка занята преимущественно лиственными декоративными породами, среди которых преобладают: клен ясенелистный, береза бородавчатая, липа мелколистная, тополь бальзамический, ясень зеленый, вяз гладкий, осина, яблоня и др. Сосна обыкновенная здесь составляет не более 12% от числа древостоев.

В подлеске доминируют следующие кустарники: рябинник рябинолистный, роза морщинистая и колючейшая, карагана кустарниковая, сирень обыкновенная и венгерская, спирея дубраволистная, ирга круглолистная, барбарис обыкновенный и др. В напочвенном растительном покрове распространены луговые и сорные травы (полынь, лебеда, крапива, вейник наземный, костер безостый, пырей ползучий и др.). В междюнных понижениях встречаются заросли бузины, посадки которой проводились в 30-е годы с почвозащитной целью.

В Стригинском бору и Сормовском парке выделены по пять групп лесных биогеоценозов, краткая характеристика которых приводится в табл. 15.5.

Для построения информационных моделей на полигонах «Стригинский Бор» и «Сормовский парк» в 1992 г. нами были проведены крупномасштабные (масштаб 1 : 25 000) ландшафтно-экологические съемки по методике, изложенной в Главе 1. Ранее (в 1987 г.) аналогичная съемка была выполнена на полигоне «Керженский». На каждом полигоне в течение 12–15 дней производился съем информации в 50–55 лесных биогеоценозах (ландшафтных фациях, пробных площадях) по 60–70 параметрам их состояния. Пробные площади охватывали преимущественно коренные биогеоценозы, с климаксовой (или близкой к ней) растительно-

Таблица 15.5. Краткая характеристика лесных топогеосистем экспериментальных полигонов в Заречной части Нижнего Новгорода

Номера групп биогеоценозов	Экспериментальные полигоны	
	Стригинский бор	Сормовский парк
1	Сосняки злаково-разнотравные и лишайниковые вершин песчаных холмов и выпуклых склонов, ТЭ и Э	Сосняки и тополевники вейниковые вершин песчаных дюн и выпуклых склонов, Э, ТЭ и Т
2	Сосняки брусничные и зеленомошные привершинных ровных и полого-выпуклых склонов, ТЭ и Т	Сосняки, с березой, злаково-разнотравные слабо выпуклых и ровных склонов, Э и Т
3	Сосняки майнико-черничные и папоротниковые средних частей склонов и слабо выраженных ложбин, ТА	Сосняки крупнозлаковые, крапивно- и пырейно-кострецовые плоских водоразделов и западин, Т, ТА и А
4	Сосняки черничные и зеленомошные нижних частей склонов и днищ ложбин, ТА, А	Сосняки крупнозлаково-, малиново- и бузиново-крапивные междюнных ложбин и западин, А, ЭА и ТА
5	Сосняки чернично-долгомошные подножий склонов, полузамкнутых понижений и ложбин стока, А и ЭА	Сосняки бузиново- и злаково-рудеральные междюнных понижений, ложбин и плоских междуречий, ЭА и А

стью, однако на эталонном полигоне «Керженский» в массив эмпирических данных вошли основные сукцессионные стадии лесных фитоценозов.

Приведем перечень измеренных и расчетных признаков, использованных нами при моделировании.

А. Геоморфологический блок

1 — тип местоположения, МП;

2 — форма микрорельефа;

3 — экспозиция склона.

Б. Почвенный структурный блок

4 — мощность лесной подстилки (почвенного горизонта A_0), $h_{лп}$, см;

5 — мощность почвенного горизонта A_1 , $h(A_1)$, см;

6 — мощность гумусового профиля (горизонтов $A_1+A_1A_2$), $h(A_1+A_1A_2)$, см;

7 — мощность почвенного горизонта A_2 , $h(A_2)$, см;

8 — глубина оподзоливания, $Z(A_2B)$, см;

9 — отношение почвенных горизонтов A_0/A_1 ;

10 — отношение почвенных горизонтов A_1/A_2 ;

11 — мощность почвенного горизонта В, $h(B)$, см;

12 — отношение почвенных горизонтов $(A_1+A_2)/B$;

13 — информационная мера сложности почвенного профиля, $H_{ин}$.

В. Фитоценотический структурный блок

- 14 — группы ландшафтных фаций (биогеоценозов);
 15 — полнота леса (по массе древостоя);
 16 — возраст основной лесообразующей породы;
 17 — бонитет лесного фитоценоза;
 18 — средняя высота древостоя (I яруса), м;
 19 — средняя высота подроста, м;
 20 — средняя высота подлеска, $h_{подл}$, м;
 21 — количество подроста хвойных, $N_{хв}$, (тыс.шт./га);
 22 — количество подроста лиственных (тыс.шт./га);
 23 — количество подлеска (тыс.шт./га);
 24 — проективное покрытие напочвенного растительного покрова, %;
 25 — максимальная высота травостоя, $h_{тр}$;
 26 — экологические группы напочвенного покрова (поверхностное увлажнение эдафотопы), ЭГ;
 27 — ценотические группы напочвенного покрова (и в целом лесного фитоценоза), ЦГ;
 28 — экологическое разнообразие травостоя, $H_{эко}$;
 29 — ценотическое разнообразие травостоя, $H_{цен}$;
 30 — флористическое разнообразие травостоя, $H_{фло}$.

Г. Фитоценотический функциональный блок

- 31 — запас древесины (т/га), BD ;
 32 — скелетная масса подроста и подлеска (т/га), BB ;
 33 — скелетная древесно-кустарниковая фитомасса (т/га), BS ;
 34 — общая зеленая фитомасса (т/га), BV ;
 35 — зеленая масса напочвенного покрова (т/га), BG ;
 36 — показатель вертикального распределения зеленой массы, $П_{рзм}$;
 37 — общая живая надземная фитомасса (т/га), BL ;
 38 — общая живая фитомасса (надземная и подземная, в т/га), BC ;
 39 — масса лесной подстилки (т/га), ML ;
 40 — общая годовая продукция лесного фитоценоза (т/га в год), PC ;
 41 — годичный прирост стволовой древесины (т/га в год), PS ;
 42 — общая годовая продукция зеленой массы (т/га в год), PV ;
 43 — отношение продуктивности к фитомассе, $KE = PC/BC$;
 44 — аллометрический коэффициент, KA ;
 45 — коэффициент годового оборота фитомассы, KR ;
 46 — показатель жизненности фитоценоза, $П_{жф}$;
 47 — коэффициент годичной деструкции фитомассы, $KY = ML / PV$;
 48 — индекс упругой устойчивости лесного фитоценоза, $I_{уст}$.

Д. Ландшафтно-геофизический блок

- 49 — сомкнутость крон, %;
 50 — температура почвы на глубине 30 см, t_{30} ;

- 51 — температура почвы на глубине 50 см, t_{50} ;
 52 — температура почвы на глубине 70 см, t_{70} ;
 53 — влажность почвы на глубине 25-30 см, W_{30} , %;
 54 — влажность почвы на глубине 50 см, W_{50} , %;
 55 — влажность почвы на глубине 70 см, W_{70} , %;
 56 — запасы влаги в слое почвы 1 м, $(W-100)$, мм.

Е. Дополнительные признаки

- 57 — механический состав почвообразующих пород, MC_{mm} ;
 58 — температура почвы на глубине 100 см, t_{100} ;
 59 — влажность почвы на глубине 100 см, W_{100} ;
 60 — индекс конкурентоспособности лесного сообщества, $ИКС$.

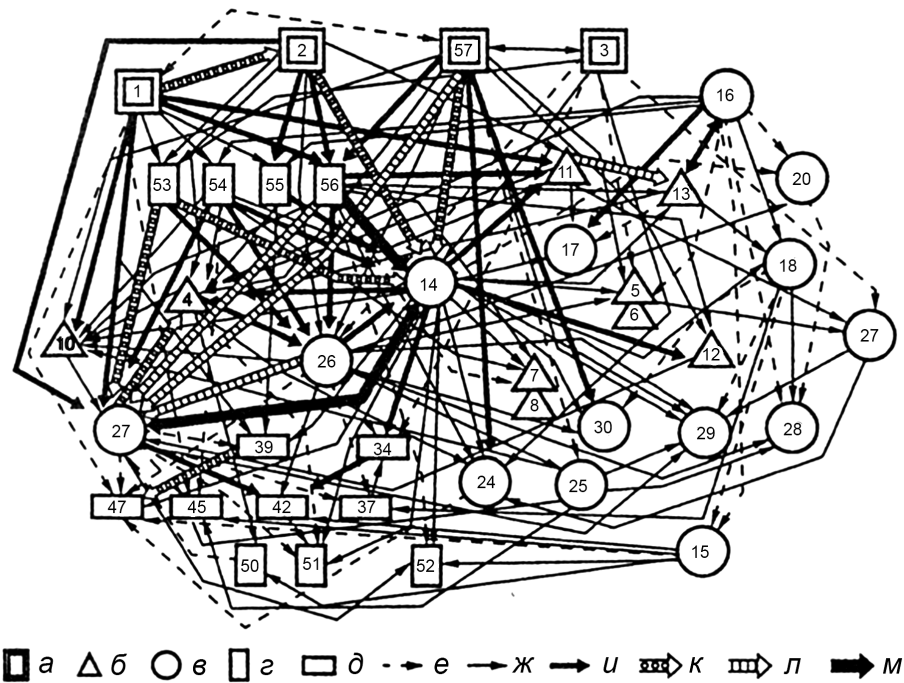


Рис. 15.4. Структурная информационная модель межкомпонентных связей лесных экосистем заповедника «Керженский».

Компонентные блоки: а — абиотический блок независимых переменных; б — почвенный морфологический блоу; в — фитоценотический структурный блок; г — гилротермический блок; д — фитоценотический функциональный блок.

Нормированные коэффициенты сопряженности: е — 0,071–0,100; ж — 0,101–0,150; и — 0,151–0,200; к — 0,201–0,250; л — 0,251–0,300; м — более 0,300.

Обозначения геокомпонентных признаков (цифры внутри значков) см. в тексте.

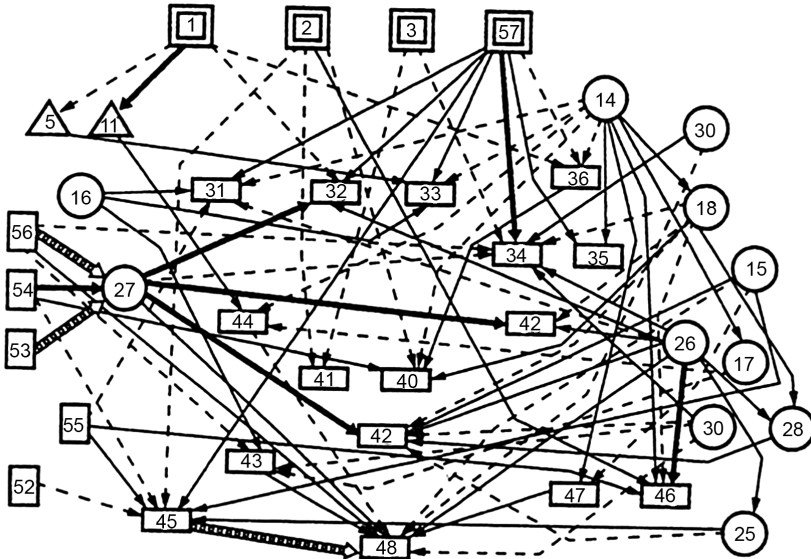


Рис. 15.5. Функциональная информационная модель межкомпонентных связей в лесных экосистемах заповедника «Керженский». Условные обозначения те же, что и на рис. 15.4.

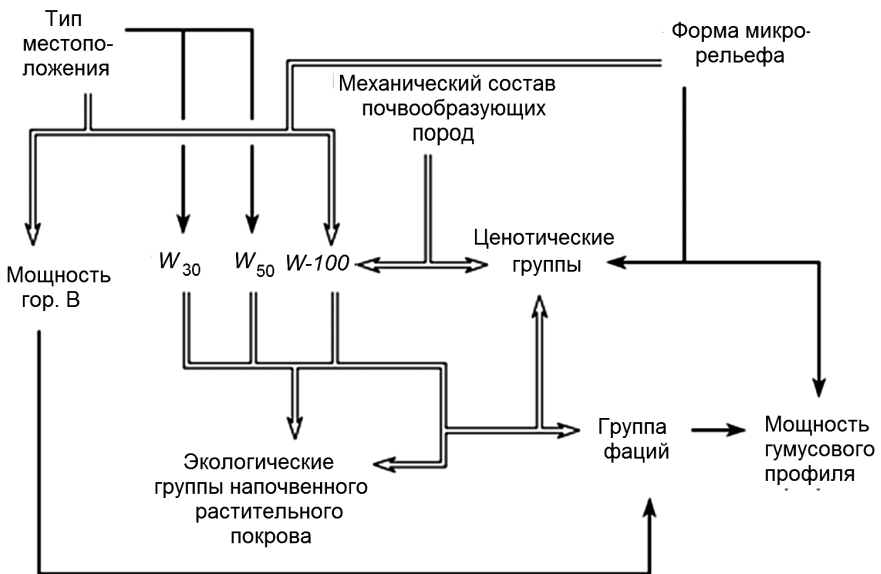


Рис. 15.6. Литогенная основа как исходный фактор моносистемной организации лесных топогеосистем в заповеднике «Керженский». Условные обозначения: W_{30} и W_{50} — влажность почвы на глубинах 30 и 50 см.

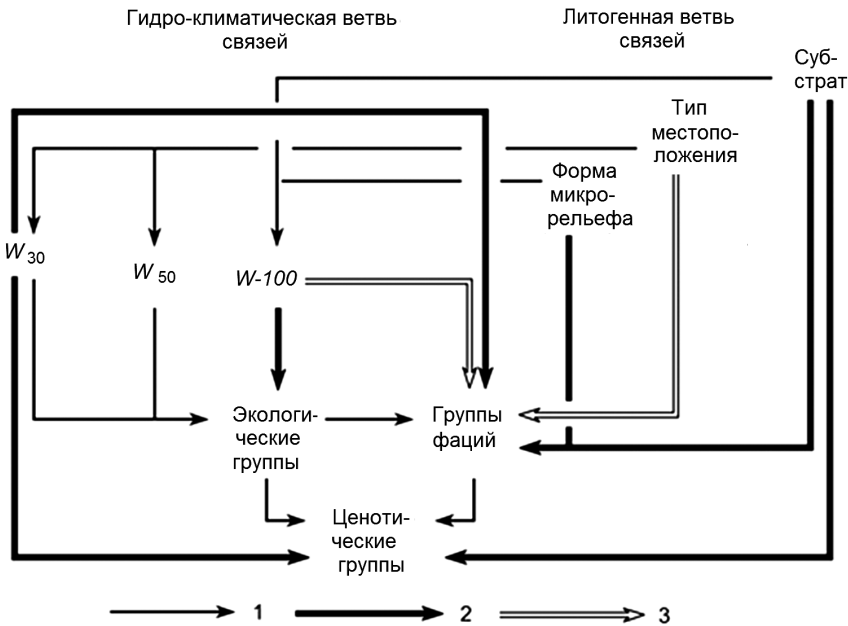


Рис. 15.7. Схема цепных реакций геокомпонентов в лесных экосистемах заповедника «Керженский».

Условные обозначения: $W-100$ — запас влаги в метровом слое почвы. Нормированные коэффициенты сопряженности $K(A;B)$: 1 — $0,077-0,120$; 2 — $0,121-0,170$; 3 — $0,170-0,216$. Тип местоположения (признак 1) в этой схеме не рассматривается, так как он использован при диагностике самих групп фаций. Остальные обозначений те же, что и на рис. 15.6.

В массиве эмпирических данных ведущее место занимают параметры различных фитомасс: живых и мертвых, надземных и подземных, древесных и зеленых и т.п. Они служат определенными звеньями-индикаторами малого биологического круговорота, который в наиболее ярком виде выражает сущность биогеоэкологической организации, а также механизмы реакции лесных гео(эко-)систем на антропогенные воздействия (см. главу 1, раздел 1.4).

15.4.2. Межкомпонентные связи в лесных геосистемах вне зоны урбанизации

Общие информационные модели топогеосистем ПК-1 представлены в виде орграфов (рис. 15.4 и 15.5). Структурная модель, в отличие от модели функциональной, охватывает наибольшее число геокомпонентных признаков, поскольку в ней отображены результаты не только современных, но и прошлых природных взаимодействий. Абсолютными эдификаторами геосистем локального уровня яв-

ляются признаки литогенной основы, или морфолитогенная «память» ландшафта, по терминологии (Солнцев, 1981а): тип местоположения (признак 1), форма микрорельефа (2) и механический состав почвообразующих пород (57). При этом, микрорельеф и почвообразующий субстрат весьма слабо коррелируют между собой ($K(A;B) \leq 0,08$), что позволяет считать эти признаки взаимно независимыми. В условиях равнинного рельефа роль экспозиции склона (признака 3) и его крутизны выражена гораздо слабее.

Признаки литогенной основы предопределяют основную структурную схему межкомпонентных связей (рис. 15.6). Это касается прежде всего, локальной дифференциации гидрологического режима территории, который представлен на структурной модели влажностью почвы на различных глубинах и общим влагосодержанием почво-грунтов (признаками 53–56). В зависимости от геоморфологических условий летняя влажность почвы варьирует от 3–7 до 35–40%, а влагосодержание в ее метровом слое — от 740–800 мм до 4500–5000 мм. В целом влажность почво-грунтов однозначно возрастает при переходе от возвышенных участков междуречий (ТЭ и Э местоположений) к слабо дренируемым понижениям и днищам речных долин (ЭА и САq местоположениям, а также при смене песчаного субстрата на супесчаный, а затем легко- и среднесуглинистый.

С другой стороны, водный режим почво-грунтов является входным каналом внешних антропогенных воздействий (вырубки лесов, гидромелиораций, выпаса и рекреации, урбанизации), ведущих в большинстве случаев к тотальной аридизации территории. Так или иначе, почвенно-гидрологические признаки служат первоочередными ретрансляторами — первым эшелонем преобразования и передачи информационных сигналов вглубь иерархии ландшафтных связей.

Эти сигналы концентрируются на втором эшелоне переработки структурной информации, который представлен, прежде всего, поверхностным увлажнением эдафотопы, индицируемым экологическими группами напочвенного растительного покрова (признаком 26, см. рис. 15.4). По мере роста влажности почво-грунтов наблюдается смена доминантов мохо-травяного покрова: от мезо-ксерофитов до гигрофитов. Вместе с тем, проявляется и прямое, хотя и более слабое, влияние геоморфологических условий на увлажнение эдафотопы. На выпуклых (рассеивающих) формах микрорельефа преобладают мезо-ксерофиты, на ровных пологих склонах — мезофиты, а в междуречных понижениях и в ложбинах стока — мезо-гигрофиты и гигрофиты. Влияние же самого почвообразующего субстрата не столь однозначно. Средние и тяжелые суглинки образуют преимущественно сырые и мокрые эдафотопы с мезо-гигрофитами, между тем как на песках могут формироваться как мокрые, так и сухие (с ксерофитами) местообитания.

Во втором эшелоне движения и переработки структурной информации особое место занимают две отмеченные выше комплексных гео(эко-)системные характеристики: 1) группы ландшафтных фаций (признак 14) и 2) ценотические группы напочвенного покрова (признак 27). К ним направлено максимальное количество не только значимых, но и наиболее сильных связей (см. рис. 15.4). Это позволя-

ет рассматривать их как наиболее обобщенные индикаторы состояния природных экосистем.

В системе цепных реакций групп ландшафтных фаций и фитоценологических формаций на изменения транзитно-динамических и консервативных факторов можно выделить наиболее высокие значения сопряженности (рис. 15.7). Как видим, пространственная дифференциация локальных геосистем на юге подтаежной зоны обусловлена тремя абиотическими факторами (перечислены в порядке уменьшения их значимости): запасами летней влаги в почво-грунтах (в том числе влажностью верхних горизонтов почвы), мехсоставом почвообразующих пород и формой микрорельефа. Следует подчеркнуть при этом феноменально сильное локально-дифференцирующее влияние летнего влагосодержания почво-грунтов ($K(A;B) = 0,331$), которое в значительной мере определяет также общую фитоценологическую структуру топогеосистем (ценологические группы, $K(A;B) = 0,211$). Эта транзитно-динамическая ветвь связей представляет для нас как раз наибольший интерес, поскольку она служит основным проводником внешних воздействий, в том числе антропогенных.

Третий эшелон структурных межкомпонентных связей образуют, с одной стороны, морфологические свойства почвы (мощности горизонтов A_1 , A_2 и B — признаки 5, 6, 7, 8, 11) и их производные (признаки 9, 10, 12, 13), а с другой, — характеристики напочвенного покрова (проективное покрытие и максимальная высота травостоя, а также его экологическое, ценологическое и флористическое разнообразие — признаки 24, 25, 27–30). Эта схема обусловлена микрорельефом, поэтому весьма устойчива во времени, и вполне правомерно полагать, что гидротермические поля, благодаря своему кумулятивному эффекту, предопределяют соответствующие топологические различия в строении вертикального почвенного профиля.

Наконец, четвертый, заключительный эшелон межкомпонентных связей, представлен двумя группами параметров: 1) температурами почвы на различных глубинах (признаками 50–52); 2) характеристиками функционирования лесной экосистемы — годичной продукцией зеленой массы (42), коэффициентом оборота надземной фитомассы (45) и коэффициентом годичной деструкции (47). Все эти параметры являются результирующими индикаторами состояния лесной экосистемы.

Главные черты функциональной организации природного комплекса описываются, как известно, параметрами внутреннего оборота и баланса органического вещества в его почвенно-биотическом ядре (Арманд, 1967; Нэф, 1968; Сочава, 1978; Беручашвили, 1990; и др.). Именно биопродукционный процесс и связанный с ним малый биологический круговорот оказываются теми фундаментальными свойствами, которые экосистема стремится сохранить относительно постоянными как ядро своей устойчивости, варьируя другими параметрами — переменными своего состояния. Таков общий механизм гомеостаза — процесса саморегуляции экосистемы, направленный на сохранение ее качественной

определенности в условиях как импульсных, так и перманентных внешних воздействий (Сочава, 1978; Герасимов, 1985; Арманд, 1993; и др.).

Как показывает общая функциональная модель (см. рис. 15.5 и рис. 15.6), лесные экосистемы имеют в целом гораздо более низкий уровень функциональной организации по сравнению с организацией структурной. Обнаруживается в целом слабая территориальная сопряженность запасов древесины, живой скелетной, суммарной живой надземной и зеленой массы, а также общей живой фитомассы с основными абиотическими факторами.

Нормированные коэффициенты сопряженности остаются в пределах 0,08–0,15, лишь в отдельных случаях достигая 0,17–0,19. То же самое можно сказать и в отношении связей характеристик продуктивности и кругооборота растительного вещества с различными экологическими факторами. Абсолютно преобладают низкие и очень низкие значения пространственной сопряженности этих параметров функционирования хвойнолесных экосистем не только с факторами абиотической среды, но и с большинством структурных характеристик самого фитоценоза. Значения параметра $K(A;B) \leq 0,10$ –0,12 и, как правило, едва превышают уровень значимости этого коэффициента.

Аналогичные выводы были получены нами ранее для спонтанных и рекреационных лесов малого промышленного центра в Окско-Тешинском полесье (экспериментальный полигон Выкса), что на юго-западе Нижегородской области (Коломыц и др., 1993). Таким образом, установленная для крупных зонально-региональных природных комплексов тенденция снижения степени связанности признаков в направлении от абиотических факторов к биотическим структурным и далее к функциональным признакам (Пузаченко, Скулкин, 1981) подтверждается и для локальных гео(эко-)систем.

По-видимому, такова общая закономерность структурно-функциональной организации биосферы и ее частей. При этом, необходимо подчеркнуть весьма сложный и неоднозначный характер взаимоотношений структуры и функционирования природной экосистемы, с наличием зарегулированных обратных связей. Очевидно, что структурные характеристики гео(эко-)системы, формирующиеся в процессе ее предшествующего развития, так или иначе являются результатом функционирования, однако текущие функциональные параметры в значительной мере определяются данной фитоценотической структурой.

Характерно, что наиболее сильное дифференцирующее воздействие на запасы фитомасс оказывают консервативный фактор литогенной основы ландшафта — почвообразующий субстрат (признак 57). Почвенно-грунтовое увлажнение как фактор динамический воздействует гораздо слабее, что подчеркивает определенную автономность продукционных процессов в лесных экосистемах от гидротермических условий. Гидрологические факторы по-разному влияют на запасы живых фитомасс. Поверхностное увлажнение эдафотопы наиболее эффективно воздействует на общую зеленую массу, между тем как глубина залегания грунтовых вод — на живую скелетную надземную фитомассу.

Весьма отчетливая «привязка» ландшафтных фаций и ценоотических групп леса (признаков 14 и 27) к двум абиотическим факторам: почвенно-грунтово-му увлажнению и мехсоставу почвообразующего субстрата (признакам 56 и 57, см. рис. 15.4), — позволяет считать, что все они находятся в состояниях *эдафических климаксов*, по Ю. Одуму (1986), либо на определенной стадии движения к своему климаксу. При этом кисличные и разнотравно-зеленомошные ельники и неморально-травяные дубо-липняки образуют зонально-эдафический класс, в котором первые образуют плакорный тип климатического климакса, а вторые — тип пойменно-террасно-эдафический с псевдоклиматическим климаксом. Среди ценоотических групп леса им отвечают таежная и дубравная группы.

Остальные природные комплексы располагаются по градиенту литоморфности–гидроморфности. При этом, сосняки всех категорий входят в лито-эдафический (боровый) класс, состоящей из двух типов: а) эдафо-ксероморфного и б) эдафо-мезоморфного. Наконец, кустарничково-сфагновые хвойно-лиственные фации переувлажненных западин и долин образуют гидро-эдафический (лесо-болотный) класс, состоящей так же из двух типов: а) олиготрофного и б) евтрофного.

Особое место в факторально-динамическом ряду занимают, по-видимому, гео(эко-)системы лесо-луговой ценоотической группы, занимающие по степени эдафического увлажнения промежуточное положение между таежной и лесо-болотной группами. Лесо-луговые природные комплексы мы относим к интразональному классу.

15.4.3. Лесная подстилка как индикатор функционирования экосистемы

Лесная подстилка, как известно (Морозов, 1949; Дылис, 1978, Глазовская, 1988; и др.), является резервным фондом лесной экосистемы, своего рода пропускным каналом, существенно определяющим скорость малого биологического круговорота и, соответственно, упругую, по Ю. Одуму (1975), устойчивость экосистемы. Через мощность (признак 4, см. рис. 15.4) и массу (признак 39) лесной подстилки проходит значительное число умеренных, и даже сильных связей, причем не только входных, но и выходных, указывающих на свойство подстилки как внутреннего эдификатора. Лесная подстилка оказывается ярким интегральным показателем состояния природного комплекса, в том числе интенсивности круговорота первичного органического вещества. Она создает многоконтурную систему цепных реакций в лесном природном комплексе (рис. 15.8). Испытывая влияние всего комплекса эколого-ценоотических факторов, подстилка оказывающего в то же время обратное воздействие на увлажнение эдафотопы и температуру почвы, а через эти параметры — на фитоценоотическую структуру лесной экосистемы.

Мощность и масса лесной подстилки создаются как соотношение прихода органического вещества с опадом и мелким отпадом, с одной стороны, и расхода его при разложении и последующем переходе в гумусовый горизонт, — с другой.

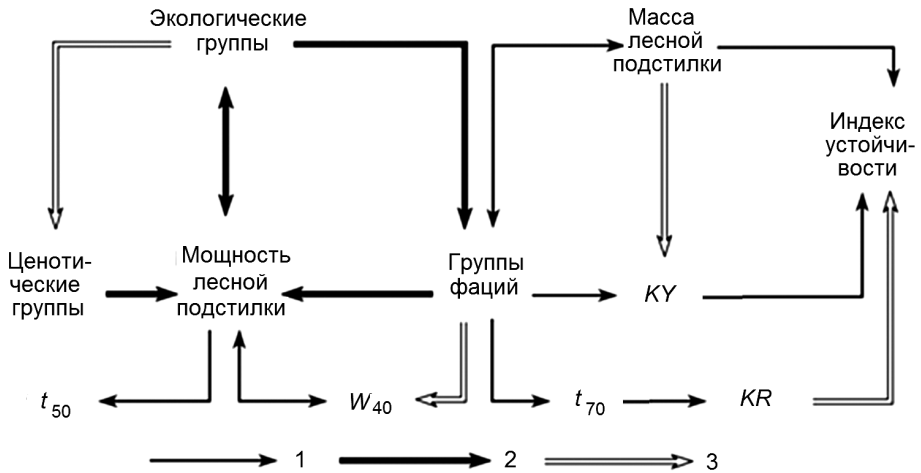


Рис. 15.8. Схема цепных реакций в лесной экосистеме с участием лесной подстилки (заповедник «Керженский»).

Условные обозначения: t_{50} и t_{70} — температура почвы на глубинах 50 и 70 см; W_{50} — влажность почвы на глубине 40 см; KR и KY — коэффициент годового оборота надземной фитомассы и подстилично-опадный индекс. Нормированные коэффициенты сопряженности $K(A/B)$: 1 — 0,093–0,150; 2 — 0,151–0,200; 3 — 0,201–0,255.

Эмпирически доказано (Коломыц и др., 1993), что в данном соотношении ведущую регулирующую роль играет не скорость создания новой зеленой и скелетной массы, а интенсивность разложения и гумификации мертвого органического вещества. Это отвечает общим теоретическим представлениям экологии (в соответствии с правилом Либиха) о закономерном отставании процессов гетеротрофной утилизации мортмассы от процессов автотрофного биогенеза (Одум, 1986). Косвенным подтверждением указанного положения служит и данный материал. Например, зависимость коэффициента KY от параметра ML почти в три раза сильнее, чем от годичной продукции зеленой массы (мера $K(A/B)$ равна соответственно 0,245 и 0,088).

В спонтанных условиях лесная подстилка формируется достаточно большим множеством примерно одинаково, но не сильно действующих литогенных и почвенно-гидрологических факторов ($K(A/B) = 0,103–0,169$): формы микрорельефа, влажности отдельных горизонтов почвы и ее общего влагосодержания. Полученный эмпирический материал позволил использовать важное свойство лесной подстилки как интегрального показателя сбалансированности созидательной и детритной ветвей малого биологического круговорота для общей количественной оценки *степени оптимальности функционирования лесного биогеоценоза* при тех или иных абиотических и ценоотических факторах. С этой целью нами принято (Коломыц и др., 1993), что максимальная сбалансированность биологического

круговорота должна иметь место при массе лесной подстилки 10–15 т/га, или ее мощности в пределах 2–6 см. В таких интервалах своих значений массы и мощности лесная подстилка оказывает также наибольшее положительное влияние на развитие нижних ярусов лесного фитоценоза, в том числе на возобновление и подрост сосны. Проведенная факторная оценка дала следующие результаты.

Для задровых полесий зоны смешанных лесов Волжского бассейна оптимум функционирования хвойнолесных экосистем наблюдается при сочетании нижеследующих граничных условий: 1) ровные полого наклонные склоны с транзитными и трансаккумулятивными местоположениями; 2) почвообразующий субстрат не тяжелее легкого суглинка; 3) влажность верхних и средних горизонтов почвы 3–10%, а нижних до 15–20%, при общем запасе влаги в метровом слое почво-грунтов 900–2000 мм; 4) мезоморфный и ксеро-мезоморфный классы поверхностного увлажнения эдафотопы; 5) 50–70-летние хвойные древостои с полнотой 0,5–0,8.

Указанные условия могут наблюдаться в большинстве лесных природных комплексов Керженского заповедника, за исключением элювиально-аккумулятивных и супераккумулятивных долгомошно-сфагновых сосняков, ельников и ольшаников как с олиготрофным, так и евтрофным заболачиванием.

15.4.4. Лесные экосистемы городского парка в условиях техногенного загрязнения

Нами проведено санитарно-гигиеническое зонирование территории Нижнего Новгорода, с использованием показателя промышленного загрязнения атмосферы — $K_{\text{атм}}$ (Коломыц и др., 2000). Последний рассчитывался как интегральное соотношение разовых и предельно допустимых концентраций четырех приоритетных загрязнителей воздуха: двуокиси серы, окиси углерода, окислов азота и пыли (Косариков и др., 1992). Выделены 4 зоны с различным уровнем атмосферного загрязнения. Как и следовало ожидать, в целом низинная левобережная часть города, где расположены основные промпредприятия и наиболее напряженные автомагистрали, загрязнена в 2–5 раз сильнее, нежели возвышенная правобережная часть — исторический, центр города. Экспериментальный полигон ПК-1 (Сормовский парк) находится в зоне преобладающего фонового загрязнения атмосферы Низинного Левобережья города с $K_{\text{атм}} = 4–10$ ед. (умеренное загрязнение), однако окружающие его территории промпредприятий имеют уровни повышенного ($K_{\text{атм}} = 10–20$ ед.) и даже высокого ($K_{\text{атм}} > 20$ ед.) загрязнения. Гораздо слабее загрязнена атмосфера в районе Стригинского бора (ПК-2); здесь параметр $K_{\text{атм}} = 2–4$ ед.; он фиксирует уровень загрязнения, допустимый как для человека, так и для зеленых насаждений. Таким образом, если в Стригинском бору фитоценозы испытывают преимущественно рекреационное воздействие, то Сормовский парк находится под суммарным влиянием как рекреации, так и техногенного загрязнения атмосферы.

По характеру и степени механических повреждений деревьев, с использованием соответствующей методики (Лесные..., 1990), установлено, что сосняки Сормовского парка относятся к 4–5-му классам рекреационных нагрузок (незначительные повреждения деревьев и кустарников, травмы различных органов и обнажение корней). Однако, по данным Поволжского государственного лесоустroительного предприятия «Леспроект», 34% древостоев центральной части парка являются поврежденными и больными. В основном это усыхание кроны, суховершинность, бежистость и искривленность стволов, механические повреждения стволов, листьев и хвои. Преобладающие в парке насаждения сосны имеют наиболее неудовлетворительное состояние (повреждено около 96% деревьев). Древостои поражены энтомовредителями (сосновой златкой, большим сосновый лубоедом, сосновый усачом и сосновым долгоносиком) и раком серяжкой. Значительны также многочисленные повреждения коры, что облегчает проникновение в древесную кору инфекции и энтомофауны, а также способствует заражению древесины трутовыми грибами, в основном сосновой губкой. По соотношению возраста, диаметра (на высоте 1,3 м) и высоты стволов подавляющее большинство сосняков парка относятся к V–Va классам бонитета, что свидетельствует об их общем угнетении.

Таким образом, Сормовский парк находится в состоянии прогрессирующей деградации, и рекреация здесь — не основной фактор этого процесса. Главная причина состоит в техногенном загрязнении атмосферы и почвы. Парк окружают крупные промышленные предприятия — источники мощных газо-пылевых выбросов в атмосферу: завод «Красное Сормово», Сормовская ТЭЦ, Машзавод, Авиационный и Асфальто-бетонный заводы и др. Кроме того, вблизи южной окраины парка пролегает напряженная автотранспортная магистраль.

Специальные наблюдения показывают (табл. 15.6 и 15.7), что атмосфера парка загрязнена весьма сильно. Суммарный индекс загрязнения атмосферы (ИЗА) для растительности по пяти основным веществам (пыли, SO_2 , NO , CO , H_2S) превышает 13 единиц — во столько раз общий уровень загрязнения атмосферы парка в теплый период года превышает допустимый уровень. Основной вклад в загрязнение несут двуокись серы и взвешенные вещества с тяжелыми металлами: их средние месячные концентрации составили соответственно 8–9 и 4 ПДК. Для диоксида серы это в 5 раз превышает допустимый порог, за которым, согласно (Израэль, 1979), начинается массовое поражение хвойных пород. До 80% избытка серы в атмосфере поглощается листвой (хвоей), которая испытывает, таким образом, наиболее сильное токсичное воздействие загрязнения, с нарушением общего продукционного процесса в растениях и с резким замедлением их роста.

За пятилетний период 1987–1991 г.г. общий уровень загрязнения атмосферы в районе Сормовского парка существенно снизился по сравнению с предыдущим пятилетием, особенно по SO_2 и NO (см. табл. 15.5). Следовательно, для оценки условий произрастания сосновых древостоев в парке в предшествующие десятилетия приведенные данные наблюдений (см. табл. 15.6) должны быть увеличены: для двуокиси серы и окиси азота в 2 раза, а для пыли — в 1,3 раза.

Пылевое загрязнение атмосферы также отрицательно действует на рост древостоев, нарушая их фотосинтетический аппарат (Смит, 1985). Более того, попадая с опадом листвы (хвои) в почву, взвешенные вещества совместно с выхлопными газами автомобилей вызывают накопление в почве тяжелых металлов (свинца, кадмия, никеля, меди, хрома, цинка, кобальта и др.), обладающих фитотоксичностью при избытке своих концентраций. Данные спектрального анализа выявили существенное превышение содержания тяжелых металлов в гумусовом горизонте почвы Сормовского парка по сравнению с Козинским лесничеством. В пределах междюнных западин содержание кадмия в парке превышает контрольный топоаналог в 6,8 раза, хрома — в 2,8 раза, меди — в 2,2 раза, цинка — в 4,3 раза.

Для сравнительного анализа состояния сосняков Сормовского парка в качестве контроля нами был взят сосновый экосистемы той же Балахинской низины на территории Козинского лесничества, находящегося в северо-западной пригородной зоне (см. рис. 15.1), где антропогенная нагрузка гораздо слабее (условно принята нулевой). На контрольном участке выбирались точки-аналоги по типам местоположения и типам условиям местопроизрастания. Данные спектрального анализа выявили существенное превышение содержания тяжелых металлов в гумусовом горизонте почвы Сормовского парка по сравнению с Козинским лесничеством (табл. 15.8).

Техногенные загрязнители не накапливаются сколько-нибудь значительно ни в хвое сосновых древостоев, ни в зеленой массе травяного напочвенного покрова. Содержание тяжелых металлов в сосновой хвое Сормовского парка не является слишком избыточным (по отношению к контролю), однако это не означает отсутствие их отрицательного влияния (совместно с сернистым ангидридом) на фотосинтетический аппарат и продукционный процесс в древостоях. В условиях сильного загрязнения воздушной среды происходит снижение содержания хлорофилла, особенно в однолетней хвое сосны и в листьях кустарничков (Горышина, 1979; Корнюшенко, Сюткина, 1990).

В соответствии с общим ухудшением жизненного состояния сосновопарковых фитоценозов их продуктивность снижается на 2–3 класса бонитета по сравнению с топоаналогами в лесничестве. Даже в междюнных понижениях парка, где эдафические условия в наибольшей мере способствуют устойчивости фитоценозов, сосняки в возрасте более 70 лет едва превышают высоту 12 м (IV класс бонитета), т.е. относятся к малопродуктивным насаждениям, которые аналогичны соснякам долгомошным и сфагновым. В ненарушенных условиях мезоморфных эдафотопов сосняки такого возраста при I классе бонитета могут достигать 20–25 м высоты. На вершинах и склонах дюн, с их наиболее бедными и сухими почвами, общая продуктивность древостоев снижается еще сильнее.

Полученные нами выводы подтверждаются данными других авторов (Смит, 1985; Лесные..., 1990; и др.). Уменьшение прироста в высоту достигает 80% от прироста контрольных фитоценозов. В Сормовском парке особенно резкое сни-

жение прироста в высоту и по диаметру имеют сосняки в возрасте 60–65 лет. Одновременно ухудшается санитарное состояние древостоев. Так, суховершинность сосен, вызванная главным образом раком-серянкой, в Сормовском парке достигает 15–30% от общего числа стволов на пробной площади, а в Козинском лесничестве — не более 5%.

Полученный материал по жизненному состоянию сосновых древостоев различного возраста в Сормовском парке позволил количественно оценить возрастную динамику устойчивости насаждений сосны, с использованием процедуры вероятностной оценки переходов одних объектов в другие (Эшби, 1959), а также методов теории надежности (Гродзинский, 1990). С этой целью по 27 пунктам геоботанического обследования парка нами был составлен график зависимости состояния деревьев от их возраста (Коломыц и др., 2000). Оказалось, что переход от состояния 1 (здорового дерева) в состояние 2 (ослабленное, поврежденное дерево) начинается уже в молодом возрасте сосняка — около 25 лет, а дальнейший переход к состоянию 3 (сильно ослабленное, сильно поврежденное дерево) приурочен к 45–50-летнему рубежу. Согласно имитационным моделям, описывающим динамику деградации растительности под действием атмосферных загрязнителей (Тарко и др., 1987), второй возрастной рубеж можно считать решающим, так как начиная именно с него резко, почти скачкообразно, уменьшается продуктивность лесной экосистемы при достаточно высоких концентрациях сернистого газа. Характерно, что указанные два возрастных рубежа повсеместны и почти не зависят от типа местоположения и, следовательно, от эдафических условий.

Однако в дальнейшем тип МП сказывается весьма существенно, и чем дальше по времени, тем сильнее. Для сосен вершин и склонов песчаных дюн процесс перехода к жизненному состоянию 4 (отмирающее дерево) носит бифуркационный характер. В одних случаях он оказывается катастрофическим и наблюдается на том же 50-летнем возрастном рубеже, в других — растягивается до возраста сосен в 90 лет и более. В отрицательных же формах микрорельефа весь процесс ухудшения состояния сосновых древостоев гораздо более равномерен, и переход их в состояние 4 здесь происходит не раньше 70-летнего возраста.

15.4.5. Техногенные сдвиги в структуре и функционировании лесного природного комплекса

Сравнительный анализ информационно-статистических моделей для Керженского заповедника (ПК-1), Стригинского бора (ПК-2, рис. 15.9) и Сормовского парка (ПК-3, рис. 15.10) показывает, что антропогенные воздействия: как механические (в данном случае рекреация), так и геохимические (техногенное загрязнение природных сред), — нарушают естественное начало иерархической моносистемной организации ландшафтов — соподчиненность геокомпонентов по их рассмотренной выше структурно-функциональной роли. Иными словами, природный комплекс в условиях сильно урбанизированной среды теряет основные

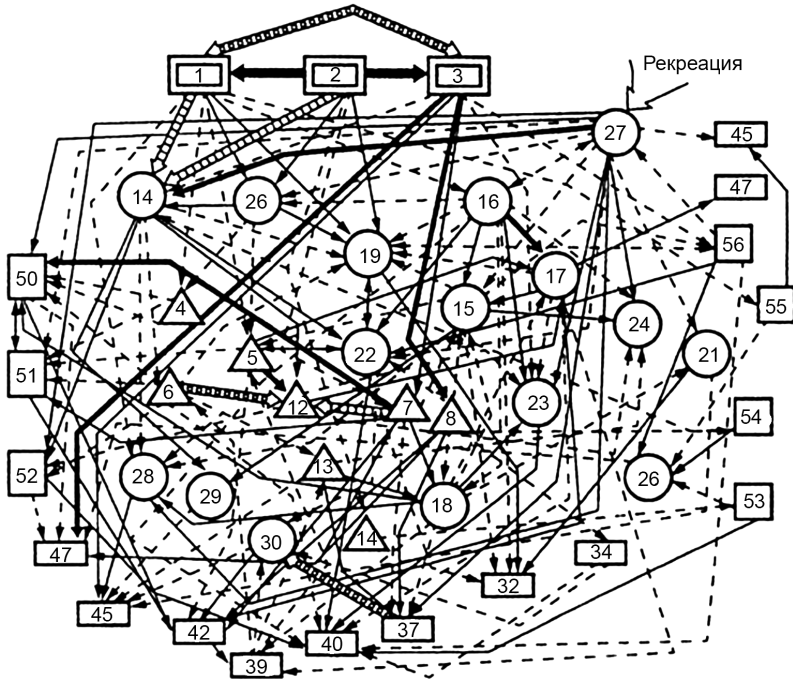


Рис. 15.9. Информационная модель межкомпонентных связей в лесных экосистемах Стригинского бора. Условные обозначения те же, что и рис. 15.4.

черты своей спонтанной организации и функционирует в рамках по существу новой системы вертикальных ландшафтных связей. Это пожалуй главная и определяющая черта поведения природного комплекса в городской геотехсистеме.

Перестройка структурно-функциональных связей носит достаточно сложный и неоднозначный характер, однако следует подчеркнуть две ее наиболее важные черты. Во-первых, снижается общий уровень межкомпонентной сопряженности, которая становится более неопределенной, «размытой». Это отчетливо видно как на самих информационных орграфах, так и по обобщенным статистическим характеристикам связей (табл. 15.9). Если в Керженском заповеднике средняя величина $K(A;B)$ хотя и невелика, но вполне значима (0,085), то в Стригинском бору она приближается к критическому порогу значимости (0,075), а в Сормовском парке оказывается вообще недостоверной (0,068). В последнем случае можно говорить о наличии пространственных связей лишь между отдельными геокомпонентными признаками. В отличие от контрольного полигона (ПК-1), в условиях городской рекреации (ПК-2) максимальные значения параметра $K(A;B)$ между геокомпонентными признаками, не имеющими прямой функциональной зави-

Таблица 15.6. Среднегодовые концентрации загрязняющих веществ за периоды наблюдений 1980–1985 г.г. (верхняя строка) и 1987–1991 г.г. (нижняя строка) в пункте стационарных наблюдений вблизи Сормовского парка

Параметр	Ингредиенты			
	пыль	SO ₂	CO	NO ₂
$q(\text{cp})$, мг/м ³	0.25	0.17	0.3	0.065
	0.19	0.19	около 1	0.028
число ПДК	5	11.3	0.3	3.2
	2.8	6	1	1.4

Таблица 15.7. Обобщенные концентрации загрязняющих веществ в атмосфере Сормовского парка (по данным измерений ЦНЗПС Верхне-Волжского УГМС в период 16.09–19.10.91 г.)

Параметр	Ингредиенты					
	Пыль	SO ₂	CO	NO ₂	H ₂ S	Фенол
$q(\text{cp})$	0,2(4)	0,11(7)	1,0(1)	0,03(1,5)	0,001(0,1)	0,002(0,2)
$q(\text{max})$	0,8(16)	0,31(21)	2,4(2)	0,08(4)	0,005(0,9)	0,007(0,9)
ИЗА	3,9	7,3	0,4	1,4	–	0,6

Примечание. $q(\text{cp})$ и $q(\text{max})$ – соответственно средние и максимальные концентрации в мг/м³ (в скобках – числа предельно допустимых концентраций, ПДК); ИЗА – индекс загрязнения атмосферы для растительности, по (Безуглая, 1986); ИЗА = ПДК · n , где параметр n для веществ 1-го класса опасности равен 1,7, для 2-го – 1,3, для 3-го – 1 и для 4-го – 0,9.

симости, не превышают 0,18–0,20, а в большинстве случаев остаются на уровне низких (0,07–0,15) и даже незначимых (<0,07) величин. При добавлении еще и геохимической нагрузки (ПК-3) происходит дальнейшее изреживание и ослабление общей сети межкомпонентных связей. Здесь параметр $K(A;B)$ для функционально не связанных признаков лишь в исключительных случаях достигает 0,18–0,20, а основная сеть связей создается значениями $K(A;B) = 0,08–0,12$, при господстве, как уже говорилось, недостоверных связей. Налицо явные признаки техногенного «расшатывания» моносистемной организации природного комплекса, тотального снижения целостности его как взаимообусловленного единства геокомпонентов, распада всей системы геокомпонентных связей на отдельные блоки, почти не связанные между собой.

Во-вторых, нарушается общее эшелонирование межкомпонентной сопряженности, описанное выше на примере контрольного полигона. Прежде всего,

Таблица 15.8. Среднее содержание тяжелых металлов (в мг/кг сух. веса, в скобках – коэффициент вариации в %) в гумусовом горизонте почв транзитно-элювиальных (МП-1) и элювиально-аккумулятивных (МП-2) типов местоположений в сосняках Сормовского парка (верхняя строка) и Козинского лесничества (нижняя строка)

Элементы	МП-1	МП-2	Элементы	МП-1	МП-2
Свинец	11.12(65)	40.06(32)	Медь	4.67(65)	13.32(52)
	9.18(36)	33.68(4)		3.00(43)	5.95(75)
Кадмий	0.13(78)	0.54(53)	Цинк	13.00(54)	43.12(76)
	0.06(57)	0.08(53)		5.22(54)	10.00(76)
Никель	1.99(40)	4.82(40)	Кобальт	0.50(65)	1.20(43)
	1.94(22)	3.25(71)		0.30(65)	0.52(31)
Хром	1.29(72)	4.83(30)			
	1.23(25)	1.70(34)			

это касается литогенной основы как исходного фактора природно-территориальной дифференциации локального уровня. При воздействии городской рекреации (ПК-2) форма микрорельефа и связанный с ней тип местоположений (признаки 2 и 1) еще сохраняют, хотя и в гораздо меньшей степени, чем в спонтанных ус-

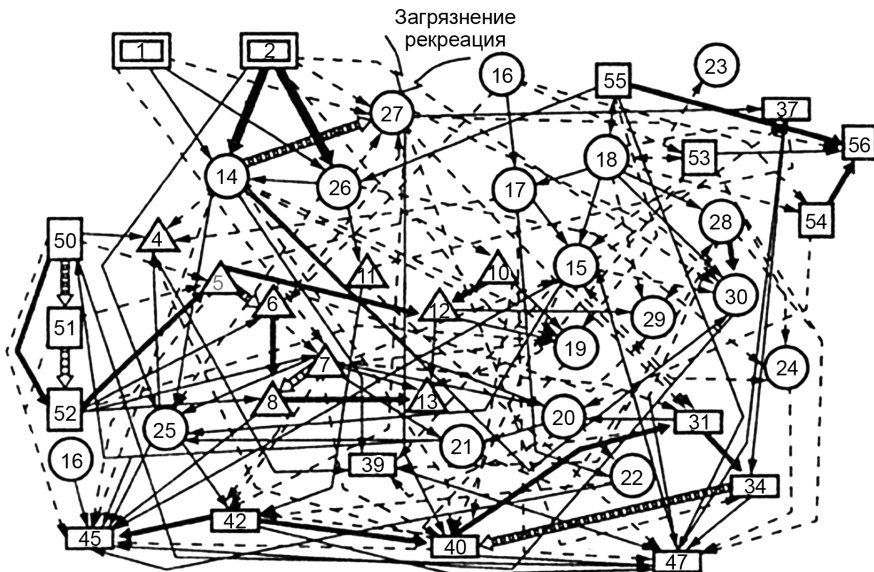


Рис. 15.10. Информационная модель межкомпонентных связей в лесных экосистемах Сормовского парка. Условные обозначения те же, что и на рис. 15.4.

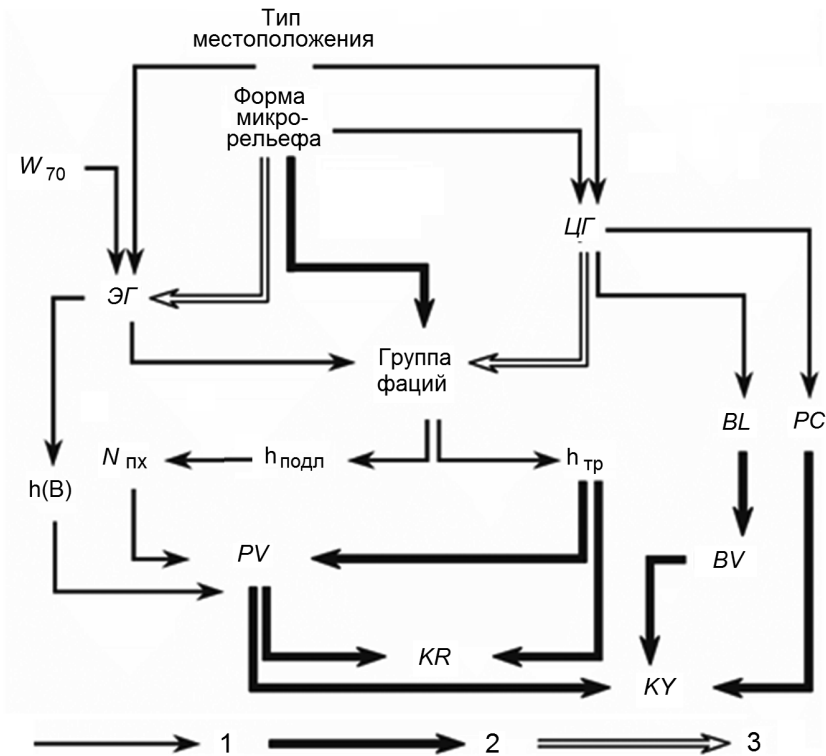


Рис. 15.11. Схема цепных реакций в лесных экосистемах Сормовского парка. Нормированные коэффициенты сопряженности $K(A;B)$: 1 — 0,077–0,120; 2 — 0,121–0,170; 3 — 0,171–0,216.

Условные обозначения: W_{70} — влажность почвы на глубине 70 см; ЭГ и ЦГ — экологические и ценогические группы травостоя; $N_{пх}$ — количество подроста хвойных; $h_{подл}$ — средняя высота подлеска; $h(В)$ и $h_{тр}$ — мощности гор. В почвы и травостоя; BL и $Bz.об$ — общая живая надземная и общая зеленая фитомассы; PC и PV — суммарная продуктивность лесного сообщества и общая продукция зеленой массы; KR и KY — коэффициент годичного оборота надземной фитомассы и подстилочно-опадный индекс.

ловиях, свое определенное контролирующее влияние на всю систему межкомпонентных связей, однако при интенсивном техногенном загрязнении воздуха и почвы ведущая роль геоморфологического фактора по-существу теряется. Средняя сила его влияния на все остальные блоки геосистемы снижается почти в два раза. Ни влажность или температура почво-грунтов, ни морфологические свойства почвы, ни ценогические группы ПТК, ни мощность или масса лесной подстилки не имеют сколько-нибудь однозначной приуроченности к формам микро-рельефа и типам местоположений. Сохраняется лишь прямое влияние геоморфологических условий на типы биогеоценозов (признак 14) и их экологические группы (26), ми-

Таблица 15.9. Статистические характеристики нормированного показателя межкомпонентной сопряженности $K(A;B)$ на трех модельных полигонах

Модельный полигон	Геокомпонентный блок*)	Среднее значение	Стандартное отклонение	Дисперсия	Коэффициент вариации, %
Керженский заповедник (ПК-1)	I	0.095	0.051	0.0026	54
	II	0.080	0.038	0.0014	48
	III	0.095	0.217	0.0471	228
	IV	0.103	0.064	0.0041	63
	V	0.141	0.088	0.0078	62
	в целом	0.085	0.046	0.0020	52
Стригинский бор (ПК-2)	I	0.068	0.064	0.0041	94
	II	0.124	0.095	0.0090	76
	III	0.077	0.027	0.0007	35
	IV	0.137	0.114	0.0130	84
	V	0.148	0.087	0.0076	59
	в целом	0.075	0.051	0.0026	67
Сормовский парк (ПК-3)	I	0.053	0.030	0.0010	57
	II	0.102	0.062	0.0038	61
	III	0.070	0.039	0.0153	56
	IV	0.132	0.095	0.0090	72
	V	0.102	0.073	0.0052	71
	в целом	0.068	0.038	0.0015	56

*) Блоки: I – геоморфологический; II – почвенный морфологический; III – фитоценоотический структурный; IV – фитоценоотический функциональный; V – почвенный гидротермический.

нуя, кстати сказать, параметры влажности почвы. На этом фоне несколько усиливается влияние солярной экспозиции склонов не только на режимные параметры природного комплекса (влажность почво-грунтов, коэффициенты оборота фитомассы и ее годичной деструкции), но и на некоторые его структурные характеристики (мощность и глубину подзолистого горизонта, характеристики подлеска и напочвенного растительного покрова). Средняя сила влияния геоморфологического фактора на все остальные блоки геосистемы снижается почти в два раза.

По мере усиления антропогенной нагрузки распадается прежний первый эшелон внутренней переработки литогенной информации — ослабевает и сходит на

нет зависимость влажности почво-грунтов (признаков 53–56) от геоморфологических условий. Если в Керженском заповеднике сила влияния формы микрорельефа на запасы летней влаги в метровом слое почвы выражена величиной $K(A,B) = 0,157$, то в Стригинском бору и Сормовском парке значения этого параметра падают соответственно до 0,057 и 0,028. В первый эшелон помимо экологических групп ПТК (признака 26) выходят группы биогеоценозов (14) и их ценоотические группы (27), между тем как второй эшелон фактически исчезает.

Весьма автономными становятся температуры почвы, причем не только от литогенных условий, но и от влажности самой почвы. Температура почвы теряет свои свойства как индикатора состояния лесной экосистемы. Режимы влажности и температуры почвенных горизонтов все больше зависят от структурных характеристик лесопаркового фитоценоза (например, признака 27 — ценоотических групп ландшафтных фаций), подверженных прямому антропогенному воздействию. Происходит определенное выравнивание контрастов гидротермического режима почво-грунтов между различными элементами микрорельефа, а в Сормовском парке температуры почвы вообще становятся независимыми от типа местоположения.

Таким образом, в урбосфере по существу исчезает пространственная сопряженность между исходными абиотическими факторами моносистемной организации природного комплекса. Литогенная основа ландшафтов фактически теряет свой контроль над важнейшим функциональным параметром лесной экосистемы — эдафическим увлажнением. Соответственно становятся более автономными (независимыми) от местных гидро-геоморфологических условий почвенно-морфологические и структурно-фитоценоотические признаки. Это касается, например, толщины и массы лесной подстилки (признаков 4 и 39), мощностей гумусового и иллювиального горизонтов (5 и 11), бонитета леса (17), экологического разнообразия травостоя (28) и др. Как видим, распадается и третий эшелон переработки информации.

В то же время, и это следует подчеркнуть особо, растительные формации, индицируемые ценоотическими группами напочвенного покрова (признаком 27), смещаются со второго эшелона ретрансляторов информационных сигналов в первый эшелон и зависят только от геоморфологических условий (см. рис. 15.9 и 15.10). В урбосфере ценоотические группы лесных экосистем фактически можно отнести к разряду первичных эдафикаторов, поскольку они определяют наравне с факторами литогенной основы всю систему межкомпонентных связей. Это вызвано глубокой антропогенной трансформацией напочвенного покрова в городских лесопарковых экосистемах: первоначальным олуговением травостоя и последующей заменой лесных и луговых видов сорной и рудеральной растительностью, которая оказывается почти не связанной с эдафическим увлажнением. Соответственно для Стригинского бора и Сормовского парка мы создали свою систему градаций признака 27, отличную от системы контрольного полигона. Эти градации отражают уже не зональные или локальные физико-географиче-

ские условия, как это было для ПК-1, а степень их антропогенного нарушения. В порядке усиления этого нарушения выделены следующие ценоотические группы почвенного покрова: 1 — лесная; 2 — лугово-лесная; 3 — луговая; 4 — сорно-рудеральная. Последняя группа является стадией заурбанизации фитоценоза.

В условиях урбанизированной среды эти ценоотические группы мало сказываются на других структурно-фитоценоотических признаках (разве что на экологическом и флористическом разнообразии травостоя). Однако нельзя не отметить их прямое и сравнительно сильное влияние ($K(A;B) = 0,095-0,112$) на функциональные параметры лесопарковой экосистемы — на общую живую фитомассу (признак 37), общую продуктивность лесного фитоценоза (40) и, что важно подчеркнуть, на годовую продукцию зеленой массы (42). Последняя имеет прямое отношение к упругой устойчивости лесного фитоценоза. Очевидно, четвертый эшелон переработки информации так же исчезает.

Итак, информационные модели полигонов «Сормовский парк» и, в меньшей степени, «Стригинский бор» можно рассматривать в качестве структурных схем не только естественной, но и антропогенной организации природного комплекса как составной части городской геотехсистемы. На рис. 15.11 представлена общая схема движения наиболее сильных информационных сигналов от первичных эдификаторов вплоть до функциональных параметров как индикаторов состояния лесных экосистем Сормовского парка. Это главный и наиболее сложный по составу признаков блок связей, включающий представителей всех пяти геоконпонентных блоков. В целом, как и в спонтанных условиях Керженского заповедника, сеть межкомпонентных связей в ПК-2 и ПК-3 замыкается на показателях продуктивности фитоценоза: признаках PC и PV , — а также на комплексных параметрах малого биологического круговорота (KR и KY).

Многие из рассматриваемых ниже структурно-функциональных перестроек лесного природного комплекса в урбосфере так или иначе связаны с техногенными сдвигами гидротермического режима почвы. Сдвиги эти в целом однозначны и весьма значительны (табл. 15.10). В первую половину летнего сезона температуры всей почвенной толщи (по крайней мере до глубины 70 см) в Стригинском бору и Сормовском парке оказывается на 2–8° выше, чем в Керженском заповеднике. Соответственно в среднем на 5–10% уменьшается влажность почвы. В среднем летние запасы почвенной влаги в сосняках Стригинского бора и Сормовского парка по сравнению с их экотопическими аналогами на неурбанизированной территории уменьшаются в 1,5–3 раза; в данном случае с 160–220 мм до 60–100 мм и до 40–60 мм соответственно. Судя по многолетним материалам наблюдений агрометстанций за влагосодержанием почвы, в спонтанных условиях этот сдвиг отвечает меридиональному смещению территории города на юг (по меридиану Нижегородской области) на 200–300 км — от смешаннолесной зоны в зону лесостепи.

Таким образом, налицо несомненные доказательства аридизации лесного природного комплекса в урбосфере, подтверждающие концепцию антропогенно-

го «опустынивания» природных экосистем, наиболее ярко выраженного именно в больших городах. Эти изменения вызваны, по-видимому, как общим техногенным дренажом городской территории, с соответствующим ростом температуры почвы, так и последующими самоусиливающимися процессами активного разложения и минерализации лесной подстилки, теряющей свои известные водоохранные свойства. Наиболее существенные гидротермические сдвиги (температуры почвы на 6–8°, влажности на 25–35%, запасов влаги в слое 1 м на 200–300 мм) свойственны ТА и А геотопам (4 и 5), причем сама привязка температуры и влажности почвы к определенному типу местоположений становится весьма неопределенной. Все указывает на то, что в лесопарковых экосистемах происходит пространственное выравнивание локальных гидротермических полей, при одновременном росте их неупорядоченности, мозаичности. Это и служит причиной отмеченной выше потери связей температуры и влажности почвы с литогенными факторами, а также с самими группами биогеоценозов.

15.4.6. Механизмы адаптации лесного сообщества к урбанизированной среде

В урбосфере происходят не только описанные выше сложные процессы «расшатывания» межкомпонентных связей в лесном природном комплексе. Наряду с этим вырабатываются определенные механизмы его адаптации к техногенным нагрузкам. Намечаются, по крайней мере, два таких адаптивных механизма. Первый из них связан с упомянутой выше трансформацией ценотических групп напочвенного покрова: с исчезновением естественных (зональных и местных эдафических) контрастов и замещением их категориями, которые характеризуют различную степень антропогенной дигрессии лесных экосистем. Олугование лесного травостоя и последующее развитие сорной и рудеральной растительности — это этапы проявления первого адаптивного механизма.

Развитие техногенно-адаптивной структуры сосново-лесной экосистемы идет весьма неодинаково в различных типах местоположений, так как оно контролируется микрорельефом. В Сорновском парке первоначальный лесной облик в своем напочвенном покрове сохраняют фитоценозы автономных местоположений (плоские междуречья, вершины песчаных дюн и верхние части склонов), с их мезоморфными и ксеромезоморфными эдафотопами. Активный поверхностный и внутрипочвенный сток способствует самоочищению этих геосистем от техногенных загрязнителей, что «снимает» необходимость перестройки структуры напочвенного покрова. В результате тех же процессов самоочищения элювиальных местоположений лесной фитоценоз сохраняет максимальные запасы древесной и общей живой надземной массы (до 130–173 т/га), несмотря на то что здесь, техногенная деградация кроны самого древостоя идет как раз наиболее интенсивно.

В средних и нижних частях склонов и у их подножий (на Т и ТА местоположениях), где загрязнение сказывается уже сильнее, ценотическое преобразование леса проявляется в прогрессирующем олуговании травостоя, с одновре-

менным усилением его ксероморфности. Наряду с этим снижается древесная и общая надземная фитомасса (до 25–50 т/га). Наконец, сосняки элювиально-аккумулятивных местоположений — полузамкнутых междюнных западин, куда сносятся загрязняющие вещества с соседних холмов и гряд, являются ареной развития сорной и рудеральной растительности (стадия забурьянивания), полностью замещающей не только лесные, но и луговые виды. Древесная и общая надземная масса при этом варьирует весьма широко (от 25–35 до 140–170 т/га). Таким образом, в различных условиях микрорельефа формируются по существу новые типы лесных биогеоценозов, отображающие весьма различную реакцию их фитоценотического «ядра» на одни и те же антропогенные воздействия. Наряду с этим, происходят весьма заметные и неоднозначные изменения флористического и экологического разнообразия видов напочвенного покрова.

Если на выпуклых формах микрорельефа возможно определенное увеличение разнообразия видов, то на плоских поверхностях, а также в нижних частях склонов и в западинах наблюдается явное упрощение флористической структуры — напочвенный покров становится гораздо более монодоминантным, особенно в условиях сильного техногенного загрязнения.

Каковы функциональные последствия описанных структурно-фитоценологических преобразований? Они проявляются, прежде всего, в изменениях общей зеленой массы, а также в ее продуктивности и в общей годичной продукции лесного фитоценоза, т.е. в тех функциональных параметрах, которые так или иначе определяют устойчивость природного комплекса.

На первом этапе техногенных перестроек лесного ценоза, т.е. в процессе олуговения травостоя, зеленая масса, ее продуктивность и, соответственно, общая первичная продукция однозначно снижаются с 6–13 до 0,5–2,5 т/га в год. На этом отрезке ценодинамической траектории происходит явное ухудшение общего состояния лесного фитоценоза, с потерей им потенциала устойчивости, которая должна достигать минимума в лесолуговой и луговой стадиях дигрессии лесопаркового массива. Однако в дальнейшем интродукция и развитие сорно-рудеральной растительности сопровождаются весьма заметным увеличением зеленой массы и ее годичного воспроизводства, что вызывает общий рост первичной биопродуктивности и, следовательно, повышения потенциала устойчивости всего лесного фитоценоза. Сказанное подтверждается также достаточно высокими информационными связями в следующих бинарных связках признаков: $25(h_{mp}) \longleftrightarrow 42(PV)$, $25(h_{mp}) \longleftrightarrow 45(KR)$ и $25(h_{mp}) \longleftrightarrow 48[I_{уст}(1)]$ (см. Главу 12, раздел 12.2.1), с нормированными коэффициентами сопряженности соответственно 0,132, 0,145 и 0,128.

Таким образом, стадию забурьянивания лесного фитоценоза, с максимумом фитомассы и минимумом экологического разнообразия видов в напочвенном покрове, можно рассматривать как наиболее яркое проявление первого адаптационного механизма его поведения в урбосфере. Из двух стратегий развития: разнообразия и массы (Сочава, 1978), — в критических условиях фитоценоз выбирает вторую стратегию, способствующую его выживанию.

Таблица 15.10. Гидротермические сдвиги в почвах Стригинского бора (- - - >) и Сормовского парка (—>) по отношению к почвам Керженского заповедника

а) температура почвы на глубине 50 см в июне

Сосноволесные Биогеоценозы- аналоги	Градации температуры, °С									
	6,2	6,8	7,6	8,7	9,5	10,4	11,5	12,5	14,0	15,4
Вершин и выпуклых склонов (ТЭ)	----->									
	----->									
Пологоволнистых склонов (Э, Т)	----->									
	----->									
Нижних частей и подножий склонов (ТА, А)	----->									
	----->									
	----->									
Днищ западин и ложбин стока (ЭА,А)	----->									
	----->									

б) влажность почвы на разных глубинах в июне

Сосноволесные биогеоценозы- аналоги	Градации влажности почвы, %													
	на глубине 30 см							на глубине 70 см						
	1	3	6	15	20	35	55	1	2	4	9	12	18	30
Вершин и выпу- клых склонов (ТЭ)	<---							<---						
	<-----							<-----						
Пологоволнис- тых склонов (Э, Т)	<---							<---						
	<----- >							<----- >						
Нижних частей и подно- жий склонов (ТА, А)	<-----							<-----						
	<-----							<-----						
	<-----							<-----						
Днищ западин и ложбин стока (ЭА,А)	<---							<--- >						
	<-----							<-----						

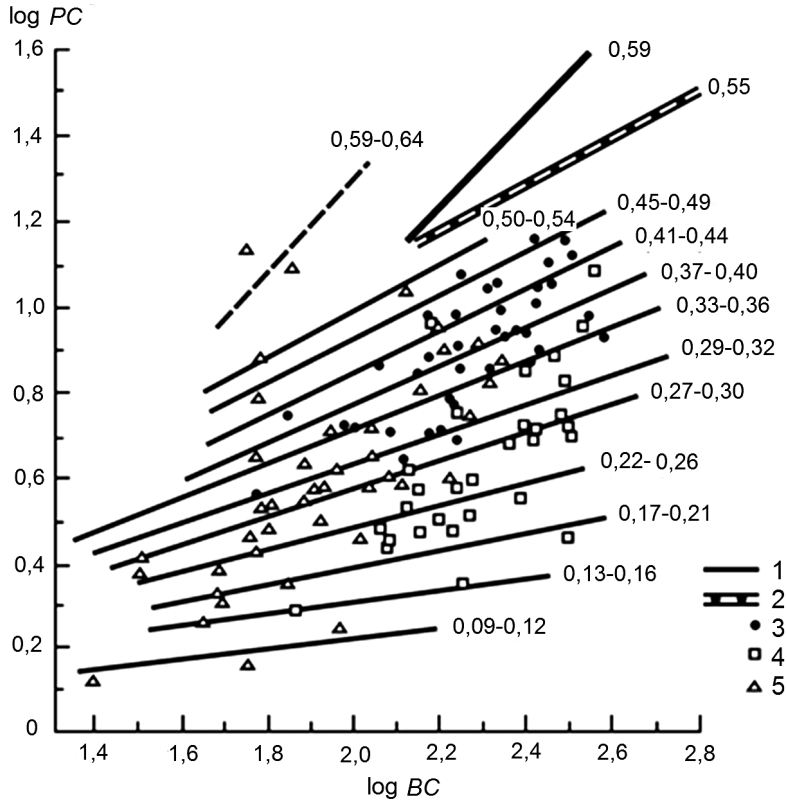


Рис. 15.12. Распределение аллометрического коэффициента KA в поле связей суммарной фитомассы BC и суммарной продуктивности PC в условиях высоко урбанизированной среды.

Фоновые (зональные) значения параметра KA , по: Перельман (1975): 1 — суббореальная норма; 2 — бореальная норма. Значения KA в лесных экосистемах: 3 — заповедника «Керженский»; 4 — Стригинского бора; 5 — Сормовского парка.

предотвращают полный распад моносистемной организации лесного природного комплекса, сохраняя в той или иной мере всю систему межкомпонентных связей. Приведенная выше структурно-функциональная схема является несомненным тому доказательством. В результате на Э и ТА местоположениях показатель жизнестойкости лесных фитоценозов (IL) не только не уменьшается, но и в большинстве случаев возрастает (табл. 15.11).

Имитационное моделирование воздействий промышленного загрязнения на лесные экосистемы (Тарко и др., 1987) показывает, что двукратное снижение продуктивности в хвойных древостоях должно происходить при уровне общего загрязнения уже в 20% от максимальной наблюдаемой величины, а в травяно-ку-

старничком покрове — только при 40%-ной дозе. При первом уровне загрязнения продуктивность напочвенного покрова составляет еще до 80% от фоновой нормы, что указывает на более высокую в нем устойчивость продукционного процесса по сравнению с древостоем. Очевидно, в экстремальных условиях урбанизации оптимум функционирования лесопарковой экосистемы смещается с верхнего (древесного) яруса на нижние ярусы, где резко возрастает доля ежегодно возобновляемой зеленой массы, способствующей, как уже говорилось ранее, повышению упругой устойчивости экосистемы к техногенному загрязнению.

Такой способ выживания лесного фитоценоза в урбосфере как структурно-функциональное единство наглядно демонстрируется и на общем орграфе ПК-3 (см. рис. 15.10). Характеристики подроста, подлеска и травостоя, с одной стороны, имеют определенную связь с микрорельефом, а также с морфологией и влажностью почвы ($K(A;B) = 0,075-0,121$), а с другой, — оказывают существенное влияние на функциональные параметры лесной экосистемы (при $K(A;B) = 0,083-0,132$): на продуктивность зеленой массы (признак 42), а через нее — на общую продуктивность фитоценоза (40) и на скорость годовичного оборота фитомассы (45). При этом мощность информационных потоков, идущих по цепочкам связей, сначала явно ослабевает, а затем столь же заметно усиливается. Налицо дополнительные средообразующие свойства промежуточных информационных узлов — структурных фитоценологических характеристик именно нижних ярусов: высоты и густоты подроста и подлеска (признаков 20–22), а также высоты травостоя (25).

Наряду с этим, с усилением урбанизированного пресса пространственное варьирование межкомпонентной сопряженности для самого фитоценологического блока резко уменьшается (см. табл. 15.9), что следует рассматривать как признак общего снижения потенциальной устойчивости лесного фитоценоза.

15.4.7. Техногенные сдвиги в параметрах биологического круговорота

Круговороты первичного органического вещества в гео(эко-)системах всех трех полигонов характеризовались с помощью живых и мертвых фитомасс (BS , BC , BL , ML) и годичной продуктивности (PC , PV), а также различных коэффициентов — относительных показателей вертикального массообмена (KE , KR , KA , IV , KY , см. Главу 1, раздел 1.4).

Установлено, что вне зоны урбанизации (в сосняках ПК-1) общие запасы живой надземной фитомассы BL колеблется в очень широких пределах: от 45–70 до 150–200 т/га, достигая в отдельных случаях 280–300 т/га (табл. 15.12). Такие вариации живых фитомасс в целом характерна на европейской территории России для формации южной тайги (Базилевич и др., 1986). В рекреационном сосняке (ПК-2) запасы живых надземных фитомасс оказались несколько выше, чем на контрольном полигоне, при аналогичном разбросе их значений (61–296 т/га). Это можно объяснить преобладанием в Стригинском бору высоковозрастных и пере-

стойных сосен. В условиях же сильного техногенного загрязнения (ПК-3) запасы древесины и общая надземная фитомасса резко снижаются (за счет деградации сосновых древостоев), но пространственные вариации параметра BL остаются высокими (40–173 т/га). Наиболее сильно снижаются запасы живого органического вещества на Э и ТЭ местоположениях, которые, таким образом, оказываются наиболее чувствительными к антропогенным воздействиям.

Общее ухудшение состояния лесных экосистем в условиях промышленного города проявляется в резком снижении первичной биологической продукции (см. табл. 15.12). Сосняки Керженского заповедника (ПК-1) производят ежегодно 5,5–12,5 т/га общего растительного вещества, что лежит в диапазоне первичной продуктивности от средней тайги до луговых степей (Родин, Базилевич, 1969). В пределах же города экстремальные значения общей первичной биопродуктивности падают в 4–5 раз, причем в отрицательных формах рельефа гораздо сильнее, чем в положительных, поэтому разница в значениях $P C$ между типами местоположений существенно сокращается. Происходит своего рода локальное выравнивание величин первичной продукции лесных фитоценозов на фоне общего снижения интенсивности продукционного процесса.

Сосняки Стригинского бора и Сормовского парка производят ежегодно в среднем 2,5–3,7 т. органики, а во многих случаях эти цифры снижаются до диапазона 1,3–2,5 т. Столь низкой производительностью в естественных условиях характеризуются экосистемы крайне северных и крайне южных природных зон умеренного пояса — кустарничковые тундры, сухие степи и эфемерно-кустарничковые пустыни, а также сфагновые болота (Родин, Базилевич, 1965). Таким образом, общая первичная продуктивность лесных экосистем смешаннолесной зоны, находящихся под прессом урбанизации, снижается до пустынно-степного уровня, что и составляет важнейший функциональный признак их антропогенного «опустынивания».

Параметр KR использовался нами в качестве индикатора чувствительности природного комплекса к техногенному загрязнению. Как показывает специальный анализ (Гудериан, 1979; Смит, 1985; Лесные..., 1990; и др.), основная масса атмосферных загрязнителей поступает в растения прямым путем — через листья и хвою. Следовательно, чем больше будет ежегодная продукция зеленой массы, тем значительнее окажется захват растениями вредных поллютантов в процессе фотосинтеза, т.е. тем чувствительнее будет фитоценоз к одной и той же концентрации вредных веществ в атмосфере.

Соответственно, должна понижаться резистентная устойчивость ($I_{\text{рез}}$) природного комплекса. Параметр же KY можно рассматривать как биоиндикатор упругой устойчивости природного комплекса. Низкие значения подстилочно-опадного индекса должны свидетельствовать о том, что значительная часть ежегодного опада и отпада вместе с загрязняющими веществами достаточно быстро разлагается, минерализуется и в случае хорошо выраженных процессов инфильтрации и дренажа выносится за пределы данной экосистемы.

В условиях интенсивной городской рекреации (ПК-2), когда уничтожаются подрост и подлесок и нарушается напочвенный покров, годовая оборачиваемость фитомассы снижается в два раза по сравнению с контролем (ПК-1, табл. 15.13), что должно указывать на повышение резистентной устойчивости лесной экосистемы и одновременно — на снижение ее упругой устойчивости ($I_{\text{упр}}$).

Одновременно, в связи с общим повышением температуры почвы и снижением ее влажности, резко возрастает скорость минерализации опада, что дает более чем двукратное уменьшение параметра KY , означающее рост упругой устойчивости экосистемы. При мощном же техногенном загрязнении природных сред (ПК-3) коэффициент годичной деструкции остается столь же низким, однако резко возрастает годовой оборот фитомассы, что вызвано, как уже говорилось, усилением функциональной роли подроста, подлеска и напочвенного покрова. Оба фактора должны действовать с одинаковым знаком в сторону общего повышения упругой устойчивости лесопарковой экосистемы, т.е. ее сукцессионно-восстановительного потенциала.

Параметры внутреннего оборота органического вещества могут быть использованы в качестве первоочередных биоиндикаторов и интегральных мер функциональной организации природного комплекса в урбосфере. Такими интегральными показателями служат коэффициент экологической эффективности KE , аллометрический коэффициент KA . Оценку этих параметров целесообразно проводить на основе известного *принципа оптимальности* (см. Главу 11, раздел 11.1.2), согласно которому для каждого зонального типа ландшафтов существует некоторое постоянное значение параметра KA , несмотря на существенные в пределах этого типа колебания продуктивности и биомассы (Перельман, 1975).

Отклонение коэффициента KA от его зонально-региональной нормы могут быть вызваны либо влиянием локальных природных факторов (прежде всего, гидроморфности–литоморфности), либо воздействием человека. Ординация параметра KA по абиотическим факторам среды в южной полосе задровых полесий выявила вполне отчетливое влияние на него как трофности почвы, так и эдафического увлажнения (Коломыц и др., 1993). Значения KA , сравнительно близкие к южнотаежной норме, свойственны сложным суборям с супесчано-суглинистыми влажными почвами, при глубине залегания грунтовых вод 60–100 см и влажности почвы 5–15%.

Эти характеристики в целом соответствуют экологическому оптимуму хвойнолесных экосистем подтаежной зоны. Максимально возможные значения параметра KA поддерживают также хорошо развитый подрост сосны и лиственных пород, что указывает на его существенную роль в повышении экологической эффективности продукционного процесса в лесном биогеоценозе.

Сосноволесные экосистемы Керженского заповедника имеют повсеместные значения KA от 0,29–0,32 до 0,45–0,49, т.е. гораздо более низкие по сравнению с бореальной зонально-климатической нормой (рис. 15.12). Это указывает на то, что принятая нами за эталон данная территория в строгом смысле таким этало-

ном не является. Она сама еще сохраняет отрицательные последствия хозяйственной деятельности (преимущественно выпаса и вырубок), так как заповедный режим здесь установлен около 25 лет назад, поэтому экологическая эффективность продукционного процесса в большинстве сосняков заповедника еще далека от зонально-климатического уровня. Таким образом, ПК-1 может считаться эталонным весьма условно, однако это вполне допустимо для его сопоставления с природными комплексами большого города, поскольку он и в прошлом был лишен воздействия урбанизации.

Сосняки Стригинского бора, находящиеся под интенсивной рекреационной нагрузкой, имеют почти такую же общую живую фитомассу, как и в Керженском заповеднике, однако в них КПД продукционного процесса гораздо более низок: параметр *КА* оказывается в поле значений 0,17–0,36, а в отдельных случаях снижается до 0,13–0,16 (см. рис. 15.12). Это уровень КПД псилофитов (Перельман, 1975) — весьма древних сообществ первичных высших растений (травянистых и древовидных плаунов), произраставших на влажных и заболоченных местах вокруг континентальных и морских бассейнов (Паффенгольц, 1973). Наконец, в Сормовском парке, в условиях техногенного загрязнения и не менее интенсивной рекреации, наблюдается в целом столь же низка экологическая эффективность продукционного процесса, как и в Стригинском бору.

Вместе с тем многие фитоценозы парка обнаруживают такие относительно высокие значения аллометрического коэффициента (0,40–0,50), которые являются максимальными для сосняков Керженского заповедника и не встречаются в Стригинском бору. Более того, в отдельных парковых сосняках, приуроченных к ТА и А местоположениям, параметр *КА* достигает 0,59–0,64, т.е. превышает не только бореальную, но и суббореальную зонально-климатическую норму. Это как раз случаи наиболее интенсивного развития под пологом изреженных древостоев парка кустарникового яруса и сорно-рудерального высокотравья — показателей техногенно-адаптационной фитоценотической структуры. Таким образом, выборочная стратегия адаптации лесной экосистемы к условиям техногенного загрязнения природной среды в урбосфере состоит в общем повышении экологической эффективности продукционного процесса на местоположениях с наиболее благоприятными для этого эдафотопами.

Лес функционирует в основном как детритная экосистема (Одум, 1975; 1986; Ретеюм, 1988), и детритная цепь имеет ключевое значение в малом биологическом круговороте органического вещества и химических элементов (Дылис, 1978), поэтому способность лесного природного комплекса к самоочищению от техногенных загрязнителей определяется в первую очередь нисходящей ветвью метаболизма, где собственно и проявляются механизмы нейтрализации вредных веществ. Известно, что подстильно-опадный индекс (в нашей интерпретации параметр *КУ*) правомерно использовать в качестве информативного показателя не только скорости разложения опада и освобождения химических элементов, но и в целом интенсивности биологического круговорота (Ковда, 1971; Глазовская,

Таблица 15.12. Статистические характеристики некоторых параметров автоτροφного биогеनेза в лесных экосистемах модельных полигонов

Полигоны	Характеристики *)	Параметры (см. раздел 15.4.1.)				
		<i>BS</i>	<i>BL</i>	<i>PC</i>	<i>PV</i>	<i>KE</i>
ПК-1	1	105,70	157,80	8,89	4,72	0,047
	2	46.25	62.88	2,77	1.60	0.014
	3	44	40	31	34	31
ПК-2	1	139,10	174,00	5,08	2,85	0.025
	2	48,95	59,69	1,94	1,32	0,009
	3	35	34	38	46	37
ПК-3	1	66.00	80.23	4,90	2,94	0,057
	2	30,44	38,10	2,90	2,32	0,038
	3	47	47	59	79	66

*) 1 – среднее значение; 2 – стандартное отклонение; 3 – коэффициент вариации, %.

1988; и др.). Уменьшение параметра *KY* указывает на то, что убыль детрита из подстилки в гумусовый горизонт почвы не компенсируется поступлением опада в подстилку. Чем меньше масса подстилки, тем эта недостача существеннее, что и вызывает соответствующее снижение подстильно-опадного индекса.

Скорость оборота опада и мелкого опада в лесной подстилке сосняков Керженского заповедника варьирует весьма широко: значения *KY* меняются от 0,6–1,1 года до 11–14 лет. По классификации Ковды (1971), такой спектр подстильно-опадного индекса охватывает почти весь диапазон скорости биологического круговорота в лесных зонах — от активной категории до заторможенной. В этом диапазоне оптимум $KY \leq 3-4$ соответствует высокой и умеренной интенсивности метаболизма.

В условиях сильного техногенного загрязнения природных сред и интенсивной рекреации картина существенно меняется. Резкая активизация процессов разложения и минерализации мертвой органики в условиях повышенных температур почвы и ее иссушения приводит к многократному уменьшению массы лесной подстилки (табл. 15.14) и, соответственно, — коэффициента годичной деструкции (см. табл. 15.13). Существенное уменьшение параметра *KY* указывает на то, что убыль мортмассы из подстилки в гумусовый горизонт почвы не компенсируется поступлением опада в подстилку. Чем эта недостача существеннее, тем меньше масса подстилки.

Таким образом, если вне зоны урбанизации ведущим контролирующим фактором малого биологического круговорота является скорость разложения мертвого органического вещества, то в условиях интенсивного техногенного загрязнения не менее важную, а возможно и большую, роль играет величина ежегодной продукции зеленой массы, идущей затем в опад.

Таблица 15.13. Значения комплексных показателей малого биологического круговорота в лесных экосистемах трех модельных полигонов

Статистические параметры	Керженский заповедник			Стригинский бор			Сормовский парк		
	<i>KR</i>	<i>IL</i>	<i>KY</i>	<i>KR</i>	<i>IL</i>	<i>KY</i>	<i>KR</i>	<i>IL</i>	<i>KY</i>
Среднее	0,032	0,050	4,91	0,017	0,013	2,19	0,039	0,046	2,01
Коэффициент вариации, %	90	70	64	41	29	72	95	106	109

Таблица 15.14. Изменения массы лесной подстилки в биогеоценозах Стригинского бора (- - ->) и Сормовского парка (—>) по сравнению с их аналогами в Керженском заповеднике

Сосноволесные биогеоценозы-аналоги	Градации массы лесной подстилки, кг/м ²									
	0.04	0.15	0.25	0.5	0.8	2.0	2.8	4.0	6.6	
Вершин и выпуклых склонов холмов и гряд (ТЭ)										
	<- - - - - - - - - -									
	<- - - - - - - - - -									
Пологоволнистых водоразделов и ровных склонов (Э, Т)	<- - - - - - - - - -									
	<- - - - - - - - - -									
	<- - - - - - - - - -									
	<- - - - - - - - - -									
Нижних частей и подножий склонов (ТА, А)	<- - - - - - - - - -									
	<- - - - - - - - - -									
	<- - - - - - - - - -									
Днищ западин и ложбин стока (ЭА, А)	<- - - - - - - - - -									
	<- - - - - - - - - -									
	<- - - - - - - - - -									

Автотрофный биогенез становится ведущим фактором биологического круговорота в лесной экосистеме, оказавшейся частью городской геотехсистемы. Техногенные нагрузки существенно снижают характерную для эталонных природных условий эдификаторную и индикационную роль лесной подстилки как

регулятора малого биологического круговорота, меняя в целом всю структуру связей лесной подстилки как с абиотическими, так и фитоценоотическими факторами (см. рис. 15.4, 15.9 и 15.10).

В бинарных отношениях мощности лесной подстилки (признака 4) и влажности почвы на глубине 30 см (признака 53) параметр $K(A;B)$ составляет: в ПК-1 — 0,150; в ПК-2 — 0,080, в ПК-3 — 0,045 (связи практически нет). Это говорит о качественных изменениях в урбосфере свойств лесной подстилки как внутреннего эдификатора в экосистеме, о явном ослаблении регулирующей роли подстилки в малом биологическом круговороте. Налицо еще одно свидетельство «расшатывания» не только структурной, но и функциональной организации природного комплекса в высоко урбанизированной среде.

15.5. Выводы

1. Изложенные материалы могут служить научно-методической базой для выделения на территории большого города ареалов с различной степенью остроты природоохранных проблем. На примере Нижегородского мегаполиса показана необходимость разработки ландшафтно-экологических основ генерального плана развития города и продемонстрировано значение этих основ для общей стратегии природоохранной деятельности в большом городе на ближайшую и отдаленную перспективы.

2. Представленный в данной главе банк количественной информации и полученные результаты анализа ландшафтных связей в городской геотехсистеме призваны войти в научно-методический арсенал модельного (типового) биоэкологического и геосистемного мониторинга крупного промышленного центра. Эти данные могут быть использованы для прогнозирования кризисных экологических ситуаций, а также для разработки системы экологических ограничений хозяйственной деятельности в большом городе и путей управления и контроля за реализацией в нем природоохранной деятельности.



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Краткое содержание экспериментальной эколого-географической парадигмы

В монографии изложена авторская парадигма экспериментальной географической экологии и ее сердцевины — экологии ландшафтной. Во множестве современных направлений учения об окружающей человека природной среде данная парадигма занимает, как представляется автору, свою определенную «экологическую нишу». В то же время она базируется на известных фундаментальных работах по общей экологии (Одум, 1975, 1986; Риклефс, 1979; Рамад, 1981; Бигон и др., 1989; Пузаченко, 1996; Розенберг и др., 1999; Тишков, 2005; Розенберг, 2013; и др.), теоретические положения которых постоянно используются в различных экологических исследованиях. Они использованы и в данном научном поиске.

Комплексный анализ состояния гео(эко-)систем как целостных природных образований и как разнопорядковых структурных единиц биосферы, оценка их устойчивости к внешним воздействиям и прогнозирование их антропогенных изменений (как импактных, так и фоновых — климатогенных) — все это, так или иначе нашедшее отражение в результатах научного поиска автора, составляет основное содержание геосистемного мониторинга, по определению И.П. Герасимова (1985). Особенность геоэкологического подхода к мониторингу состоит в том, что, во-первых, этот подход касается всего комплекса природных взаимосвязей (как прямых, собственно экологических, так и опосредованных, географических), а во-вторых, — охватывает не только межкомпонентные взаимодействия, но и территориальные закономерности изменения экологических связей, т.е. рассматривает природные экосистемы в их пространственно распределенных параметрах. Отметим наиболее важные результаты экспериментального научно-методического поиска автора в области экспериментальной географической экологии, изложенные в данной обобщающей сводке:

1) создана кибернетическая модель природного комплекса как иерархической системы управления; модель обогатила современные представления о механизмах и структурных уровнях пространственной организации природной среды;

2) продемонстрированы новые подходы к исследованию биогеографических и ландшафтных экотонов как триггерных систем с гистерезисными свойствами и как приоритетных индикаторов глобальных воздействий человека на природу (введенное автором понятие «бореальный экотон» уже нередко встречается в литературе);

3) выдвинуты и обоснованы новые положения моно- и полисистемной организации географической среды, разработан целый спектр моделей этой организации, в том числе эмпирические модели лесных биогеоценозов в различных зональных и высотно-поясных условиях равнинных и горных стран;

4) разработан метод исчисления функциональной устойчивости лесных биогеоценозов (как целостных образований — в духе учения В.Н. Сукачева) по дискретным параметрам их биологического круговорота, а также доказана эффективность применения методов современной биогеоценологии к решению системных задач эколого-географического прогнозирования;

5) предложена стратегия и разработаны алгоритмы применения методов ландшафтной экологии для количественных прогнозных оценок биотической регуляции углеродного цикла при глобальном потеплении; показано, что ландшафтный подход предусматривает пространственное многообразие типов этой регуляции и позволяет вскрыть истоки тех механизмов углеродного обмена лесных экосистем с атмосферой, которые обеспечивают устойчивость континентальной биосферы к изменениям климата.

Особо выделяется новизна результатов научного поиска в области географической зональности — фундаментальной эколого-географической теории, выдвинутой В.В. Докучаевым и развитой А.А. Григорьевым и М.И. Будыко. Переосмысливание ее положений на основе регионального эмпирического моделирования и системного анализа позволило: а) сформулировать новую модель зонального строения Русской равнины на основе теории симметрии; б) установить экологические принципы и механизмы формирования зонального географического пространства и его границ; в) разработать концепцию полиморфизма ландшафтно-зональных систем как базовой модели, перспективной для дальнейшего развития комплексной физической географии и геоэкологии. На примере Волжского бассейна показано, что концепция полиморфизма открывает путь к переходу от единой модели природно-территориальной организации к множеству моделей, дающих более разностороннюю картину процессов дифференциации и интеграции в географической оболочке. Рассмотрены два типа геосистемного полиморфизма: параметрический и территориальный.

Немаловажное место в географической экологии может занимать региональная пале-опрогнозная концепция, которая реализована на примерах Волжского бассейна и Большого Кавказа. В этой концепции впервые: а) детально описана региональные биоклиматические системы для равнинных и горных территорий

как ландшафтно-геофизическая основа экологических прогнозов и палеореко-
струкций; б) с помощью разработанных методов численного регионального и ло-
кального геоэкологического прогнозирования (см. ниже) получены развернутые
сценарии состояний разномасштабных природных комплексов в свете ожидае-
мых антропогенных изменений климата; в) выдвинуто методическое положение
о функциональном изоморфизме природных экосистем как корректирующем фак-
торе их взаимных климатогенных трансформаций.

На примере территории Волжского бассейна и его окружения продемонстри-
рована единая региональная система ретроспективных (палеогеографических) и
теоретических (расчетных) прогнозных моделей природных экосистем, описы-
вающих состояния их почвенно-фитоценотического ядра в прошлом, настоящем
и будущем. По аналитическим и картографическим моделям установлены зако-
номерности структурного и функционального отклика зонально-региональных
гео(эко-)систем на глобальные климатические сигналы, с получением такой раз-
вертки ландшафтно-геофизических связей, которая обеспечивает достаточно эф-
фективное использование метода актуализма в ретроспективном и численном
экологическом прогнозировании. Представленные в палео-прогностической концепции
научно-методические и теоретические разработки могут, по-видимому, войти в
методологический арсенал исследований по региональной динамической экологи-
и как достаточно новому научному направлению, призванному решать пробле-
мы биоэкологического и геосистемного мониторинга путем создания региональ-
ных моделей глобальных изменений природной среды.

Достаточно обширный круг проблем освещен в топоэкологической концеп-
ции «Глобальные изменения на локальном уровне». На основе материалов круп-
номасштабных ландшафтных съемок, проведенных на экспериментальных по-
лигонах в Среднем Поволжье, созданы: 1) дискретные эмпирико-статистические
модели структурно-функциональной организации лесных биогеоценозов в раз-
личных зональных условиях; 2) модели эмпирической имитации регионального
биоклиматического тренда экосистемами локального уровня; 3) графо-анали-
тические модели функционально-структурных преобразований лесных экосистем
при заданных сценариях глобальных климатических прогнозов; 4) общая схе-
ма-модель, описывающая движущие силы климатогенных сукцессий, т.е. прин-
ципиальный механизм перехода от функциональных изменений гео(эко-)систем
к их структурным преобразованиям под воздействием глобального потепления;
5) дискретные модели климатогенных изменений биологического круговорота и
углеродного баланса в лесных экосистемах как ведущих факторов биотической
регуляции окружающей среды.

Рассмотрены пути отображения зональных биоклиматических условий в
ландшафтных связях, формирующих природные комплексы локального уровня.
Экспериментально показано, как местные геоморфологические и гидроэдафиче-
ские факторы преломляют зональный фон и формируют региональные системы
локальной зональности, состоящие из векторных рядов плакорных и экстре-
зо-

нальных биогеоценозов. Благодаря этому, на локальном уровне ландшафтной организации вырисовывается явление полизональности, которое может имитировать реакцию топогеосистем на глобальные изменения климата и может трактоваться как форма этой реакции.

При топологической интерпретации известного фундаментального ландшафтно-геофизического фактора — соотношения тепла и влаги, введен новый комплексный параметр — коэффициент эдафического увлажнения, более адекватно отражающий разнообразие локальных гео(эко-)систем и их множественную реакцию на фоновые климатические сигналы. Изложен метод расчета этого коэффициента. Приведен пример прогноза динамики лесных экосистем по изменениям состояний их гидроэдафотопов при прогнозируемом глобальном потеплении.

Перечисленные результаты способны дать определенный толчок к развитию прогнозного направления в топологии гео(эко-)систем — разделе комплексной физической географии и геоэкологии, приоритет в становлении которого принадлежит плеяде выдающихся отечественных естествоиспытателей — Б.Б. Полюнову, Г.Н. Высоцкому, Л.Г. Раменскому, А.И. Перельману, М.А. Глазовской, Н.А. Солнцеву, Д.Л. Арманду, В.Б. Сочаве, Ф.Н. Милькову и др. Актуальность развития этого направления несомненна особенно для лесной биогеоценологии, ибо современное прогрессирующее глобальное потепление может вызвать необратимое ухудшение лесорастительных условий на обширных территориях суббореального пояса и южной полосы пояса бореального.

Полученные материалы по состоянию лесных и лесостепных экосистем и прогнозным оценкам их грядущих изменений будут иметь также научно-практическое значение для территории Волжского бассейна как демографического и индустриального «ядра» Европейской России. В частности, построенные согласно термоаридному климатическому тренду прогнозные аналитические модели и ландшафтно-зональные карты Центральной России вскрывают резкое обострение в ближайшие десятилетия проблем сохранения и воспроизводства водных и лесных ресурсов, а также сельскохозяйственных культур в данном обширном экорегионе. По термо- и гидроэдафическим нишам лесных экосистем установлены их критические состояния на зональном экотоне леса к степи. В свете термоаридного климатического тренда прогнозируется тотальный процесс саваннизации широколиственных и смешанных лесов Русской равнины.

На примере лесных экосистем Волжского бассейна разработаны прогнозные модели динамики дискретных параметров биологического круговорота и углеродного баланса для двух альтернативных климатических трендов — регионального потепления и похолодания. Эти модели описывают общую будущую картину биотической регуляции углеродного цикла в системе лес–атмосфера по численным климатическим сценариям, с учетом функционально-структурных перестроек биогеоценозов.

На основе прогнозных моделей в каждом регионе суббореального пояса Русской равнины выявляются локальные ряды и зонально-региональные типы

регуляции лесным покровом содержания CO_2 в атмосфере при развитии климатической термоаридизации. Показано, что одни лесные формации могут осуществлять положительную (в соответствии с известным принципом Ле Шателье), а другие — наоборот, негативную биотическую регуляцию углеродного цикла. Это позволило обрисовать наиболее вероятную картину предполагаемой роли бореальных и суббореальных лесов в снижении парникового эффекта атмосферы при глобальном потеплении, а также оценить, насколько в действительности леса умеренного пояса способны поддерживать устойчивость континентальной биосферы в условиях меняющегося климата.

Впервые в отечественной и мировой геоэкологии разработаны количественные методы расчета и картографирования функциональной устойчивости лесных экосистем как целостных элементарных хронологических единиц, в духе учения В.Н. Сукачева (1972) о биогеоценозах, а не по отдельным их структурным или функциональным характеристикам, что практиковалось ранее. Такой подход является в полном смысле ландшафтно-экологическим. Его эффективность состоит в том, что он опирается на дискретные параметры биологического круговорота.

С помощью метрики евклидова расстояния проведена процедура расчетов мобильной (фитоценотической) и инерционной (почвенно-биотической) устойчивости лесных биогеоценозов двух типов: резистентной и упруго-пластичной. Это позволило выявить метаболическое разнообразие указанных типов устойчивости (в соответствующих индексах). Такие индексы служат комплексными параметрами функционального состояния биогеоценозов. По ним удастся количественно оценить относительный вклад каждого метаболического фактора в тот или иной тип устойчивости и провести верификацию расчетных моделей. На основе полученных мер с помощью новых методов геоморфометрии (Shary et al., 2002; Шарая, 2007, 2009) Л.С. Шарой рассчитаны карты-матрицы индексов устойчивости лесных биогеоценозов двух контрастных экспериментальных полигонов на территории Волжского бассейна, а также всего бассейна в целом.

Проведенный анализ региональных соотношений упругой лабильной устойчивости лесных биогеоценозов и их углеродного баланса по экстремальному сценарию глобального потепления (модель HadCM3, версия A2), с оценкой вклада в этот баланс различных углеродных пулов, позволил оценить механизмы функционирования экосистем при указанном климатическом тренде и тем самым выявить основные движущие силы положительной или отрицательной регуляции углеродного цикла со стороны лесного покрова.

В пределах одного и того же экорегiona на локальном уровне складывается целый спектр взаимоотношений устойчивости лесных биогеоценозов с их углеродным балансом. В результате связи углеродного баланса с устойчивостью оказываются неоднозначными. По этим связям выделено пять типов функциональных состояний лесных биогеоценозов: деградационный, адаптивный, оптимальный, субоптимальный и пессимальный. Каждому типу отвечают опре-

деленное сочетание экстремумов их упругой устойчивости и прогнозируемого углеродного баланса.

Весьма проблематичной задачей в геоэкологии остается верификация прогнозных моделей, и данный вопрос остается до сих пор открытым. По материалам повторных ландшафтно-экологических съемок, проведенных в разные годы на одном из полигонов в Среднем Поволжье (в полосе зонального перехода от смешанных лесов к лесам широколиственным) изложен опыт изучения функционального отклика лесных экосистем (продуктивности и стока углерода) на межгодовые колебания метеорологических условий, которые могут имитировать многолетние (внутривековые и вековые) изменения климата. Погодичные метеорологические аномалии предоставлены как своего рода «окошки» в будущие климатические ситуации, когда та или иная аномалия может стать многолетней нормой.

Эмпирическая имитация экологических последствий климатических изменений позволила выявить конкретные сдвиги в гидротермическом режиме и первичной продуктивности лесных экосистем под действием двух альтернативных атмосферных гидротермических сигналов — гумидного и термоаридного. Установленные биоклиматические связи позволили выйти на определенные региональные сценарии изменений первичной биопродуктивности при различных климатических трендах и выявить количественные показатели, характеризующие известный «экологический» перелом в зоне перехода от бореального пояса к поясу суббореальному.

Описанные выше региональный и топологический прогнозные анализы климатогенных преобразований природных гео(эко-)систем основаны на разработанной автором методике численного ландшафтно-экологического прогнозирования. Методика доведена до рецептурного уровня и может, по-видимому, войти в научно-методический арсенал географической экологии. В иной органично сочетаются, с одной стороны, достаточно строгий формализованный подход к решению прогнозных задач, а с другой, — доступность для широкого круга исследователей процедуры сбора, обработки и анализа эмпирического материала.

В отличие от известных отечественных и зарубежных подходов, в данной методике предусмотрен множественный характер трансформации природных комплексов при фиксированном значении климатического тренда. Впервые удалось рассчитать не только вероятности, но и скорости функциональных преобразований ландшафтов и биогеоценозов, что позволило выйти на прогнозные оценки с заданной заблаговременностью.

Разработаны два типа прогнозных моделей: хорометрический и хронометрический, — по которым представлены региональные и локальные сценарии климатогенных изменений природных комплексов Русской равнины и Большого Кавказа, в том числе его высокогорий. Перечисленные научно-методические достижения до сих пор они не имеют подобных аналогов ни в нашей стране, ни за рубежом.

Подчеркнем экспериментальный характер самой методики эколого-географического прогнозирования. В расчетных моделях ход прогнозируемых процессов воспроизводится с помощью их эмпирической имитации пространственно распределенными параметрами базовых экологических ниш изучаемых объектов. Исследователь задает входные параметры в данную операционную систему и получает на выходе картину прогнозируемых структурных и функциональных состояний изучаемых объектов в данной статистической выборке, с выявлением новых вневыборочных объектов.

В книге представлены: 1) локальная эмпирическая имитация регионального биоклиматического тренда по моделям бинарной гидро- и термоэдафической ординации лесных топогеосистем; 2) использование свойства полизональности локальных геосистем как способа их реакции на глобальные изменения климата; 3) эмпирическая имитация климатогенных изменений биологического круговорота на основе гидротермического ординационного анализа его параметров; 4) эмпирическая имитация изменений продуктивности и стока углерода в лесных экосистемах при климатических колебаниях (на основе повторных съемок в разные годы на одном и том же полигоне).

В заключительной части монографии освещены некоторые актуальные эколого-географические проблемы. Для успешного развития новой природоохранной стратегии и создания системы мониторинга, обеспечивающей реализацию этой стратегии, несомненное значение будут иметь дальнейшее познание локальных и региональных форм природно-территориальной организации, построение ее комплексных геоэкологических моделей, а также разработка теории и методов ландшафтно-экологического прогнозирования, к чему стремился автор в своих исследованиях.

В этом отношении показательны рассмотренные на примере Приокско-террасного биосферного заповедника перспективы регионального и глобального геосистемного мониторинга по структуре, функционированию и динамике лесных биогеоценозов. Выявлены наиболее эффективные каналы внешних воздействий на гидротермический режим, структуру и функционирование лесных биогеоценозов заповедника. Установлены причинные механизмы формирования их различных эдафических климаксов. Показана определяющая роль катенарной организации лесных сообществ в многообразии их сукцессионной динамики и ответной реакции на внешние воздействия. По структурному развитию и параметрам биологического круговорота выявлены лесные фитоценозы, которые наиболее близки к зональному климаксу и по параметрам биологического круговорота могут служить приоритетными объектами глобального биосферного мониторинга.

В качестве одного из актуальных аспектов глобальной экологии в книге описаны эволюционные биосферные процессы и явления в Тихоокеанском подвижном поясе — тектонически и климатически активной зоне контакта материка и океана как фокусе биогеоценологических процессов, создающих новые субэаральные ландшафты на современном этапе развития биосферы. Изложена проблема

изучения организации биогеоценотических и ландшафтных систем островной и окраинно-материковой суши на Тихоокеанском мегаэктоне Северной Евразии. Представлена развернутая эволюционная ландшафтно-экологическая концепция, основанная на дискретном эмпирико-статистическом моделировании лесных природных комплексов для различных этапов геологической истории формирования континентальной биосферы в Северо-Западной Пацифике. Эта концепция рассматривается автором как первый шаг к созданию эволюционного ландшафтоведения — новой отрасли физической географии и геоэкологии.

По материалам крупномасштабных ландшафтных съемок, проведенных на экспериментальных полигонах в различных секторах мегаэктона, а также по известным биоклиматическим и геолого-геоморфологическим материалам описаны два пространственно-временных среза с общей траектории субаэрального ландшафтогенеза:

1) неопацифический островодужный — этап зарождения и восходящей эволюции вулканогенных островных геосистем неоген-четвертичного возраста в океанической среде, с формированием на локальном уровне зачатков зональных типов географической среды и с появлением «климатически неоправданных» высокопродуктивных лесов благодаря в значительной мере геотермической энергии действующих вулканов;

2) субпацифический окраинно-материковый — этап их последующего континентального развития как молодой (мезозойской) горно-долинной морфоструктуры, с образованием буферных лесных сообществ эволюционного климакса. Геотопологическим анализом ландшафтно-экологических связей раскрыты определенные локальные механизмы глобальных эволюционных изменений островных и окраинно-материковых природных экосистем.

Здесь рассматривается поднимаемый в отечественной литературе вопрос о «законах эволюции биосферы», которому созвучна также «тектоническая» гипотеза «эволюционно-биологических эффектов» на Курильских островах. В этих концепциях утверждается наличие прямой и притом синхронной связи между тектоническими и фитоценологическими процессами в биосфере. На основе известных в отечественной литературе положений фундаментальной био- и геоэкологии показана несостоятельность упомянутых концепций. Разноскоростная лестница характерных времен является обязательным условием для развития любой разнотопосубстратной экосистемы, а устойчивое, равновесное состояние такой системы обеспечивается ее пространственной и временной иерархической организацией. Таковы в действительности основополагающие законы формирования биосферы, и они находят подтверждение в материалах проведенных автором исследований.

Наконец, немаловажное место в географической экологии занимает изучение механизмов организации лесных природных комплексов в урбосфере в целях дальнейшего развития биоэкологического и геосистемного мониторинга больших городов. Данный геоэкологический аспект рассмотрен на примере крупного мегаполиса — Нижнего Новгорода. По разработанной автором методике проведен

опыт эколого-микrokлиматического районирования большого города. По локальным эмпирико-статистическим моделям техногенной трансформации межкомпонентных связей в городских лесных экосистемах установлены основные признаки их антропогенного «расшатывания», а также их адаптации к урбосфере с высоким уровнем загрязнения приземной атмосферы и почвы. Эти признаки следующие:

- 1) понижается и становится более «размытым» общий уровень межкомпонентных связей, что означает общее снижение целостности природного комплекса;
- 2) ослабевает дифференцирующее влияние микрорельефа на гидроэдафотопы; соответственно становятся более автономными от гидро-геоморфологических условий почвенные и фитоценотические признаки;
- 3) резко снижается роль детритной ветви метаболизма в балансе массы лесной подстилки, что означает ослабление известного регулирующего влияния подстилки на малый биологический круговорот в лесу.

Выделены два адаптационных механизма, способствующие выживанию лесной экосистемы в урбанизированной среде с высоким техногенным загрязнением:

- 1) развитие под пологом леса сорно-рудеральной растительности (преимущественно на местоположениях с максимальным почвенным загрязнением), который сопровождается резким снижением видового состава травостоя, но одновременно — увеличением его зеленой массы и годичной продуктивности, что способствует повышению упругой устойчивости всего лесного фитоценоза;
- 2) повсеместное смещение оптимума функционирования городской лесной экосистемы с верхнего (древесного) яруса на нижние ярусы — подрост, подлесок и напочвенный покров, где резко возрастает доля ежегодно возобновляемой зеленой массы. Тем самым предотвращается полный распад лесной экосистемы и сохраняется вся сеть ее межкомпонентных связей. Вне зоны урбанизации автотрофный биогенез в гораздо большей степени определяет устойчивость лесов, чем детритная ветвь метаболизма. Это преобладание усиливается в самой урбосфере и достигает 3,5–4-кратных величин. Таким образом, описанные механизмы адаптивной структурно-функциональной перестройки лесного сообщества в условиях мощного геохимического воздействия направлены в конечном итоге на поддержание его устойчивости.

Систематизированный банк данных, представленный в монографии, может быть использован при разработке экологических основ сохранения, воспроизводства и рационального использования лесных ресурсов, а также формирования сети охраняемых и рекреационных территорий, что особенно важно для районов с критическими условиями существования лесной растительности, к которым особенно относится зона контакта леса и степи.

Опыты проведенных ландшафтно-экологических анализов и прогнозов будут способствовать также: а) обеспечению идеологической основы и научно-методической части типовой программы работ национальных природных парков, заповедников и заказников, особенно в период их становления; б) определению

стратегии исследовательской и природоохранной деятельности их научных коллективов на обозримую перспективу; в) созданию необходимой методической и информационной базы для последующего осуществления биоэкологического и геосистемного мониторинга по отечественным и международным программам. Разработанные методы моделирования и результаты анализа моделей призваны служить дальнейшему развитию теории и методов ландшафтной экологии, региональных аспектов физики биосферы, а также созданию научно-методической базы биоэкологического и геосистемного мониторинга.

В целом, содержание книги имеет скорее поисковый (рабочий) характер и его следует рассматривать как предлагаемое автором «Введение в экспериментальную геоэкологию», которое имеет целью наметить перспективные направления дальнейшего научного поиска в разработке проблем и методов данной отрасли комплексной физической географии.



ABSTRACT

Introduction

Fundamental problems of ecology and geography include, as is known, the problem of global changes, which is the core of “International Geosphere-Biosphere Program”. The Program is designed for a long-term outlook and envisages development of scenarios for the nearest future of biosphere in terms of physical models describing basic processes and events. One of the most dynamic natural processes on the planetary scale, which efficiently influenced biosphere evolution in the past and determine its condition in the future, are changes in the global climate caused by changed chemical composition of atmosphere, with the corresponding demonstration of greenhouse effect. The coming global climatic changes will be associated first of all with technogenic growth of the content of CO₂ and other greenhouse gases in atmosphere, which may disturb the natural carbon cycle in biosphere and lead to large-scale ecological consequences, including reorganization of landscape-zonal structure of entire continents.

As is known, global geosystem monitoring is most up-to-date and actually realizable on the scale of individual ecological regions. However, natural processes and events on the regional hierarchic level are characterized by the greatest diversity and high discreteness, therefore the regional response of global climatic changes inevitably takes the form of multiple reactions of vegetation, soils and landscapes as a whole to background climatic signals. So far there is no any distinct notion of this multiplicity, because the measure of sensitivity of soil-biotic components to climatic changes in different zonal-climatic and geomorphological conditions has not yet been estimated. The regional and local levels of geocological prognoses still have not been developed enough due to insufficiency of factual material and methodical difficulties of the transfer of hydro-climatic prognosis from global to regional and local.

Zonal Organization of Forest Belt on the Russian Plain under Changing Climate

Ecological safety of large territorial subunits of the continental biosphere significantly depends on the state of the zonal-regional types of natural ecosystems, first of all forest cover. Therefore the problem of maintenance of forest ecosystems and reproduction of forest resources on the southern boundary of temperate forest zone, where forest communities are present in the states close to critical, is among the fundamental ecological problems. The study of natural environment organization would be expediently realized by the example of marked and large biogeographical and landscape borders — ecotones. Such a border on the territory of Eurasia is a broad boundary strip of forest belt — boreal ecotone. Such a border on the territory of Eurasia is a broad boundary frontier between the boreal (mainly

taiga-forest) and subboreal (forest-steppe and steppe) belts of plant formations. The frontier stretches from the Baltic Sea to the East Sayan and Baikal Lake and then, after a break, to Inner Mongolia. This transcontinental boreal ecotone is a vector (connection) geosystem of the highest, or belt, rank. The main watershed of the Volga river basin is included in the boreal ecotone of the Russian Plain.

The boreal biogeographic ecotone of the Volga river basin is used as an example for consideration of theoretical and scientific-methodical problems of geographical zonality — a fundamental ecologo-geographical conception at the present-day stage of biosphere evolution associated with the global anthropogenic impact on the climate. Using the symmetry analysis of the superposition of two initial factors of the regional climatic formation: latitude zonality and longitude sectorality, the crucial differences in the mechanisms of formation of zonal geospace have been revealed in the “core of typicalness” of the boreal belt of the Russian Plain and on its southern and northern periphery (boreal and subarctic ecotones) Both zonal-belt ecotones have a dynamic symmetry of similiary (logarithmic helix), which is characteristic of the evolving systems of the earth nature in general. The shapes of zonal boundaries were also found to have a higher dynamic symmetry as compared with the adjacent zonal geospaces. This is characteristic both of the whole boreal belt and of its ecotones — northern and southern. The processes of regional dissymmetrization of zonal geospaces in the “core of typicalness” are more diverse and more marked than on the periphery. Correspondingly, the geosynergistic homogeneity of landscape structure elements should be lower in zonal cores of typicalness as well.

A detailed analysis of ecological principles of landscape-zonal organization of the boreal ecotone revealed quite a number of new regularities in the mechanisms of this organization. Zonal boundaries are considered as modern spatial analogs of the future landscape changes in time. The work dwells on the basic “trigger” mechanisms of zonal boundary formation at the interaction of background climatic signals and their refraction by local (mainly lithogenic) factors. The most important immanent feature of zonal boundaries is the stronger territorial interrelationship of landscape types on either side of each boundary, as well as the higher spatial orderliness of landscape areals on the boundaries as compared with the cores of typicalness of natural zones themselves. This is one of the main reasons of higher sensitivity of zonal ecotones to the background climatic signals.

Empirical Grounds of Predictions and Paleogeographical Reconstructions

Two different by scale types of landscape-ecological connections are considered. Zonal-regional phytocoenological and landscape units show a fairly strong dependence on the annual atmospheric humidity factor. The groups of primary plant formations and landscape kinds delineated in the geobotanical and landscape maps of European Russia were taken as operational units of regional ecological prognoses. Quite another way of prediction has been used for the level of local (topological) ecosystems. Landscape facie (biogeocoenosis) is a most small natural territorial complex and indicates by structure-functional “core” of biosphere. It has been established empirically that the main channel of connections between landscape facies and the background climatic system passes through summer moisture ca-

capacity of soil. The local forecast analysis was based on the materials of large-scale landscape-ecological surveys carried out by the authors at seven experimental test sites (ranges) of the Middle Volga Region. The groups distinguished for each regional ecosystem cover the major topological diversity of forest types and are located in the vector system of landscape couplings (catenas) — in the direction of edaphic moistening increase. The initial climatic parameters of global and regional paleoreconstructions and prognoses (average January and July temperatures, sum of the precipitation cold and warm periods) *have been taken from the data of hydro-meteo-net and from known literature sources. The derivative geophysical parameters for the territory of the Volga River Basin (annual radiate balance, annual humidity factor, stored soil summer moisture, etc.) have been calculated by the empirical formulas (with the high coefficients of correlation).*

Analytic Methods of Empirical-Statistical Modeling of Ecosystems

Presented in given monograph landscape-ecological predictions are based on construction of discrete empirical-statistical models of natural ecosystems. These models make it possible to operate with a relatively small number of the most informative characters and to obtain results with a higher level of space solution and territorial generalizations. Specially developed numerical method of probabilistic regional landscape-ecological prediction is based on the following principle: climatically conditioned transformation of a geo(eco)system into another one is more significant, if the intersection of their climatic niches was less in the initial state (i.e., the present-day contrast of their states is more marked) and the value of niches' intersection is higher after the natural complexes have become closer to each other by the given geophysical character. The ecological estimates of forthcoming global warming refer first of all to the functional but not structural-morphological prediction.

The geoeological analysis has been performed using mainly two types of empirical models: (a) informational, describing the geocomponent interrelations, i.e. monosystem organization of nature complexes, serving as a basis for the regional bank of their ecological niches that characterizes their parametric space; (b) “fuzzy” set theoretical models, describing the polysystem units of landscape organization by operations with the ecological niches as descriptive vectors. On the matrices of inclusion relations the reserve of “homeostaticity” as a measure of potential stability of geo(eco-)system to given factor was calculated. The structural schemes of temporal states of regional and local geo(eco-)systems and also schemes of their climatogenic transformations have been created on the basis of this measure.

The suggested kind of empirical simulation modeling of the global-regional changes by local geo(eco-)systems based on the schemes of binary ordinations is intended for promotion in a certain advance toward elucidation of the local mechanisms of these changes.

Regional Bioclimatic System and its Prognostic Significance

Analytic and cartographic materials for Volga river basin and its surrounding made to establish the regularities of functional and structural response of zonal-regional geo(eco-)

systems to global climatic signals. The models of thermal and pluvial niches showed, for both vegetation and soils, that the zonal range of the most stable climatic niches is very broad, evidencing the presence of “cores” (centers) of high potential resistance to the changes in the regional climatic system in all natural zones (subzones) of boreal ecotone. Using the accepted measures of unconformity of niches by temperature and precipitation, it has been revealed that most plant and soil systems must have a coordinated reaction to the changes in temperature and precipitation.

This makes the predicted (or retrospective) picture of future (or past) conditions of natural ecosystems much more definite. In the course of verification of the models of regional bioclimatic system it was established that modern middle- and south-taiga plant formations as a whole are adequate to their soil differences. The most variegated picture of the relations of phytobiotic and soil areals is in the typical and southern forest-steppe and northern steppe. Model of chain reactions in geocomponent interrelations has revealed a system of regional hydrothermal parameters, which was used further for paleogeographical reconstructions and prognostic modeling in the light of global climatic changes. These constructions are based on modern landscape-geophysical connections in the region converging at plant cover and soils, as well as primary bioproductivity.

Polymorphism of Landscape-zonal Systems

For the first time the results of quantitative assessment of the mechanisms of monosystem (geocomponential) organization of landscape-zonal systems are presented. It has been established the principal conditions for manifestation of landscape polymorphism. A differentiated evaluation of the binar interrelations of geocomponential blocks equivalence allowed us to reveal the main features of landscape monosystem polymorphism and zonal geospaces formed by landscapes on the boreal ecotone of the Russian Plain. Weak common componental relationship is basis of the monosystem polymorphism of the landscape-zonal systems, in consequence of that the partial landscape structures are formed with comparatively high equivalence of the componental blocks. The two types of landscape polymorphism are described: parametric and territorial. Landscape “projections” (partial sub-systems) with the highest equivalence of geocomponential blocks are geosynergetic “cores” of the general monosystem structure of zonal-regional complexes. In the main watershed of the Volga river basin there are 7 such partial landscape structures: thermo-edaphic, oro-edaphic, thermo-productive, edapho-productive, thermo-geochemical, oro-geochemical, and edapho-geochemical. It has been presented a series of maps illustrating the degree of manifestation of these structures in different kinds of landscapes and in zonal geospaces of the boreal ecotone.

Local Mechanisms of Formation and Functioning of Forest Ecosystems

The large-scale empirical-statistical modeling of broadleaf- and coniferous-forest ecosystems is worked out by the example of southern outpost of the boreal ecotone. Common information models is considered as a system of chain reactions in landscape connection

under external hydro-thermal impact. These models demonstrate a rather orderly system of local connections, where biogeocoenoses, forest types, and soil entities are quite closely connected with lithogenic factors and summer soil-ground moistening. Type schemes of space distribution of ecological niches uncover the connection canals in system “factor-phenomenon” and permit to reveal the dynamic of different factor influence over the state of forest communities. On the ecotone forest and steppe in conditions of plain relief, the direct action of soil-ground moistening on the zonal groups of landscape facies is very effective.

The ecological role of relief drastically increases in low-mountain conditions. In conditions of lowland outwash forested, territorial distribution of structure and function characteristics of coniferous forest ecosystems is strictly enough determined first of all by depth of loamy substrate, the level of ground water table, and the type of location sites. Revealed local ecological optimum of lowland coniferous-forest phytocoenose characterizes the zonal-regional norm of forest ecosystems formation and can serve as a “zero” for estimating of there different local response on the background effect. The analysis of different categories of phytomasses and complex parameters of biological cycle has shown that destruction branch of biological cycle is the leading factor of exchange processes, and the zonal-climax ecosystems (with primary plant) have the highest its let pass capacity.

Methodology of Regional and Local Landscape-ecological Prognoses and Paleoreconstructions

The monograph expands on the principles of regional landscape-ecological prognosis developed by the author, which are based on the methods of theory of information, descriptive (“fuzzy”) sets and Markovian chains. These methods are used for numerical paleoreconstructions for the first time. The ways and efficiency of using these principles in assessment of the past and future states of natural ecosystems are demonstrated as well. Strategy of the landscape-ecological prognosis was as follows: first to carry out an identification of picked out ecosystem objects (either zonal types and regional kinds of landscape or local nature complexes) to certain values of contemporary climatic conditions, and then to make an estimate of the most probable transformation of revealed ecological niches of given objects according of expected climatic changes for given prognostic date.

Predictions of ecosystem transformations include two stages of analysis: (1) evaluate of probabilities of changes in the functional states of ecosystems and (2) calculations of the rates of ecosystem transformations. Quantitative predictive analysis is carry out by means of the operations with hydro-thermal niches of regional or local ecosystems. The algorithms of predictive calculations are detail described for the both stages of analysis. In conclusion, the methods of calculation and construction of average weighted (by territory) matrixes and orographs of landscape-ecological transitions (for prognosis) and deviations (for paleoreconstruction).

The principle of the functional isomorphism of ecosystems proposed by us is used for the correction of the net of functional-structure transitions. The models of functional isomorphism bring significant restrictions in the probability pattern of predicted trajectories of changes in geo(eco-)systems, and this pattern becomes more ambiguous and ordered. The foci of transition network are maximally isomorphic binary links — correlation plei-

ads of the highest level of similarity of bioproductive niches; they form priority chains of soil-phytocenological transformations.

The results of the local prognostic analysis are presented in both graphic-analytical models and large-scale maps. The transition from the local to the regional level of prognostic modeling is carried out with the using of inductive hierarchic extrapolation, a method that we developed on the basis of the empirically established phenomenon of polyzonal nature of local ecosystems as a response to global climate changes.

Regional Predictive and Paleogeographical Scenarios for Territory in the Volga River Basin

Predictive analysis and mapping on the scale of landscape-zonal ecosystems (region level) was based on the fundamental concept of global ecology concerning the close relationship between natural zonality and heat-to-moisture ratio. The hydrothermal trends for the period up to 2150 have been taken from two global climate models: GISS-1993 and Had-CM3-2000. According to them the common progressive aridization of the regional bioclimatic system will develop during 21st century, and this process will become still deeper and more total with time. Over the whole territory of the basin, quite a significant decrease of soil moisture reserves in the vegetation period is predicted. The work gives prognostic maps of landscape-zonal conditions of the region.

The most active development will be characteristic of two zonal vegetation types: mixed forests, on the one hand, and typical and southern forest-steppes, on the other hand. In accordance with that, one should expect a sequential northward shift of zonal and subzonal boundaries of functioning of natural complexes. Acceleration of small biological cycle in the entire polyzonal space of the boreal ecotone, from middle taiga to southern forest-steppe inclusive, will be the main driving force of subsequent transitions of predominantly more northern landscape-zonal systems into more southern ones. Retrospective landscape-zonal maps and analytical models of deviations for two paleogeographical transects — the optima of Mikulino interglacial period and Holocene — have been presented. These epochs show a backward thermal-arid trend, i.e., retrospective appearance of a fundamentally similar tendency, which is characteristic of the bioclimatic trend predicted for the given territory, but with a reversed sign.

Local Predictions for Climatogenic Transformation of Forest Ecosystems

Topo-ecological concept of prediction: “Global Changes on the Regional and Local Levels” as a basis of regional-local bioecological and geosystem monitoring under global anthropogenic climatic changes is presented. The objects of research are forest biogeocoenoses (landscape facieses) — elementary units of geographical ecology. Zonal-regional bioclimatic background is refracted by local geomorphological and hydroedaphic factors. This phenomenon results the formation of regional systems of local zonality which are able to simulate the main directions and scales of ecosystem reconstructions. The predicted thermal-arid trend will initiate an unequivocal and very significant reduction of productive soil moisture resource in the middle of vegetation period on the

whole territory of the Volga river basin. It will result to inevitability of drastic worsening of forest growth conditions in the zone of forest to steppe transition during the forthcoming global warming.

Finally, on the place of the sub-zone of broadleaf forests and south part of the sub-taiga zone in Middle Volga Region will be taken by developing coniferous (pine) forest-steppe as a new (for this region) zonal ecotone of direct contact between boreal and steppe plant formations. This will be the general process of “savannization” of south belt of forest zone of the Russian Plain under global warming. Paleogeographical verification of prediction calculations showed that the known scenarios of warm epochs of the closest geological past (middle Holocene and upper Pleistocene) as a whole cannot be an empirical basis of monitoring the numerical modeling of anthropogenic climatic changes and the corresponding transformations in the landscape-zonal systems of the Russian Plain for the forthcoming 50–100 years.

Biological Cycle in Forest Ecosystems and their Stability under Global Warming

The strategy of prognostic landscape-ecological studies on climatogenic changes in the biological cycle and carbon balance in forest ecosystems as leading factors of the biotic regulation of the environment is presented. Methods are described for constructing analytical and cartographic empirical statistical models that make it possible to reveal the local mechanisms of biotic regulation and identify the zonal/regional types of forest formations capable of stabilizing the continental biosphere in the changing climate.

The gradient (ordination) analysis was used to establish the parametrical and spatial correlations of predicted changes in the two branches of small biological cycle, production and detritus. On this basis the empirical simulation of climatogenic changes in the biological cycle was carried out. In southern marginal forests, simultaneous rise of temperature and reduction of soil moisture content should result in the lower amount of CO₂ captured by phytocoenoses from atmosphere at photosynthesis. The ascending branch of biological cycle will cause here an additional intensification of atmospheric greenhouse effect and thus aggravate the global warming. On the northern boundary of the forest-steppe zone broadleaf and mixed forests will increase (and quite significantly) both their primary productivity and reserves of living organic matter. Accordingly, conservation of atmospheric carbon in perennial skeletal phytomass of these systems will increase and, as a consequence, the significance of this phytocenotic pool as a carbon sink will increase as well. It is offered the general model scheme which describes the driving forces of climatogenic successions — the fundamental mechanism of transition from functional changes to structural transformation of geosystems under the effect of global warming.

A brief review of the state of the problem of stability in forest ecology is presented, and the known mathematical models of ecosystem sustainability are estimated in the context of their applicability to landscape-ecological systems. The ideology and methods of quantitative evaluations of forest ecosystem potential sustainability is described. Two levels of sustainability are distinguished — labile phytocoenological and passive soil-biotal.

Statistically significant relations in equations have been obtained that describe the dependence of these indices on metabolic features of forest biogeocoenoses and on environmental factors. The presented large-scale and small-scale matrix maps of resistance and resilience stability of forest facies (by the example of Samarskaya Luka) and forest formations (for the Oka–Volga basin) characterize their sensitivity to climatic changes and subsequent succession/restoration potential, respectively. The local and regional maps of these indexes are created out. A comparative analysis of resistance and reduction potential (elastic stability) of forest ecosystems is presented for various climatic zones.

Carbon Balance in Forest Ecosystems and Biotic Regulation of Carbon Cycle under Global Warming

It is outlined the further development of the known concept of biotic regulation of carbon circle in biosphere with the help of a study of local mechanisms in the small biological cycle, which provides stability of natural environment in accordance with the Le Chatelier's principle. Carbon balance in forest ecosystems for various prognostic dates was calculated with using the so-called forestry method based on the dynamics of live and dead phytomasses.

This balance shows whether this group of forest communities absorbs additional amount of CO₂ from atmosphere due to the shifts in biological cycle induced by the global warming or, on the contrary, becomes a source of its additional emissions. Detritogenesis is a metabolic branch most sensitive to climatic impacts; nevertheless, during sufficiently long periods of time the maximal (by absolute values) changes occur not in the detritus branch but in autotrophic biogenesis: general net production of forests.

The prognosis of changes of biological cycle and biotic regulation of the carbon cycle according to the scenarios of global warming are presented. Two mutually antithetical phenomena of carbon cycle biotic regulation will be developing on the Russian Plain. The extreme south of the forest zone will be the field of significant additional accumulation of carbon in atmosphere. The main positive biotic regulation of carbon exchange between the above-ground ecosystems and atmosphere aimed at reduction of its greenhouse effect (according to the Les Chatellier's principle) will be performed by broadleaf-coniferous forests of high plains in the nemoral-forest subzone and in the southern belt of sub-taiga zone. It was revealed that functional states of forest ecosystems has influence on biotic regulation of carbon cycle. Local and regional maps of carbon balance are presented as well.

Actual ecological-geographical problems

1. Perspectives of geosystem monitoring in Biosphere Reserves

Spatial organization and functioning of forest ecosystems of the by-Oka-terrace biosphere reserve as an object of regional and global environmental monitoring. The empirical-statistical models based on the data of large-scale landscape-ecological survey demonstrate the most effective channels of external influence on the hydrothermal regime, structure and function of forest biogeocoenoses of the Reserve. The causal mechanisms of formation of their different edaphic climaxes have been established. The determining role

of catena organization of forest communities in the diversity of their succession dynamics and responses to external influence has been demonstrated. The Reserve proved to be an advantageous object for implementation of regional geosystem monitoring, i.e., the control of successional progress in the formation of climax ecosystems. However, the object of research aimed at solving the problems of global biosphere monitoring must be representatives of a given zonal-regional bioclimatic system, which have a very limited range in the reserve. Structural development and biological cycle parameters were used to determine the forest phytocoenoses closest to the zonal climax, which can be priority objects for global biosphere monitoring as regards their biological cycle parameters.

2. High Mountain Ecosystems due to Impact Pressure and Global Climate Changes

Systems analysis of high-mountain natural complexes of the local (topological) level and prediction of their states under conditions of forthcoming global climate changes has been presented. The problems of spatial organization and climatogenic transformations of regional landscapes of mountainous country are reported more briefly. The concept of empirical-statistical modeling of alpine ecosystems has been developed by the example of the Central Caucasus. This concept is aimed at the search of the ways of conservation of natural diversity and resource potential of alpine natural complexes under conditions of both local and global anthropogenic influence. The modeling has revealed the leading mechanisms of natural interactions, which form spatial organization of the meadow ecosystems of highlands. The diverse spectrum of their anthropogenic dynamics induced by the longest, historically traditional type of influence (pastoral) has been quantitatively assessed.

The models based on many-year field and office studies of the authors disclose the mechanisms of spatial organization of alpine meadow and forest communities. The quantitative indices of ecological connections between vegetation cover and abiotic environment have been established; the structural/functional changes in vegetation cover induced by the cutting down of subalpine forests and grassland digression of meadows have been revealed.

The procedure of construction of analytical and cartographic models based on the methods of theory of information and “fuzzy” set theory and on the methods of geomorphometric statistics has been stated in detail. The regularities of monosystemic organization of meadow and forest communities and polysystemic structures of meadows of different hierarchic levels are described on the basis of modeling inter-component and inter-complex landscape connections. The new methods of geomorphometry were used for plotting large-scale maps of alpine meadows and their separate ecological characteristics as well as small-scale base and prediction maps.

The results of modeling have shown that the subalpine forest ecosystem possesses the strictest and unidirectional matter-energy connections between the characters and geomorphological factors (micro- and nanorelief) have decisive influence on the properties of soil and phytocoenosis. The ecological regimens and states formed under the forest canopy are stable in time and the least sensitive to climate fluctuations. The monosystemic organization of meadow communities and their polysystemic structures of local level are described on the basis of modeling inter-component and inter-complex landscape connections (by the example of pasture “Zhilasu” in Northern By-Elbrus). The functioning and stability of alpine

meadows were comparatively assessed using different measures of representation of zonal ecological space.

Predictive estimates have been made for the changes in landscape structure of mountainous country and for the local transformations of high mountain meadows and forests in light of the forthcoming global climate changes for the period of up to 2100 (according to the newest climate prediction model E GISS, which assumes the climatic thermoaridization of given territory). The presented analytical prediction models of transformations of mountain landscapes for north macroslope of ridge and alpine meadows and forests in the vicinity of Mount Elbrus for the middle and the end of the 21st century is based on the climatic scenario describing the forthcoming global warming. The models of transitional probabilities for the given mountainous country and corresponding predictive maps show that climatogenic transformations of regional ecosystems (landscapes) on each altitudinal floor will be directed mainly to the natural complexes of the warmer (in summer) and less humidified floors below. Landscape boundaries will accordingly shift up the slopes.

The methods of cartographic predictive modeling are described. It has been created the small-scale predictive map of regional landscape-ecological conditions for northern slope of the mountain range. At the local level the base large-scale geobotanic maps for two territories of By-Elbrus have been converted on into the maps of the future alpine plant cover.

3. Pacific Ocean Mega Ecotone as an Evolutionary Model of Continental Biosphere

The monograph presents also the results of research into the spatial-temporal organization of terrestrial ecotone geo(eco)systems in the Pacific Mobile Belt as a focus of evolutionary ecological and geographical processes and phenomena at the modern stage of development of the biosphere. This trend of complex physical geography has been put forward previously by the author as a conceptual idea (Kolomyts, 1987, 1988). The problem of studying the organization of biogeocoenotic and landscape systems of marginal-continental and insular land in the tectonically and climatically active zone of contact between the ocean and the continent is set forth. The proposed statements are factually substantiated on the basis of the known bioclimatic and geological-geomorphological data, as well as the results of large-scale landscape-ecological surveys performed at experimental sites in the marginal-continental and insular-arc sectors of the mega ecotone. Hence, it was possible to saturate the concept with particular contents and to develop its fundamental theoretical and methodological aspects on the basis of empirical-statistical modeling and prediction of the structural-functional organization of biogeosystems and landscapes at different stages of geological history of continental biosphere formation in the Pacific Mobile Belt.

In the book we have considered the three spatial-temporal sections of geological history of the formation of continental biosphere in the boreal Eurasian region of the Pacific Ocean mega ecotone: (1) the origin and evolution of insular-arc geo(eco)systems of the Neogene/Quaternary period in the oceanic environment, (2) the subsequent ascending development of the continent as a young (Mesozoic) mountain-valley morphostructure, and (3) the final regressive branch of the total trajectory of subaerial landscape genesis — the fragmentation of separate marginal parts of the continent and their sinking below sea level, with the formation of continental islands with a “senile” erosion-denudation relief. Thus,

the three main steps of the known Davis–Penck–King geographical cycle have been encompassed.

The empirical statistical models of the island-arc stage of continental biosphere development in the North-West Pacific have been created by the example of experimental test ground near the active Mendeleev volcano on the Kunashir Island (the South Kuril Ridge). It was shown that on this initial stage local geomorphological and hydopedaphical conditions created the centers of origin of diverse phytocoenological structures. The optimizing strategy program for the development of plant communities, which is aimed at the maximum biomass formation on forest island-arc landscapes, is much more marked compared to their zonal analogs on the neighboring continent. An exceptionally high percentage of green mass in the structure of production results in the acceleration of biological cycle as a factor of stability of forest community. All the above ensures the survival of insular ecosystems of the boreal Neo-Pacific under unfavorable conditions of “cold” oceanicity.

Conducting channels of magma-based geothermal system causing abnormal increases in soil temperature have been found in the region of the degassing Mendeleev volcano. This process was favorable for transgression of more southern species and entire communities to this boreal-forest ecoregion over a long period of time. The “climatically unjustified” but sufficiently stable subboreal forest ecosystems were formed, as well as the early stages of buffer forest communities. Geothermal energy induces rearrangement of the plant cover towards the increase in its floro- and phytocoenotic diversity to the detriment of biomass formation rate. The largest possible (under the given climatic conditions) diversity of floristic and phytocoenological structures creating terrestrial vegetation at the transitional zone from continent to ocean originates just from island volcanic landscapes.

The experiment on multidimensional empirical and statistical modeling of the structure and function of boreal landscapes of the Pacific Ocean mega ecotone of Northern Eurasia has been carried out by the example of Priamurye sub-Pacific (the subtaiga ecoregion of the Lower Priamurye). The information and fuzzy set-theoretical models were used to determine the main features of mono- and polysystemic spatial organization of floristic and phytocoenotic formations of the sub-Pacific type under the conditions of low-mountain relief and boreal bioclimatic ecotone, with the aggravated monsoon-type interaction between the continent and the ocean.

The information models of monosystemic organization of boreal landscapes were used to reveal the causal mechanisms of emergence of the known florogenetic richness and phytocoenotic diversity of forest cover, which is typical of the marginal continental land of the southern Far East. It has also been shown that the polysystem space of the Priamurye boreal ecotone has a high degree of intercomplex relationships. It was represented by mutual penetration of floras and phytocoenotic structures and resulted in the formation of buffer forest formations — a phenomenal event in the temperature belt of the Asian sub-Pacific marginal continental land.

The mechanisms of appearance of buffer forest communities, including spruce/broad-leaved and nemoral fir/spruce forests of the Manchurian-Okhotsk phratric, have been revealed. It has been shown that the forests of this phenomenal buffer flora differ from the forests of basic floras in the higher indices of structural and functional development and

have reached the state most similar to the evolutionary climax. The earlier concepts of the Pacific Ocean mega ecotone of Northern Eurasia as a focus of evolutionary processes in the continental biosphere have been confirmed.

The coupled analysis of polysystem models of microlandscapes showed certain disconformity between an integrated (“unipolar”) spatially ordered system of structural phytocoenotic connections between microlandscapes, on the one hand, and a disintegrated “multipolar” functional (metabolic) space of phytobiota, on the other hand. In the territorial mosaic of this disconformity, the foci of modern forest-forming processes and the main directions of forthcoming functional and structural changes in the forest cover of Priamurye sub-Pacific have been outlined.

The structural-functional analysis of continental-insular landscape was performed by the example of the Putyatin Island (Peter the Great Bay, South Primorye). Such landscape characterizes the mega state of this part of continental biosphere on the regressive branch of its geological development. The insular geosystem is at the stage of damped evolution: the “senile” erosion-denudation relief, the uniform anthropogenically modified forest cover (secondary prairie oak forests), and the active manifestation of exogenous morpholithogenesis.

According to palynological data, the modern plant cover of the Putyatin Island underwent cardinal transformations in Late Holocene: first climatogenic (from polydominant broad-leaved forests to coniferous/broad-leaved forests) and then anthropogenic (to the absolute dominance of secondary oak forests with very monotonous phytocoenotic structure).

The oak forests of the Putyatin Island, as a subarid phytocoenological structure, do not correspond to the modern zonal-climatic conditions of southern coastal-insular regions of the Primorsky Country. Here, such zonal representative is the soil cover which has yet preserved many morphological features since the time of dominance of coniferous/broad-leaved forests. Under the conditions of anthropogenically altered and, to a considerable extent, degraded forest vegetation of the continental-insular geosystem, the main object of landscape structural-morphological analysis is the soil and the related processes of exogenous morpholithogenesis.

4. Geographical Urboecology

As is known, the natural environment in conditions of high urbanization suffers the strongest and most often irreversible changes, therefore the problems of bioecological and geosystem monitoring in big cities are still quite pressing. Moreover, it is necessary to solve the problem of qualitative and quantitative estimations of the technogenic transformation not only of separate natural components, but of the whole network of geocomponential landscape interrelations in conditions of urban geotechnosystem. These estimations should certainly be focused on the final link of these interrelations, soil-vegetation cover, which fulfills the most important sanitary and hygienic functions in the city. In essence, we are talking about the landscape-ecological analysis of a natural complex in the urban environment. This analysis was carried out by the team of authors of this monograph by the example of Nizhny Novgorod, one of the largest industrial and demographic centers of Russia, having quite a long history of development and experiencing rather intensive technogenic transformations of its natural conditions during the last 50 years.

It is reports on the new, calculating-analytical method of ecologo-microclimatic zoning of a big city, which distinguishes the areals with different acuteness of ecological situation more objectively than previously, basing on many factors that worsen or, on the contrary, weaken the technogenic pollution of the city air basin. According to the methods developed, the relatively homogenous territories are revealed and outlined using the measures of similarity of descriptive vectors, reflecting the contribution of each of the ten microclimatic factors to the state of near-the-ground atmosphere. The resulting parameters of initial regions are an index of microclimate comfortability for the growth of green plantations and the state of human health, that we have proposed, and the measure of contrast of interzonal boundaries.

A significant place in the monograph is taken by the complex analysis of the network of componental interrelations. A comparative analysis of forest ecosystems of the city parks and their analogs beyond the boundaries of the urban zone was carried out. The main trends of urbotechnogenic shift in the original landscape connections were traced. It was established that the above shift finally results in quite a considerable “shattering” of the natural complex, which loses a certain reserve of stability.

Along with the processes of technogenic “shattering” of the natural complex, particular adaptive mechanisms are being developed which enable its survival in the urbanized environment. At least two such adaptive mechanisms have been revealed. The first mechanism is associated with the transformation of natural cenotic groups of the forest into anthropogenic groups and “works” very selectively, depending on geomorphological conditions.

This process is the most marked in accumulative and eluvial-accumulative locations. Here, the total effect of soil pollution is maximal, and consequently the ground cover is transformed to the greatest extent — to the stage of weed growing. The growth of weed-ruderal vegetation is accompanied by a very abrupt decrease of species diversity of the herbage, but at the same time by no less marked increase of the green mass and its annual reproduction.

This initiates the total rise of the primary bioproductivity and the corresponding growth of elastic stability potential of the whole forest phytocenosis. Simultaneously, the forest-meadow and meadow stages of digression of the forest stand, that are characteristic of transit and some other eluvial.

The results of modeling have shown that the subalpine forest ecosystem possesses the strictest and unidirectional matter-energy connections between the characters and geomorphological factors (micro- and nanorelief) have decisive influence on the properties of soil and phytocoenosis. The ecological regimens and states formed under the forest canopy are stable in time and the least sensitive to climate fluctuations. The monosystemic organization of meadow communities and their polysystemic structures of local level are described on the basis of modeling inter-component and inter-complex landscape connections (by the example of pasture “Zhilasu” in Northern By-Elbrus). The functioning and stability of alpine meadows were comparatively assessed using different measures of representation of zonal ecological space.

Locations, show a general worsening of the state of phytocenoses with an evident loss of their elastic stability (resistance).

The second adaptive mechanism is of almost universal character and associated with the higher functional role of vegetation groups under the forest canopy. In extreme conditions of the total degradation of stands, the optimum of functioning of the urban forest ecosystem is shifted from the upper (tree) layer to the lower layers: undergrowth, young growth, and ground cover.

Here, the share of annually reproduced green mass, which enhances the elastic resistance to technogenic pollution in the whole ecosystem, sharply increases. This functional shift has important consequences for the multicomponental structure of the forest ecosystem itself. Such phytocenotic parameters as the height and abundance of undergrowth, young growth and herbage prevent the complete degradation of the monosystem organization of natural forest complex, preserving to a certain extent the whole network of componental interrelations.

Conclusion

The authors hope that presented models provide the geographical ecology with an effective formalized instrument of analysis and prediction, which employs the methods of discrete mathematics for the processing and generalization of extensive empirical material obtained from the field and cameral landscape-ecological studies. The methods and results of modeling may also be significant for further development of the regional aspects of biosphere's physics and for creation of the scientific and methodical basis for bioecological and geosystem monitoring.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абсорбенты в системе ландшафтно-экологических переходов – 247, 464, 466
авторская парадигма экспериментальное географической экологии – 14, 24, 25, 27–29
алгоритмы прогнозных расчетов ландшафтно-экологических переходов – 248–250
автотрофный биогенез как ведущий фактор метаболизма в городской лесной экосистеме – 627
аллометрический закон и аллометрический коэффициент – 38–39, 364
аналитические модели ландшафтно-экологических переходов и отклонений – 312–313, 315
ангаридская флористическая фратрия – 536
анклав в системе межкомпонентных связей – 50
априорное и апостериорное моделирование экосистем – 20
ареальная структурная устойчивость объекта – 66–67
аридизация лесных экосистем – 332, 335, 341–342
аридизация региональной биоклиматической системы – 304–305, 329, 332
- Баланс изменений углеродного обмена биогеоценозов с атмосферой – 377–380**
биоэкологический и геосистемный мониторинг больших городов – 575–577
берингийская флористическая фратрия – 536
биоклиматическая структура Азиатско-Тихоокеанского мегаэктона – 528–529
биоклимат «холодной» океаничности – 529–530
биотическая регуляция углеродного цикла на бореальном экотоне – 376, 378–379, 381
биохорологическая концепция Н.В. Тимофеева-Ресовского – 21
бореальный экотон – 90
буферные лесные сообщества – 543, 548, 561–563
- Векторные меры сходства между ареалами климатической однородности города – 588**
векторный ряд плакорно-экстразональных экосистем – 181–182
вектор-столбец экологической ниши – 46–47
вероятностный характер ландшафтно-экологического прогноза – 237–238
взаимная эквивалентность геокомпонентных признаков – 167
виды ландшафтов – 114–116
виртуальная (климатически обусловленная) температура почвы в островном вулканическом ландшафте – 551–552
влагосодержание почвы и его значение в локальном экологическом прогнозе – 218, 224–225, 298
вневыборочные объекты в ландшафтно-экологическом прогнозе – 239
высотная биоклиматическая поясность в вулканическом низкогорье – 538–539

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абсорбенты в системе ландшафтно-экологических переходов – 247, 464, 466
авторская парадигма экспериментальное географической экологии – 14, 24, 25, 27–29
алгоритмы прогнозных расчетов ландшафтно-экологических переходов – 248–250
автотрофный биогенез как ведущий фактор метаболизма в городской лесной экосистеме – 627
аллометрический закон и аллометрический коэффициент – 38–39, 364
аналитические модели ландшафтно-экологических переходов и отклонений – 312–313, 315
ангаридская флористическая фратрия – 536
анклав в системе межкомпонентных связей – 50
априорное и апостериорное моделирование экосистем – 20
ареальная структурная устойчивость объекта – 66–67
аридизация лесных экосистем – 332, 335, 341–342
аридизация региональной биоклиматической системы – 304–305, 329, 332
- Баланс изменений углеродного обмена биогеоценозов с атмосферой – 377–380**
биоэкологический и геосистемный мониторинг больших городов – 575–577
берингийская флористическая фратрия – 536
биоклиматическая структура Азиатско-Тихоокеанского мегаэктона – 528–529
биоклимат «холодной» океаничности – 529–530
биотическая регуляция углеродного цикла на бореальном экотоне – 376, 378–379, 381
биохорологическая концепция Н.В. Тимофеева-Ресовского – 21
бореальный экотон – 90
буферные лесные сообщества – 543, 548, 561–563
- Векторные меры сходства между ареалами климатической однородности города – 588**
векторный ряд плакорно-экстразональных экосистем – 181–182
вектор-столбец экологической ниши – 46–47
вероятностный характер ландшафтно-экологического прогноза – 237–238
взаимная эквивалентность геокомпонентных признаков – 167
виды ландшафтов – 114–116
виртуальная (климатически обусловленная) температура почвы в островном вулканическом ландшафте – 551–552
влагосодержание почвы и его значение в локальном экологическом прогнозе – 218, 224–225, 298
вневыборочные объекты в ландшафтно-экологическом прогнозе – 239
высотная биоклиматическая поясность в вулканическом низкогорье – 538–539

- Географическая (ландшафтная) экология – 7–8
географическая (природная) зональность – 72
географический прогноз – 279–282
географический экотон как объект прогнозного исследования – 91
географический эксперимент – 23–24, 180
географическое пространство – 89
геокомпонентные блоки – 166, 168
геосинэргические «ядра» моносистемной структуры ландшафтов – 89, 175
геотоп – 35
геотермическая энергия как движущая сила ускоренной эволюции островных экосистем – 553
гистерезисные свойства экосистем – 111–112
Главный ландшафтный рубеж Русской равнины – 98, 130
глобальное потепление – 285–287
годовой коэффициент увлажнения Высоцкого–Иванова – 214–215
графо-аналитические модели фациальных переходов гео(эко-)систем – 338–340, 344–345
группы ландшафтных фаций (биогеоценозов) – 181
группы ландшафтов – 123–123
группы почвенных разностей – 149
группы растительных формаций – 148
группы типов леса – 526, 557–558
гэп-модели экосистем – 17–18
- Движущие силы климатогенных преобразований гео(эко-)систем – 228–230
Движущие силы формирования и эволюции биосферы – 571
deskриптивное («размытое») множество объектов – 53
диаграммы Венна – 236–237
дисконформность фитоценологических и почвенных объектов – 155–156
дискретные эмпирико-статистические модели гео(эко-)систем – 282
дислокационный тип природной зональности – 100, 558–560
диссимметрия как всеобщее системообразующее природное явление – 51–52, 179
докучаевский закон компенсирующих (взаимозаменяемых) почвообразующих факторов – 71, 256–257
- Запасы устойчивости (гомеостатичности) объекта – 66, 153–154
зонально-географические группы биогеоценозов – 561–562, 564
зональные почвенно-растительные комплексы – 159
зональный экотон леса и степи – 92–93
- Идеологическая основа ландшафтно-экологического прогнозирования – 228–229
иерархическая устойчивость природных экосистем – 560
изменение потоков углерода в системе почва–растение–атмосфера – 376, 378–379
изоморфизм как свойство инвариантности гео(эко-)систем – 63–64

- имитационные прогнозные модели – 16–17, 370–371
индекс интеграции геокомпонентных блоков – 169
индекс комфортности городского микроклимата – 587
индикатор состояния гео(эко-)системы – 45–46
индукционный тип фитоценотической трансформации – 234
инерционная почвенно-биотическая устойчивость – 412–413
индекс упругой устойчивости гео(эко-)системы – 409–411
истоки формирования континентальной биосферы – 522–523
исходный принцип ландшафтно-экологического прогнозирования – 230
- Картографирование устойчивости гео(эко-)систем – 422, 424–425**
катенарная организация топогеосистем – 33, 181–182
классы эквивалентности геокомпонентов – 118
климаареалы Курильской островной дуги – 541, 543
климатические ступени в островном ландшафте – 538–539
климатические ниши гео(эко-)систем – 150
комплексные параметры метаболизма как показатели чувствительности и устойчивости лесов к техногенному загрязнению – 619, 621, 623
конкурентные отношения объектов в полосе триггера – 110
«климатически неоправданные» суббореальные леса на островах Северо-Западной Неопацифики – 541, 543
конкурентные отношения экологических ниш биогеоценозов – 49, 229, 232
концептуальная кибернетическая модель природного комплекса – 83
концепция «Глобальные изменения на локальном уровне» – 13, 253, 327, 352
концепция о «законе геоэкологической эволюции биосферы» – 572
концепция островодужного биогеогенеза – 544–546
концепция устойчивости биосферы – 573
концепция эволюционного ландшафтоведения – 530–532
концепция эволюционной биогеографии – 519–520
концепция экологии ландшафтов – 8
коэффициенты атмосферного увлажнения (фоновый и локальные) – 214, 218–219
коэффициент годового оборота фитомассы – 37, 39
коэффициент годичной деструкции фитомассы (подстильно-опадный индекс) – 37, 39–40
коэффициент общего (атмосферно-грунтового) увлажнения – 219–220
коэффициент полезного действия (КПД) лесного фитоценоза – 38
коэффициент ретрансляции информационных потоков – 45
коэффициент эдафического увлажнения – 218–219
коэффициент экологической эффективности продукционного процесса – 38
критические значения летнего влагосодержания почвы для лесных экосистем – 224–225
критический порог неразличимости объектов – 57, 61
крупномасштабные ландшафтно-экологические съемки – 23, 25, 32–33
крупнотравье и почвенный «гигантизм» в бореальных лесах вулканических островов Северо-Западной Пацифики – 546–548

- Ландшафтная фация (биогеоценоз) – 32–33, 181–182, 353
ландшафтное картографирование на количественной основе – 25
ландшафтно-экологические модели как модели эмпирико-статистические – 19–21
ландшафтно-экологические переходы – 237
ландшафтно-экологический прогноз как управляемый эксперимент – 30, 281–282
ландшафтный подход к экологическому прогнозированию – 282, 371–373
ландшафт-экотон – 90
ландшафтно-зональная система – 69
лесные экосистемы псевдоклиматических и эдафических климаксов – 498–500
литогенные факторы преломления климатических условий – 495–496
литоморфность-гидроморфность как единый экологический фактор – 127–129, 185
локальная имитация регионального биоклиматического тренда – 222–223
локальный доминант (экологический оптимум) экосистемы – 47
локальный ландшафтно-экологический прогноз – 327
- Макро- и микросостояние гео(эко-)системы – 48
малый биологический круговорот – 409–410
маньчжурско-охотская флористическая фратрия – 536
маньчжурско-ангаридские буферные леса – 556
маньчжурско-охотские буферные леса – 556
марковские цепи – 242–243
мегатипы ландшафтно-зональных геопространств – 178
межкомплексные связи как фактор экзогенных перестроек экосистем – 229–230
мера потенциальной устойчивости объекта к данному фактору – 62, 66, 150
мера стабилизации (устойчивости) топоекосистемы – 237
мера запаса гомеостатичности гео(эко-)системы – 67
мера дисконформности парциальных климатических ниш – 155
мера резистентной устойчивости гео(эко-)систем – 411
мера стабилизации (устойчивости) топоекосистемы – 237
мера структурно-функционального развития гео(эко-)системы – 64–65
мера тесноты межкомпонентных связей – 167
мера целостности природного комплекса – 167
мера чувствительности объекта к данному фактору – 133–134
мера упругой устойчивости гео(эко-)системы – 411
мера функционального изоморфизма экосистем – 62–63, 267–268
меры ландшафтно-экологических переходов – 237
меры разнообразия и упорядоченности объектов – 125–126
метаболические экотипы биогеоценозов – 65
метаболический индекс биогеоценоза – 64–65
метод индукционно-иерархической экстраполяции – 398–399
методы ординационного анализа – 354
метод теории марковских цепей – 242–243
механизм формирования зональной границы – 127–129

- механизмы зарождения региональных фитоценологических структур на локальном уровне в островодужном ландшафте – 541–544
- миграционная структурная устойчивость – 68
- миграционная устойчивость экосистем – 229
- миграционные процессы в растительном покрове – 560
- метод палеоклиматических реконструкций – 281
- модели биопродукционного изоморфизма природных экосистем – 276–277
- модели цепных реакций в лесных экосистемах городской среды – 596–599, 603, 609, 612
- модель климатогенных сукцессий «лес → степь» – 368–369
- моносистемные модели природных комплексов – 28, 40–41
- мощность гидроэдафической ниши топоэкосистемы – 224–225
- Неопацифика** – 520, 523
- неопределенность географического прогноза – 228
- несостоятельность палеогеографической верификации прогнозных экологических расчетов – 132–133, 150, 153
- нормированный коэффициент сопряженности объектов – 44–45
- Объем и мощность климатической ниши объекта** – 133–134, 147, 150
- оптимумы микулинского межледниковья и голоцена как прогнозные палеоклиматические налоги – 322–323
- ординационный (градиентный) анализ – 355
- ороклиматическая система Тихоокеанского мегаэктона Северной Евразии – 521–522
- островодужная Неопацифика как очаг возникновения флористического разнообразия наземных экосистем – 520–521
- островодужная Неопацифика как очаг зарождения региональных биоклиматических структур – 544
- островодужный этап развития континентальной биосферы – 533–534
- отношения (меры) сходства и включения между объектами – 54–55
- охотская флористическая фратрия – 536
- оценка возрастной динамики устойчивости сосновых насаждений в урбосреде – 607–609
- очаговый тип фитоценотической трансформации – 234–235, 249
- Палеогеографическое картографирование** – 321–323
- парагенетическое расстояние ландшафтов как мера контрастности зональных границ – 129–130
- параметрический полиморфизм – 173
- параметры малого биологического круговорота – 37–38
- парциальные геопространства – 173–174
- парциальные ландшафтные структуры – 173
- периодическая система географической зональности – 72

симметричная интерпретация зональности и секторности – 78–79
система локальных ландшафтных сопряжений (катена) – 182
соотношение характерных времен морфотектоники, климата и биогенеза – 572–573
степень изоморфизма объектов по данному фактору – 269
степень оптимальности функционирования лесного биогеоценоза – 603–604
стратегия ландшафтно-экологического прогноза – 228–229
стратегия максимальной продуктивности островодужных экосистем – 544–546
структура продукционного процесса в бореальных лесах островодужной Неопацифики – 544, 546
структура теплового баланса в бореальных лесах островодужной Неопацифики – 548–549
структурная и функциональная устойчивость природных комплексов – 405–406
структурная схема полисистемного экологического пространства – 56
Субпацифика – 523

Таксономическая норма функционального признака – 50
теоретико-информационный анализ межкомпонентных связей – 40–41
теоретико-множественный анализ межкомплексных связей – 51–52
термоаридные ландшафтно-экологические переходы – 338–340
территориальный полиморфизм – 176–177
тип местоположения (физиотоп) – 33–34
типы климатических ниш объектов – 153–154
типы локальных ландшафтных сопряжений (катен) – 186–188
типы стратегии прогнозно-экологический исследований – 234–235, 460
типы устойчивости гео(эко-)систем – 404–405
типы функционального изоморфизма гео(эко-)систем – 272–273
типы функциональных состояний лесных экосистем – 437–439
Тихоокеанский подвижной пояс – 519–520
транзитные экотипы – 261, 463
три этапа мегасостояний континентальной биосферы – 530–531
триггерные гео(эко-)системы с гистерезисными свойствами – 110–112, 133

Углеродный баланс как показатель биотической регуляции парникового эффекта атмосферы – 386–387
упругая устойчивость гео(эко-)системы – 404
устойчивость гео(эко-)систем резистентная и упругая – 404–405

Фазовое пространство экологической ниши – 48
факторально-динамические (плакорно-экстразональные) ряды топогеосистем – 182
фитоценотическая и почвенно-биотическая устойчивость – 408, 414
флюидный этап развития вулканических ландшафтов – 536
функциональная устойчивость гео(эко-)систем – 407
функциональный изоморфизм природных экосистем – 264, 267
функциональный характер геоэкологических прогнозов – 231

Хорометрические прогнозные модели гео(эко-)систем – 463–464
хронометрические прогнозные модели гео(эко-)систем – 472–474

Цепные реакции в системе межкомпонентных связей – 26, 204, 489–491, 540, 555–556, 599–600, 610–611

Частный (парциальный) коэффициент связи – 46

Эвапотранспирация в лесах островодужной Неопацифики – 549–550

эволюционная траектория субэаральных ландшафтов – 530–531

эдификатор экосистемной организации – 45–46

экологизированная ландшафтная карта – 25, 117, 119, 121

экологические группы (экоотипы) объектов – 60–61, 190–191, 232, 328

экологические ниши гео(эко-)систем – 46, 70–71

эколого-микrokлиматическая карта Нижнего Новгорода – 589

экосистемы доминанты и редуценты – 65

экологический оптимум ниши – 46

экологический подход к изучению природной среды – 9

экспериментальный полигон – 30

экстразональные (вневыборочные) объекты – 239

экстразональные гео(эко-)системы – 184

элементарные биохорологические единицы биосферы Н.В. Тимофеева-Ресовского – 352

эмпирико-статистические модели гео(эко-)систем – 20–22

эмпирическая имитация термоаридного климатического тренда и изменений биологического круговорота – 56, 257–258, 354

эргодическая операционная система – 56, 354

эффективность работы почвенно-фитоценотического «ядра» островодужного ландшафта – 546–547

эшелонирование межкомпонентных связей в лесных экосистемах города – 600–602

«Ядро» и периферия гео(эко-)систем – 124–126

ЛИТЕРАТУРА

- Агаханиянц О.Е. 1981. Аридные горы СССР. Природа и географические модели флорогенеза. М.: Мысль. 270 с.
- Агроклиматический атлас мира. 1972. Под ред. И.А. Гольцберг. М.–Л.: Гидрометеоздат. 144 с.
- Авсесаломова И.А., Петрушина М.Н., Хорошев А.В. 2002. Горные ландшафты: структура и динамика. М.: Изд-во МГУ. 157 с.
- Алейникова А.М. 2008. Формирование и динамика приледниковых ландшафтов Центрального Кавказа. Автореф. дисс. ... кандидат. геогр. наук. М. 24 с.
- Александров В.А. 2006. Влияние изменений климата на экосистемы Балканского полуострова и Центральной Европы // Метеорология и гидрология. №9. С.88–98.
- Александрова Т.Д. 1975. Статистические методы изучения природных комплексов. М.: Наука. 96 с.
- Александровский А.Л. 1983. Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене. М.: Наука. 150 с.
- Алисов Б.П. 1956. Климат СССР. М.: Изд-во МГУ. 127 с.
- Алисов Б.П., Полтораус Б.В. 1974. Климатология. М.: Изд-во МГУ. 300 с.
- Андреев В.Л. 1980. Классификационные построения в экологии и систематике. М.: Наука. 142 с.
- Анненская Г.Н., Абашев М.Т., Видина А.А. и др. 1963. Морфологическое изучение географических ландшафтов // Ландшафтоведение. М.: Изд-во АН СССР. С.5–28.
- Антипов А.Н., Винкельбрандт А., Дроздов А.В. и др. 2002. Ландшафтное планирование: принципы, методы, европейский и российский опыт. Иркутск: Ин-т географии СО РАН. 141 с.
- Антипов А.Н., Корытный Л.М. 1981. Географические аспекты гидрологических исследований. Новосибирск: Наука. 175 с.
- Антомонов Ю.Г. 1977. Моделирование биологических систем. Справочник. Киев: «Наукова Думка». 260 с.
- Арманд А.Д. 1975. Информационные модели природных комплексов. М.: Наука. 126 с.
- Арманд А.Д. 1983. Устойчивость (гомеостатичность) географических систем к различным типам внешних воздействий // Устойчивость геосистем. М.: Наука. С. 14–32.
- Арманд А.Д. 1988а. Ландшафт как конструкция // Изв. ВГО. Т. 120. Вып. 2. С. 120–125.
- Арманд А.Д. 1988б. Самоорганизация и саморегулирование географических систем. М.: Наука. 260 с.
- Арманд А.Д. 1989. Общие представления // Экосистемы в критических состояниях. М.: Наука. С. 10–41.

- Арманд А.Д. 1993. Механизмы устойчивости геосистем. Запас устойчивости и критические состояния // Механизмы устойчивости геосистем. М.: Наука. С. 15–33.
- Арманд А.Д., Ведюшкин М.А. 1989. Триггерные геосистемы. М.: Ин-т географии АН СССР. 51 с.
- Арманд А.Д., Кушнарева Г.В. 1989. Переход экосистем через критические состояния в пространстве // Экосистемы в критических состояниях. М.: Наука, С. 75–148.
- Арманд А.Д., Таргульян В.О. 1974. Некоторые принципиальные ограничения эксперимента и моделирования в географии. Изв. АН СССР. Сер. геогр. №4. С.129–138.
- Арманд Д.Л. 1952. Принципы физико-географического районирования // Изв. АН СССР. Сер. геогр. №1. С.68–82.
- Арманд Д.Л. 1955. Происхождение и типы природных границ // Изв. ВГО. Т.87. С. 266–278.
- Арманд Д.Л. 1967. Некоторые задачи и методы физики ландшафта // Геофизика ландшафта. М.: Наука. С. 7–24.
- Арманд Д.Л. 1975. Наука о ландшафте. М.: Мысль. 287 с.
- Арманд Д.Л., Преображенский В.С., Арманд А.Д. 1969. Природные комплексы и современные методы их изучения // Изв. АН СССР. Сер. геогр. №5. С.5–16.
- Арский Ю.М., Данилов-Данильян В.И., Залиханов М.Ч. и др. 1997. Экологические проблемы: что происходит, кто виноват и что делать? М.: Изд-во МНЭПУ. 330 с.
- Архипов С.А., Николаев В.А. (ред.). 1972. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Юг Дальнего Востока. М.: Наука. 423 с.
- Асаинова Ж.С., Иванов И.В. 2003. Эволюция почв Приокско-террасного биосферного заповедника // Проблемы эволюции почв. Пушкино: Ин-т физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН. С.122–131.
- Ахметьева Н.П. 1977. Палеогеография Нижнего Приамурья. М. Наука. 11 с.
- Базилевич Н.И. 1981. Продуктивность, энергетика и биогеохимия наземных экосистем Тихоокеанского кольца // Вопр. географии. Сб. 117. М.: Мысль. С. 146–208.
- Базилевич Н.И., Гребенщиков О.С., Тишков А.А. 1986. Географические закономерности структуры и функционирования экосистем. М.: Наука. 297 с.
- Базилевич Н.И., Титлянова А.А., Смирнов В.В., Родин Л.Е., Нечаева Н.Т., Левин Ф.И. 1978. Методы изучения биологического круговорота в различных природных зонах М.: Наука. 183 с.
- Базилевич Н.И., Титлянова А.А. 2008. Биологический круговорот на пяти континентах: азот и зольные элементы в природных наземных экосистемах. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 380 с.
- Базилевич Н.И., Родин Л.Е. 1969. Географические закономерности продуктивности и круговорота химических элементов в основных типах растительности Земли // Общие теоретические проблемы биологической продуктивности. Л.: Наука. С.24–33.
- Базилевич Н.И., Родин Л.Е. 1971. Продуктивность и круговорот элементов в естественных и культурных фитоценозах (по материалам СССР) // Биологическая продуктивность и круговорот химических элементов в растительных сообществах. М.: Наука. С.5–32.

- Баканина Ф.М., Воронина О.Н. 1997. Малые водоемы как элемент городского ландшафта // Природа Поволжья. Нижний Новгород. С. 15–23.
- Бакельман И.Я. 1976. Аналитическая геометрия и линейная алгебра. М.: Просвещение. 288 с.
- Балкаров Б.Б. 1989. Об исследовании связей между геоэкологическими параметрами // Труды Высокогор. геофизич. ин-та. Вып. 75. М.: Гидрометеиздат. С. 29–38.
- Барш Г. 1980. Результаты и проблемы типизации и классификации хорических гео-систем // Структура, динамика и развитие ландшафтов. М.: Ин-т географии АН СССР. С.101–109.
- Безуглая Э.Ю. 1986. Мониторинг состояния загрязнения атмосферы в городах. Л.: Гидрометеиздат. 199 с.
- Бейли Н. 1970. Математика в биологии и медицине. М.: Мир. 327 с.
- Белоновская Е.А. 1979. Эколого-географический анализ состава растительности при верхней границе леса в горах северо-западного Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геогр. №2. С.68–75.
- Белоновская Е.А., Асоян Д.С., Попова В.В., Чернавская М.М. 2007. Опыт комплексных исследований взаимодействия природных компонентов в альпийском поясе Большого Кавказа // Изв. РАН. Серия геогр. №1. С.120–129.
- Белоновская Е.А., Коротков К.О., Саравайский А.Л., Тишков А.А. 1998. Современные проблемы изучения и сохранения биоразнообразия в горных регионах // Изв. РАН. Сер. геогр. № 6. С.60–72.
- Берг Л.С. 1947а. Географические зоны Советского Союза. М.: Географгиз. 397 с.
- Берг Л.С. 1947б. Климат и жизнь. М.: Географгиз. 284 с.
- Берг Л.С. 1958. Избранные труды. Т. 2. Физическая география. М.: Изд-во АН СССР. 426 с.
- Берлянд М.Е. 1975. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. Л.: Гидрометеиздат. 448 с.
- Бертон И. 1992. Глобальное потепление и районы устойчивости // Глобальные изменения и региональные взаимосвязи. М.: Ин-т географии АН СССР. С. 65–97.
- Беручашвили Н.Л. 1990. Геофизика ландшафта. М.: Наука. 287 с.
- Беручашвили Н.Л., Арутюнов С.Р., Тедиашвили А.Г. 1979. Ландшафтная карта Кавказа. Масштаб 1: 1 000 000. Тбилиси: Изд-во Тбилис. ун-та. 2 л.
- Бестужев-Лада И.В. 1982. Исходные понятия // И.В. Бестужев-Лада, С.А. Саркисян, Э.С. Минаев, Е.Н. Мельников (ред.). Рабочая книга по прогнозированию. М.: Мысль, С.6–24.
- Бигон М., Харпер Дж., Таунсенд К. 1989. Экология. Особи, популяции и сообщества. Т.1. Пер. с англ. М.: Мир. 667 с.
- Биологическая продуктивность лесов Поволжья. 1982. Отв. ред. С.Э. Вомперский. М.: Наука. 282 с.
- Биота основных геосистем Центральной Лесостепи. Материалы экспериментальных исследований. 1976. Отв. ред. А.М. Грин. М.: Ин-т географии АН СССР, 223 с.
- Битвинскас Т.Т. 1974. Дендроклиматические исследования. Л.: Гидрометеиздат. 172 с.
- Блауберг И.В., Садовский В.Н., Юдин Э.Г. 1970. Системный подход в современной науке // Проблемы методологии системного мышления. М.: Мысль. С. 7–48.

- Блютген И. 1973. География климата. Т.2. М.: Прогресс. 403 с.
- Бобров Е.Г. 1980. Некоторые черты новейшей истории флоры и растительности Южной части Дальнего Востока // Бот. журнал. Т.65, №2. С. 172–183.
- Бобровский М.В., Брынских М.Н. (ред.). 2005. Атлас карт Приокско-террасного заповедника. М.: ООО БИОПРЕСС. 63 с.
- Бобровский М.В., Ханина Л.Г. 2005. Характеристика сукцессионных процессов в лесной растительности Приокско-террасного государственного природного заповедника на основе лесоустроительных материалов // Экосистемы Приокско-террасного биосферного заповедника. Пущино: Приокско-террасный заповедник. С.49–64.
- Бойчук В.В., Марченко А.С. 1968. Фон и вариации элементов физико-географической среды. М.: Наука. 64 с.
- Боревич З.И. 1970. Определители и матрицы. М.: Наука. 199 с.
- Борисенков Е.П., Кондратьев К.Я. 1988. Круговорот углерода и климат. Л.: Гидрометеиздат. 319 с.
- Борзенкова И.И. 1992. Изменение климата в кайнозойе. СПб.: Гидрометеиздат. 247 с.
- Борзенкова И.И., Зубаков В.А., Лапенис А.Г. 1992. Реконструкция глобального климата теплых эпох прошлого // Метеорология и гидрология. №8. С.25–37.
- Борисевич Д.В. 1968. Рельеф и геологическое строение // Урал и Приуралье. М.: Наука. С.19–81.
- Боч С.Г., Краснов И.И. 1951. Процесс гольцового выравнивания и образование нагорных террас // Природа, №5.
- Бриллюэн Л. 1960. Наука и теория информации. Пер. с англ. М.: Гос. изд-во физ.-мат. литер. 392 с.
- Будыко М.И. 1971. Климат и жизнь. Л.: Гидрометеиздат. 472 с.
- Будыко М.И. 1977. Глобальная экология. М.: Мысль. 327 с.
- Будыко М.И. 1980. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеиздат, 351 с.
- Будыко М.И. 1984. Эволюция биосферы. Л.: Гидрометеиздат. 488 с.
- Будыко М.И. 2002. Глобальное потепление // Изменения климата и их последствия. СПб.: Наука, С. 7–12.
- Будыко М.И., Борзенкова И.И., Менжулин Г.В., Селяков К.И. 1992. Предстоящие изменения регионального климата // Изв. АН. Сер. географич. №4. С.36–53.
- Будыко М.И., Ефимова, Н.А., Строкина Л.А. 1999. Эмпирические оценки изменения климата к концу XX столетия // Метеорология и климатология. №12. С.5–12.
- Букс И.И. 1977а. Методика составления и краткий анализ корреляционной эколого-фитоценотической карты Азиатской России м. 1: 7 500 000 // Эколого-фитоценотические комплексы Азиатской России. Иркутск: Ин-т географии Сибири и Дальн. Востока. С.15–54
- Букс И.И. 1977б. Ландшафтно-экологическая характеристика зоны БАМа и устойчивость природной среды // Вопросы географии. Сб. 105. Байкало-Амурская магистраль. М.: Мысль. С.81–97.
- Бунге В. 1967. Теоретическая география. М.: Прогресс. 279 с.
- Быков Б.А. 1973. Геоботанический словарь. Алма-Ата: Изд-во «Наука» Казахской ССР. 214 с.

- Бяллович Ю.П. 1960. Биогеоценотические горизонты // Тр. Московск. об-ва испытат. природы. Т.3. С.43–60.
- Бяллович Ю.П. 1973. Системы биогеоценозов // Проблемы биогеоценологии. М.: Наука, С. 37–47.
- Вальтер Г. 1974. Растительность Земного Шара. Эколого-физиологическая характеристика. Т.2. М.: Прогресс. 423 с.
- Варлыгин Д.Л., Базилевич Н.И. 1992. Связи продукции зональных растительных формаций Мира с некоторыми параметрами климата // Изв. РАН. Сер. географич. №1. С.23–32.
- Варсанофьева В.А. 1954. О геоморфологии горных стран на примере Северного Урала // Вопросы географии. Сб. 36. М.: Географгиз.
- Василевич В.И. 1983. Очерки теоретической фитоценологии. Л.: Наука, 247 с.
- Васильев В.Н. 1946. Закономерности процесса смен растительности // Мат. по истории флоры и растительности СССР. М.–Л.: Изд-во АН СССР. Вып.2. С.365–403.
- Васильев Н.Г., Ефремов Д.Ф., Розенберг В.А. и др. 1976. Краткий очерк лесной растительности бассейна реки Яй (Северный Сихотэ-Алинь) // Комаровские чтения. Вып.24. С.3–29.
- Ведошкин М.А. 1989. Гистерезис в конкурентных системах // Факторы и механизмы устойчивости геосистем. М.: Институт географии АН СССР. С.215–225.
- Ведошкин М.А. 1992. Моделирование пространственных переходов между фитоценозами // Математическое моделирование популяций растений и фитоценозов. М.: Наука. С. 24–30.
- Вейль Г. 1968. Симметрия. М.: Наука. 191 с.
- Величко А.А. 1991. Глобальные изменения климата и реакция ландшафтной оболочки // Изв. АН СССР. Сер. геогр. №5. С.5–21.
- Величко А.А. 2002. Устойчивость ландшафтной оболочки и ее био- и георазнообразие в свете динамики широтной зональности // Изв. АН СССР. Сер. геогр. №5. С.7–21.
- Величко А.А. 2006. Долгопериодные изменения климата: палеоклиматы эпох глобального потепления, близкого к ожидаемому в XXI веке // Глобальные изменения климата и их последствия для России. М.: Мин-во промысл., науки и технологий РФ. С. 107–136.
- Величко А.А. (ред.). 2010. Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления. Ретроспективный анализ и сценарии. М.: ГЕОС. 20с.
- Величко А.А., Борисова О.К., Зеликсон Э.М. 1991. Растительность в изменяющемся климате // Вестн. АН СССР. №3. С.82–94.
- Величко А.А., Гричук В.П., Гуртовая Е.Е., Зеликсон Э.М. 1983. Палеоклимат территории СССР в оптимум последнего (микулинского) межледникового // Изв. АН СССР. Сер. географич. №6. С.30–45.
- Величко А.А., Климанов В.А. 1990. Климатические условия Северного полушария 5 – 6 тысяч лет назад // Изв. АН СССР. Сер. географич. №5. С.38–52.
- Вериго С.А., Разумова Л.А. 1973. Почвенная влага (применительно к запросам сельского хозяйства). Л.: Гидрометеиздат. 328 с.

- Вернадский В.И. 1965. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 374 с.
- Вернадский В.И. 1994. Живое вещество и биосфера. М.: Наука. 671 с.
- Вигнер Е. 1971. Этюды о симметрии. М.: Мир. 318 с.
- Викторов А.С. 1986. Рисунок ландшафта. М.: Мысль. 179 с.
- Виноградов Б.В. 1984. Аэрокосмический мониторинг экосистем. М.: Наука. 320 с.
- Виноградов Б.В. 1998. Основы ландшафтной экологии. М. ГЕОС. 418 с.
- Власов В.П., Ханбеков И.И., Чуенков В.С. 1980. Лес и снежные лавины. М.: Лесная промышленность. 198 с.
- Волобуев В.Р. 1963. Экология почв (очерки). Баку: Изд-во АН Азерб. ССР. 260 с.
- Волобуев В.Р. 1974. Введение в энергетику почвообразования. М.: Наука. 128 с.
- Восточноевропейские широколиственные леса / Отв. ред. О.В. Смирнова. М.: 1994. 364 с.
- Воронов А.Г. 1972. Биогеографические наблюдения на островах Тихого океана // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. № 2. С.11–21.
- Вудуэлл Дж.М. 1993. Эффекты глобального потепления // Глобальное потепление. Доклад ГРИНПИС. М.: Изд-во МГУ. С.67–83.
- Выгодская Н.Н. 1981. Радиационный режим и структура горных лесов. Л.: Гидрометеоздат. 261 с.
- Высоцкий Г.Н. 1906. Об оро-климатических основах классификации почв // Почвоведение, №1. С.3–18.
- Высоцкий Г.Н. 1909. О фито-типологических картах, способах их составления и их практическом значении // Почвоведение. №2. С.98–119.
- Высоцкий Г.Н. 1960. Избранные труды. М.: Сельхозгиз. 435 с.
- Гаджиев В.Д. 1962. Субальпийская растительность Большого Кавказа (в пределах Азербайджанской ССР). Баку: Изд-во АН АзССР, 171 с.
- Галицкий В.В., Тюрюканов А.Н. 1984. Биогеоценология: объекты и методы. Пушино: Научный центр биологич. исследований АН СССР. 29 с.
- Галушко А.И. 1974. Основные рефугиумы и реликты в высокогорной флоре западной части Центрального Кавказа // Проблемы ботаники. Т. 12. Растительный мир высокогорий и его освоение. Л.: Наука, С.19–26.
- Ганзей К.С. 2009. Ландшафтная типология Курильских островов // Вестник ДВО РАН. №4(146). С.153–159.
- Гарцман И.Н. Проблемы географической зональности и дискретность гидрометеорологических полей в горных условиях муссонного климата // Труды ДВНИГМИ. Вып 35. Л.: Гидрометеоздат, 1971. С.3–31.
- Гарцман И.Н. 1977. Системные аспекты моделирования в гидрологии // Труды ДВНИГМИ, Вып.63. Л.: Гидрометеоздат, С.3–84.
- Гвоздецкий Н.А. 1963. О высотной зональности как основной закономерности ландшафтной дифференциации горных стран // Вопросы ландшафтоведения (Мат. к 6-му Всесоюз. совещ. по вопросам ландшафтоведения). Алма-Ата: Отдел географии АН Каз. ССР. С. 14–22.

- Гвоздецкий Н.А. 1972. Ландшафтная карта и схема физико-географического районирования Закавказья // Ландшафтное картографирование и физико-географическое районирование горных стран. М.: Изд-во МГУ. С. 97–118.
- Гвоздецкий Н.А., Голубчиков Ю.Н. 1987. Горы. М.: Мысль. 399 с.
- Гвоздецкий Н.А., Жучкова В.К. 1980. Физико-географическое районирование Русской равнины // Землеведение. Т.13(53). С.14–21.
- Гвоздецкий Н.А., Михайлов Н.И. 1987. Физическая география СССР. Азиатская часть. М.: Высшая школа. 448 с.
- Геосистемы предгорий Западного Саяна. 1979. / Отв. ред. В.В. Буфал, И.А. Хлебович. Новосибирск: Наука. 319 с.
- Герасимов М.П. 1948. Основные черты геоморфологии Среднего и Южного Урала в палеогеографическом освещении // Мат. по геоморфологии и палеогеографии СССР. Тр. Ин-та географии АН СССР. Т.42, Вып.1.
- Герасимов И.П. Новое в подходах и методах определения абсолютного возраста почв // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1968. №1. С.28–37.
- Герасимов И.П. Генетические, географические и исторические проблемы современного почвоведения. М.: Наука, 1976а. 298 с.
- Герасимов И.П. 1976б. Советская конструктивная география: задачи, подходы, результаты. М.: Наука. 208 с.
- Герасимов И.П. 1985. Экологические проблемы в прошлой, настоящей и будущей географии Мира. М.: Наука. 247 с.
- Герасимов И.П. 1986. Учение Докучаева и современность. М.: Мысль, 124 с.
- Герасимов И.П. 1993. Избранные труды. Структура и динамика природы Земли. М.: Наука. 336 с.
- Герасимов И.П., Грин А.М. 1976. Экспериментальный полигон для изучения природных и антропогенных геосистем центральной части лесостепи Русской равнины (характеристика, программа, первые результаты) // Изв. АН СССР. Сер. геогр. №1. С.18–28.
- Геренчук К.И., Топчиев А.Г. 1970. Информационный анализ структуры природных комплексов // Изв. АН СССР. Сер. геогр. №6. С.132–140.
- Геттнер А. 1930. География. Ее история, сущность и методы. Пер. с нем. Л.–М.: Гос. изд-во. 416 с.
- Гильманов Т.Г., Базилевич Н.И. 1986. Построение и анализ моделей экосистем // Вопросы географии. Сб.127. М.: Мысль. С.55–96.
- Глазовская М.А. 1964. Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов. М.: Изд-во МГУ. 230 с.
- Глазовская М.А. 1973. Почвы Мира. География почв. М.: Изд-во МГУ, 427 с.
- Глазовская М.А. 1981. Общее почвоведение и география почв. М.: Высшая школа. 400 с.
- Глазовская М.А. 1988. Геохимия природных и антропогенных ландшафтов СССР. М.: Высшая школа. 328 с.
- Глазовская М.А. 1992. Биогеохимическая организованность экологического пространства в природных и антропогенных ландшафтах как критерий их устойчивости // Изв. РАН. Сер. геогр. №5. С.5–12.

- Глазовский Н.Ф. 2004. Современные подходы к оценке устойчивости биосферы и развитие человечества // Почвы, биогеохимические циклы и биосфера. М.: Тов-во науч. изданий КМК. С.20–49.
- Глазовский Н.Ф., Арманд А.Д. (ред.). 1992. Механизмы устойчивости геосистем. М.: Наука. 202 с.
- Глобальное потепление. Доклад ГРИНПИС / Под ред. Дж. Легетта. М.: Изд-во МГУ. 1993. 272 с.
- Голубев Г.Н. 1999. Геоэкология. Учебник для студентов высших учебных заведений. М.: ГЕОС. 337 с.
- Город – экосистема. 1997. Э.А. Лихачева, Д.А. Тимофеев, М.П. Жидков (ред.). М.: Медиа-ПРЕСС. 336 с.
- Горчаковский П.Л. 1968. Растительность // Урал и Приуралье. М.: Наука, С.211–261.
- Горчаковский П.Л. 1979. Тенденции антропогенных изменений растительного покрова Земли // Ботан. журн. Т.64. №12. С.1697–1714.
- Горчаковский П.Л., Шиятов С.Г. 1985. Фитоиндикация условий среды и природных процессов в высокогорьях. М.: Наука. 209 с.
- Горшков В.Г. 1995. Физические и биологические основы устойчивости жизни. М.: Изд-во ВИНТИ. 470 с.
- Горшков В.В., Горшков В.Г., Данилов-Данильян В.И., Лосев К.С., Макарьева А.М. 1999. Биотическая регуляция окружающей среды // Экология. №2. С.105–113.
- Горшков Г.С. 1958. Действующие вулканы Курильской островной дуги // Тр. Лаборатории вулканологии. Вып. 13. Молодой вулканизм СССР. М.: Изд-во АН СССР. С. 5–70.
- Горшков Г.С. 1967. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 288 с.
- Горшков С.П. 1998. Концептуальные основы геоэкологии. Учебное пособие. Смоленск: Изд-во СГУ. 448 с.
- Горышина Т.К. 1979. Экология растений. М.: Высшая школа. 368 с.
- Гохман В.М., Гуревич Б.Л., Саушкин Ю.Г. 1968. Проблемы метагеографии // Вопросы географии. №78. С.3–14.
- Гребенщиков О.С. 1974. Опыт климатической характеристики основных растительных формаций Кавказа // Бот. журнал. Т.59. №2. С.161–174.
- Григорьев А.А. 1960. Современное состояние теории географической зональности // Советская география. Итоги и задачи. М.: Гос. изд-во географической лит-ры. С.289–298.
- Григорьев А.А. 1965. Развитие теоретических проблем советской теоретической географии. М.: Наука. 246 с.
- Григорьев А.А. 1966. Закономерности строения и развития географической среды. М.: Мысль. 382 с.
- Григорьев А.А. 1970 Типы географической среды. Избранные теоретические работы. М.: Мысль. 550 с.
- Григорьев А.А., Будыко М.И. 1956. О периодическом законе географической зональности // Докл. АН СССР. Т.110. №1. С.129–132.

- Грин А.М., Ананьева Л.М., Куликов Ю.Н., Утехин В.Д. 1980. Сравнительные исследования структуры и функционирования природных и природно-технических экосистем // Структура, динамика и развитие ландшафтов. М.: Наука. С.82–100.
- Гродзинский М.Д. 1987. Устойчивость геосистем: теоретический подход к анализу и методы количественной оценки // Известия РАН. Серия геогр. №6. С.5–15.
- Гродзинский М.Д. 1990. Применение оценок устойчивости геосистем к нормированию антропогенных воздействий // Ландшафты, нагрузки, нормы. М.: Ин-т географии РАН. С.43–54.
- Груза Г.В., Ранькова Э.Я. 2006. Наблюдаемые современные изменения климата // Возможности предотвращения изменений климата и его последствий. Проблема Киотского протокола. М.: Наука. С.60–74.
- Гудериан Р. 1979. Загрязнение воздушной среды. М.: Прогресс. 200 с.
- Гулисашвили В.З. 1964. Природные зоны и естественно-исторические области Кавказа. М.: Наука. 327 с.
- Гумбольдт А. Картины природы. 1807. Пер. с нем. Т.И. Коншиной. Под ред. С.В. Обручева [4-е рус. изд.] М.: Географгиз. 1959.
- Гуртовая Е.Е., Фаустова М.А. О микулинском этапе формирования аллювия в бассейне среднего течения Десны (на примере разреза у села Посудичи) // Изв. АН СССР. Сер. географич. 1977. №2. С.69–75.
- Дажо Р. 1975. Основы экологии. М.: Прогресс. 415 с.
- Даценко Н.М., Сонечкин Д.М. 2009. Реконструкция синхронных вековых колебаний на западе и востоке северного полушария за последние 200 лет и их связь с солнечной активностью // Изв. РАН. Сер. географич. №4. С.40–48.
- Девдариани А.С. 1969. Эволюционные ряды физико-географических явлений и конечные автоматы // Изв. РАН. Сер. географич. №2. С.115–120.
- Дедков А.П. 1972. О денудационных срезах и древних поверхностях выравнивания в Среднем Поволжье // Экзогенные процессы в Среднем Поволжье. Казань: Изд-во Казан. ун-та. С.3–20.
- Демирчян К.С., Демирчян К.К., Кондратьев К.Я. 2006. Обзоры МГЭИК не обосновывают необходимость реализации Киотского протокола // Возможности предотвращения изменений климата и его негативных последствий. Проблема Киотского протокола. М.: Наука, С.183–226.
- Джерард А.Дж. 1984. Почвы и формы рельефа. Пер. с англ. Л.: Недра, 208 с.
- Джефферс Дж. 1981. Введение в системный анализ: применение в экологии. М.: Мир. 256 с.
- Димо В.Н. 1967. Расчетный метод определения температуры почвы // Бюлл. Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева. Вып.1. М. С.88–99.
- Димо В.Н. 1972. Тепловой режим почв СССР. М.: Колос. 360 с.
- Динесман Л.Г. 1976. Голоценовая история биогеоценозов Русской равнины // История биогеоценозов СССР в голоцене. М.: Наука, С. 122–132.
- Длузский К.Г., Морозова Т.Д. 1998. К структуре среднеледниковых климатических колебаний в бассейне р. Оки по палеопедологическим данным // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 3. М.: Палеонтологич. ин-т РАН. С.120–125.

- Добровольский Г.В., Никитин Е.Д. 2006. Экология почв. М.: Изд-во МГУ. 362 с.
- Докучаев В.В. 1881. О законности известного географического распределения наземно-растительных почв на территории Европейской России // Труды С.-Петербургского общества естествоиспытателей. Т.12. СПб. С.65–66.
- Докучаев В.В. 1948. Учение о природных зонах. М.: Географгиз. 63 с.
- Докучаев В.В. 1949. Избранные сочинения. Т. 3. Картография, генезис и классификация почв. М.: Гос. изд-во сельскохоз. лит-ры. 446 с.
- Докучаев В.В. 1953. Наши степи прежде и теперь. М.: Сельхозгиз, 152 с.
- Долгушин Л.Д. 1951. Некоторые особенности рельефа, климата и современной денудации на Приполярном Урале. М.: Изд-во АН СССР.
- Дрознин В.А., Дубровская И.К., Кирюхин А.В. и др. 2004. Диагностика геотермального резервуара Авачинского вулкана по фумарольной активности и сейсмологическим данным // Взаимосвязь между тектоникой, магмообразованием и извержениями вулканов в вулканических дугах. Петропавловск-Камчатский: Камчат. научный центр РАН. С.37–39.
- Дылис Н.В. 1978. Основы биогеоценологии. М.: Изд-во МГУ. 151 с.
- Дыренков С.А. 1978. Методика лесорастительного районирования. Л.: Ленинградский НИИ лесного хозяйства. 56 с.
- Дьяконов К.Н. 1986. Информационный подход к анализу организации геосистем топологического уровня // Вопросы географии. Сб. 127. Моделирование геосистем. М.: Мысль. С.111–122.
- Дьяконов К.Н. 2002. Взаимодействие структурного, функционального и эволюционного направлений в ландшафтоведении // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. №1. С.13–21.
- Дьяконов К.Н., Иванов А.И. 1991. Устойчивость и инерционность геосистемы // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. №1. С.28–34.
- Дьяконов К.Н., Пузаченко Ю.Г. 2005. Теоретические вопросы островного ландшафтоведения // Горизонты географии. К 100-летию К.К. Маркова. М.: Географич. ф-т МГУ. С.14–17.
- Дюшофур Ф. 1970. Основы почвоведения. Эволюция почв. Пер. с франц. М.: Прогресс. 591 с.
- Иванов А.Н. 2005. Ландшафтные особенности островов Северо-Западной Пацифики // Изв. РГО. Т.137. Вып.4. С.48–54.
- Иванов А.Н. 2014. Проблемы островного ландшафтоведения // Вопросы ландшафтоведения. Вып. 138. Горизонты ландшафтоведения. М.: «Кодекс», С.138–158.
- Исаев А.С. (ред.). 2012. Разнообразие и динамика лесных экосистем России. Книга 1. М.: Товарищество научных изданий КМК. 461 с.
- Исаев А.С. (ред.) 2013. Разнообразие и динамика лесных экосистем России. Книга 2. М.: Товарищества научных изданий КМК. 478 с.
- Ефимова Н.А., Строкина Л.А. 2002. Эмпирические оценки изменений климата на континентах Северного полушария в конце XX века // Изменения климата и их последствия. СПб.: Наука. С.93–104.

- Жучкова В.К., Зонов Ю.Б., Горяченков В.А. 1973. Методические приемы ландшафтных исследований вулканических районов Камчатки // Ландшафтный сборник. М.: Изд-во МГУ. С. 117–137.
- Заварзин Г.А. (ред.) 2007. Пулы и потоки углерода в наземных экосистемах России. М.: Наука. 315 с.
- Заварзин Г.А., Котляков В.М. 1998. Стратегия изучения Земли в свете глобальных изменений // Вестн. РАН. Т.68. №1. С.23–29.
- Загреев В.В., Сухих В.И., Швиденко А.З., Гусев Н.Н., Мошкалева А.Г. 1992. Общесоюзные нормативы для таксации лесов. М.: Колос. 495 с.
- Залетаев А.С. 1984. Экотонные экосистемы как географическое явление и проблемы экотонизации биосферы // Совр. проблемы географии экосистем (Тез. докл. Всесоюз. совещ.). М.: Ин-т географии АН СССР. С. 53–55.
- Залиханов М.Ч., Коломыц Э.Г., Шарая Л.С., Цепкова Н.Л., Сурова Н.А.. 2010. Высокогорная геоэкология в моделях. М.: Наука. 487 с.
- Залетаев А.С. 1997б. Актуальные проблемы изучения экотонов // Экотоны в биосфере. М.: Ин-т водных проблем РАН. С. 5–9.
- Замолодчиков Д.Г., Грабовский В. И., Краев Г.Н. 2011. Динамика бюджета углерода лесов России за два последних десятилетия // Лесоведение. №6. С.16–28.
- Заугольнова Л.Б. (ред.). 2000. Оценка и сохранение биоразнообразия лесного покрова в заповедниках Европейской России. М.: Центр по проблемам экологии и продуктивности лесов РАН. 196 с.
- Заугольнова Л.Б. 2004. Структура лесных катен в полосе неморально-бореальных лесов // Восточновропейские леса. История в голоцене и современность. Кн.2. М.: Наука. С.89–108.
- Зейдис И.М., Кружалин В.И., Симонов Ю.Г. и др. 2001. Общие свойства динамики геосистем // Вестник МГУ. Сер. 5. География. №4. С.3–8.
- Зейдис И.М., Симонов Ю.Г. 1980. Эффект структурной памяти в динамике географических явлений // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. №4. С.21–26.
- Злобин Т.К., Абдурахманов Л.И., Злобина Л.М. 1997. Глубинные сейсмические исследования вулкана Менделеева на Южных Курилах // Тихоокеан. геология. Т.16. №4. С.79–87.
- Злотин Р.И. 1987. Экологические проблемы биоты и устойчивость геосистем // Изв. АН СССР. Сер. географич. №6. С.45–51.
- Злотин Р.И., Тишков А.А. 1984. Подходы к изучению географии межэкосистемных связей // Современные проблемы географии экосистем (Тез. докл. Всесоюз. совещ.). М.: Ин-т географии АН СССР. С.43–50.
- Зонн С.В. 1967. Почвы // Средняя полоса Европейской части СССР. Природные условия и естественные ресурсы СССР. М.: Наука. С.155–190.
- Зотов С.И. 1993. Имитационная модель бассейновой геосистемы для географического прогнозирования // Новые концепции в географии и прогнозирование. М.: Наука. С.66–75.
- Зубаков В.А. 1993. Географическая зональность и условия увлажнения Северного полушария в термическом оптимуме неогена // Изв. РАН. Сер. географич. №3. С.80–90.

- Зубаков В.А., Борзенкова И.И. 1983. Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометеоиздат. 216 с.
- Зубарева Р.С. 1967. Лесорастительные условия и типы темнохвойных лесов горной полосы Среднего Урала // Типы и динамика лесов Урала и Зауралья. Тр. Ин-та экологии растений и животных. Вып. 53. Свердловск.
- Зубенок Л.И. 1976. Испарение на континентах. Л.: Гидрометеоиздат, 264 с.
- Иванов А.Н. 2005. Ландшафтные особенности островов Северо-Западной Пацифики // Изв. РГО. Т.137. Вып.4. С.48–54.
- Иванов А.Н. 2014. Проблемы островного ландшафтоведения // Вопросы ландшафтоведения. Вып. 138. Горизонты ландшафтоведения. М.: «Кодекс». С. 138–158.
- Иванов И.В., Шадриков И.Г., Асаинова Ж.С., Дмитраков Л.М. 2006. Пространственно-временные соотношения почвенного и растительного покровов на границе южной тайги и смешанных лесов в условиях антропогенного воздействия // Почвенные процессы и пространственно-временная организация почв. М.: Наука. С.78–97.
- Ивановский Л.Н. 1974. Аспекты геотопологии при изучении рельефа // Топологические аспекты учения о геосистемах. Новосибирск: Наука, С.214–240.
- Ивашутина Л.И., Николаев В.А. 1972. Изучение контрастности ландшафтных сопряжений в целях обоснования физико-географического районирования // Ландшафтоведение. М.: Изд-во МГУ. С.59–73.
- Израэль Ю.А. 1979. Экология и контроль состояния природной среды. Л.: Гидрометеоиздат. 375 с.
- Израэль Ю.А. (ред.) 2001. Состояние и комплексный мониторинг природной среды и климата. Пределы изменений. М.: Наука. 242 с.
- Изменение климата. 2001. Обобщенный доклад МГЭИК / Д.Л. Албриттон, Т. Баркер, И. Башмаков и др. / Под ред. Р.Т. Уотсона. Geneva: World Meteorological Organization. 2003. 220 p.
- Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. 1999. Отв. ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС. 259 с.
- Исаев А.С. (ред.) Разнообразие и динамика лесных экосистем России. Кн. 1. М.: Товарищество научных изданий КМК. 2012а. 461 с.
- Исаев А.С. (ред.) 2012б. Разнообразие и динамика лесных экосистем России. Кн. 2. М.: Товарищество научных изданий КМК. 478 с.
- Исаев А.С., Коровин Г.Н. 1999. Углерод в лесах Северной Евразии // Круговорот углерода на территории России. М.: Мин-во науки и технологий РФ. С.63–95.
- Игнатъев Г.М. 1979. Тропические острова Тихого океана. М.: Мысль, 270 с.
- Исаков Ю.А., Казанская Н.С., Тишков А.А. 1986. Зональные закономерности динамики экосистем. М.: Наука. 150 с.
- Исаков Ю.А., Панфилов Д.В. География экосистем: некоторые основные понятия и перспективы развития // Современные проблемы географии экосистем (Тезисы докл. Всесоюз. Совещ.). М.: Ин-т географии АН СССР. 1984. С. 4–10.
- Исаченко А.Г. 1965. Основы ландшафтоведения и физико-географическое районирование. М.: Высшая школа. 327 с.
- Исаченко А.Г. 1971. Развитие географических идей. М.: Мысль. 416 с.

- Исаченко А.Г. 1980а. Методы прикладных ландшафтных исследований. Л.: Наука, 223 с.
- Исаченко А.Г. 1980б. Оптимизация природной среды. М.: Мысль. 264 с.
- Исаченко А.Г. 1985. Ландшафты СССР. Л.: Изд-во ЛГУ. 320 с.
- Исаченко А.Г. 1988. Система ландшафтов и содержание ландшафтной карты мира // Изв. Всесоюз. геогр. об-ва. Т.120, Вып.6. С.489–501.
- Исаченко А.Г. 2003. Введение в экологическую географию. Учебное пособие. С.-Пб: Изд-во С.-Петербургского ун-та. 192 с.
- Исаченко Т.И., Лавренко Е.М. (ред.). 1974. Карта растительности Европейской части СССР. М-б 1: 2 500 000. М.: ГУГК. 6 л.
- Кавказ. Природные условия и естественные ресурсы СССР. 1966. Отв. ред. Н.В. Думитрашко. М.: Наука. 482 с.
- Кастлер Г. 1960. Азбука теории информации // Теория информации в биологии. М.: Изд-во иностр. лит. С. 9–53.
- Кеппен В. 1938. Основы климатологии (климаты земного шара). М.: Учпедгиз. 375 с.
- Керженцев А.С. 1999. Механизм пространственно-временной изменчивости почв и экосистем // Экология и почвы. Избр. лекции 8–9 Всероссийских школ (1998–1999 гг.). Т.3. М.: Ин-т фонд. пробл. биологии РАН. С. 31–58.
- Керженцев А.С. 2001. Флуктуации, метаморфозы и эволюция почв // Экология и почвы. Избранные лекции X Всероссийской школы, октябрь 2001 г. Т. 4. Пушкино: Пушкинский научн. центр РАН. С. 18–4.
- Керженцев А.С. 2006. Функциональная экология. М.: Наука. 259 с.
- Керженцев А.С. 2010. Механизм функционирования почвы и устойчивость экосистем. Вестник РАН. Т.80. №8. С.704–709.
- Керженцев А.С. 2012. Новое перспективное научное направление. Вестник РАН. Т.82. №5. С.432–440.
- Кислов А.В. 2006. Изменения и изменчивость глобального климата // Современные глобальные изменения природной среды. Т. 1. М.: Научный мир. С.118–129.
- Классификация и диагностика почв СССР. 1977. Сост. В.В. Егоров, В.М. Фридланд, Е.Н. Иванов и др. М.: Колос. 223 с.
- Климанов В.А. 1997. Изменение климата Северной Евразии за исторический период (по палинологическим данным // Мат. метеорологич. исследований. №16. Проблемы климата. М.: Ин-т географии РАН. С. 180–192.
- Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. 2004 / Гл. ред. М.А. Семихватов, Н.М. Чумаков (Тр. Геологич. ин-та РАН. Вып.550). М.: Наука. 299 с.
- Замолотчиков Д. Г., Грабовский В. И., Краев Г. Н. 2011. Динамика бюджета углерода лесов России за два последних десятилетия // Лесоведение. №6. С.16–28.
- Кобак К.И. 1988. Биотические компоненты углеродного цикла. Л.: Гидрометеоиздат. 248 с.
- Кобак К.И., Кондрашова Н.Ю. 1992. Глобальное потепление и природные зоны // Метеорология и гидрология. №8. С.91–98.
- Кобак К.И., Кондрашова Н.Ю., Турчинович И.Е. 2002. Влияние изменений климата на пр зональность и экосистемы России // Изменения климата и их последствия. СПб.: Наука. С.205–210.

- Кобелева Н.В. 1975. Опыт математического анализа геоботанической карты // Моделирование элементарных геосистем. Иркутск: Ин-т географии Сибири и Дальнего Востока СО АН СССР. С.129–143.
- Кобелева Н.В. 1985. Экологические особенности растительного покрова по данным сопряженного анализа карт // Районирование зоны БАМа на основе количественного анализа растительности. Иркутск: Ин-т географии СО АН СССР. С.76–119.
- Ковда В.А. 1971. Биогеохимическая концепция биосферы // Ресурсы биосферы на территории СССР. М.: Наука. С.16–26.
- Ковда В.А. Основы учения о почвах. Общая теория почвообразовательного процесса. Кн. 1-я. М.: Наука. 1973. 447 с.
- Ковда В.А., Керженцев А.С., Заболоцкая Л.В., Гордеева Е.В. 1982. Пространственная и временная изменчивость природной среды экологического региона Центральной России // Биосферные заповедники. Тр. 2-го Сов.-амер. симпозиума. Л.: Гидрометеоздат. С.162–163.
- Козлов Д.Н., Жариков Р.В. 2012. Тепловизионная съемка активных вулканов Курильских островов в 2009–2011 гг. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. №1. Вып.19. С.1–7.
- Колесников Б.П. 1956. Кедровые леса Дальнего Востока. Труды Дальневост. фил. АН СССР. Т.2(4). М.–Л.: Изд-во АН СССР.
- Колесников Б.П. 1967. Некоторые вопросы развития лесной типологии // Типы и динамика лесов Урала и Зауралья. Труды Ин-та экологии растений и животных РАН. Вып.53. Свердловск.
- Колесников Б.П. 1969а. Высокогорная растительность Среднего Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальневост. книжн. изд-во. 106 с.
- Колесников Б.П. 1969б. Растительность // Южная часть Дальнего Востока. М.: Наука. С.206–250.
- Колесников Б.П., Смолоногов Е.П., Зубарева Р.С. 1973. Лесорастительные условия и типы лесов Свердловской области (практическое руководство). Свердловск (Ин-т экологии растений и животных УНЦ АН СССР).
- Коломыц Э.Г. 1977. Гидротермическая структура ландшафтов Хингано-Буреинского низкорья // Локальные контрасты в геосистемах. Владивосток: Тихоокеанский ин-т географии ДВО РАН. С. 19–76.
- Коломыц Э.Г. 1984а. Информационно-статистический анализ структуры высокогорных экосистем и ее антропогенных изменений // Тр. Высокогор. геофиз. ин-та. Вып. 58. М.: Гидрометеоздат. С.26–52.
- Коломыц Э.Г. 1984б. Теоретико-множественное моделирование высокогорных экосистем // Тр. Высокогор. геофиз. ин-та. Вып.52. М.: Гидрометеоздат. С.65–83.
- Коломыц Э.Г. 1985. Гекоэкологический прогноз: антропогенные изменения климата и ответная реакция экосистем Большого Кавказа // Тр. Высокогор. геофиз. ин-та. Вып.60. М.: Гидрометеоздат. С.6–75.
- Коломыц Э.Г. 1987. Ландшафтные исследования в переходных зонах. М.: Наука. 117 с.
- Коломыц Э.Г. 1988. Экотон как объект физико-географического исследования // Изв. АН СССР. Серия геогр. №5. С.24–36.

- Коломыц Э.Г. 1994. Ландшафтная текстура бореального экотона Волжского бассейна и ее чувствительность к изменениям климата. Ч. 1 и 2. Тольятти: ИЭВБ РАН и ННГУ. 127 с.
- Коломыц Э.Г. 1995. Организация и устойчивость хвойнолесных экосистем на бореальном экотоне Русской равнины // Изв. РАН. Сер. геогр. №3. С.37–51.
- Коломыц Э.Г. 1998. Полиморфизм ландшафтно-зональных систем. Пущино: ОНТИ ПНЦ РАН. 311 с.
- Коломыц Э.Г. 1999. Прогнозные оценки зональных ландшафтно-экологических условий в свете предстоящих глобальных изменений климата // География и природные ресурсы. №3. С.5–12.
- Коломыц Э.Г. 2003. Региональная модель глобальных изменений природной среды. М.: Наука. 371 с.
- Коломыц Э.Г. 2005. Бореальный экотон и географическая зональность: Атлас-монография. М.: Наука. 390 с.
- Коломыц Э.Г. 2006. Полизональность локальных геосистем как реакция на глобальные изменения климата // Изв. РАН. Сер. географич. №2. С.35–47.
- Коломыц Э.Г. 2008. Локальные механизмы глобальных изменений природных экосистем. М.: Наука. 427 с.
- Коломыц Э.Г. 2017. Тихоокеанский мегаэкотон Северной Евразии. Эволюционная модель континентальной биосферы. М.: ГЕОС. 495 с.
- Коломыц Э.Г., Керженцев А.С., Шарая Л.С. 2015. Аналитические и картографические модели функциональной устойчивости лесных экосистем // Усп. соврем. биол. Т.135. №1. С.127–149.
- Коломыц Э.Г., Розенберг Г.С. 2004. Палеопрогностная концепция в региональной экологии (на примере Волжского бассейна) // Усп. совр. биол. Т.124. №5. С.403–418.
- Коломыц Э.Г., Розенберг Г.С., Глебова О.В., Сурова Н.А. и др. 2000. Природный комплекс Большого города. М.: Наука. 286 с.
- Коломыц Э.Г., Розенберг Г.С., Колкутин В.И. и др. 1995. Экология ландшафтов Волжского бассейна в системе глобальных изменений климата (прогнозный атлас-монография). Нижний Новгород: «Интер-Волга». 165 с.
- Коломыц Э.Г., Розенберг Г.С., Шарая Л.С. 2009. Методы ландшафтной экологии в прогнозных оценках биотической регуляции углеродного цикла при глобальном потеплении // Экология. № 6. С.1–8.
- Коломыц Э.Г., Шарая Л.С. 2012а. Влияние глобального потепления на ландшафтную структуру Северного Кавказа // Изв. РАН. Серия геогр. №4. С.52–68.
- Коломыц Э.Г., Шарая Л.С. 2012б. Прогностное моделирование высокогорных экосистем в свете глобальных изменений климата // Экология. № 1. С. 3–15.
- Коломыц Э.Г., Юнина В.П., Сидоренко М.В., Воротников В.П. 1993. Экосистемы хвойного леса на зональной границе. Организация, устойчивость, антропогенная динамика. Н. Новгород: Ин-т экологии Волжского бассейна РАН. 346 с.
- Комаров В.Л. 1940. Учение о виде растений (страница из истории биологии). М.–Л., Изд-во АН СССР. 212 с.
- Комаров В.Л. Введение к флорам Китая и Монголии. Избр. соч. Т.2. М.–Л.: Изд-во АН СССР. 1947. 380 с.

- Колосов В.А., Сдасюк Г.В. 1992. Глобально-региональные взаимозависимости // Глобальные изменения и региональные взаимосвязи. М.: Ин-т географии АН СССР. С.7–32.
- Кондратьев К.Я., Демирчян К.С. 2000. Глобальные изменения климата и круговорот углерода // Изв. Русс. геогр. об-ва. Вып.4. С.1–20.
- Кондратьев К.Я., Лосев К.С., Ананичева М.Д., Чеснокова И.В. 2003. Естественно-научные основы устойчивости жизни. М.: ВИНТИ, Ин-т географии РАН. 239 с.
- Кононова М.М. 1963. Органическое вещество почвы: его природа, свойства и методы изучения. М.: Изд-во АН СССР. 313 с.
- Корнюшенко Т.А., Сюткина А.В. 1990. Содержание хлорофилла в листе как индикатор техногенного загрязнения // Проблемы устойчивости биологических систем. Харьков. С. 144–145.
- Коровин Г.Н., Голованов А.С., Зукерт Н.В. и др. 2013. Лесные ресурсы: динамика, прогнозирование и оптимальное управление. М.: ЦЭПЛ РАН. 175 с.
- Коронкевич Н.И. 1990. Водный баланс Русской равнины и его антропогенные изменения. М.: Наука. 204 с.
- Короткий А.М. 1972. Четвертичный период // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Юг Дальнего Востока. М.: Наука. С.264–304.
- Короткий А.М., Волков В.Г., Гребенникова Т.А. и др. 1999. Дальний Восток // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. М.: ГЕОС. С.146–164.
- Косариков А.М., Иванов А.В., Чурмеев А.С. 1992. Экологическая обстановка в Нижнем Новгороде. Нижний Новгород: ГИБП «Нижеполиграф». 48 с.
- Котляков В.М. 1992. География и выживание человечества // Изв. РАН. Сер. географич. №2. С.8-14.
- Котляков В.М. 2001. Избранные сочинения. Книга 3. География в меняющемся мире. М.: Наука. 411 с.
- Котова Т.В. (ред.). 1987. Растительность Европейской части СССР и Кавказа. М-б 1:2000 000. М.: ГУГК. 4 л.
- Крамбейн У.К., Грейбилл Ф.А. 1969. Статистические модели в геологии. Пер. с англ. // М.: Мир. 397 с.
- Крапивин В.Ф., Свирежев Ю.М., Тарко А.М. 1982. Математическое моделирование глобальных биосферных процессов. М.: Наука. 272 с.
- Крауклис А.А. 1969. Структурно-динамический фациальный анализ южнотаежного ландшафта Нижнего Приангарья // Южная тайга Приангарья. Л.: Наука, С. 32–119.
- Крауклис А.А. 1974. Особенности географических градиаций топического порядка // Топологические аспекты учения о геосистемах. Новосибирск: Наука. С. 87–137.
- Крауклис А.А. Проблемы экспериментального ландшафтоведения. Новосибирск: Наука. 1979. 232 с.
- Крауклис А.А. (ред.). 1991. Геосистемы контакта тайги и степи: юг Средней Сибири. Новосибирск. Наука. 215 с.
- Крауклис А.А. 1997. Геосистемы, их динамика и классификация в современном контексте географии // Классификация геосистем. Мат. Междун. науч. конференции. Иркутск: Ин-т географии СО РАН. С.12–19.

- Кренке А.Н. 1984. Континуальные модели в гляциологии // Основные понятия, модели и методы общегеографических исследований. М.: И-т географии АН СССР. С.50–57.
- Кренке А.Н., Чернавская М.М., Бразил Р. и др. 1995. Изменчивость климата Европы в историческом прошлом. М.: Наука. 224 с.
- Крестов П.В. 2004. Растительный покров Командорских островов // Бот. журнал. Т.89. №11. С.1740–1762.
- Крестов П.В. 2005. Предложения к флористическому районированию северной Азии на основе сравнительного анализа флор на родовом уровне // Комаровские чтения. Вып.51. Владивосток. С.15–56.
- Крестов П.В. 2006. Растительный покров и фитогеографические линии Северной Пацифики. Автореф. ... д. б. н. Владивосток: Биол.-почв. ин-т ДВО РАН. 42 с.
- Криштофович А.Н. 1946. Эволюция растительного покрова в геологическом прошлом и ее основные факторы // Мат. по истории флоры и растительности СССР. М.–Л.: Изд-во АН СССР. Вып. 2. С.21–87.
- Крутько В.Н., Пегов С.А., Хомяков Д.М., Хомяков П.М. 1982. Формализация оценки качества компонентов окружающей среды. М.: ВНИИ системных исследований. Препринт. 36 с.
- Курнаев С.Ф. 1980. Теневые широколиственные леса Русской равнины и Урала. М.: Наука. 314 с.
- Куприянова Т.П. (ред.). 1989. Факторы и механизмы устойчивости геосистем. М.: Институт географии АН СССР. 333 с.
- Лавренко Е.М., Исаченко Т.И. 1976. Зональное и провинциальное ботанико-географическое разделение Европейской части СССР // Изв. ВГО. Т.108. Вып.6. С.469–483.
- Лавриненко Д.Д. 1965. Взаимодействие древесных пород в различных типах леса. М.: Лесная промышленность. 248 с.
- Лапко А.В., Цугленок Н.В., Цугленок Г.И. 1999. Имитационные модели пространственно распределенных экологических систем. Новосибирск: Наука. 189 с.
- Лархер В. 1978. Экология растений. Пер. с нем. М.: Прогресс. 185 с.
- Лейкина Д.К. 1984. Ландшафтная организация промышленных узлов. М.: Стройиздат. 115 с.
- Лесные экосистемы и атмосферное загрязнение. 1990. Отв. ред. В.А.Алексеев. Л. 198 с.
- Летников Ф.А. 2000. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС. С. 204–224.
- Ливеровский Ю.А. 1974. Почвы СССР. Географическая характеристика. М.: Мысль. 462 с.
- Лосев К.С. 2001. Экологические проблемы и перспективы устойчивого развития России в XXI веке. М.: Изд-во «Космосинформ». 400 с.
- Логофет Д.О., Свирижев Ю.М. 1983. Концепция устойчивости биологических систем // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т.6. Л.: Гидрометеоиздат. С.159–171.
- Лукина Н. В., Исаев А.С., Крышень А. М. и др. 2015. Приоритетные направления развития лесной науки как основы устойчивого управления лесами. Лесоведение. №4. С.243–254.

- Лучицкий И.В. (ред.). 1974. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука. 430 с.
- Ляпунов А.А. 1981. О математическом моделировании в проблеме «Человек и биосфера» // Моделирование биогеоэкологических процессов. М.: Наука. С.5–29.
- Мазинг В.В. 1970. К вопросу эволюции биоэкологических систем // Теоретические проблемы фитоэкологии и биоэкологии. М.: Наука. С.95–107.
- Макмагон Дж.А. 1982. Сукцессии экосистем // Биосферные заповедники. Л.: Гидрометеоиздат. С.21–38.
- Макимова В.Ф. 1982. Фитоиндикация в системе океан–материк // Теоретические и прикладные аспекты биогеографии. М.: Наука. С. 149–162.
- Макунина А.А. 1985. Физическая география СССР. М.: Изд-во МГУ. 294 с.
- Мамай И.И. 1999. Теоретические итоги изучения ландшафтов центра Русской равнины (динамический аспект) // Изв. Русс. геогр. об-ва. Т.131. Вып.6. С.19–25.
- Манько Ю.И., Розенберг В.А. 1970. Высотная поясность растительности на вулкане Менделеева // Биол. ресурсы о. Сахалин и Курильских островов. – Владивосток: Биол.-почв. ин-т ДВНЦ АН СССР. С.65–71.
- Марков К.К. (ред.). 1980. Физическая география Мирового Океана. Л.: Наука. 362с.
- Марков К.К. 1986. Избранные труды. Проблемы общей физической географии и геоморфологии. М.: Наука. 287 с.
- Марков К.К., Бурашникова Т.А., Муратова М.В., Суетова И.А. 1981. Климатическая модель и географические зоны времени голоценового оптимума на территории СССР // Антропогенные факторы в истории развития современных экосистем. М.: Наука. С.230–240.
- Марков К.К., Гричук В.П., Чеботарева Н.С. и др. 1950. Взаимоотношения леса и степи в историческом освещении // Вопросы географии. Сб.23. С.15–120.
- Марчук Г.И., Кондратьев К.Я. 1992. Приоритеты глобальной экологии. М.: Наука. 278 с.
- Мархинин Е.К. 1980. Вулканы и жизнь (Проблемы биовулканологии). М.: Мысль. 196 с.
- Матвеев Н.М., Новикова Е.В. 1988. Динамика семенного возобновления естественных и искусственных лесов в условиях степного Заволжья // Вопросы лесной биоэкологии, экологии и охраны природы в степной зоне. Куйбышев: Куйбышев. гос. ун-т. С. 37–53.
- Махатадзе Л.Б., Урушадзе Т.Ф. 1972. Субальпийские леса Кавказа. М.: Лесная промышленность. 112 с.
- Мезенцев В.С., Карнацевич И.В., Белоненко Г.В. и др. 1974. Режимы влагообеспеченности и условия гидромелиораций степного края. М.: Колос. 240 с.
- Мельченко В.Е. 1991. Ландшафты Самарской Луки // Самарская Лука. Бюлл. Самара. №1. С.45–62.
- Мельченко В.Е., Саксонов С.В. 1993. Ландшафтный подход к региональным флористическим исследованиям // Самарская Лука: Бюллетень. Самара. №4. С. 55–71.
- Меняющийся мир. Географический подход к изучению. 1991. Ред. Дж. Р. Матер, Г.В. Сдасюк. М.: Прогресс. 391 с.
- Менжулин Г.В., Савватеев С.П. 2002. Мировая продовольственная проблема и современное глобальное потепление // Изменения климата и их последствия. СПб.: Наука. С.122–151.

- Мещеряков Ю.А. 1981. Избранные труды. Рельеф и современная геодинамика. М.: Наука. 277 с.
- Миллер Г.П. 1974. Ландшафтные исследования горных и предгорных территорий. Львов: Изд-во Львов. ун-та. 202 с.
- Мильков Ф.Н. 1964. Природные зоны СССР. М.: Мысль. 325 с.
- Мильков Ф.Н. 1981. Физическая география: современное состояние, закономерности, проблемы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та. 398 с.
- Мильков Ф.Н. 1986. Физическая география: Учение о ландшафте и географическая зональность. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та. 327 с.
- Мильков Ф.Н., Гвоздецкий Н.А. 1986. Физическая география СССР. Общий обзор. Европейская часть СССР. Кавказ. М.: Высшая школа. 376 с.
- Минц А.А., Преображенский В.С. 1973. Актуальные и дискуссионные проблемы системной ориентации в географии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. № 6. С. 5–13.
- Миркин Б.М. 1990. Плюрализм в фитоценологии: истоки и тактика плюралистической науки // Журнал общей биологии. Т. 1, №2. С.261–272.
- Миркин Б.М. 1985. Теоретические основы современной фитоценологии. М.: Наука. 137 с.
- Миркин Б.М., Наумова Л.Г. 1994. Современное состояние, тенденции развития науки о растительности и новое понимание природы растительного сообщества // Усп. совр. биол. Т. 114. Вып. 1. С.5–21.
- Миркин Б.М., Розенберг Г.С., Наумова Л.Г. 1989. Словарь понятий и терминов современной фитоценологии. М.: Наука. 223 с.
- Митропольский А.К. 1971. Техника статистических вычислений. М.: Наука. 576 с.
- Михайлов Н.И. 1985. Физико-географическое районирование. М.: Изд-во МГУ. 183 с.
- Михеев В.С. 1974. Верхнечарская котловина. Опыт топологического изучения ландшафта. Новосибирск: Наука. 142 с.
- Михеев В.С. (ред.) 1977. Природные режимы средней тайги Западной Сибири. Новосибирск: Наука. 302 с.
- Моделирование динамики органического вещества в лесных экосистемах. 2007. Отв. ред. В.Н. Кудеяров. М. Наука. 380 с.
- Моисеев Н.Н., Александров В.В., Тарко А.Н. 1985. Человек и биосфера. Опыт системного анализа и эксперименты с моделями. М.: Наука, 271 с.
- Молчанов А.А. 1961. Лес и климат. М.: Изд-во АН СССР. 279 с.
- Молчанов А.А. Продуктивность органической массы в лесах различных зон. М.: Наука, 1971. 275 с.
- Молчанов А.А., ред. Дубравы лесостепи в биогеоценологическом освещении. М.: Наука, 1975. 374 с.
- Мордкович В.Г., Титлянова А.А. Катена как форма пространственного сочетания и взаимодействия биогеоценозов степного ландшафта // Современные проблемы географии экосистем (Тезисы докл. Всесоюз. совещ.). М.: Ин-т географии АН СССР, 1984. С. 41–42.

- Морозов Г.Ф. Учение о лесе. Изд. 7-е. М. –Л.: Гослесбумиздат, 1949. 368 с.
- Мохов И.И. Модельные оценки возможных климатических изменений в XXI веке в сопоставлении с климатическими изменениями в прошлом и настоящем // Возможности предотвращения изменений климата и его последствий. Проблема Киотского протокола. М.: Наука, 2006. С. 75–93.
- Мохов И.И., Дюфрен Ж.-Л., Э.Ле Трет, и др. 2005. Изменение режимов засух и биопродуктивности наземных экосистем в регионах Северной Евразии по расчетам с глобальной климатической моделью с углеродным циклом // ДАН. Т.405. №6. С. 1–5.
- Назаров А.Г. 2004. Термодинамическая направленность почвообразования и истории развития экосистем // Почвы, биогеохимические циклы и биосфера. М.: Товарищество науч. изд. КМК. С. 70–102.
- Нейштадт М.И. 1957. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР. 404 с.
- Нейштадт М.И. 1976. Региональные закономерности истории фитоценозов СССР в голоцене по палинологическим данным // История биогеоценозов СССР в голоцене. М.: Наука. С. 79–91.
- Николаев В.А. 1978. Классификация и мелкомасштабное картографирование ландшафтов. М.: Изд-во МГУ. 62 с.
- Никольская В.В., Хоментовский А.С. (ред.). 1969. Южная часть Дальнего Востока. М.: Наука. 322 с.
- Ниценко А.А. 1971. Растительная ассоциация и растительное сообщество как первичные объекты геоботанического исследования. М.: Наука. 184 с.
- Норин Б.Н. 1979. Структура растительных сообществ Восточно-Европейской лесостепи. М.: Наука. 198 с.
- Нэф [Нееф] Э. 1968. О некоторых вопросах сравнительной экологии ландшафта // Докл. Ин-та географии Сибири и Дальнего Востока. Вып. 19. С. 44–53.
- Обидиентова Г.В. 1953. Происхождение Жигулевской возвышенности и развитие рельефа // Тр. Ин-та географии АН СССР. Вып. 13. Мат. по геоморф. и палеогеографии СССР. Вып. 8. М.: Изд-во АН СССР. 246 с.
- Одум Ю. 1975. Основы экологии. Пер. с англ. М.: Мир. 740 с.
- Одум Ю. 1986. Экология. В 2-х т. Пер. с англ. М.: Мир. Т. 1 - 328 с., Т. 2 - 376 с.
- Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Суханова Н.И. 1996. Органическое вещество почв Российской Федерации. М.: Наука. 253 с.
- Охрана ландшафтов. Толковый словарь. 1982. Отв. ред. В.С. Преображенский. М.: Прогресс. 272 с.
- Охрана окружающей среды. Справочник. 1978. Сост. Л.П. Шариков. Л.: Судостроение. 558 с.
- Оценки экологических и социально-экономических последствий изменений климата. Доклад Рабочей группы II МГЭИК (Председатель Ю.А. Израэль). СПб.: Гидр ометеиздат. 1992. 250 с.
- Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. Атлас-монография. 1982.

- Отв. ред. И.П. Герасимов, А.А. Величко. М.: Наука. 156 с.
- Панфилов В.Д. 2005. Центры эволюции и исторические миграции биоты Земного шара. Научный дневник. М.: Ин-т географии РАН. 448 с.
- Паффенгольц К.Н. (ред.). 1973. Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра. 486 с.
- Пегов С.А., Крутько В.Н., Мельникова Г.Л., Никитин Е.В. 1986. Моделирование глобальных природных процессов. // Вопросы географии. С.127. М.: Мысль, С. 41–46.
- Переведенцев Ю.П., Верещагин М.А., Наумов Э.П., Шанталинский К.М. 2001. Многолетние колебания основных показателей гидрометеорологического режима волжского бассейна // Метеорология и гидрология. №10. С.16-22.
- Перельман А.И. 1975. Геохимия ландшафта. М.: Высшая школа. 341 с.
- Петрушенко Л.А. 1967. Принцип обратной связи. М.: Мысль. 276 с.
- Пианка Э. 1981. Эволюционная экология. Пер. с англ. М.: Мир. 399 с.
- Плохинский Н.А. 1970. Биометрия. М.: Изд-во МГУ. 367 с.
- Погребняк П.С. 1968. Общее лесоводство. М. 440 с.
- Полынов Б.Б. Географические работы. М.: Географгиз, 1952. 399 с.
- Полынов Б.Б. 1956. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 751 с.
- Пономарева В.В., Плотникова Т.А. 1980. Гумус и почвообразование: Методы и результаты изучения. Л.: Наука. 220 с.
- Попов Н.А. 1963. Леса Южных Курильских островов и перспективы их использования // Труды конференции. Красноярск: Ин-т леса и древесины СО АН СССР. С. 59–69.
- Предстоящие изменения климата. Совместный Советско-Американский Отчет о климате и его изменениях. 1991. Под ред. М.И. Будыко, А.Д. Хекта и др. Л.: Гидрометеоиздат. 272 с.
- Преображенский В.С. 1960. Ландшафтные исследования. М.: Наука, 128 с.
- Преображенский В.С. 1967. Новые вехи советской физической географии // Природа. №8. С.51–59.
- Преображенский В.С. 1969. О системе методов общей физической географии // Методы ландшафтных исследований. М.: Наука, С.7–34.
- Преображенский В.С. 1984. Ландшафты в науке и практике. М.: Знание. 48 с.
- Преображенский В.С. 1986. Организация, организованность ландшафтов (препринт). М.: Ин-т географии АН СССР. 20 с.
- Преображенский В.С. 1997. Острые проблемы ландшафтоведения на рубеже веков // Структура, функционирование, эволюция природных и антропогенных ландшафтов (Тезисы X ландшафтной конференции). СПб. С.3–4.
- Преображенский В.С., Александрова Т.Д., Максимова Л.В. 1997. География в меняющемся мире. Век XX. М.: Ин-т географии РАН. 273 с.
- Природа, техника, геотехнические системы 1978. Отв. ред. В.С. Преображенский. М.: Наука. 151 с.
- Природные режимы средней тайги Западной Сибири. 1977. Отв. ред. В.С. Михеев. Новосибирск: Наука. 302 с.

- Программа и методика биогеоценологических исследований. 1966. Под ред. В.Н. Сукачева и Н.В. Дылиса. М.: Наук. 334 с.
- Программа и методика биогеоценологических исследований. 1974. Отв. ред. Н.В. Дылис. М.: Наука. 403 с.
- Прокаев В.И. 1956. Опыт крупномасштабного ландшафтного районирования восточной части Самарской Луки // Вопросы географии. Сб. 39. М.: Географгиз, С. 185–195.
- Пузаченко Ю.Г. 1976. Принципы информационного анализа // Статистические методы исследования геосистем. Владивосток: Тихоокеан. ин-т географии ДВНЦ АН СССР. С. 5–37.
- Пузаченко Ю.Г. 1983а. Инвариантность геосистем и их компонентов // Устойчивость геосистем. М.: Наука. С. 32–41.
- Пузаченко Ю.Г. 1983б. Концепция экологического пространства // Теоретические проблемы современной биологии. Пушино: Ин-т эволюц. морфол. и экол. животных АН СССР. С. 24–40.
- Пузаченко Ю.Г. 1984. Направления географической экологии // Современные проблемы географии экосистем (Тез. докл. Всесоюз. совещ.). М.: Институт географии АН СССР. С. 15–19.
- Пузаченко Ю.Г. 1986. Пространственно-временная иерархия геосистем с позиции теории колебаний // Вопросы географии. Сб. 127. Моделирование геосистем. М.: Мысль. С. 96–111.
- Пузаченко Ю.Г. 1993. Профилактика экологических катастроф // Новые концепции в географии и прогнозирование. М.: Наука, С. 21–34.
- Пузаченко Ю.Г. 1996. Основы общей экологии. М.: Изд-во МГУ. 133 с.
- Пузаченко Ю.Г. 1998. Методологические основы географического прогноза и охраны среды. М.: Изд-во УРАО. 212 с.
- Пузаченко Ю.Г. 1997. Генезис разнообразия структуры ландшафта // Структура, функционирование, эволюция природных и антропогенных ландшафтов (Тезисы X ландшафтной конференции). СПб.: С.9–10.
- Пузаченко Ю.Г. 1998. Методологические основы географического прогноза и охраны среды. М.: Изд-во УРАО. 212 с.
- Пузаченко Ю.Г. 2006. Глобальное биологическое разнообразие и его пространственно-временная изменчивость // Современные глобальные изменения природной среды. Т. 2. М.: Научный мир. С.306–377.
- Пузаченко Ю.Г., Мошкин А.В. 1969. Информационно-логический анализ в медико-географических исследованиях // Итоги науки. Медицинская география. Вып. 3. М.: ВИНТИ. С. 5–74.
- Пузаченко Ю.Г., Санковский А.Г. 2005. Климатическая обусловленность чистой продукции биосферы // Изв. РАН. Сер. географич. №5. С.5–19.
- Пузаченко Ю.Г., Скулкин В.С. 1981. Структура растительности лесной зоны СССР: Системный анализ. М.: Наука. 275 с.
- Работнов Т.А. 1978. Фитоценология. М.: Изд-во МГУ. 384 с.

- Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Вып. 1. Региональная палеогеография / Отв. ред. А.А.Величко. М.: Наука. 1993. 102 с.
- Разумовский С.М., Киселева К.В. 1979. К характеристике растительности Приокско-террасного государственного заповедника // Экосистемы южного Подмосковья. М.: Наука. С. 234–245.
- Райс Р. Дж. 1980. Основы геоморфологии. Пер. с англ. М.: Прогресс. 574 с.
- Раковская Э.М., Любушкина С.В., Пашканг К.В. 1984. Ландшафтная карта Нечерноземной зоны РСФСР и возможности ее использования для целей сельского хозяйства // Вопросы географии. Сб. 124. М.: Мысль. С. 107–120.
- Рамад Ф. 1981. Основы прикладной экологии. Л.: Гидрометеиздат, 543 с.
- Раман К. 1976. Опыт понимания геокомплекса как пространственно-полиструктурного единства // Международная география – 76. Общая физическая география. М.: Междунар. геогр. конгресс. С. 18–22.
- Раменский Л.Г. 1971. Избранные работы. Проблемы и методы изучения растительного покрова. Л.: Наука. 334 с.
- Раунер Ю.Л. 1972. Тепловой баланс растительного покрова. М.: Наука, 210 с.
- Раунер Ю.Л. 1981. Климат и урожайность зерновых культур. М.: Наука, 163 с.
- Реймерс Н.Ф. 1990. Природопользование. Словарь-справочник. М.: Мысль. 639 с.
- Ретеюм А.Ю. 1971. О геокомплексах с односторонними системообразующими потоками вещества и энергии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. №5. С. 122–128.
- Ретеюм А.Ю. 1975. Физико-географическое районирование и выделение геосистем // Вопросы географии. Сб. 98. Количественные методы изучения природы. М.: Мысль. С. 5–27.
- Ретеюм А.Ю. 1988. Земные миры. М.: Мысль, 268 с.
- Ретеюм А.Ю. 1997. Положение ландшафтной теории и путь ее обновления // Структура, функционирование, эволюция природных и антропогенных ландшафтов (Тезисы X ландшафтной конференции). М. – СПб. С. 4–7.
- Ретеюм А.Ю., Серебрянный Л.Р. 1985. География в системе наук о Земле // Итоги науки и техники. Сер. Теоретические и общие вопросы географии. Т. 4. М.: ВИНТИ. 1985. 205 с.
- Реутт А.Т. 1970. Растительность // Север Дальнего Востока. М.: Изд-во АН СССР. С. 257–299.
- Риклефс Р.Э. 1979. Основы общей экологии. Пер. с англ. М.: Мир. 424 с.
- Рихтер Г. 1983. Культура ландшафта в социалистическом обществе. М.: Прогресс. 160 с.
- Рихтер Г.Д. 1960. О значении адвекции тепла и влаги в формировании природных зон // Изв. АН СССР. Сер. геогр. №2. С. 5–9.
- Рихтер Г.Д. 1961. Природное районирование СССР // Изв. АН СССР. Сер. геогр. №3. С.3–13.
- Рихтер Г.Д. 1964. О широтной зональности природных явлений // Развитие и преобразование географической среды. М.: Наука. С.54–61.

- Рихтер Г.Д. 1965. Зональность и система таксономических единиц физико-географического районирования // Изв. АН СССР. Сер. геогр. №5. С.3–15.
- Роде А.А. 1965. Основы учения о почвенной влаге. Т. 1. Водные свойства почв и передвижение почвенной влаги. Л.: Гидрометеиздат. 663 с.
- Родин Л.Е., Базилевич Н.И. 1965. Динамика органического вещества и биологический круговорот зольных элементов и азота в основных типах растительности Земного Шара. М.–Л.: Наука, 253 с.
- Родоман Б.Б. 1972. Основные типы географических районов // Вест. МГУ. Сер. 5. География. №1. С.68–74.
- Родоман Б.Б. 1984. Процессы поляризации в географическом пространстве // Основные понятия, модели и методы общегеографических исследований. М.: Ин-т географии АН СССР. С.109–118.
- Рожков А.А., Козак В.Т. 1989. Устойчивость лесов. М.: ВО Агропромиздат. 239 с.
- Розен Р. 1969. Принцип оптимальности в биологии. М.: Мир. 216 с.
- Розенберг Г.С. 1984. Модели в фитоценологии. М.: Наука. 265 с.
- Розенберг Г.С. 1991. К построению системы концепций современной экологии // Журн. общ. биологии. Т.52, №3. С.422–440.
- Розенберг Г.С. 2013. Введение в теоретическую экологию: в 2-х т. 2-е изд., испр. и доп. Тольятти: Кассандра. Т. 1 – 565 с. Т.2 – 445 с.
- Розенберг Г.С. 2004. Лики экологии. Тольятти: Ин-т экологии Волжского бассейна РАН. 224 с.
- Розенберг Г.С., Коломыц Э.Г., Шарая Л.С. 2011. Углеродный баланс и устойчивость лесных экосистем при глобальном потеплении (Опыт прогнозного моделирования) // Усп. совр. биол. Т.131. №4. С.367–381.
- Розенберг Г.С., Мозговой Д.П., Гелашвили Д.Б. 1999. Экология. Элементы теоретических конструкций современной экологии. Самара: Самарский науч. центр РАН. 396 с.
- Розенберг Г.С., Шитиков В.К., Цейтлин Н.А. 2008. Теоретические основы оптимального планирования эксперимента и обработки многофакторных опытов // Г.С. Розенберг, Д.Б. Гелашвили(ред.). Проблемы экологического эксперимента (планирование и анализ наблюдений). Тольятти: Ин-т экологии Волжского бассейна РАН, Нижегород. гос. ун-т им. Н.И. Лобачевского. С.170–211.
- Романова Э.П., Алексеева Н.Н., Глушко Е.В., и др. 1997. Хроноструктурный анализ современных ландшафтов // Изменение природной среды: глобальный и региональный аспекты. М.: Изд-во МГУ. С.88–124.
- Роосааре Ю.М. 1982. Определение количественных характеристик территориальной структуры ландшафтных единиц на типологической карте // Уч. зап. Тартусского ун-та Вып. 563. С. 31–47.
- Руководство по оценке и регулированию ветрового режима жилой застройки. 1986. ЦНИИП градостроительства Госгражданстроя. М.: Стройиздат. 40 с.
- Рысин Л.П. 1980. Концепция биогеоценоза и современная лесная типология // Структурно-функциональная организация биогеоценозов. М.: Наука. С.23–38.

- Рэнсон К.Дж., Ливайн Э.Р., Нокс Р.Дж. и др. 1997. Использование комплекса имитационных моделей для понимания динамики экосистем северных лесов // Устойчивое развитие бореальных лесов. Тр. VII ежегодн. Конф. МАИБЛ. М.: ВНИИЦлесресурс. С.101–111.
- Рябчиков А.М. 1972. Структура и динамика геосферы, ее естественное развитие и изменение человеком. М.: Мысль. 223 с.
- Савицкий П.Н. 1927. Географические особенности России. Ч. 1. Растительность и почвы. Прага: Евразийское книгоиздательство. 160 с.
- Сапожникова С.А. 1950. Микроклимат и местный климат. Л.: Гидрометеиздат. 241 с.
- Саушкин Ю.Г. 1980. Географическая наука в прошлом, настоящем и будущем. М.: Просвещение. 269 с.
- Светлосанов В.А. 1990. Устойчивость и стабильность природных экосистем (модельный аспект). М.: ВИНТИ. Итоги науки и техники. Т.8. 200 с.
- Светлосанов В.А. 2009. Устойчивость природных систем к природным и антропогенным воздействиям (уч. пособие). М.: Изд-во МГУ. 100 с.
- Свирижев Ю.М. 1982. Математические модели в экологии // Число и мысль. М.: Знание. Вып. 5. С.16–55.
- Свирижев Ю.М. 1983. Устойчивость и сложность в математической экологии // Устойчивость геосистем. М.: Наука. С. 41–50.
- Свирижев Ю.М., Елизаров Е.Я. 1972. Математическое моделирование биологических систем // Проблемы космической биологии. Т.20. М.: Наука. 159 с.
- Свирижев Ю.М., Логофет Д.О. 1978. Устойчивость биологических сообществ. М.: Наука. 352 с.
- Семенов-Тянь-Шанский В.П. 1928. Район и страна. М.–Л., Гос. изд-во. 311 с.
- Серебрянная Т.А. 1982. О динамике лесостепной зоны в центре Русской равнины в голоцене // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука. С.179–186.
- Сёмкин Б.И. 1973. Дескриптивные множества и их приложения // Исследования систем. 1. Анализ сложных систем. Владивосток: Тихоокеан. ин-т географии ДВНЦ АН СССР. С. 83–94.
- Сёмкин Б.И., Комарова Т.А. 1977. Анализ фитоценологических описаний с использованием мер включения (на примере растительных сообществ долины р. Амгуемы на Чукотке) // Бот. журнал. Т.62. №7. С.54–63.
- Сёмкин Б.И., Петропавловский Б.С., Кошкарев А.В. и др. 1986. О методе многомерного анализа соотношения растительности с экологическими факторами // Бот. журнал. Т.71. №9. С.1167–1181.
- Симонов Ю.Г. 1966. Пути применения эргодической теоремы для палеогеографического анализа континентов // Вестн. МГУ. Серия 5. География. №5. С.3–18.
- Симонов Ю.Г. 1982. Основные свойства объектов географического прогнозирования и способы их формализованного описания // Проблемы регионального географического прогноза. М.: Наука, С. 112–193.

- Симонов Ю.Г. 1986. Моделирование в географии (гносеологические подходы) // Вопросы географии. Сб. 127. Моделирование геосистем. М.: Мысль. С. 11–17.
- Симонов Ю.Г. 1990. Географическое прогнозирование и проблемы рационального природопользования на современном этапе // Географическое прогнозирование и охрана природы. М.: Изд-во МГУ. С.103–113.
- Симонов Ю.Г., Борсук О.А. 1977. Системный подход в геоморфологии и эрозионно-денудационные морфосистемы // Рельеф и ландшафты. М.: Изд-во МГУ. С. 66–73.
- Сиротенко О.Д., Абашина Е.В. 1998. Агроклиматические ресурсы и физико-географическая зональность территории России при глобальном потеплении // Метеорология и гидрология. №3. С.92–103.
- Смирнов В.В. 1971. Органическая масса в некоторых лесных фитоценозах Европейской части СССР. М.: Наука. 362 с
- Смирнова О.В. (ред.). 2004. Восточноевропейские леса. История и современность. М.: Наука. Кн. 1 (479 с.) и Кн. 2 (575 с.)
- Смирнова О.В., Попадюк Р.В. 1999. Экологический и демографический анализ растительных сообществ заповедника // Сукцессионные процессы в заповедниках России и проблемы сохранения биологического разнообразия. СПб.: Русское ботаническое об-во. С. 254–264.
- Смирнова О.В., Турубанова С.А., Бобровский М.В., Коротков В.Н., Ханина Л.Г. 2001. Реконструкция истории лесного пояса Восточной Европы и проблема поддержания биологического разнообразия // Усп. совр. биол. №2. С.144–159.
- Смит У.Х. 1985. Лес и атмосфера. Пер. с англ. М.: Прогресс. 429 с.
- Соколов В.Е., Пузаченко Ю.Г. 1982. Естественная динамика биоценозов как базис экологического мониторинга // Биосферные заповедники. Л.: Гидрометеиздат. С.8–20.
- Солнцев В.Н. 1974. О некоторых фундаментальных свойствах геосистемной структуры // Методы комплексных исследований геосистем. Иркутск: Ин-т географии Сибири и Дальн. Востока СО АН СССР, С.26–36.
- Солнцев В.Н. 1981а. Системная организация ландшафтов. М.: Мысль, 239 с.
- Солнцев В.Н. 1981б. Хроноорганизация географических явлений // Вопросы географии. Сб. 117. Геофизика ландшафта. М.: Мысль, С.40–68.
- Солнцев В.Н. 1997. Полиструктурная концепция агроландшафта // Изменение природной среды. Глобальный и региональный аспекты. М.: Изд-во МГУ. С.17–29.
- Солнцев Н.А. 1973. В защиту закона Докучаева // Ландшафтный сборник. М.: Изд-во МГУ. С.5–28.
- Солнцев Н.А. 2001. Учение о ландшафте. Избранные труды. М.: Изд-во МГУ. 384с.
- Соловьева В.В., Розенберг Г.С. 2006. Современное представление об экотонах или теория экотонов // Усп. соврем. биол. Т.126. №6. С.531–549.
- Соммерс У.Т. 1997. Устойчивое развитие бореальных лесов: роль глобальных изменений, нарушений и оценка риска // Устойчивое развитие бореальных лесов. Тр. 7-й ежегодной конференции МИБЛ. М.: Федеральная служба лесн. хоз-ва. С. 128–132.

- Сонин А.С. 1976. Беседы о кристаллофизике. М.: Атомиздат. 240 с.
- Сочава В.Б. 1946. Вопросы флорогенеза и фитоценологии маньчжурского смешанного леса // Матер. по истории флоры и растительности СССР. М.–Л.: Изд-во АН СССР. Вып. 2. С. 283–302.
- Сочава В.Б. 1962. Исходные положения типизации таежных земель на ландшафтно-географической основе // Докл. Ин-та географии Сибири и Дальнего Востока. Вып. 2. Иркутск. С. 14–23.
- Сочава В.Б. 1963. Определение некоторых понятий и терминов физической географии // Докл. Ин-та географии Сибири и Дальн. Востока. Вып. 3. С.50–59.
- Сочава В.Б. 1967. Структурно-динамическое ландшафтоведение и географические проблемы будущего // Докл. Ин-та географии Сибири и Дальн. Востока. Вып. 16. С.18–31.
- Сочава В.Б. 1969. Экспериментальные географические исследования и освоение тайги // Информационный бюллетень по комплексному освоению таежных территорий. Вып. 4. Иркутск. С.5–14.
- Сочава В.Б. 1970. География и экология // Материалы 5 съезда Географического общества СССР. Л.: ВГО. 24 с.
- Сочава В.Б. 1974. Геотопология как раздел учения о геосистемах // Топологические аспекты учения о геосистемах. Новосибирск: Наука. С.3–86.
- Сочава В.Б. 1978. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука. 319 с.
- Сочава В.Б. 1979. Растительный покров на тематических картах. Новосибирск: Наука. 189 с.
- Сочава В.Б. 1980. Географические аспекты сибирской тайги. Новосибирск: Наука. 256 с.
- Сочава В.Б. 2005. Избранные труды. Теоретическая и прикладная география. Новосибирск: Наука. 288 с.
- Сочава В.Б., Байбородин В.Н. (ред.). 1977. Корреляционная эколого-фитоценотическая карта. М-б 1:7 500 000. Иркутск: Ин-т географии Сибири и Дальн. Востока СО АН СССР. 1 л.
- Сочава В.Б., Бачурин Г.В., Крауклис А.А., Нечаева Е.Г. Топологические особенности тепла и влаги в таежных геосистемах // Докл. Ин-та географии Сибири и Дальнего Востока. Вып. 26. 1970. С. 39–53.
- Спрыгин И.И. Материалы к познанию растительности Среднего Поволжья // Научное наследие. Т. 11. М.: Наука, 1986. 512 с.
- Средняя полоса Европейской части СССР / Отв. ред. С.В. Зонн, А.А. Минц. М.: Наука, 1967. 440 с.
- Стеффен Б., Лангридж Дж. 1997. Проект МГБП по исследованию Северной Евразии: состояние и перспективы // Устойчивое развитие бореальных лесов. Тр. 7 ежегодн. конф. МАИБЛ. М.: ВНИИЦлесресурс. С. 133–143.
- Столл Р.Р. 1968. Множества. Логика. Аксиоматические теории. Пер. с англ. М.: Просвещение. 230 с.
- Стригин В.М. 1964. Геоморфологический очерк района горного массива Денежкин Камень // Природа и лесная растительность северной части Свердловской области. Тр. Комиссии по охране природы. Вып. 1. Свердловск (Урал. фил. АН СССР).

- Ступишин А.В. (ред.). 1964. Физико-географическое районирование Среднего Поволжья. Казань: Изд-во Казан. ун-та. 197 с.
- Ступишин А.В., Бойко Ф.Ф. 1981. Ландшафтная морфоструктура и антропогенные модификации лесного и лесостепного эрозионно-равнинного ландшафта в пределах Волжско-Камского края // Климат, рельеф и деятельность человека. М.: Наука. С. 70–76.
- Судницын И.И., Сидорова М.М., Орешкин Н.С., Васильева М.И. 1988. Влияние метеорологических условий на изменение запаса влаги в дерново-подзолистой суглинистой почве // Метеорология и гидрология. № 8. С.90–99.
- Сукачев В.Н. 1972. Избранные труды. Т. 1. Основы лесной типологии и биогеоценологии. Л.: Наука. 418 с.
- Сукачев В.Н. 1975. Избранные труды. Том 3. Проблемы фитоценологии. Л.: Наука. 543 с.
- Сысуев В.В. 2002. Структурообразующие геосистемные процессы: характерные масштабы и моделирование // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. №1. С.22–28.
- Танфильев Г.И. 1953. Географические работы. М.: Гос. изд-во географич. лит-ры. 676 с.
- Тарко А.М., Ведюшкин М.А., Писаренко Н.Ф., Татаринев Ф.А. 1987. Моделирование воздействия промышленных загрязнений на лесные экосистемы. М. Препринт. 19 с.
- Таргульян В.О. 1971. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука. 270 с.
- Таргульян В.О. 1984. О соотношении понятий «структура» и «функционирование» в исследованиях по географии экосистем // Совр. проблемы географии экосистем. М.: Инст-т географии АН СССР. С. 10–15.
- Таргульян В.О., Арманд А.Д., Роде А.А., Дмитриев Е.А. 1977. Почва как компонент биогеоценоза и ее изучение в биосферных заповедниках // Биосферные заповедники: Тр. I Советско-Американского симпозиума. Л.: Гидрометеиздат. С. 51–60.
- Таргульян В.О., Соколов И.А. 1978. Структурный и функциональный подход к почве: почва – память и почва – момент // Математическое моделирование в экологии. М.: Наука. С. 17–33.
- Тарко А.М. 2005. Антропогенные изменения глобальных биосферных процессов. Математическое моделирование. М.: Физматлит. 231 с.
- Теоретические основы и опыт экологического мониторинга. 1983. / Отв. ред. В.Е. Соколов, Н.И. Базилевич. М.: Наука. 253 с.
- Терентьев А.А., Фридман Б.И. 1985. Влияние тектоники на изменение гидрологического режима рек Горьковской области // Водные ресурсы и их использование. Горький. 1985. С.12–23.
- Тимофеев-Ресовский Н.В. 1970. Структурные уровни биологических систем // Системные исследования. Ежегодник 1970. М.: Наука, С.80–113.
- Тимофеев-Ресовский Н.В., Воронцов Н.Н., Яблоков А.В. 1969. Краткий очерк теории эволюции. М.: Наука. 407 с.

- Тимофеев-Ресовский Н.В., Тюрюканов А.Н. 1966. Об элементарных биохорологических подразделениях биосферы // Бюлл. Моск. об-ва испытат. природы. Т. 71. Вып. 1. М.: Изд-во МГУ. С.123–132.
- Титлянова А.А. 1983. Методология и методы оценки чистой первичной продукции и построение баланса химических элементов в экосистемах // Теоретические и основы и опыт экологического мониторинга. М.: Наука. С.63–76.
- Тишков А.А. 1988. Подходы к исследованиям динамики биоты как объекта географического прогнозирования // Географическое прогнозирование и природоохранные проблемы. М.: Ин-т географии АН СССР. С.49–60.
- Тишков А.А. 1991. Роль сукцессий во временной организованности геосистем // Геосистема во времени. М.: Ин-т географии АН СССР. С.118–132.
- Тишков А.А. 2005. Биосферные функции природных экосистем России. М.: Наука. 309 с.
- Тишков А.А., Сдасюк Г.В., Ключев Н.Н. и др. 2010. Рациональное природопользование: международные программы, российский и зарубежный опыт. М.: КМКБ. 412 с.
- Толмачев А.И. 1948. Основные пути формирования растительности высокогорных ландшафтов северного полушария // Бот. журнал. Т.33. №2. С.161–180.
- Тооминг Х.Г. Экологические принципы максимальной продуктивности посевов. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 264 с.
- Трофимов А.М. 1989. Системные принципы иерархии и методология моделирования объектов географии // Иерархия и моделирование систем (философский и естественно-научный анализ). Казань: Казан. пединститут. С.85–90.
- Трофимов А.М. 1993. Пути прогнозирования развития геосистем // Новые концепции в географии и прогнозирование, М.: Наука, С.39–48.
- Тушинский Г.К. 1969. Ритмы снежности и оледенения в историческое время в северном полушарии // Проблемы планетарной географии. М.: Изд-во МГУ. С.52–65.
- Тюрюканов А.Н. 2001. Избранные труды. М.: Изд-во РЭФИА. 307 с.
- Тюрюканов А.Н., Федоров В.М. Биосферные раздумья. М.: РАЕН, 1996. 368 с.
- Удра И.Ф. 1988. Расселение растений и вопросы палео- и биогеографии. Киев: Наукова думка. 198 с.
- Уиттекер Р. 1980. Сообщества и экосистемы. М.: Прогресс. 327 с.
- Указания по расчету рассеивания в атмосфере вредных веществ, содержащихся в выбросах промышленных предприятий: Строительные нормы и правила 369-74 / Под ред. А.М. Кошкина, М.Е. Берлянда, Р.И. Оникула. М.: Госстрой СССР. 1973. 41 с.
- Урсул А.Д. Природа информации. Философский очерк. М.: Политиздат, 1968. 228 с.
- Урусов В.М. 1988. Генезис растительности и рациональное природопользование на Дальнем Востоке. Владивосток: ТИГ ДВО АН СССР. 356 с.
- Урусов В.М. 1993. Структура разнообразия и происхождение флоры и растительности юга Дальнего Востока. Владивосток: Тихоокеан. ин-т географии ДВО РАН. 130 с.

- Урусов В.М., Лауве Л.С. 1980, О высотных поясах растительности и формационных реликтах в Приморье в связи с изменением климата // Бот. журнал, Т. 65. № 2. С. 185–197.
- Урусов В.М., Чипизубова М.Н. 2008. Общие закономерности географического распределения формаций и типов растительности. Генезис растительности // Гео-системы Дальнего Востока России на рубеже XX–XXI веков. Том 1. Природные геосистемы и их компоненты. Владивосток: Дальнаука. С.203–220.
- Усольцев В.А. 2016. Биологическая продуктивность лесобразующих пород в климатических градиентах Евразии (к менеджменту биосферных функций лесов). Екатеринбург: Уральский гос. лесотехн. университет, Ботанич. сад УрО РАН. 383 с.
- Утехин В.Д. 1977. Первичная биологическая продуктивность лесостепных экосистем. М.: Наука. 146 с.
- Учватов В.П. Геологическое строение и особенности водного режима почво-грунтов пикетов биосферной станции // Экосистемы южного Подмосковья. М.: Наука, 1979. С. 53–69.
- Федина А.Е. 1971. Ландшафтная структура Приэльбрусья. М.: Изд-во МГУ. 117 с.
- Федина А.Е. 1976. Структура высотной поясности ландшафтов северного склона Большого Кавказа в бассейне Баксана // Высокогорная геоэкология. М.: Ин-т географии АН СССР. С.28–31.
- Федоров В.Д. 1974. Устойчивость экологических систем и ее измерение // Изв. АН СССР. Сер. биол. №3. С.402–415.
- Федоров В.Д. 1975. Концепция устойчивости биологических систем // Всесторонний анализ окружающей среды. Труды совет.-амер. симпозиума. Тбилиси, 25–29 марта 1974 г. Л.: Гидрометеоиздат. С.207–207.
- Фирсова В.П. 1969. Лесные почвы Свердловской области и их изменения под влиянием лесохозяйственной деятельности // Тр. Ин-та экологии растений и животных УНЦ АН СССР. Вып. 63. Свердловск. 152 с.
- Флоренсов Н.А. 1971 О геоморфологических формациях // Геоморфология. № 2. 3–10.
- Флоренсов Н.А. 1978. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 238 с.
- Фридланд В.М. (ред.). 1988. Почвенная карта РСФСР. М-б 1:2500 000. М.: ГУГК.
- Хаазе Г. 1980. Изучение топических и хорических структур, их динамики и развития в ландшафтных системах // Структура, динамика и развитие ландшафтов. М.: Ин-т географии АН СССР. С. 57–81.
- Хаггет П. 1979. География: синтез современных знаний. М.: Прогресс. 684 с.
- Хаин В.Е. 1973. Общая геотектоника. М.: Недра. 511 с.
- Ханина Л.Г., Бобровский М.В. 2004. Прогноз изменения растительного покрова в Приокско-террасном заповеднике по лесотаксационным данным // Восточноевропейские леса. История в голоцене и современность. Кн. 2. М.: Наука. С.131–137.
- Ханина Л.Г., Бобровский М.В. 2005. Типы растительных сообществ // Атлас карт Приокско-Террасного заповедника. Отв. ред. М.В. Бобровский, М.Н. Брынских. М.: ООО Биопресс. С.30–31.

- Харбух Дж., Бонэм-Картер Г. 1974. Моделирование на ЭВМ в геологии. Пер. с англ. М.: Мир. 319 с.
- Харвей Д. 1974. Научное объяснение в географии. Сокр. пер. с англ. М.: Прогресс. 502 с.
- Хелберт С.Х. 2008а. Мнимые повторности и планирование экологических полевых экспериментов // Г.С. Розенберг, Д.Б. Гелашвили, ред. Проблемы экологического эксперимента (планирование и анализ наблюдений). Тольятти: Ин-т экологии Волжского бассейна РАН, Нижегород. гос. ун-т им. Н.И. Лобачевского. С. 9–45.
- Хелберт С.Х. 2008б. Неверное истолкование мнимых повторностей и сопутствующие проблемы: ответ Л. Оксанену // Г.С. Розенберг, Д.Б. Гелашвили, ред. Проблемы экологического эксперимента (планирование и анализ наблюдений). Тольятти: Ин-т экологии Волжского бассейна РАН, Нижегород. гос. ун-т им. Н.И. Лобачевского, С.61–65.
- Хильми Г.Ф. 1966. Основы физики биосферы. Л.: Гидрометеиздат. 300 с.
- Хорошев А.В. 2013. Проблема изучения полиструктурности ландшафта // И.И. Мамай, ред. Ландшафтный сборник (Развитие идей Н.А. Солнцева в современном ландшафтоведении). М.–Смоленск: Ойкумена. С.170–195.
- Хорошев А.В. 2016. Полимасштабная организация географического ландшафта. М.: Товарищество научных изданий КМК. 416 с.
- Хорошев А.В., Пузаченко Ю.Г., Дьяконов К.Н. 2006. Современное состояние ландшафтной экологии // Известия РАН. Серия геогр. №5. С.12–21.
- Хотинский Н.А. 1977. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука. 200 с.
- Хотинский Н.А., Савина С.С. 1985. Палеоклиматические схемы территории СССР в бореальном, атлантическом и суббореальном периодах голоцена // Изв. АН СССР. Сер. геогр. №4. С.18–34.
- Худяков Г.И. 1972. История развития рельефа // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Юг Дальнего Востока. М.: Наука, С.64–234.
- Худяков Г.И. 1977. Геоморфотектоника Юга Дальнего Востока. М.: Наука. 256 с.
- Цельникер Ю.Л. 2006. Газообмен CO₂ в лесных биогеоценозах / Идеи биогеоценологии в лесоведении и лесоразведении. М.: Наука. С.213–229.
- Цымек А.А., Соловьев К.П., Чумин В.Т. 1969. Леса Хабаровского края // Леса СССР. Т. 4. Леса Урала, Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, С. 553–620.
- Черкашин А.К. 1997. Полисистемный анализ и синтез. Приложение в географии. Новосибирск: Наука. 501 с.
- Чертов О.Г., Комаров А.С. 1997. Имитационная модель сосновых, еловых и березовых экосистем // Устойчивое развитие бореальных лесов. Тр. VII ежегод. конф. МАИБЛ. М.: ВНИИЦлесресурс. С.168–173.
- Чистякова С.Б. 1988. Охрана окружающей среды. М.: Стройиздат. 272 с.
- Шарая Л.С. 2007. Количественный анализ пространственной изменчивости некоторых параметров состояния экосистемы Жигули // Самарская Лука. Бюллетень. С.639–659.

- Шарая Л.С. 2009. Предсказательное картирование лесных экосистем в геоэкологии // Поволжский экологический журнал. № 3. С.249–257.
- Шарый П.А. 2010. Ряды стабильностей пар элементов в серой лесной почве // Биосферные функции почвенного покрова. Пушино: SYNCHROBOOK. Ч.3. С.347–349.
- Шафрановский И.И. 1962. К вопросу о симметрии Земного Шара // Геогр. сборник. XV. Астрология. М.–Л.: Изд-во АН СССР. С.85–98.
- Шафрановский И.И. 1985. Симметрия в природе. Л.: Недра. 184 с.
- Шафрановский И.И. 1971. Принцип Кюри и динамическая симметрия. // Симметрия в природе. Л.: Ленингр. обл. правление н.-техн. горного о-ва. С.7–11.
- Шафрановский И.И., Плотников Л.М. 1975. Симметрия в геологии. Л.: Недра. 144 с.
- Шварц С.С. 1973. Эволюция и биосфера // Проблемы биогеоценологии. М.: Наука. С.213–228.
- Шварц С.С. 1975. Экологические основы охраны биосферы // Методологические аспекты исследования биосферы. М.: Наука. С.100–112.
- Шварц С.С. 1980. Экологические закономерности эволюции. М.: Наука, 278 с.
- Швиденко А.З., Щепаченко Д.Г., Нильссон С., Болуй Ю.И. 2008. Таблицы и модели хода роста и продуктивности насаждений основных лесобразующих пород Северной Евразии (нормативно-справочные материалы). М.: Междунар. ин-т прикладного системного анализа, 885 с.
- Шестаков А.С., Дроздов А.В. 1992. Динамика ландшафтов и деградация окружающей среды // Глобальные изменения и региональные взаимосвязи. Географический анализ. М.: Ин-т географии АН СССР. С.98–121.
- Шикломанов И.А., Георгиевский В.Ю. 2002. Влияние антропогенных изменений климата на гидрологический режим и водные ресурсы // Изменения климата и их последствия. СПб.: Наука. С.152–164.
- Шило Н.А. 1967. Тектоно-геоморфологическая эволюция поверхности Северо-Востока и россыпеобразование. Магадан: СВКНИИ СО АН СССР. С.146–153.
- Шило Н.А. 2000. Учение о россыпях. М.: Изд-во Академии горных наук, 632 с.
- Шило Н.А., Шумилов Ю.В. 2001. О законе геоэкологической эволюции биосферы // Пространственная и временная изменчивость природной среды Северо-Восточной Азии в четвертичный период. Магадан: Северо-Восточный научный центр ДВО РАН. С. 4–11 .
- Широков А.И. 2004. Сукцессионные процессы в растительном покрове неморально-бореальных лесов на суглинистых субстратах (на примере южно-таежных лесов Нижегородского Заволжья) // Восточно-европейские леса. История в голоцене и современность. Кн. 2. М.: Наука, С. 118–1125.
- Шитиков В.К., Розенберг Г.С., Крамаренко С.С., Якимов В.Н. 2008. Современные подходы к статистическому анализу экспериментальных данных // Г.С. Розенберг, Д.Б. Гелашвили (ред.). Проблемы экологического эксперимента (планирование и анализ наблюдений). Тольятти: Ин-т экологии Волжского бассейна РАН. Нижегород. гос. ун-т им. Н.И. Лобачевского, С.212–250.

- Шифферс Е.Б. Растительность Северного Кавказа и его природные кормовые угодья. М.– Л.: Изд-во АН СССР, 1953. 400 с.
- Шнайдер С. 1993. Наука о моделировании климата и обсуждение перспектив глобального потепления // Глобальное потепление. Доклад ГРИНПИС. М.: Изд-во МГУ. С. 4266.
- Шнитников А.В. 1957. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария // Зап. ВГО. Т. 16. Новая серия. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 337 с.
- Шубников А.В. 1975. Избранные труды по кристаллографии. М.: Наука, 551 с.
- Шубников А.В., Копцик В.А. 1972. Симметрия в науке и искусстве. М.: Наука. 339 с.
- Шугарт Г.Г., Антоновский М.Я., Ярвис П.Дж., Санфорд А.П. 1989. Углекислый газ, изменение климата и лесные экосистемы // Парниковый эффект, изменение климата и экосистемы. Л.: Гидрометеоиздат. С.513–547.
- Щербаков Ю.А. 1970. Опыт изучения роли экспозиции в ландшафтообразовании // Влияние экспозиции на ландшафты. Уч. зап. Пермского гос. ун-та, №240. С.3–99.
- Экосистемы Теллермановского леса. 2004. / Отв. ред. В.В. Осипов; Институт лесоведения РАН. М.: Наука. 340 с.
- Эшби У.Р. 1959. Введение в кибернетику. Пер. с англ. М.: Изд-во Иност. лит-ры. 432 с.
- Юрцев Б.А. 1974. Проблемы ботанической географии Северо-Восточной Азии. Л.: Наука. 159 с.
- Ясаманов Н.А. 1985. Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеоиздат. 295 с.
- Aber J., Neilson R.P., McNulty S., Lenihan J.M., Bachelet D., Drake R.J. 2001. Forest processes and global environmental change: predicting the effects of individual and multiple stressors // *Bioscience*. Vol.51. No.9. P. 735–751.
- Alcamo J., Leemans R., Kreileman E. 1998. Global change scenarios of the 21-th century: Result from the IMAGE 2.1 model. L.: Elsevier.
- Allen D.M. 1974. The relationship between variable selection and data augmentation and a method for prediction // *Technometrics*. Vol.16. P.125–127.
- Armand A.D. 1992. Sharp and gradual timberlines as a result of species interaction // *Landscape Boundaries. Consequences for biotic diversity and Ecological Flows*. New York–Berlin–Heidelberg: Springer–Verlag, P.60–378.
- Bailey R.G. 1998. Ecoregions. *The Ecosystem Geography of the Oceans and Continents*. New-York: Springer-Verlag. 176 p.
- Barnett C., Blaschke T. 2003. A multi-scale segmentation/object relationship modeling methodology for landscape analysis // *Ecological Modeling*. Vol.16. No.16. P.233–249.
- Bee J.N., Kunstler G., Coomes D.A. 2007. Resistance and resilience of New Zealand tree species to browsing // *Journ. of Ecology*. Vol.95. P.1014–1026.
- Bonan G.B., Pollard D., Thompson S.L. 1992. Effect of boreal forest vegetation on global climate warming // *Nature*, № 359. P.716–718.
- Brigham-Grette J. 2000. New perspectives on Beringian Quaternary paleogeography, stratigraphy, and glacial history // *Quaternary Sci. Rev.* Vol.20. P.15–24.

- Chapin F.S., Walker B.H., Hobbs R.J. et al. 1997. Biotic control over the functioning of ecosystems // *Science*. Vol.277. P.500–504.
- Chorley B.J., Kennedy B.A. 1971. *Physical Geography. A System Approach*. London: Prentice-Hall. 370 p.
- Climate Change 1995. *The Science of Climatic Change* / J.T. Houghton, L.G. Meira Filho. B.A. Callander et. al. (eds). The Cambridge Univ. Press: Cambridge, UK, 1996. 572 p.
- Dahl E. 1993. Impact of climatic change on terrestrial ecosystems // *Impacts of climatic change on natural ecosystems (with emphasis on boreal and arctic/alpine areas)*. Trondheim: NINA and DN. P.81–83.
- Demek J. 2000. Landscape ecology into the twenty-first century // *Ecology (Bratislava)*. Supplement 2. Vol.19. P.9–17.
- Diaz S., Cabido M. 2001. Vive la difference: plant functional diversity matters to ecosystem processes // *Trends Ecol. Evol.* Vol.16. P.646–655.
- Duchaufour Ph. 1965. *Precis de Pedologie. L'evolution des Soils*. Deuxieme edition: Paris. 590 p.
- Emanuel W.R., Shugart H.H., Stevenson M.R. 1985. Climatic changes and the boreal-scale distribution of terrestrial ecosystem complexes // *Climatic Change*. No.7. P. 29–43.
- Ermentrout G.B., Edelshtein-Keshet L. 1993. Cellular automata approaches to biological modeling // *J. of Theor. Biology*. Vol.160. No.1. P.97–133.
- Farina A. 1998. *Principles and methods in landscape ecology*. London, UK: Chapman & Hall. 235 p.
- Freckleton R.P., Watkinson A.R. 2002a Large-scale spatial dynamics of plants: metapopulations, regional ensembles and patchy populations // *J. of Ecology*. Vol.90. No.3. P.419–434.
- Freckleton R.P., Watkinson A.R. 2002b. Are weed population dynamics chaotic? // *J. Applied Ecology*. Vol. 39. No.5. P. 699–707.
- Forman R.T.T. 1995. *Land Mosaics: The Ecology of Landscapes and Regions*. Cambridge: Cambridge Univ.
- Forman R.T.T., Godron M. 1986. *Landscape ecology*/ New York: John Wiley & Sons. 620 p.
- Moore B., III, Underdal A., Lemke P., Loreau M. 2001. Global Change and the Earth System: A planet under pressure / *IGBP Science*. No 4, *Global Change*. 32 p.
- Grace J. 2004. Understanding and managing the global carbon cycle. *Journal of Ecology*. Vol.92. No.2. P.189–202.
- Guebler A. 1931–1932. Die Kurilen. Ein geographisch-ethnographischer Beitrag // *Geographisch-ethnographischen Gesellschaft in Zürich*. Bd. 32, P.1–104.
- Gunderson L. 2000. Ecological resilience: in theory and application // *Ann. Rev. Ecol. Syst.* Vol.31. P.425–439.
- Hansen J.G., Hung I., Lasis A., et al. 1988. Global Climate Changes as Forecasted by Goddard Institute for Space Studies Three-Dimensional Models // *J. Geophys. Res.* Vol.92. P.9341–9354.
- Hansen A.J., di Castry Fr. 1992. (Eds.). *Landscape Boundaries: Consequences for Biotic Diversity and Ecological Flows*. New York: Springer-Verlag. 452 p.

- Hansen J., Sato M., Ruedy R. et al. 2007a. Climate simulations for 1880–2003 with GISS model E // *Climate Dynamics*. Vol.29. P.661–696.
- Hansen J., Sato M., Ruedy R. et al. 2007b. Dangerous human-made interference with climate: A GISS model E study // *Climate Dynamics*, Vol.7. P.2287–2312.
- Hartshorne R. 1959. *Perspective on the nature of geography* Chicago, Rand McNally and Co.
- Hay G.J., Marceau D.J., Dube P., Bouchard A. 2001. A multiscale Framework for landscape analysis: Object-specific analysis and upscaling // *Landscape Ecology*. Vol.16. P.471–490.
- Higgins S.I., Cain M.L. 2002. Spatially realistic plant metapopulation models and the colonization–competition trade-off // *J. of Ecology*. Vol. 90. No.4. P.616–626.
- Holling C.S. 1973 Resilience and stability of ecosystems // *Ann. Rev. Ecol.* Vol.4. P.1–23.
- Impacts of climatic change on natural ecosystems (with emphasis on boreal and arctic/alpine areas). 1993. / Holten J.I., Paulsen G., Oechel W.C. (Ed.). Trondheim: NINA and DN. 185 p.
- Hopkins D.M. 1972. The paleogeography and climatic history of Beringia during late Cenozoic Time // *Inter-Nord*. Vol.12.
- Hulten E. *Flora of Alaska and neighboring territories*. Stanford, 1968. 1008 p.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) // *Climate Change*, 2000. Cambridge: Cambridge University Press, 2001.
- Kolomyts Erland. *Forest ecosystems and global climate changes. Experience of predictive modeling*. Saarbrücken, Germany: LAP LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co. KG, 2012. 310 p.
- Kolomyts E.G. *Evolutionary biosphere processes in the Pacific ocean mega ecotone of Northern Eurasia*. Raleigh, North Carolina, USA: Open Science Publishing, Lulu Press, Inc., 2017. 217 p.
- Kubota Y., Murata H., Kikuzawa K. 2004. Effects of topographic heterogeneity on tree species richness and stand dynamics in a subtropical forest in Okinawa Island, southern Japan // *Journ. of Ecol.* Vol.92. P.230–240.
- Kosugi Y., Tanaka H., Takanashi S. et al. 2005. Three years of carbon and energy fluxes from Japanese evergreen broad-leaved forest // *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 132. P. 329–343.
- Kubota Y., Murata H., Kikuzawa K. Effects of topographic heterogeneity on tree species richness and stand dynamics in a subtropical forest in Okinawa Island, southern Japan // *Journ. of Ecology*. 2004. Vol. 92. P. 230–240.
- Leemans R. Modelling ecological and agricultural impacts of global change on a global scale // *J. of Sci. & Industrial Res.* 1992. Vol. 51. P. 709–724.
- Lischke H., Guisan, A., Fischlin, A., and Bugmann, H. *Vegetation Response to Climate Change in the Alps: Modeling Studies // Views from the Alps: regional perspectives on climate change*. Cambridge, Massachusetts, USA: MIT Press, 1998. P. 309–350.

- Loreau M., Downing A., Emmerson M., et al. A new look at the relationship between diversity and stability // *Biodiversity and ecosystem functioning*. Oxford University Press. Oxford. UK. 2002. P.79–91.
- Ludwig J.A., Reynolds J.F. *Statistical ecology: A Primary on Methods and Computing*. New-York: John Wiley & Sons, 1988. 337 p.
- MacArthur R.U., Fluctuations of animal populations and a measure of community stability // *Ecology*. 1955. Vol.36. P.533–536.
- MacMillan R.A., Torregrosa A., Moon D., Coupé R., Philips N. 2009. Automated predictive mapping of ecological entities // *Geomorphometry. Concepts, Software, Applications / Eds. T. Hengl, H.I. Reuter*. Elsevier: Amsterdam, The Netherlands. Ch.24. P.551–578.
- Margalef R. 1958. Information theory in ecology // *Gen. Syst.* Vol.3. P.36–71.
- McGarigal K., Marks B.J. *Fragstats: spatial pattern analysis program for quantifying landscape structure* // U.S. Forest Service General Technical Report PNW. Portland, OR, USA, 1995. 351 p.
- McIntyre S., McKittrick. 2003. Correlation to the Mann et al. (1998) proxy data base and Northern hemisphere average temperature series // *Energy and Environment*. Vol.14. No.6. P.751–771.
- Melillo J.M., McGuire, A.D., Kicklighter, D.W., et al. 1996. Global change and terrestrial net primary production. *Nature*. Vol.363. P.234–240.
- Mitchell TD, Carter TR, Jones PD, Hulme M, New M. 2004. A comprehensive set of high resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901–2000) and 16 scenarios (2001–2100). Working Paper No. 55. Norwich: Tyndall Centre for Climate Change Research.
- Moss M.R. 1999. Fostering academic and institutional activities in landscape ecology // *Issue in Landscape Ecology*. International Association for Landscape Ecology / Eds. Wiens J.A., Moss M.R. Snowmass Village, P.138–144.
- Naeem S. Species redundancy and ecosystem reliability // *Conserv. Biol.* 1998, Vol.12. P. 39–45.
- Naveh Z. What is holistic landscape ecology // *Landscape and Urban Planning*. 2000. Vol.50. P.7–26.
- Nakamura Y., Krestov P.V. 2005. Coniferous forests of the temperate zone of Asia. In *Coniferous forests*. Ser. *Ecosystems of the World*. Vol.6. P.163–220.
- Odeh Inakwu O.A., McBratney A.B., Chittleborough D.J. 1992. Fuzzy-c-means and kriging for mapping soil as a continuous system // *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, Vol.56. P.1848–1854.
- O'Neill R.V., Krummel J.R., Gardner R.H., et al. *Indices of Landscape pattern* // *Landscape Ecology*. 1988. Vol.1. No.3. P.153–162.
- Peterson G., Allen C.R., Holling C.S. 1998. Ecological resilience, biodiversity and scale // *Ecosystems*. Vol.1. P.6–18.
- Pickett S.T.A., Cadenasso M.L. 1995. Landscape ecology: special heterogeneity in ecological systems // *Science*. Vol. 269. P. 331–334.
- Pike R.A. 2002. *Bibliography of Terrain Modelling (Geomorphometry), the Quantitative Re-presentation of Topography – Supplement 4.0*. Open-file report 02–465, U.S. Geol. Survey. <http://wrgis.wr.usgs.gov/wgmt/sfbay/pike.html>.

- Pope V.D., Gallani M.L., Rowntree P.R., Stratton R.A. 2000. The impact of new physical parametrizations in Hadley Centre climate model – HadCM3 // *Climate Dynamics*. Vol.16. P.123–146.
- Printice I.C., Cramer W., Harrison S.P., et al. 1992. A global biom model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate // *J. Biogeogr.* Vol.19. P.117–134.
- Ruzicka M., Miklos L. 1982. Landscape-ecological planning (LANDEP) in process of territorial planning // *Ecologia (CSSR)*. Vol.1. No3. P.297–312.
- Santer B. 1985. The use general circulation models in climate impact analysis – a preliminary stay of the impacts of a CO₂ – indicated climatic change on West European agriculture // *Climatic Ganges*. Vol.7. №1. P.71–93.
- Scherer-Lorenzen M., Korner C., Schulze E.-D. (eds.). 2005. Forest diversity and function: temperate and boreal systems. 2005. Springer: Berlin. 301 p.
- Schmidt G.A., Ruegy R., Hansen J.E., et al. 2006. Present day atmospheric simulations using GISS Model E: Comparison to in-situ, satellite and reanalysis data // *J. Climate*. Vol.19. P.153 –192.
- Shanin V.N., Komarov A.S., Bykhovets S.S. 2012. Simulation modelling for sustainable forest management: a case-study. *Procedia Environmental Sciences*. Vol.13. P.535–549.
- Shanin V.N., Komarov A.S., Mikhailov A.V., Bykhovets S.S. 2011. Modelling carbon and nitrogen dynamics in forest ecosystems of Central Russia under different climate change scenarios and forest management regimes. *Ecol. Model.* Vol.222. P.2262–2275.
- Shary P.A. Personal research website on geomorphometry and applications. 2006. Website: <http://www.giseco.info/>. <http://www.esti-map.ru/>.
- Shary P.A., Sharaya L.S., Mitusov A.V. Fundamental quantitative methods of land surface analysis // *Geoderma*. 2002. V.107. No.1–2.
- Smith J.M. *Models in Ecology*. 1974. Cambridge: At the University of Sussex Press. 184 p.
- Smith T.M., Leemance R., Shugart H.H. 1992. Sensitivity of terrestrial carbon storage to CO₂-induced climate change: comparison of four scenarios based on general circulation models // *Climatic Change*. Vol. 21. P. 367–384.
- Smith T.M., Shugart H.H. 1993. The transient response of terrestrial carbon to perturbed climate. *Nature*. Vol. 361. № 6412. P. 523–526.
- Solomon A.M., Prentice C., Leemans R., Cramer W.P. 1993. The interaction of climate and land use in future terrestrial carbon storage and release // *Water, Air, and Soil Pollution*. Vol. 70. P. 595–614.
- Stone L., Gabric A., Berman T. 1996. Ecosystem resilience, stability, and productivity: Seeking a Relationship // *Amer. Natur.* Vol.148. P.892–903.
- Sykes V.T., Prentice C. 1993. Modeling the response of Nordic forest to climatic change // Impacts of climatic change on natural ecosystems (with emphasis on boreal and arctic/alpine areas). Trondheim: NINA and DN, P.75–79.
- Takanashi S., Kosugi Y., Tanaka Y., et al. 2005. CO₂ exchange in a temperate Japanese cypress forest compared with that in a cool-temperate deciduous broad-leaved forest // *Ecol. Res.* Vol. 20. P.313–324.
- Tatewaki M. 1933. The phytogeography of the Middle Kuriles // *Journ. Fac. Agr. Hokkaido Univ.* Vol. 28, No5. P.191–363.

- Tatewaki M. 1963. *Hultenia* // Journ. Fac. Agricult. Hokkasido univ. Vol.53. No.2. Sapporo. P.133–199.
- Tatewaki M. 1957. Geobotanic studies on the Kurile island // Acta Horti Gotoburgensis. Vol. 21. No2. P. 43–123.
- Tchebakova N.A., Monserud R.A., Leemans R., Golovanov S. 1993. A global vegetation model based on the climatological approach of Budyko // J. of Biogeography. Vol.20. P.129–144.
- Thompson I., Mackey B., McNulty S., Mosseler A. 2009. Forest Resilience, Biodiversity, and Climate Change. A synthesis of the biodiversity/resilience/stability relationship in forest ecosystems // Secretariat of the Convention on Biological Diversity, Montreal. Technical Series. No43. 67 p.
- Turing A.M. The chemical basis of morphogenesis // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biol. Sci. 1952. Vol.237. No.641. P.37–72.
- Watkinson A.R., Freckleton R.P., Forrester L. 2000. Population dynamics of *Vulpia ciliata*: regional, metapopulation and local dynamics // J. of Ecology. Vol.88. P.1012–1029.
- Wu J., David J.L. 2002. A spacially explicit hierarchical approach to modeling complex ecological systems: theory and applications // Ecol. Mod. Vol.153. P.7–26.
- Wu J., Hobbs R. 2002. Key issues and research priorities in landscape ecology: An idiosyncratic synthesis // Landscape Ecology. Vol.17. No.4. P.355–365.
- Yachi S., Loreau M. 1999. Biodiversity and ecosystem productivity in a fluctuating environment: the insurance hypothesis // Proc. Nat. Acad. Sci. USA. Vol.96. P.1463–1468.
- Zaret T.M. 1982. The stability/diversity controversy: A test of hypotheses // Ecology. Vol.63. P.721–731.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. ПРЕДМЕТ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ ГЕОЭКОЛОГИИ 7

ЧАСТЬ I. БАЗОВЫЙ ЭКОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Глава 1. МЕТОДОЛОГИЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ЛАНДШАФТНО-ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ 15

- 1.1. Ландшафтно-экологическая система как объект базового и прогнозного моделирования..... 15
- 1.2. Сущность и типы эмпирико-статистического моделирования..... 20
- 1.3. Стратегия ландшафтно-экологического эксперимента 23
- 1.4. Сбор полевого материала и подготовка его к моделированию..... 30
- 1.5. Расчеты живых фитомасс и продуктивности лесных экосистем 35
- 1.6. Моносистемные теоретико-информационные модели..... 40
 - 1.6.1. Построение генеральной информационной модели 42
 - 1.6.2. Векторное представление экологических ниш..... 46
 - 1.6.3. Бинарная ординация геокомпонентных признаков 48
- 1.7. Полисистемные теоретико-множественные модели..... 51
 - 1.7.1. Идеологические предпосылки моделирования 51
 - 1.7.2. Меры сходства и включения в межкомплексных связях гео(эко-)систем 53
 - 1.7.3. Матрицы и графы отношений включения между гео(эко-)системами .. 56
- 1.8. Интегральные параметры полисистемной организации и устойчивости природных комплексов 62

Глава 2. ПРИРОДНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЭКОТОНЫ

- 2.1. Зональность как объект эколого-географического исследования 69
- 2.2. Система природ. зональности Русской равнины в свете теории симметрии.. 72
 - 2.2.1. Симметричная интерпретация географической зональности..... 72
 - 2.2.2. Симметричный анализ формирования зональных геопространств 77
- 2.3. Природный комплекс как иерархическая система управления 82
 - 2.3.1. Концептуальная кибернетическая модель..... 82
 - 2.3.2. Структурные уровни ландшафтной организации и некоторые методы их выделения..... 86

2.4. Понятие географического экотона.....	90
2.5. Бореальный экотон как ландшафтно-экологическая система.....	93
2.6. Система парагенетических рядов природных комплексов на орографическом экотоне	100
2.6.1. Ярусность поверхностей выравнивания как геоморфологическая основа региональной природно-территориальной структуры.....	100
2.6.2. Экологическая роль нивально-солифлюкционной морфоскульптуры.....	103
2.6.3. Периодическая система сопряженных рядов ландшафтных фаций.....	104
Глава 3. ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИНЦИПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОНАЛЬНОГЕО- ГРАФИЧЕСКОГО ПРОСТРАНСТВА И ЕГО ГРАНИЦ	
3.1. Зональный экотон как триггерная система.....	109
3.2. «Экологизация» ландшафтной карты	116
3.3. Механизмы формирования зональной границы	124
3.4. Климатические ниши и запас устойчивости гео(эко-)систем.....	132
3.5. Первичная биологическая продуктивность в зональном экологическом пространстве	135
3.5.1. Расчеты продуктивности по ландшафтно-геофизическим параметрам.....	136
3.5.2. Региональные сценарии изменений первичной продуктивности в системе фоновых климатических колебаний.....	143
Глава 4. ЛАНДШАФТНО-ЗОНАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ ВОЛЖСКОГО БАССЕЙНА	
4.1. Региональная биоклиматическая система и ее прогнозное значение.....	147
4.1.1. Вводные замечания.....	147
4.1.2. Исходный материал	149
4.1.3. Типизация климатических ниш растительности и почв с позиций их потенциальной устойчивости.....	150
4.1.4. Сравнительная оценка климатических ниш растительности и почвы.	155
4.1.5. Верификация моделей дисконформности климатических ниш.....	159
4.2. Полиморфизм ландшафтно-зональных систем.....	164
4.2.1. Состояние проблемы	164
4.2.2. Методы проведения эксперимента	166
4.2.3. Общий уровень межкомпонентных связей	169
4.2.4. Параметрический полиморфизм	173
4.2.5. Территориальный полиморфизм.....	176
Глава 5. ТОПОЛОГИЯ ЭКОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ПРОСТРАНСТВА	
5.1. Эколого-географические аспекты изучения малых природных комплексов	179
5.1.1. Исходные методические положения	179
5.1.2. Экологическая концепция в ландшафтоведении и лесной типологии	180

5.1.3. Принципы факторально-динамического анализа локальных гео(эко-)систем	183
5.1.4. Типология локальных ландшафтных сопряжений	186
5.2. Комплексный факторально-динамический анализ лесных экосистем	190
5.2.1. Экотипы лесных биогеоценозов	190
5.2.2. Гидротермическая ординация метаболических параметров	195
5.3. Полизональность локальных геосистем как способ их реакции на глобальные изменения климата	200
5.3.1. Вводные замечания	200
5.3.2. Районы исследований и исходные материалы	201
5.3.3. Система каналов локальных связей	204
5.3.4. Явление биоклиматической полизональности на локальном уровне	206
5.3.5. О климатогенных изменениях вертикальной зональной дифференциации равнинных ландшафтов	211
5.3.6. Локальная эмпирическая имитация биоклиматического тренда	214
5.4. Локальные коэффициенты увлажнения и их значение для экологических прогнозов	214
5.4.1. Состояние вопроса	214
5.4.2. Объекты исследования и исходные материалы	216
5.4.3. Локальное разнообразие коэффициента атмосферного увлажнения	218
5.4.4. Коэффициент эдафического увлажнения и метод его расчета	219
5.4.5. Локальный коэффициент «общего» увлажнения	221
5.4.6. Коэффициенты увлажнения и уровни функционирования гео(эко)систем	221
5.4.7. Гидроэдафические условия критических состояний лесных экосистем	224
5.4.8. Итоги и перспективы	226

ЧАСТЬ II. ЭКОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

Глава 6. МЕТОДИКА ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

6.1. Идеологические основы метода	227
6.2. Два типа экзогенных преобразований гео(эко-)систем	234
6.3. Региональный ландшафтно-экологический прогноз	236
6.3.1. Расчет вероятностей ландшафтно-экологических переходов	236
6.3.2. Расчет скоростей прогнозируемых переходов	242
6.3.3. Региональный прогноз в картографическом выражении	245
6.4. Локальный ландшафтно-экологический прогноз	251
6.4.1. О прогнозном направлении в топологии гео(эко-)систем	251
6.4.2. Методология локальных экологических прогнозов	254
6.4.3. Алгоритм прогноз-экологических расчетов	257
6.5. Функциональный изоморфизм природных экосистем и его значение для экологических прогнозов	260

6.5.1. Вводные замечания.....	260
6.5.2. Идеологические предпосылки научного поиска	261
6.5.3. Исходные материалы и методы анализа.....	262
6.5.4. Понятие функционального изоморфизма экосистем	263
6.5.5. Влияние функционального изоморфизма экосистем на их структурные преобразования	268
6.5.6. Экологический прогноз в моделях биопродукционного изоморфизма	274
6.5.7. Некоторые выводы.....	277
Глава 7. ПРОГНОЗНЫЕ СЦЕНАРИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ЛАНДШАФТНО-ЗОНАЛЬНЫХ СИСТЕМ	
7.1. Проблемы региональной динамической экологии	279
7.2. Обзор известных сценариев глобального антропогенного потепления	284
7.3. Общие гидротермические условия настоящего, прошлого и будущего	289
7.4. Материалы и методика палео-прогнозного анализа.....	291
7.6. Прогнозные сценарии состояния региональной биоклиматической системы.....	303
7.7. Прогноз изменений водного баланса и влагосодержания почвы	306
7.8. Прогнозные сценарии зональной структуры Волжского бассейна.....	310
7.9. Некоторые ожидаемые социально-экологические следствия.....	319
7.10. Ретроспективный ландшафтно-зональный прогноз.....	319
7.10.1. О геоботаническом сценарии микулинского оптимума.....	320
7.10.2. Палеогеографические реконструкции	322
7.10.3. Антропогенная невязка в ретроспективном прогнозе	323
7.11. Выводы.....	325
Глава 8. ЛОКАЛЬНЫЕ ЛАНДШАФТНО-ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ	
8.1. Исходный эмпирический материал.....	327
8.2. Основные черты климатических прогнозов.....	329
8.3. Прогнозные оценки изменений эдафического увлажнения	
и их экологических последствий при термоаридном тренде	332
8.4. Прогнозные сценарии преобразований лесных экосистем.....	337
8.4.1. Климатическая модель HadCM3	337
8.4.2. Климатическая модель E GISS	347
8.5. Палеогеографическая верификация прогнозных расчетов.....	348
8.6. Взгляд в будущее.....	352
Глава 9. БИОЛОГИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ И УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ЛЕСНЫХ ЭКОСИСТЕМ ПРИ ГЛОБАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА	
9.1. Глобальное потепление и биологический круговорот	353
9.1.1. Введение	353

9.1.2. Эмпирическая имитация климатогенных изменений биологического круговорота	355
9.1.3. Движущие силы климатогенных сукцессий	367
9.2. Изученность проблемы биотической регуляции углеродного цикла.....	370
9.3. Расчет изменений углеродных пулов в биогеоценозе	373
9.4. Прогнозируемый углеродный баланс лесных экосистем для различных климатических трендов.....	376
9.5. Средневзвешенные по площади нормы углеродных балансов.....	382
9.6. Углеродный баланс лесных формаций при потеплении и похолодании	385
9.7. Прогнозные сценарии углеродного баланса в картографическом выражении.....	397
9.8. Выводы.....	401
Глава 10. УСТОЙЧИВОСТЬ ЛАНДШАФТНО-ЭКОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ	
10.1. Состояние проблемы	403
10.2. Аналитическое моделирование устойчивости лесных биогеоценозов.....	408
10.2.1. Лабильная фитоценотическая устойчивость	409
10.2.2. Инерционная почвенно-биотическая устойчивость	414
10.3. Устойчивость лесных биогеоценозов в картографическом выражении	423
10.4. Модели устойчивости лесных формаций	429
10.5. Факторная ординация инерционной устойчивости лесных биогеоценозов в иерархической системе природных комплексов.....	430
10.6. Биотическая регуляция углеродного цикла и функциональные состояния лесных экосистем	435
10.7. Выводы.....	439
Глава 11. ЭМПИРИЧЕСКАЯ ИМИТАЦИЯ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ ЛЕСНЫХ ЭКОСИСТЕМ ПРИ КЛИМАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЯХ	
11.1. Объекты и задачи исследования	443
11.2. Процедура эксперимента.....	446
11.3. Индикация годичного прироста скелетной древесно-кустарниковой фитомассы по зеленой массе травостоя	449
11.4. Имитационные модели экологических последствий климатических изменений.....	452
11.5. Экстремальная имитационная модель	455
11.6. Выводы.....	457
Глава 12. ВЫСОКОГОРНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ В УСЛОВИЯХ ПРЕДСТОЯЩЕГО ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ	
12.1. Вводные замечания	459
12.2. Два типа прогнозно-экологической стратегии	460
12.3. Региональный климатический прогноз.....	461

12.4. Хорометрическая модель высокогорного пастбища.....	464
12.4.1. Аналитическое моделирование прогнозных сценариев	464
12.4.2. Картографическая прогнозная модель высокогорных лугов.....	468
12.5. Хронометрическая прогнозная модель высокогорного ущелья	474
12.5.1. Систематизация материалов наблюдений и построение модели.....	474
12.5.2. Прогнозные сценарии трансформации фитоценозов.....	476
12.6. Выводы.....	479

ЧАСТЬ III. АКТУАЛЬНЫЕ ЭКОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ

Глава 13. БИОСФЕРНЫЙ ЗАПОВЕДНИК КАК ОБЪЕКТ РЕГИОНАЛЬНОГО И ГЛОБАЛЬНОГО ГЕОСИСТЕМНОГО МОНИТОРИНГА

13.1. Вводные замечания	481
13.2. Идеологические основы научного поиска.....	482
13.3. Объекты исследования и методы проведения эксперимента.....	483
13.4. Общее состояние лесного покрова заповедника.....	489
13.5. Цепные реакции в межкомпонентных связях	490
13.6. Экологическая роль литогенной основы ландшафтов	495
13.7. Типы местообитания лесных сообществ.....	501
13.8. О взаимосвязи растительности и почв.....	505
13.9. Региональная система локализованной природной зональности.....	509
13.10. Геосистемный мониторинг в Приокско-террасном заповеднике	511
13.11. Экспертная оценка лесных экосистем как объектов биосферного мониторинга.....	513
13.12. Выводы.....	517

Глава 14. ЭВОЛЮЦИОННЫЕ БИОСФЕРНЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ТИХООКЕАНСКОМ МЕГАЭКОТОНЕ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

14.1. Исходные положения	519
14.2. Тихоокеанский мегаэктон Северной Евразии как эволюционная модель континентальной биосферы.....	521
14.2.1. Оро-климатические взаимодействия на мегаэктоне и их экологические следствия	521
14.2.2. Биоклиматическая структура мегаэктона	528
14.2.3. К созданию теории эволюционного ландшафтоведения.....	530
14.3. Островные вулканические экосистемы как истоки формирования континентальной биосферы.....	534
14.3.1. Объекты исследования	534
14.3.2. Региональная биоклиматическая система Южно-Курильских островов	538
14.3.3. «Климатически неоправданные» леса островной бореальной Неопацифики	541

14.3.4. Структурная организация островодужных лесных экосистем.....	543
14.3.5. Функциональная организация лесных сообществ	544
14.3.6. Структура теплового баланса островодужных лесов	550
14.3.7. Экологическая роль геотермической энергии в лесообразовании....	551
14.3.8. Некоторые выводы.....	554
14.4. Эволюционная экология окраинно-материковых бореальных лесов.....	554
14.4.1. Вводные замечания.....	554
14.4.2. Объекты исследования.....	557
14.4.3. Генеральная схема моносистемной организации Нижнеамурского бореального экотона	558
14.4.4. Высотно-экспозиционная зональность распределения лесов и возникновение буферных сообществ	561
14.4.5. Зональные группы лесов и механизмы формирования буферных сообществ.....	566
14.4.6. Функциональная организация лесных экосистем	567
14.4.7. Буферные темнохвойно-широколиственные леса Приамурской Субпацифики – феноменальное явление эволюционного лесообразовательного процесса	571
14.5. К вопросу о законах эволюции биосферы.....	572
Глава 15. ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ УРБОЭКОЛОГИЯ	
15.1. Вводные замечания	575
15.2. Город как ландшафтно-техногенная система	575
15.3. Эколого-микrokлиматическое районирование большого города.....	578
15.3.1. Принципы и методы выделения районов.....	579
15.3.2. Оценка контрастности микrokлиматических рубежей.....	587
15.3.3. Экологическая характеристика микrokлиматов города.....	592
15.4. Моносистемная организация лесных природных комплексов в урбанизированной среде	594
15.4.1. Объекты исследования и исходные материалы	595
15.4.2. Межкомпонентные связи в лесных геосистемах вне зоны урбанизации	602
15.4.3. Лесная подстилка как индикатор функционирования экосистемы ...	606
15.4.4. Лесные экосистемы городского парка в условиях техногенного загрязнения.....	608
15.4.5. Техногенные сдвиги в структуре и функционировании лесных экосистем.....	613
15.4.6. Механизмы адаптации лесного сообщества к урбанизированной среде.....	619
15.4.7. Техногенные сдвиги в параметрах биологического круговорота	624
15.5. Выводы.....	630

ЗАКЛЮЧЕНИЕ. КРАТКОЕ ИЗЛОЖЕНИЕ	631
ABSTRACT.....	641
ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ	655
ЛИТЕРАТУРА	665
CONTENTS.....	710

CONTENTS

Introduction. the subject of experimental geocology

Part I. Basic ecological-geographical analysis

Chapter 1. Methodology of experimental landscape-ecological studies

1.1. Landscape-ecological system as an object of basic and predictive modeling	15
1.2. Essence and types of empirical-statistical modeling	20
1.3. Strategy of landscape-ecological experiment	23
1.4. Field survey data collection and preparation for modeling	30
1.5. Calculations of living phytomasses and productivity of forest ecosystems	35
1.6. Monosystemic information-theoretic models	40
1.6.1. Construction of a common information model	42
1.6.2. Vector presentation of ecological niches	46
1.6.3. Binary ordination of geocomponential characteristics	48
1.7. Polysystemic set theoretic models	51
1.7.1. Ideological prerequisites for modeling	51
1.7.2. Similarity and inclusion measures in the inter-complex connections of geo(eco)systems	53
1.7.3. Matrices and graphs of inclusion relation between geo(eco)systems	56
1.8. Integral parameters of polysystemic organization of natural complex stability	62

Chapter 2. Natural zonality and geographical ecotones

2.1. Zonality as an object of ecological and geographical research.....	69
2.2. System of natural zonality of the Russian Plain in light of the theory of symmetry	72
2.2.1. Symmetry interpretation of geographical zonality.....	72
2.2.2. Symmetry analysis of zonal geospace formation	77
2.3. Natural complex as an ierarchic system of the control	82
2.3.1. Cybernetic conceptual model	82
2.3.2. Structural levels of landscape organization and some methods of their identification.....	86
2.4. The concept of geographical ecotone	90
2.5. Boreal ecotone as a landscape-ecological system	93

2.6. The system of paragenetic sequences of natural complexes at orographic ecotone	100
2.6.1 The alignment surface layering as a geomorphological basis of the regional natural-territorial structure.....	100
2.6.2 The ecological role of nival-solifluction morphosculpture	103
2.6.3. The periodic system of conjugate rows of landscape facies.....	104
Chapter 3. Ecological principles of formation of zonal geographical space and its boundaries	
3.1. Zonal ecotone as a trigger system.....	109
3.2. “Ecologization” of landscape map.....	116
3.3. Mechanisms of zonal boundary formation	124
3.4. Climatic niches and stability reserve of geo(eco)systems	132
3.5. Primary biological productivity in zonal ecological space	135
3.5.1. Productivity calculations by landscape-geophysical parameters	136
3.5.2. Regional scenarios of the changes in primary productivity in the system of background climatic fluctuations	143
Chapter 4. Landscape-zonal systems of the Volga river basin	
4.1. Regional bioclimatic system and its predictive significance	147
4.1.1. Introductory notes.....	147
4.1.2. Initial data.....	149
4.1.3. Typification of the climatic niches of vegetation and soils in the context of their potential stability.....	150
4.1.4. Comparative assessment of the climatic niches of vegetation and soil.....	155
4.1.5. Verification of the models of disconformity of climatic niches.....	159
4.2. Polymorphism of landscape-zonal systems	164
4.2.1. State-of-the-art	164
4.2.2 Experimental methods.....	166
4.2.3. General level of intercomponent connections	169
4.2.4. Parametric polymorphism	173
4.2.5. Territorial polymorphism	176
Chapter 5. Topology of ecological-geographical space	
5.1. Ecological-geographical aspects of the study of small natural complexes	179
5.1.1. Initial methodological provisions	179
5.1.2. Ecological concept in landscape study and forest typology	180
5.1.3. Principles of factorial dynamic analysis of local geo(eco)systems	183
5.1.4. Typology of local landscape couplings	186
5.2. Complex factorial dynamic analysis of forest ecosystems	190
5.2.1. Ecotypes of forest biogeocoenoses.....	190

5.2.2. Hydrothermal ordination of metabolic parameters.....	195
5.3. Polyzonality of local geosystems as a way of their response to global climatic changes	200
5.3.1. Introductory notes.....	200
5.3.2. Research areas and initial data	201
5.3.3. System of the channels of local connections.....	204
5.3.4. Phenomenon of bioclimatic polyzonality at the local level.....	206
5.3.5. On climatogenic changes in the vertical zonal differentiation of plain landscapes.....	211
5.3.6. Local empirical simulation of bioclimatic trend	214
5.4. Local humidity factors and their significance for ecological predictions	214
5.4.1. State-of-the-art.....	214
5.4.2. Objects of research and initial data	216
5.4.3. Local diversity of atmospheric humidity factor	218
5.4.4. Edaphic humidity factor and the method of its calculation	219
5.4.5. Local factor of “total” humidity.....	221
5.4.6. Humidity factors and levels of geo(eco)system function	221
5.4.7. Hydroedaphic conditions of the critical states of forest ecosystems	224
5.4.8. Results and prospects.....	226

Part II. Ecological-geographical prognosis

Chapter 6. Geo-ecological prediction methods

6.1. Ideological bases of the method.....	227
6.2. Two types of exogenous transformations of geo (eco-) systems	234
6.3. Local landscape-ecological prediction.....	236
6.3.1. Calculation of the probability of landscape-ecological transitions	236
6.3.2. Calculation of the rates of predicted transitions	242
6.3.3. Regional forecast in cartographic expression.....	245
6.4. Local landscape-ecological forecast	251
6.4.1. About the forecast direction in the topology of geo (eco-) systems	251
6.4.2. Methodology of local environmental forecasts	254
6.4.3. Algorithm of environmental forecasting calculations	257
6.5. Functional isomorphism of natural ecosystems and its significance for environmental forecasts	260
6.5.1. Introductory notes.....	260
6.5.2. The ideological background of scientific research	261
6.5.3. Source materials and methods of analysis.....	263
6.5.4. The concept of functional isomorphism of ecosystems	263
6.5.5. The influence of functional isomorphism of ecosystems on their structural transformations.....	268
6.5.6 Ecological forecast in models of bioproduct isomorphism.	274

6.5.7. Some conclusions	277
Chapter 7. Predictive scenarios and paleogeographical reconstructions of landscape-zonal systems	
7.1. Problems of regional dynamic ecology.....	279
7.2. Review of the known scenarios of global anthropogenic warming.....	284
7.3. The common hydrothermal conditions of present, past and future.....	289
7.4. Materials and methods of paleo-predictive analysis.....	291
7.5. Predictive scenarios for hydroclimatic conditions of the Volga River basin	300
7.6. Predictive scenarios for the state of regional bioclimatic system	303
7.7. Prediction of the changes in soil water balance and moisture content	306
7.8. Predictive scenarios for zonal structure of the Volga River basin	310
7.9. Some anticipated social-ecological consequences.....	319
7.10. Retrospective landscape-zonal prediction.....	319
7.10.1. On the geobotanic scenario for the Mikulin Optimum.....	320
7.10.2. Paleogeographical reconstructions	322
7.10.3. Anthropogenic discrepancy in retrospective prediction	323
7.11. Conclusions	325
Chapter 8. Local landscape-ecological predictions	
8.1. Initial empirical data	327
8.2. Key features of climate predictions	329
8.3. Predictive estimates of the changes in edaphic moistening and their ecological consequences under thermo-arid trend.....	332
8.4. Predictive scenarios for transformations of forest ecosystems	337
8.4.1. HadCM3 climate model	337
8.4.2. E GISS climate model	347
8.5. Paleogeographical verification of predictive calculations	348
8.6. Looking into the future	352
Chapter 9. Biological cycle and carbon balance of forest ecosystems under global climate changes	
9.1. Global warming and biological cycle	353
9.1.1. Introduction	353
9.1.2. Empirical simulation of climatogenic changes in the biological cycle.....	355
9.1.3. Driving forces of climatogenic successions	367
9.2. State of knowledge of the problem of biotic regulation of the carbon cycle.....	370
9.3. Calculation of the changes in carbon pools in biogeocoenosis.....	373
9.4. Predicted carbon balance of forest ecosystems for different climatic trends	376

9.5. Area-weighted average normal values of carbon balances	382
9.6. Carbon balance of forest formations under cooling and warming	385
9.7. Predictive scenarios for the carbon balance in cartographic expression	397
9.8. Conclusions	401

Chapter 10. Stability of landscape-ecological systems

10.1. State-of-the-art	403
10.2. Analytical modeling of forest biogeocoenosis stability	408
10.2.1. Labile phytocoenotic stability	409
10.2.2. Inertial soil-biotic stability	414
10.3. Stability of forest biogeocoenoses in cartographic expression	423
10.4. Models of stability of forest formations	429
10.5. Factorial ordination of inertial stability of forest biogeocoenoses in the hierarchic system of natural complexes	430
10.6. Biotic regulation of the carbon cycle and functional states of forest ecosystems	435
10.7. Conclusions	439

Chapter 11. Empirical simulation of the function of forest ecosystem under climatic fluctuations

11.1. Objects and problems of research	443
11.2. Experimental procedure	446
11.3. Indication of the annual accretion of skeletal tree-shrub phytomass by the green mass of herbage	449
11.4. Simulation models of ecological consequences of climate changes	452
11.5. Extreme simulation model	455
11.6. Conclusions	457

Chapter 12. High mountain ecosystems under conditions of forthcoming global warming

12.1. Introductory notes	459
12.2. Two types of predictive ecological strategy	460
12.3. Regional climate prediction	461
12.4. Chorometric model of a high mountain pasture	464
12.4.1. Analytical modeling of predictive scenarios	464
12.4.2. Cartographic predictive model of high mountain meadows	468
12.5. Chronometric predictive model of a high mountain gorge	474
12.5.1. Systematization of observation materials and model construction	474

12.5.2. Predictive scenarios of phytocoenosis transformations.....	476
12.6. Conclusions.....	479

Part III. Vital ecological-geographical problems

Chapter 13. Biosphere nature reserve as an object of regional and global geosystem monitoring (Experience of science search)

13.1. Introductory notes	481
13.2. Ideological bases of scientific search.....	482
13.3. Objects of research and experimental methods	483
13.4. General state of forest cover in the nature reserve.....	489
13.5. Chain reactions in inter-component connections	490
13.6. Ecological role of the lithogenic basis of landscapes	495
13.7. Types of habitats of forest communities	501
13.8. On interrelationship between vegetation and soils	505
13.9. Regional system of localized natural zonality	509
13.10. Geosystem monitoring in the Prioksko-Terrasny Nature Biosphere Reserve	511
13.11. Expert judgment on forest ecosystems as objects of biosphere monitoring	513
13.12. Conclusions.....	517

Chapter 14. Evolutionary biosphere processes on the pacific ocean mega ecotone of northern eurasia

14.1. Initial provisions	519
14.2. Pacific Ocean mega ecotone of Northern Eurasia as an evolutionary model of continental biosphere	521
14.2.1. Oro-climatic interactions on the mega ecotone and their ecological consequences.....	521
14.2.2. Bioclimatic structure of the mega ecotone	528
14.2.3. On development of the theory of evolutionary landscape science.....	530
14.3. Insular volcanic ecosystems as the sources of formation of continental biosphere	534
14.3.1. Objects of research	534
14.3.2. Regional bioclimatic system of the South Kuril Islands	538
14.3.3. "Climatically unjustified" forests of insular boreal Neo-Pacifics.....	541
14.3.4. Structural organization of insular-arc forest ecosystems.....	543
14.3.5. Functional organization of forest communities	544
14.3.6. Structure of the heat balance of insular-arc forests	550
14.3.7. Ecological role of geothermal energy in forest formation.....	551
14.3.8. Some conclusions.....	554
14.4. Evolutionary ecology of marginal-continental boreal forests.....	554
14.4.1. Introductory notes.....	554
14.4.2. Objects of research	557

14.4.3. General scheme of monosystemic organization of the Lower-Amur boreal ecotone.....	558
14.4.4. Height-exposure zonality of forest distribution and appearance of buffer communities.....	561
14.4.5. Zonal groups of forests and mechanisms of formation of buffer communities.....	566
14.4.6. Functional organization of forest ecosystems	567
14.4.7. Buffer dark-coniferous/broadleaf forests of the Priamurye Sub-Pacifics – the phenomenal event of evolutionary forest formation process.....	571
14.5. On the problem of the laws of biosphere evolution.....	572
Chapter 15. Geographical urban ecology	
15.1. Introductory notes	575
15.2. City as a landscape-technogenic system	575
15.3. Ecological-microclimatic zoning of a large city	578
15.3.1. Principles and methods of zoning.....	579
15.3.2. Assessment of the contrasts of microclimatic borders	587
15.3.3. Ecological characteristics of urban microclimates	592
15.4. Monosystemic organization of forest natural complexes in urban environment.....	594
15.4.1. Objects of research and initial data	595
15.4.2. Inter-component connections in forest geosystems outside the urban area.....	602
15.4.3. Forest litter as an indicator of ecosystem function.....	606
15.4.4. City park forest ecosystems under conditions of technogenic pollution...	608
15.4.5. Technogenic shifts in the structure and function of forest ecosystems	613
15.4.6. Mechanisms of adaptation of forest community to urban environment....	619
15.4.7. Technogenic shifts in parameters of the biological cycle.....	624
15.5. Conclusions.....	630
Conclusion. Summary of experimental geocological paradigm.....	631
ABSTRACT.....	641
SUBJECT INDEX	655
LITERATURE	665
CONTENTS.....	710

Не жалею, не зову, не плачу ...
Жизнь моя, иль ты приснилась мне?
Словно я весенней гулкой ранью
Проскакал на розовом коне.

Сергей Есенин



Коломыц Эрланд Георгиевич – (р. 1936 г.) – воспитанник Географического факультета МГУ (1960 г.), доктор географических наук (1972 г.), профессор географии и экологии (1988 г.), Заслуженный деятель науки Российской Федерации (2003 г.), Лауреат премии 2015 года им. Академика А.А. Григорьева по физической географии за 8 монографий, посвященных теории и методам физико-географических исследований. Международным Биографическим Центром (ИВС, Кембридж, Англия) ему были присвоены: звание Почетного доктора наук (2016 г.) и номинация Почетного доктора философии (2018 г.) – как сказано, за многочисленный вклад в мировое научное сообщество. Сфера его научных интересов: комплексная физическая география, структурное и эволюционное снеговедение, геофизика и экология ландшафтов, эколого-географическое прогнозирование, эволюционные биосферные процессы.

E-mail: egk2000@mail.ru

Научное издание Эрланд Георгиевич Коломыц

<http://ievbras.ru/Kolomyts/index.html>

Экспериментальная географическая экология. Записки географа-натуралиста =
Experimental geographical ecology. The records of geographer-naturalist / Э. Г. Коломыц;
[отв. ред. В. А. Шувалов, Г. С. Розенберг, рецензент А. А. Тишков]; Рос. акад. наук,
Ин-т экологии Волжского бассейна, Ин-т фундамент. проблем биологии. – М. :
Товарищество науч. изданий КМК. 2018. – 716 с. Тираж 500 экз.
Доп. тит. л. англ. –© Э.Г. Коломыц, текст, иллюстрации, 2018
ISBN 978-5-907099-46-3