

**ИЗБРАННЫЕ ОЧЕРКИ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ЭКОЛОГИИ:
Часть II: ЛАНШАФТНО-ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ**

© 2018 Э.Г. Коломыц

Институт экологии Волжского бассейна РАН, г. Тольятти (Россия)

Поступила 09.09.2017

В очерках представлены разработанные автором в разные годы эмпирико-статистические модели, вскрывающие причинные механизмы структурно-функциональной организации и климатогенной динамики лесных экосистем на примере как равнинных, так и горных территорий. 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. В очерках последовательно излагаются: 1) принципы и методы дискретного эмпирико-статистического моделирования пространственной организации разнопорядковых гео(эко-)систем; 2) концепция о географических экотонах как о первоочередных объектах изучения воздействия человека на природу; 3) численные методы регионального и локального ландшафтно-экологического прогнозирования; 4) региональная палео-прогнозная концепция, рассматривающая прогнозируемые эколого-географические сценарии и их палеогеографические аналоги как единую региональную систему глобальных изменений природной среды; 5) топоэкологическая прогнозная концепция «Глобальные изменения на локальном уровне» как научно-методическая основа геосистемного мониторинга; 6) применение методов ландшафтной экологии в оценках биологического круговорота и углеродного баланса лесных экосистем при изменениях климата; 7) методы исчисления функциональной устойчивости локальных и зонально-региональных лесных сообществ на основе дискретных параметров биологического круговорота.

Ключевые слова: географическая экология, эмпирико-статистическое моделирование, ландшафтно-зональные системы, топогеосистемы, биологический круговорот, глобальные изменения климата, прогнозные модели.

Kolomyts E.G. Selected Essays of geographical ecology: Part II: Landscape-ecological forecasts. – The empirical-statistical models developed by the author in different years, which disclose the causal mechanisms of structural-functional organization and climatogenic dynamics of forest ecosystems by the example of both plain and mountain territories, are presented in the essay. 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. The book consistently sets forth: (1) the principles and methods of discrete empirical-statistical modeling of spatial organization of geo(eco)systems of different order; (2) the concept of geographical ecotones as priority objects of studying the anthropogenic effects on nature; (3) the numerical methods of regional and local landscape-ecological prediction; (4) the regional paleo-predictive concept considering the predicted ecological-

Коломыц Эрланд Георгиевич, доктор географических наук, профессор, заведующий лабораторией ландшафтной экологии, egk2000@mail.ru

Первая часть опубликована в нашем журнале: Самарская Лука: проблемы региональной и глобальной экологии. 2018. Т. 27, № 1. С. 13-127.

geographical scenarios and their paleogeographical analogs as a single regional system of global changes in the natural environment; (5) the topo-ecological predictive concept "Global Changes at a Local level" as a scientific and methodological basis of geosystem monitoring; (6) the application of landscape ecology methods for assessing the biological cycle and carbon balance of forest ecosystems under climatic changes; and (7) the methods of calculation of the functional stability of local and zonal-regional forest communities on the basis of discrete parameters of the biological cycle.

Keywords: geographical ecology, empirical-statistical modeling, landscape-zonal systems, topogeosystems, biological cycle, global climatic changes, prognostic ecological models.

ЧАСТЬ II: ЛАНШАФТНО-ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

5. МЕТОДИКА ЛАНДШАФТНО-ЭКОЛОГИЧЕСКОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

5.1. Идеологические основы метода.

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 прогнозные 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 полу-

чить 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 каждой гео(эко-)системы, так и сдвига ее границ.

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 преобразований 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 перестроек 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 *конкуренционных 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 $P_{ки}(B) > P_{ки}(A)$, 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. Предпо-

читательными 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 (в данном случае ландшафтных групп) 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 2) производится разреживание сети переходов. Конечным итогом расчетов являются средневзвешенные по территории матрицы и орграфы функциональных переходов рассматриваемых ландшафтных единиц.

5.2. Региональный ландшафтно-экологический прогноз

5.2.1. 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 гидроэдафическая) 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.

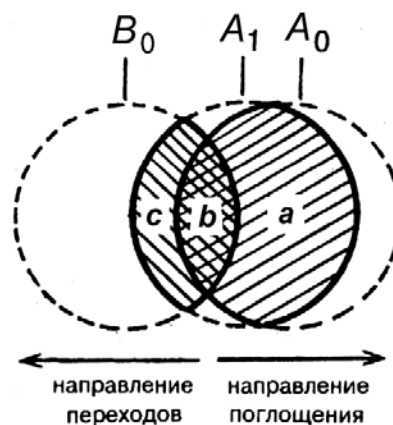


Рис. 5.1. Диаграммы Венна, иллюстрирующие процесс частичного перехода одного объекта в другой (объяснения в тексте)

Механизм вероятностной оценки ландшафтно-экологических переходов наглядно иллюстрируется с помощью диаграмм Венна (рис. 5.1). 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 ($a + b + c$) на диаграммах отображает суммарное значение трансформации объекта A , которое можно выразить следующими мерами включения, согласно [Семкин, 1973]:

$$a + \varepsilon = A_0 \cap A_1; \quad \varepsilon = A_0 \cap B_0;$$

$$\varepsilon + c = A_1 \cap B_0, \quad (5.1)$$

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 ($a + \varepsilon$). 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:

$$K(A_0 \rightarrow A_1) = \frac{A_0 \cap A_1}{A_0}; \quad (5.2)$$

$$K(A_0 \rightarrow B_0) = \frac{A_1 \cap B_0 - A_0 \cap B_0}{A_0}. \quad (5.3)$$

Поскольку операции проводятся с дескриптивными множествами, расчетные формулы приобретают вид:

$$K(A_0 \rightarrow A_1) = \frac{\sum \min[L_i(A_0), L_j(A_1)]}{\sum L_i(A_0)}; \quad (5.4)$$

$$K(A_0 \rightarrow B_0) = \frac{\sum \min[L_j(A_1), L_k(B_0)] - \sum \min[L_i(A_0), L_k(B_0)]}{\sum L_i(A_0)}. \quad (5.5)$$

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 периода 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 климата..., 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 $\bar{T}_{взв}(1)$ 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:

$$\bar{T}_{взв}(1) = 0,241 T(1) + 0,315 T(2) + 0,126 T(3) + 0,318 T(4). \quad (5.6)$$

4. Итак, имеем определенное число средневзвешенные матрицы переходов – по числу прогнозных сроков. Обратим внимание на следующее немаловажное обстоятельство. 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:

$$P_{ij}(x) = 1 - P_{ii} - \sum P_{ij} \quad (5.7)$$

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 ЛГ и вероятностей переходов ее во все другие группы. При нормировании все отрицательные и нулевые значения переходных вероятностей отбрасываются, за исключением диагональ-

ных 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: $\Delta = mt$. Наконец, получаем: $M_{\min} = M_{cp} - \Delta$.

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.

Таблица 5.1

Волжский бассейн. Вероятности стабилизации групп растительных формаций (P_{ii} – диагональные элементы матрицы) и их взаимных переходов (P_{ij}) на прогнозный срок 2050 г., согласно прогнозно-климатической модели GISS-1993 (Коломыц, 2005)

																
	0.059	–	–	–	–	0.027	0.112	0.153	0.093	0.072	0.013	–	–	–	–	–
	0.049	–	–	–	–	–	–	–	0.047	0.082	0.099	0.104	0.071	0.049	–	–
	–	–	–	–	–	–	0.066	–	0.067	0.101	0.126	0.087	0.019	0.034	–	–
	–	–	–	0.161	–	–	–	–	–	0.032	0.096	0.094	0.094	0.104	–	–
	–	–	–	–	0.042	–	–	–	–	0.036	0.113	0.118	0.104	0.108	–	–
	0.035	–	0.068	0.036	0.042	0.094	–	–	–	–	–	0.095	0.084	0.060	0.031	–
	–	0.042	–	0.058	0.066	–	0.067	0.039	–	–	–	–	0.051	0.107	0.103	–
	0.101	–	0.088	0.032	–	–	–	–	–	–	–	0.063	0.069	0.079	0.067	–
	0.041	0.032	0.084	0.037	0.026	–	–	–	–	–	–	–	–	0.085	0.098	0.098
	–	0.067	0.041	0.062	0.062	–	–	–	–	0.111	–	–	–	0.053	0.088	0.071
	–	0.083	0.056	0.076	0.086	0.028	–	0.046	–	–	0.249	–	–	–	–	–
	–	0.106	–	0.040	0.062	0.083	–	0.068	–	–	–	0.283	–	–	–	–
	–	0.015	–		0.049	0.040	0.056	0.017	0.083	0.038	–	–	0.134	0.018	–	0.118
	–	–	0.008	0.021	0.055	–	–	0.054	0.074	0.045	–	–	–	0.486	–	–
	–	–	0.021	0.026	0.044	–	–	0.054	0.056	0.041	0.019	0.019	0.013	–	0.415	–
	–	–	–	0.029	0.050	–	–	0.070	0.053	0.080	–	–	0.083	–	–	0.269

Направление переходов →

Таблица 5.2

Характеристики вероятностей и скоростей функционально-структурных переходов для ландшафтных групп северного макросклона Большого Кавказа (см. Беручашвили и др., 1979) на прогнозные сроки 2050 и 2100 гг., согласно прогнозно-климатической модели EGISS

Высотные ярусы	Ландшафтные группы *)	2050 г.						2100 г.					
		P_{ii}	P_i	M_i	$m_{ii}(cp)$	$\tau(ш)$	$\tau(г)$	P_{ii}	P_i	M_i	$m_{ii}(cp)$	$\tau(ш)$	$\tau(г)$
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	0.270	1.85	110.8	0.719	0.281	0.14	0.281	7.13	784.1
	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
Нижне- и среднегорный	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	0.410	0.410	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-полянно-злаковые, разнотравно-злаковые и лугово-шибляковые. 5 – аккумулятивные и пойменные субгидроморфные, с лугами, лесами и кустарниками. Горные умеренно гумидные: 6 и 8 – среднегорные эрозионно-денудационные и карстовые, с грабово-дубовыми и буковыми лесами и послелесными лугами; 7 и 9 – нижнегорные эрозионно-денудационные и карстовые, с дубовыми и грабово-буковыми лесами и послелесными лугами и кустарниками. Горные умеренные семигумидные: 10 – горно-котловинные теплоумеренные эрозионно-аккумулятивные, с дубовыми лесами, степями, шибляком, фриганой и редколесьем; 11 – низко- и среднегорные интрузивные, эрозионно-аккумулятивные и карстовые, с лугостепями и кустарниками, реже с буковыми и грабово-дубовыми лесами.

Оставшиеся элементы вектора снова нормируются, и, таким образом, получаем третью средневзвешенную по данному геофизическому фактору матрицу переходных вероятностей – матрицу $\bar{T}_{взв}(3)$. 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 6) 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 6, табл. 6.2) при ожидаемом изменении климатических условий к середине XXI столетия по глобальной модели GISS-1993 (табл. 5.1). На этот прогнозный срок наибольшей вероятностью сохранения прежнего уровня функционирования и стабилизации своей ценотической 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 южно-таежных и подтаежных формациях Верхневолжья наметится практически полный переход к состоянию широколиственных лесов и, в меньшей степени, типичной лесостепи (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 территории бореального пояса.

5.2.2. 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. Второй этап составляют 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. 5.1) являются 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 «стирающийся» 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. 5.1) 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:

$$M_i = (1 - P_{ii}) / d, \text{ а при } d = 1 \text{ } M_i = 1 - P_{ii}. \quad (5.8)$$

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:

$$h_{ij} = P_{ij} M_i / P_i = m_{ij} M_i. \quad (5.9)$$

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 прихо-

дится 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 марковскую цепь переходных вероятностей, у которой $P_{ij}(\tau) \neq P_{ij}$ (Харбух, Бонэм-Картер, 1974).

Матрицы вероятностей взаимных переходов P_{ij} гео(эко-)систем строится 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. 5.2 приведен пример результирующих значений ожидаемой трансформации состояния предгорных, а также ниже- и среднегорных ландшафтных групп Центрального и Западного Кавказа, по (Беручавили и др., 1979) на два прогнозных срока, согласно прогнозно-климатической модели EGISS (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 $\tau(ш)$ и $\tau(г)$, на втором прогнозном шаге (2050–2100 гг.) скорости ландшафтно-экологических переходов должны существен-

но 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. 5.2).

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 мир..., 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 экосистемы 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 определен-

ный скачкообразный переход к новому режиму (Свирижев, 1982; Свирижев, Логофет, 1978). Таким образом, каждый новый шаг прогнозируемой траектории представляет собой скачок функциональных изменений экосистемы, выраженный в большей или меньшей степени.

5.2.3. 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).

Опишем процедуру прогнозно-экологического картографирования на примере северного макросклона Большого Кавказа (Залиханов и др., 2010). Согласно модели EGISS, наиболее значимым климатическим предикторам здесь являются средние температуры января ($t_{\text{января}}$) и июля ($t_{\text{июля}}$), которые должны измениться наиболее существенно – на 1–1,5° 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 прогнозно-картографирование проводилось путем операций с термическими нишами ландшафтов. Для каждой ландшафтной группы были определены два вектора-столбца ее частных коэффициен-

тов связи (см. выше) с прогнозируемыми на данный срок значениями $t_{\text{января}}$ и $t_{\text{июля}}$. В векторе выделялась значимая область (+, •), где $C(x_i/y_j) > 1$. Путем нормирования всех значений $C(x_i/y_j)$, получали исходную матрицу векторов для дальнейших операций (табл. 5.3).

Таблица 5.3

**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
EGISS**

Средняя температура января

$t_{\text{января}}$	Ландшафтные группы *)		
	16	13	14
-15.0 ÷ (-2.5)	0.06		
-12.5 ÷ (-0.5)	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

$t_{\text{июля}}$	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. 5.2).

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 $t_{\text{января}}$ и $t_{\text{июля}}$ 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. 5.1). Рассматривается множество динамических пар объектов: поглощаемого A (редуцента – P) и поглощающего B (абсорбента – A). 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} 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 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 чув-

ствительны к климатическим сигналам, в данном случае термическим. Как определить такие фрагменты?

Как уже говорилось, проекция экологической ниши данной ЛГ на поле $t_{\text{январь}}$ или $t_{\text{июль}}$ 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. 5.3) 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 $t_{\text{январь}} = -5,2 \div (-9,0)^\circ$ и $t_{\text{июль}} = 13,5 \div 16,0^\circ$.

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 $-7,0 \div (-9,0)^\circ$; 2) ЛГ-14 – для фрагментов этого же редуцента, попавших в диапазон $-5,2 \div (-7,0)^\circ$. 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. 5.3, 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 среднеиюльской 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. 5.2). Одновременно рассчитывались приращения ($+\Delta S$) и потери ($-\Delta S$) площадей ландшафтных групп, а также

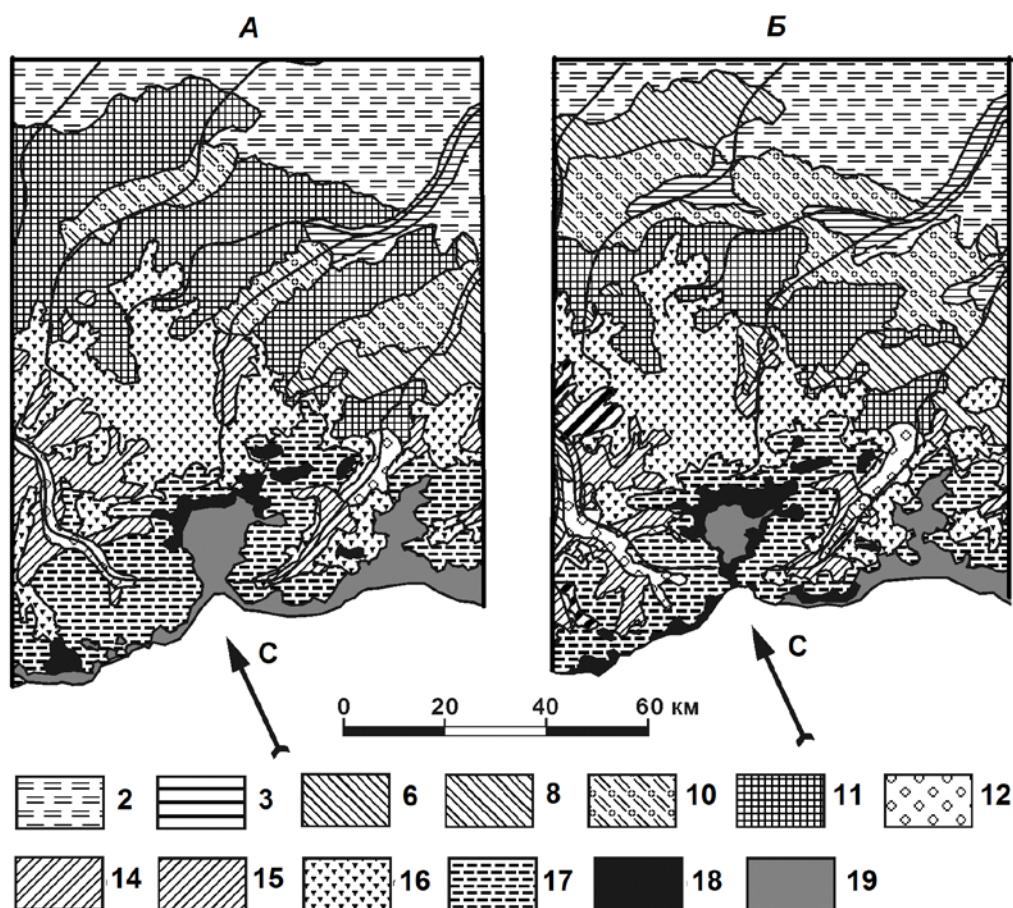


Рис. 5.2. Фрагменты ландшафтно-экологических карт Центрального Кавказа: А – базовой ландшафтной карты (по: Беручашвили и др., 1979); Б – карты ландшафтно-экологических условий, прогнозируемых на 2050 г., согласно глобальной климатической модели EGISS (Залиханов и др., 2010)

Ландшафтные группы. Равнинно-холмистые теплоумеренные семиаридные степные: 2 – разнотравно-полюнно-злаковые; 3 – разнотравно-злаковые. Нижне- и среднегорные умеренные гумидные: 6 – с дубовыми и грабово-буковыми лесами; 8 – карстовые с буковыми лесами. Горные умеренные семигумидные: 10 – горно-котловинные, с дубовыми лесами, степями, фриганой и шибляком; 11 – низко- и среднегорные, с лугостепями, кустарниками, реже с буковыми и грабово-дубовыми 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

результатирующие изменения площадей ($\sum\Delta S$). 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 $\sum\Delta S$ хотя и положительна, но невелика (≤ 20 –30%). В среднегорном яру-

се 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 верхнегорных сосняков (ЛГ-15), разбросанные по Центральному Кавказу, более чем на 20% сократят свои площади, замещаясь как березняками соседней ЛГ-14, так и трансgressирующими 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.

5.3. Локальный ландшафтно-экологический прогноз

5.3.1. 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 изменения..., 1991; Оценки экологических..., 1992; Dahl, 1993; Climate..., 1996; Израэль, 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 плане-

тарная 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 реакции «сайт-специфических», по (Lischke et al., 1998), климатических 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 топозко систем 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 топозкосистем (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. Прогнозируемый гидротермический тренд обычно описывается тремя параметрами: средними температурами января и июля, а также годовым количеством осадков, связь которых с биогеоценозами выражена слабо и зачастую статистически недостоверна.

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 дискретном подходе к анализу поведения топозкосистем в пространстве изменений локальных гидротермических полей устанавливается определенный каркас прогнозируемой картины смены функцио-

нальных 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 биогеоценологический 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 и методика..., 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 (Коломыц, 2008).

5.3.2. 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 фитоценологического 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 атмосферного увлажнения Высоцкого-Иванова ($K_{увл}$). Применительно к лесным экосистемам эти связи имеют следующий вид, с соответствующими коэффициентами корреляции (R) и детерминации (R^2):

$$\begin{aligned} (W-20) &= \exp(2.281 + 0.8068 K_{увл}); \\ R &= 0.83; R^2 = 0.69; \end{aligned} \quad (5.9)$$

$$\begin{aligned} (W-50) &= \exp(2.622 + 1.071 K_{увл}); \\ R &= 0.89; R^2 = 0.79; \end{aligned} \quad (5.10)$$

$$\begin{aligned} (W-100) &= \exp(3.225 + 1.134 K_{увл}); \\ R &= 0.88; R^2 = 0.77. \end{aligned} \quad (5.11)$$

В свою очередь, параметр $K_{увл}$ определяется почти исключительно среднеиюльской 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 радиаци-

онный баланс, при общем избыточном годовом атмосферном увлажнении (Григорьев, 1956; Мильков, 1986). Аналогичные гидротермические условия свойственны высотнo-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. Как уже говорилось (см. очерк 3), 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. Необходимо обратиться непосредственно к выходным ландшафтно-геофизическим характеристикам состояния топоэкосистем – гидротермическим свойствам почвы, которые являются следствием местного преломления фоновых ландшафтно-геофизических условий двумя основными факторами – микрорельефом и литологией почвообразующих пород.

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 определенных «... 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 3), 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 микрозональности 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 изменениях 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 (см. очерк 3). 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. 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 пространствен-

ных 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).

5.3.3 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 ($t_{январь}$) и июля ($t_{июль}$), и годовым количеством осадков ($r_{год}$). 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:

$$(W-20) = 78,71 + 0,1212 t_{январь} - 3,85 t_{июль} + 0,02324 r_{год}; R = 0,86; R^2 = 0,75; \quad (5.12)$$

$$(W-50) = 166,9 + 0,0394 t_{январь} - 8,66 t_{июль} + 0,06537 r_{год}; R = 0,86; R^2 = 0,74; \quad (5.13)$$

$$(W-100) = 426,7 + 0,1633 t_{январь} - 20,12 t_{июль} + 0,07998 r_{год}; R = 0,86; R^2 = 0,72. \quad (5.14)$$

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 4, табл. 4.1) были использованы полученные нами эмпирические экспоненциальные связи параметров ($W-20$), ($W-50$) и ($W-100$) со среднеиюльской температурой ($t_{июля}$), с учетом механического состава почвообразующих пород. Для песчаной и супесчаной почвы уравнения регрессии имеют вид:

$$(W-20) = \exp [8,265 - 0,287 \cdot t_{июля}]; \quad R = 0,83; R^2 = 0,70. \quad (5.15)$$

$$(W-50) = \exp [8,846 - 0,229 \cdot t_{июля}]; \quad R = 0,78; R^2 = 0,61. \quad (5.16)$$

$$(W-100) = \exp [7,786 - 0,213 \cdot t_{июля}]; \quad R = 80; R^2 = 0,64. \quad (5.17)$$

На легко- и среднесуглинистом субстрате связи несколько иные:

$$(W-20) = \exp [9,033 - 0,3266 \cdot t_{июля}]; \quad R = 0,92; R^2 = 0,84. \quad (5.18)$$

$$(W-50) = \exp [9,72 - 0,3179 \cdot t_{июля}]; \quad R = 0,89; R^2 = 0,79. \quad (5.19)$$

$$(W-100) = \exp [10,43 - 0,3153 \cdot t_{июля}]; \quad R = 90; R^2 = 0,81. \quad (5.20)$$

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 $t_{января}$ и $r_{год}$.

2. Установление переходных зависимостей (для трех указанных параметров летнего влагосодержания почвы) от сельскохозяйственных полей агрометстанций $W(поле)$ к лесопокрытым площадям $W(лес)$ в соответствии с зонально-провинциальными 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):

$$1) W(лес) = 1,01 W(поле) + 7,7; \quad R = 0,92; R^2 = 0,85; \quad (5.21)$$

$$2) W(лес) = 0,991 W(поле) + 7,2; \quad R = 0,98; R^2 = 0,97. \quad (5.22)$$

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 низкорья 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. рис. 4.1).

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 , m_{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. 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.

5.4. Функциональный изоморфизм природных экосистем и его значение для экологических прогнозов

5.4.1. Идеологические предпосылки научного поиска. Продолжительность структурно-морфологических преобразований при-

родных 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, некромассы 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-памяти (Таргульян и др., 1977; Таргульян, Соколов, 1978), что по времени (от нескольких месяцев до нескольких лет) гораздо более адекватно общему сдвигу ландшафтно-экологических условий. Такую 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 про-

цессом 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 $V_{перв}$, 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. Второй 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 $V_{перв}$ 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.

5.4.2. 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 являются 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 коэффициента 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 биопроductивностью и подстилочно-опадным коэффициентом, которые рассматриваются как их метаболические ниши – соответственно биопродукционные или деструкционные. Матрицы наглядно демонстрируют характер и тесноту связей (табл. 5.4 и 5.5). С помощью вектора-столбца экологической ниши рассчитывались таксономические (средневзвешенные по территории) норма параметров $V_{перв}$ и KY для каждой фитоценологической или почвенной единицы.

Таблица 5.4

**Классификационная схема коренных растительных формаций основного водосбора Волжского бассейна и его окружения
(по: 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-типчаково-ковыльные степи	
	Заволжские	Южно-лесостепные	Богато-разнотравно-типчаково-ковыльные степи	
Степи	Заволжско-казахстанские	Северостепные	Разнотравно-типчаково-ковыльные степи	
		Южно(сухо-)степные	Типчаково-ковыльные в комплексе с полынными на солонцах	

Таблица 5.5































Экологические ниши групп почв Волжского бассейна в пространстве значений первичной биопродуктивности

Продук- тивность, т/га в год	Группы почв *)													
	Средней тайги		Южной тайги и подтайги			Пере- ходные	Широколиственных лесов			Типичной и юж- ной лесостепи		Северной степи		Южной степи
	П ₀ ^{иГ}	П ₁₋₃	П ₁ ^д	П ₂ ^д	П ₃ ^{дЖ}	П ^{до,к}	СЛ ^с	СЛ	СЛ ^т	Ч ^{оп}	Ч ^л	Ч ^т	Ч ^о	Ч ^ю К ^т
6.2 – 7.0													•	×
7.1 – 7.7													×	•
7.8 – 8.4							×				•	•		×
8.5 – 8.8							•			•	•	×	•	
8.9 – 9.5							•				•	•		
9.6 – 9.8					•		•			×	•	•	•	
9.9 – 10.1		•			•			•	•	×	×			
10.2 – 10.5		•			•	•	•			•	•			
10.6 – 10.8		•	•	•	•					•	•			
10.9 – 11.1	•			•	×	•			•					
11.2 – 11.4	•	×	×				•			1				
11.5 – 11.7			•	•			•	•	×					
11.8 – 12.0			•	•			×	•						
12.1 – 12.3			•	×		•		•						
12.4 – 12.6				×		×		×						

*) П₀^{иГ} – иллювиально-железистые и иллювиально-гумусовые подзолы, а также торфяно- и подзолисто-глеевые почвы; П₁₋₃ – собственно подзолистые почвы, мелко-, неглубоко и глубокоподзолистые; П₁^д и П₂^д – дерново-подзолистые мелко- и неглубокооподзоленные; П₃^{дЖ} – дерново-подзолистые иллювиально-железистые и глубоко оподзоленные; П^{до,к} – дерново-подзолистые, со вторым гумусовым горизонтом, осветленные и остаточо карбонатные; СЛ_с – светлосерые лесные; СЛ – серые лесные; СЛ_т – темносерые лесные; Ч^{оп} – черноземы оподзоленные; Ч^л – лугово-черноземные почвы и черноземы выщелоченные; Ч^т – черноземы типичные и бескарбонатные; Ч^о – черноземы обыкновенные; Ч^ю и К^т – черноземы южные и темнокаштановые почвы.

Таблица 5.6

Средневзвешенные меры функционального изоморфизма между группами растительных формаций и доминирующими в них группами почв на территории Волжского бассейна и его окружения

Почвенно-фито- ценологические системы																	
		$\Pi_{Г}^T, \Pi_{0}^{HT}$	Π_{1-3}, Π_{0}^{HT}	$\Pi_{Г}^D, \Pi_{2}^D$	$\Pi_{Г}^T, \Pi_{Г}^D$	Π_{2}^D, Π_{DHT}	$\Pi_{1}^D, \text{СЛ}^C$	$\Pi_{ДВ}^D, \text{СЛ}^C$	$\Pi_{ДЖ}, \Pi_{ДК}$	$\Pi_{3}^D, \Pi_{ДВ}^D$	СЛ^{C-T}	$\text{СЛ}^T, \text{СЛ}^C$	$\Psi_{оп,в}, \text{СЛ}^T$	$\Psi_{вл}, \Psi_{оп}$	$\Psi_{в,оп}, \Psi_{ю}$	$\Psi_{0,ю}, \Psi_{вл}$	
	Π_{1-3}, Π_{0}^{HT}	0.80	–														
	$\Pi_{Г}^D, \Pi_{2}^D$	0.92	<u>0.77</u>	–													
	$\Pi_{Г}^T, \Pi_{Г}^D$	0.96	<u>0.78</u>	0.96	–												
	Π_{2}^D, Π_{DHT}	0.68	0.58	<u>0.76</u>	<u>0.72</u>	–											
	$\Pi_{1}^D, \text{СЛ}^C$	<u>0.79</u>	0.64	0.82	<u>0.75</u>	0.88	–										
	$\Pi_{ДВ}^D, \text{СЛ}^C$	0.89	<u>0.72</u>	0.92	0.88	<u>0.78</u>	0.89	–									
	$\Pi_{ДЖ}, \Pi_{ДК}$	0.62	0.54	0.67	0.64	0.88	<u>0.80</u>	<u>0.70</u>	–								
	$\Pi_{3}^D, \Pi_{ДВ}^D$	<u>0.45</u>	<u>0.42</u>	<u>0.48</u>	<u>0.47</u>	0.60	0.54	<u>0.49</u>	0.68	–							
	СЛ^{C-T}	0.69	0.59	<u>0.76</u>	<u>0.72</u>	0.99	0.89	<u>0.79</u>	0.89	0.61	–						
	$\text{СЛ}^T, \text{СЛ}^C$	<u>0.49</u>	<u>0.41</u>	<u>0.48</u>	<u>0.47</u>	0.62	0.59	0.53	<u>0.72</u>	0.90	0.63	–					
	$\Psi_{оп,в}, \text{СЛ}^T$	<u>0.49</u>	<u>0.41</u>	<u>0.48</u>	<u>0.46</u>	0.62	0.58	0.53	<u>0.71</u>	0.92	0.62	0.98	–				
	$\Psi_{вл}, \Psi_{оп}$	<u>0.44</u>	<u>0.38</u>	0.54	<u>0.42</u>	<u>0.49</u>	0.51	<u>0.47</u>	0.61	0.90	0.54	0.86	0.87	–			
	$\Psi_{в,оп}, \Psi_{ю}$	<u>0.45</u>	<u>0.38</u>	0.59	<u>0.43</u>	0.58	0.54	<u>0.49</u>	0.67	0.90	0.58	0.94	0.95	0.86	–		
	$\Psi_{0,ю}, \Psi_{вл}$	<u>0.41</u>	<u>0.35</u>	<u>0.39</u>	<u>0.38</u>	<u>0.48</u>	<u>0.47</u>	<u>0.43</u>	0.56	0.84	<u>0.49</u>	<u>0.79</u>	0.80	0.93	0.84	–	
	$\Psi_{0,ю}, \text{К}^T$	<u>0.37</u>	<u>0.32</u>	<u>0.35</u>	<u>0.34</u>	<u>0.43</u>	<u>0.42</u>	<u>0.39</u>	<u>0.50</u>	<u>0.76</u>	<u>0.44</u>	<u>0.72</u>	<u>0.73</u>	0.86	<u>0.77</u>	0.92	

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.

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 экопространств 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.

5.4.3. Понятие функционального изоморфизма экосистем. Считается, что природные экосистемы представляют собой относительно слабо связанные образования (Арманд, 1988 б), 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 (Свирижеев, 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 $V_{перв}$ и/или KY , а также по самой структуре соответствующих экологических ниш, т.е. которые функционально изоморфны этой системе.

Понятие изоморфизма двух систем подразумевает способность их элементов к взаимо-

заменяемости, обеспечивающей подобие их структуры и функционирования (Паффенгольц, 1973). В данном случае речь идет о приоритетной роли функционального изоморфизма, 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 изоморфизм двух гео(эко-)систем есть не что иное как однородность межкомпонентных взаимодействий, в понимании Б.Б. Польнова (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 $V_{перв}$ 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 изоморфизма 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 изоморфизма 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 состояние, которое минимально отличается от ее исходного состояния. Это конечно не исключает того, что она может при-

обретать черты и других систем. Однако ее общая трансформация должна пойти по предпочтительному тренду с минимальными проявлениями нелинейности, согласно 9Зейдис и др., 20010, когда структурные преобразования сопровождаются наименьшими изменениями функциональных параметров (в данном случае $B_{перв}$ 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 $B_{перв}$ и KY) величинах взаимодозначного соответствия. В основе этой меры лежит коэффициент сходства Сьеренсена (Семкин, 1973):

$$N(A, B) = \frac{2 [B_{перв}(A) \cap B_{перв}(B)] + 2 [KY(A) \cap KY(B)]}{B_{перв}(A) + B_{перв}(B) + KY(A) + KY(B)} \quad (5.23)$$

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. 5.7), 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. 5.6) 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 южнолесостепным экосистемам. Такому их функциональному сближению способствует преобладание во всех случаях одних и тех же почвенных разностей – оподзоленных и выщелоченных черноземов (см. табл. 5.5). Следует отметить также весьма высокий изоморфизм сосново-широколиственных лесов с лесостепными формациями, что указывает на их глубокие генетические связи.

5.4.4. 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_{20} 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_{20} варьирует от 10–13 до 30–36 ед. (рис. 5.3), 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),

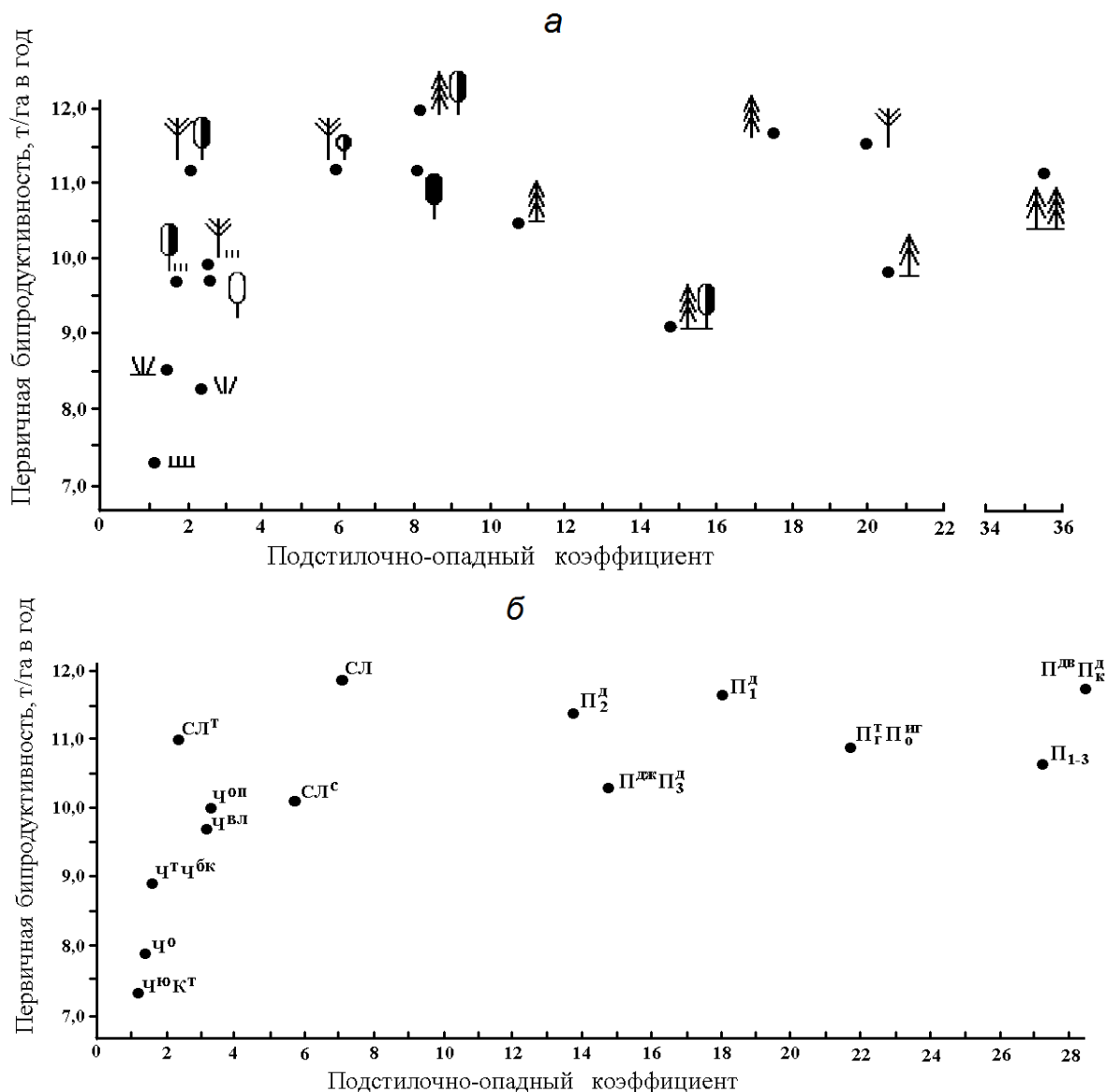


Рис. 5.3. Распределение групп растительных формаций (а) и групп почв (б) в поле таксономических (средневзвешенных) норм первичной биологической продуктивности и подстильно-опадного коэффициента

Условные обозначения групп растительных формаций и групп почв см. в Приложениях к табл. 5.1 и 5.5

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» редуцционной ветви метаболизма и гораздо слабее зависит от автотрофного биогенеза, что и подтверждает известный в экологии и биогеоценологии тезис о том (Одум, 1975; Ды-

лис, 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):

$$KY = \exp(3,211 K_{увл} - 1,806) \quad (5.24)$$

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 под-золистыми почвами и иллювиально-гумусовыми и торфяно-глеевыми подзолами, отличаются наиболее низкой скоростью разложения мертвой органики ($KY > 17-20$ ед., т.е. относится к застой-

ной категории, по (Базилевич, Родин, 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. 5.5). 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 ($KY \leq 1,5–2$ 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. 5.6). 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 деструкционной ветви, то в поясе суббореального 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 прогнозируемых почвенных и фитоценологических переходов. При этом, оба типа имеют достаточно четкую зональную 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 коэффициента. 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. 5.4 и рис. 5.3 а). Подтаежные же неморальнотравяные 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. 5.3 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 термоаридного сигнала, неизбежна обратная трансформация бореальных экосистем в суббореальные, и здесь деструкционный изоморфизм должен уступать место изоморфизму продукционному. Если бореальная экосистема отличалась значительной продуктивностью и вы-

сокими 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 коэффициента.

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.

5.4.5. 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 гидротермическом сигнале. Такую избирательность можно вскрыть с помощью известного метода корреляционных плеяд, который позволяет выявить потенци-

ально наиболее реальные направления их функциональных, а затем и структурных преобразований. Очевидно, очагами сети переходов служат максимально изоморфные бинарные связи – 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.

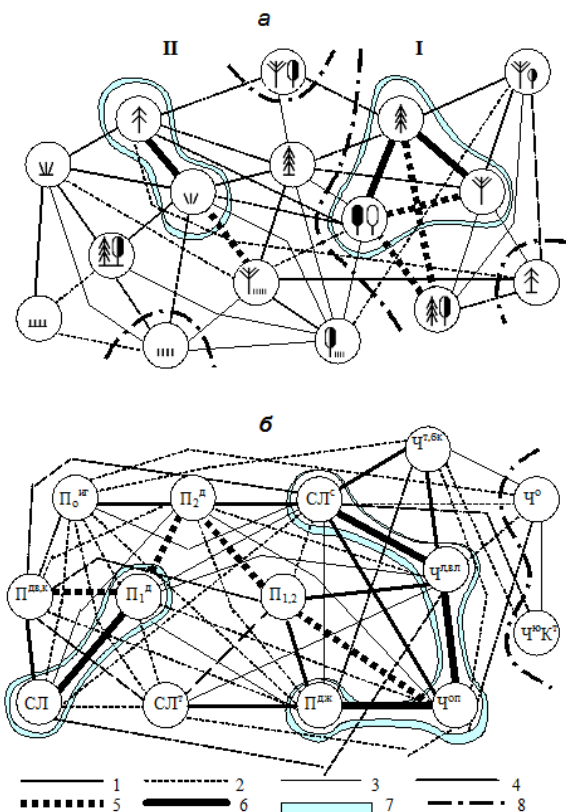


Рис. 5.4. Корреляционные плеяды классов растительных формаций (а) и групп почв (б) Волжского бассейна по мерам сходства векторов их частных коэффициентов связи с первичной биопродуктивностью

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)

На моделях биопродукционного изоморфизма (рис. 5.4) 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. 5.4а). 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. 5.4). 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. Повидимому, 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. 5.4). 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. 5.4б) почти все почвенные разности связаны между собой вторым уровнем однородности био-продукционных 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. 5.5) 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.

5.4.6. 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 биохологических 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 этим теоретическим положениям Тимофеева-Ресовского. По-видимому, есть основания использовать эти представления 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.

6. ПРОГНОЗНЫЕ СЦЕНАРИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ЛАНДШАФТНО-ЗОНАЛЬНЫХ СИСТЕМ

6.1. 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, 1980 а, 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, обращает внимание на изменении тех ландшафтных связей, которые замыкаются так или иначе на почвенно-биотическом ядре гео(эко-)систем и являются для него, так сказать, прямыми действующими. 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 объект-среда, с построением соответствующих структурно-функциональных моделей. Последние должны описывать определенную систему ландшафтных связей, в которой учитывается экологический эффект не только прямыми действующими, но и отдаленными (опосредованными) факторов. Следовательно, здесь экология ис-

пользуется 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 приспосабливаться к новым условиям, связанным с развитием техники, что и может привести к нарушению стабильности всей биосферы

(Котляков, 1992; Заварзин, Котляков, 1998; Кондратьев, Демирчян, 2000; 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 организационных 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 изменения..., 1991; Кобак, Кондрашева, 1992; Leemans, 1992; Printice et al., 1992; Вудуэлл, 1993; Climate..., 1996; Изменение климата..., 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 миккулинского 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. Это связано как с недостатком 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). Основанные на эмпирически установленных закономерностях климатогенных 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 натуральных 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. главы 1 и 5). 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 непосредственно 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 Европы..., 1982; Изме-

нения..., 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.

Таким образом, 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. Исследовались причинных механизмов 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 оптимумы микулинского межледниковья (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.

6.2. 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, как уже говорилось, 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), ко-

торая 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 изменения..., 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 климата..., 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).

Более того, это влияние становится не только значительным, но и определяющим. Доказательством может служить также сле-

дующий факт. Современное глобальное потепление охватило только тропосферный слой и не распространилось на стратосферу, что не соответствует ходу естественных колебаниям климата (Глобальное..., 1993). Сопоставление многолетнего хода реальных аномальных отклонений температуры за период 1850–2000 гг. с результатами моделирования естественных колебаний климата (Изменение климата..., 2003) показало резкое их расхождение. Для периода после 1970 г. модельные сценарии дали понижение глобальной температуры на $0,3^{\circ}$ (нисходящая ветвь очередного векового цикла климатических колебаний), между тем как на самом деле произошло беспрецедентно резкое, экспоненциальное ее повышение – на $0,7^{\circ}$. 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 $1,4\text{--}5,8^{\circ}$ за период с 1990 г. по 2100 г., что в 2–10 раз больше величины потепления, произошедшем в XX в. (Изменение климата..., 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 коррелируется со сверхвековой динамикой солнечной активности. Однако при этом обходят молчаливо 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 климата..., 2003), что уже само по себе должно иметь серьезные экологические последствия.

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 $10\text{--}12^{\circ}\text{C}$, а в июле – на $3\text{--}5^{\circ}\text{C}$. 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 температура может составить соответственно $3,8\text{--}4,0^{\circ}\text{C}$ и $1,5\text{--}2,0^{\circ}$, при небольшом росте годовой суммы атмосферных осадков (до 200 мм). На каждый 10-процентный прирост содержания CO_2 в атмосфере предполагается повышение глобальной температуры на $0,3^{\circ}$.

Для сравнения отметим, что в неогене (миоцене) на территории северокавказских предгорий средняя температура самого холодного месяца была выше современной на $10\text{--}15^{\circ}$, а самого теплого – на $2\text{--}4^{\circ}$ (Зубаков, 1993). В микулинское межледниковье плейстоцена (100–120 тыс. лет назад) эти характеристики были равны соответственно $3\text{--}5^{\circ}$ и $0\text{--}2^{\circ}$ (Палеогеография Европы..., 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 $2\text{--}3^{\circ}$ (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 климата..., 2003; Кислов, 2006; и др.). При этом предполагается повышение температуры в различных регионах Земного Шара от $0,6^{\circ}$ до $7,0^{\circ}$ (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 $0,9^{\circ}$, при статистически недостоверном изменении атмосферных осадков (Состояние..., 2001). В течение второй половины XX в. отмечен существенный тренд засушливости климата, особенно в теплый период года (Груза, Ранькова, 1998).

Повышение средней июльской температуры на $1,5^{\circ}$ должно дать увеличение суммы биологически активных температур в равнинных, предгорных и низкогорных ландшафтах Европейской России на 300° , в средне- и верхнегорных – на 400° и в высокогорных ландшафтах (в среднем выше 2000 м) – на 350° . При росте же средней температуры июля на 2° суммы температур повышаются на 400° , 500° и 450° соответственно. На Большом Кавказе средняя январская температура должна повыситься на $1,5-2^{\circ}$, за исключением, по-видимому, 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.

6.3. Исходные 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 (Сочава, 1979), эти единства относятся к классам (и подклассам) растительных формаций, которые являются регио-

нальными вариантами (например, восточно-европейскими 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).

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 изменения..., 1991), трансформированной в 1993 гг. 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 Европы..., 1982; Величко и др., 1983; Величко, Климанов, 1990). К сожалению, сеть опор-

ных 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 миккулино, 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 выраженным отрицательными эксцессами. Это указывает на то, что в выборку попали совокупности с разными средними, поэтому пришлось расчленить 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 окру-

жения 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 по 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. 6.1). Крайние значения каждого интервала $K_{увл}$ приходятся на южную и северную границы соответствующей природной зоны или подзоны.

Таблица 6.1

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	1.87–2.00	1.07–1.76	более 1.88	более 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	1.08–1.18	1.09–1.22	0.97–1.00
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 → 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 (a) на биогеоценоотические (почвообразующие) процессы – с 53–63% до 79–82%. Очевидно, *вся переходная полоса от леса к степи является ареной достаточно высокой изменчивости функциональных характеристик природных экоси-*

стем, 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.

Таблица 6.2

Распределение групп растительных формаций в пространстве значений коэффициента увлажнения Высоцкого-Иванова (КУВЛ).
 Результаты информационно-статистического анализа, проведенного по методике (Пузаченко, Скулкин, 1981)

Градации коэф- фициента увлаж- нения	Объединения групп растительных формаций*)															
																
	1	4	7	2	3	5	8	9	6	10	11	13	12	14	15	16
0.50-0.61														•	×	×
0.61-0.73													•	×	×	•
0.73-0.82											•	•	×	×	•	
0.82-0.96										•	×	×	•	•		
0.96-1.04								•	×	•	×	•	•			
1.04-1.12						•	•	×	×	×	•					
1.12-1.23						×	×	•	•	•						
1.23-1.33			•	•	•	•	×			•						
1.33-1.45			×	×	×		•									
1.45-1.55		•	•	×	•	•										
1.55-1.65	•	•	×	•	•											
1.65-1.75	•	×	•	•												
1.75-1.85	•	×			×											
1.85-2.00	×	•			•											
Таксономическая норма $K_{УВЛ}$	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, южнотаежные и подтаежные), 4, 5, 6 – камско-печерские (средне- и южнотаежные, подтаежные пихтово-еловые сложные и смешанные); 1–9 – сосновые и широколиственно-сосновые леса: 7 – средне- и южнотаежные, 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 полынные. Символом "X" обозначена область экологического доминанта; градации, указанные знаком "•", образуют «размытую» часть климатической ниши.

Весьма существенными оказались внутри-зональные 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 верховьях 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. 6.2). 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 фито-ценологические 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 пихтоельники должны преобразовываться в широколиственно-темнохвойные и/или сосновые формации, а последние затем – в более континентальную темнохвойную подтайгу камскопечерского 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. 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 холодногумидным 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 $K_{увл} = 1,07$, как и у повышено 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 теневые 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 теневых 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 $K_{увл}$ имеет вид:

$$(W-100) = 98,57 \cdot K_{увл} - 19,8; \quad \text{при } R = 0,86 \text{ и } R^2 = 0,73. \quad (6.1)$$

Охарактеризуем методы прогнозных расчетов составляющих расходной части водного баланса. В условиях современного климата величина полного годового стока ($S_{год}$) 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 $S_{год}$ находились на основе базовых связей стока с годовой суммой осадков ($r_{год}$) и средней температурой июля ($t_{июля}$). 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):

$$S_{год} = 0.1028 r_{год} - 37.724 t_{июля} + 794; \quad R = 0.90. \quad (6.2)$$

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 межледниковья (Величко и др., 1983; Изменение климата..., 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):

$$S_{год} = \exp(2.402 + 0.004 r_{год}), \quad R = 0.82. \quad (6.3)$$

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 (ClimateChange..., 1996), особенно в середине вегетационного периода – времени максимальной интенсивности процессов метаболизма и наибольшего водопотребления растений (Вериги, 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:

$$W-20 = 0.0257 r_{год} + 0.0676 S_{год} - 0.0136 E_o + 0.8, \quad R = 0.88; \quad (6.4)$$

$$W-50 = 0.0631 r_{год} + 0.1746 S_{год} - 0.0231 E_o + 7.6, \quad R = 0.89; \quad (6.5)$$

$$W-100 = 0.0964 r_{год} + 0.3216 S_{год} - 0.0802 E_o + 33.5, \quad R = 0.86. \quad (6.6)$$

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 эквифинальные 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.

6.4. 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 0,8–1,0⁰, 2,0–2,2⁰ и 3–4⁰С 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 тер-

ритории России составило от 0,7–0,8⁰ до 1,9⁰ (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 $t_{июля}$ 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.

Таблица 6.3

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 $t_{январь}$, °С				Средняя $t_{июль}$, °С			
		Базовый период	2050 г.	2075 г.	2100 г.	Базовый период	2050 г.	2075 г.	2100 г.
Средне- и южнотаежные		-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. 6.2.

К 2050 г. в большинстве ландшафтов Волжского бассейна средняя июльская температура вырастет на 1,1–1,3⁰, а в подтаежной зоне и подзоне широколиственных лесов местами на 1,5–1,7⁰. Рост средней январской температуры будет гораздо меньше – в основном от 0⁰ до 0,2–0,5⁰ (в Верхнем Поволжье до 1,4⁰), а на территориях смешанных и широколиственных лесов и лесостепи возможно даже понижение зимней температуры на 0,2–0,8⁰. 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 2⁰ по сравнению с базовым периодом. При этом в одних (более редких) случаях преобладающим окажется уже зимнее потепление (например, на 3.6⁰ 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 2.2–3.4⁰. По-видимому, на данном прогнозном интервале континентальность климата в пределах Волжского бассейна снизится, поэтому скорости преобразований экосистем замедлятся.

Таблица 6.4

Базовые таксономические нормы годового количества осадков и $K_{увл}$ и прогнозируемые отклонения от них в Волжском бассейне, по модели GISS-1993

Зональные типы и подтипы формаций	Группы формаций *)	Годовая сумма осадков, мм				$K_{увл}$			
		Базовый период	2050 г.	2075 г.	2100г.	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
Широколиственно-лесные		655	64	102	156	1.07	-0.10	0.01	-0.19
		602	56	65	134	0.94	-0.02	-0.09	-0.10
Типично-лесостепные		556	81	76	121	0.80	0.05	-0.10	-0.08
		536	109	96	158	0.90	-0.06	-0.38	-0.27
Южно-лесостепные		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. 6.2.

















К 2100 г. ожидается тенденция преобладающего роста средней $t_{\text{январь}}$ (см. табл. 6.3). 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°). Максимальный рост средней температуры января (до 4.5–5.0°) придется на ландшафты южной и средней тайги и широколиственных лесов. Одновременно, по-видимому, произойдет общее замедление термического процесса после 2030 г.

Таким образом, к концу XXI в можно ожидать значительные сдвиги в теплоэнергетиче-

ском 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.

Таблица 6.5









Прогнозируемые изменения летнего влагосодержания почвы и годового речного стока в Волжском бассейне, по модели GISS-1993

Зональные типы и под- типы формаций	Группы формаций *)	Июльские запасы влаги в слое почвы 1 м, мм				Годовой речной сток, мм			
		Базовый период	2050г.	2075 г.	2100 г.	Базовый период	2050 г.	2075 г.	2100 г.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Средне- и южнотаежные		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
Северостепные		28	-5	-8	-18	48	32	32	41

*) Условные обозначения см. в табл. 6.2.

Таблица 6.6

**Прогнозируемые изменения поверхностного и подземного годового стока
В Волжском бассейне, по модели GISS-1993**

Зональные типы и под- типы формаций	Группы формаций *)	Годовой поверхностный, сток, мм				Годовой подземный сток, мм			
		Базовый период	2010 г.	2030 г.	2050 г.	Базовый период	2010г.	2030 г.	2050 г.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Средне- и южнотаежные		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
Северостепные		31	21	21	27	17	11	11	14

*) Условные обозначения см. в табл. 6.2.

Антропогенное потепление будет сопровождаться общим увеличением количества осадков (табл. 6.4), 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 2010–2050 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 приращення осадков в теплый период года.

6.5. 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. 6.4 и 6.5). Очевидно, увеличение количества осадков, вызванное глобальным потеплением, не сможет сколько-нибудь существенно компенсировать

ровать 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 ($\Delta K_{\text{увл}} = 0$) при повышении средней июльской температуры на $1,5\text{--}2,5^{\circ}$ (что ожидается для всей территории региона к 2075 г.) $r_{\text{год}}$ должна возрасти на 210–220 мм, а рост температуры на $3,5\text{--}4,5^{\circ}$ в 2050 г. должен быть нейтрализован прибавкой осадков в количестве 240–250 мм. Столь значительный

рост атмосферного увлажнения на всей территории бассейна предполагается даже к концу прогнозного периода. Не просматривается он и в палеоклиматических аналогах. Например, в микулинское ежледниковье $r_{\text{год}}$ превышало современную норму не более чем на 100 мм (Величко и др., 1983). Даже для плейстоцена как аналога климатических условий второй половины XXI века оценивается увеличение годовых осадков в Средней полосе Русской равнины менее 200 мм (Борзенкова и др., 1992).

Таблица 6.7

Прогнозируемые изменения годового суммарного испарения и первичной биопродуктивности в Волжском бассейне, по модели GISS-1993

Зональные типы и под- типы 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 южнотаежные		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. 6.2.

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 $0.1\div 0.2$ почти во всех средне- и южнотаежных 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 ($\Delta K_{увл} = -0.11$) 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 втором этапе (2050-2075 гг.) снижение $K_{увл}$ в целом значительно усилится и произойдет почти повсеместно. Охарактеризованная выше картина трансформирующихся тенденций в таежной зоне сохранится. Однако в восточном секторе бассейна появится слабо выраженный термогумидный тренд ($\Delta K_{увл} = 0.07-0.08$), и южнотаежные формации начнут эволюционировать в свои западные менее континентальные аналоги, с приостановкой общего процесса аридизации. Весьма интенсивное проявление термоаридного тренда в верхневолжской южной тайге ($\Delta K_{увл} = -0.34$) вызовет определенное ослабление долготно-секторных биоклиматических контрастов во всей таежной зоне.

Аридизация распространится также на подзоны типичной и южной лесостепи. Наиболее неустойчивыми окажутся разнотравно-злаковые дубравы (здесь снижение $K_{увл}$ 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 третьем этапе прогнозного периода (2075–2100 гг.) интенсивность описанных процессов несколько снизится, что будет вызвано стабилизацией или даже некоторым уменьшением значений $\Delta K_{увл}$. 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 за-

падном секторе – главным образом в средне-таежных 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 обеих 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.

6.6. 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. 6.5 и 6.6; 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 межлетнего стока.

Гораздо меньше увеличатся подземный сток и суммарное испарение (табл. 6.6 и 6.7). Согласно модели GISS, к 2050, 2075 и 2100 гг. рост их значений (по сравнению с 1990 г.) в среднем по региону составят 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, 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; Исаченко, 1985) следует рассматривать как существенный фактор ослабления устойчивости экосистем к внешним воздействиям, в том числе антропогенным.

По всей территории бассейна прогнозируется также весьма значительное снижение запасов почвенной влаги в середине вегетационного периода (табл. 6.5). Эта тенденция отвечает общему феноменальному явлению летнего иссушения почв умеренного пояса континентов, которое дают практически все расчетные модели (ClimateChange, 1996). Иссушение будет обусловлено, опережающим повышением летних температур по сравнению с увеличением количества осадков теплого периода, что вызовет снижение $K_{увл}$. 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 столетия 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 не $>1,5–1,7$). 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 изменения..., 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 $K_{увл}$ 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 (ClimateChange, 1996), но также данные многолетних стационарных наблюдений за влажностью почвы (Судницын и др., 1998).

6.7. Прогнозные сценарии зональной структуры Волжского бассейна. Под ландшафтно-зональной системой понимается определенное множество ландшафтно-геофизических параметров зонального уровня гомогенитета, которое 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, 1947 б; 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. 6.1 и 6.2) и карты (рис. 6.3 и 6.4) 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. 6.1). К 2100 г. лесостепные черты будут все больше приобретать не только подтайга, но даже южно- и среднетаежные подзоны Волжского бассейна.

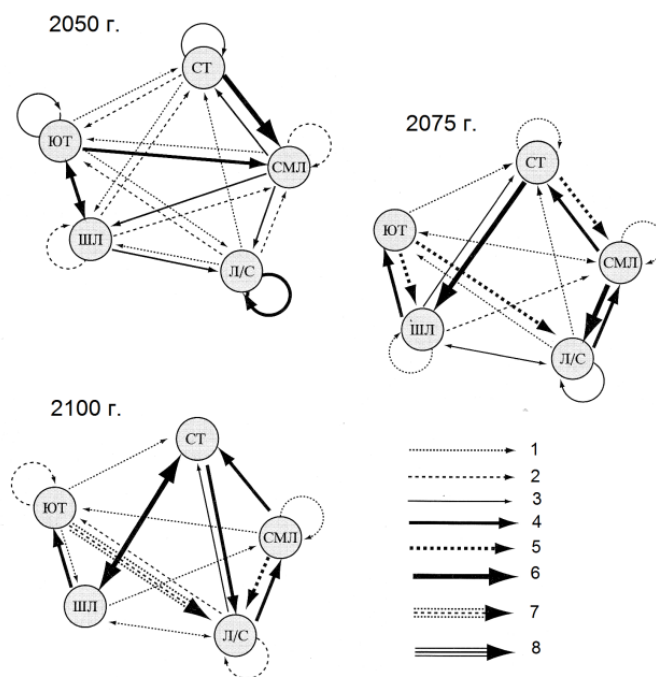


Рис. 6.1. Вероятности переходов зональных ландшафтно-экологических условий между средней и южной тайгой (СТ и ЮТ), смешанными и широколиственными лесами (СмЛ и ШЛ) и лесостепью с северной степью (Л/С) на прогнозные сроки 2050, 2075 и 2100 гг. Условные обозначения для орграфов переходных вероятностей на рис. 7.1, 7.2 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 – 0,41–0,50; 6 – 0,51–0,60; 7 – 0,61–0,70; 8 – 0,71–0,80

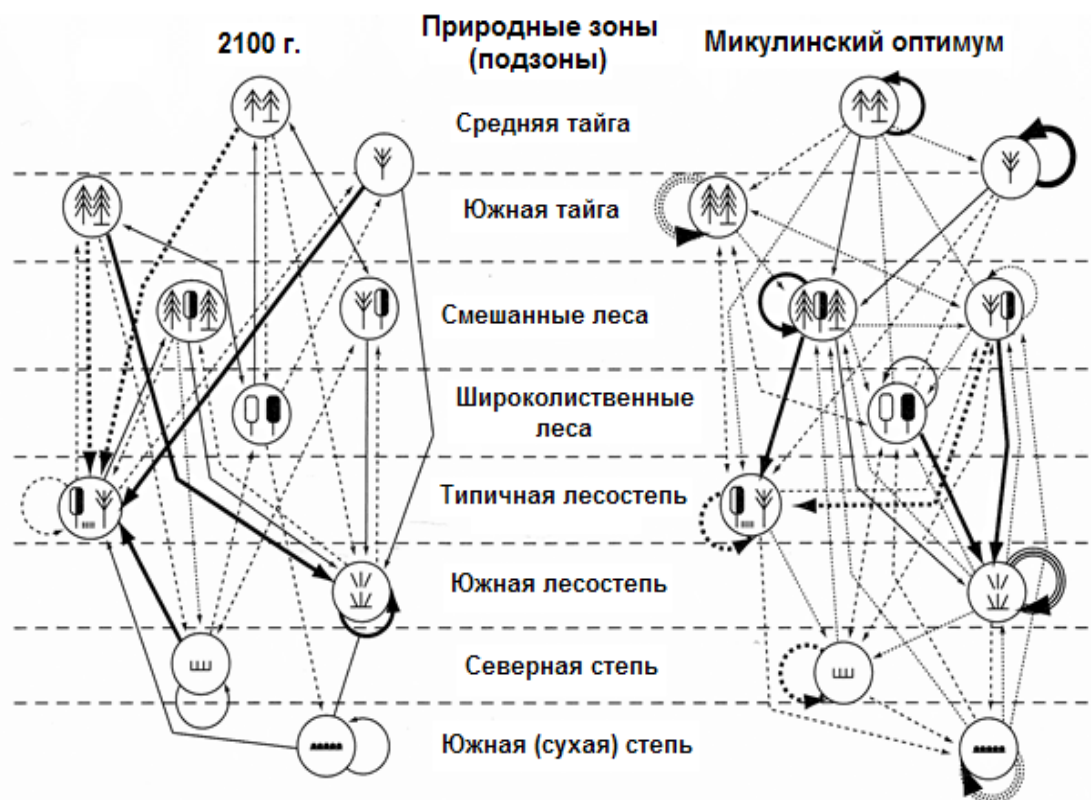


Рис. 6.2. Волжский бассейн. Орграфы вероятностей функциональных переходов групп растительных формаций на прогнозный срок 2100 г, а также их отклонений для эпохи микулинского климатического оптимума
Условные обозначения см. в табл. 6.2 и на рис. 6.1

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. 6.1). Аналогичные изменения были свойственны оптимумам голоцена и микулинского межледниковья (рис. 6.4). 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.

Наиболее значительный сдвиг ландшафтно-зональных условий в сторону аридизации намечается на первом и втором этапах прогнозного периода (см. рис. 6.3), 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. 6.4) 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.

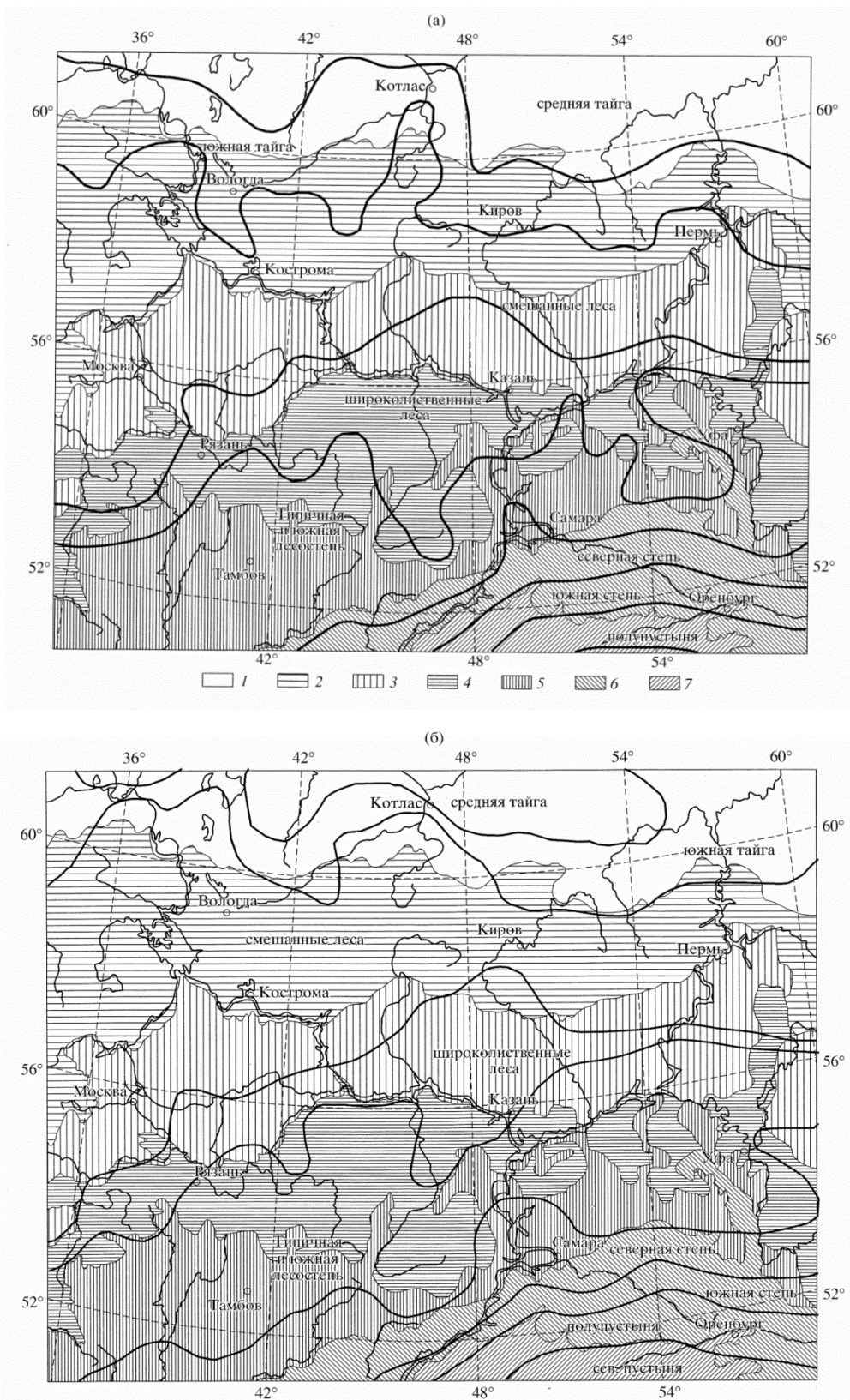


Рис. 6.3. Зональные ландшафтно-экологические условия Волжского бассейна и его окружения, прогнозируемые на 2050 г. (а) и 2100 г. (б)

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 6.8

Волжский бассейн. Ожидаемые изменения первичной биопродуктивности (Вперв) для групп ландшафтов на прогнозные сроки 2050 г (+), 2075 г (X) и 2100 г (*), по сравнению с базовым периодом (●), согласно прогнозной модели GISS-1993

Природные 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	→ *
	ТЭ				●			→ +	→ X	→ *
	Т				●			→ +	→ X	→ *
	А-ТА				●			→ +	→ X	→ *
Южная тайга	Э					●		→ +	→ X	→ *
	ТЭ				●			→ +X	→ *	
	Т						●	→ +		→ X*
	А-ТА					●		→ +	→ X	→ *
Смешанные леса	Э					●		→ +	→ X	→ *
	ТЭ				●			→ +	→ X	→ *
	Т					●		→ +	→ X	→ *
	А-ТА					●		→ +	→ X	→ *
Широколиственные леса	Э				●		→ +X		→ *	
	ТЭ				●		→ +	→ X		→ *
	Т				●		→ +	→ X		→ *
	А-ТА					●		→ +	→ X	→ *
Лесостепь и северная степь	Э		●	→ +X	→ *					
	ТЭ		●+	→ X						→ *
	Т			●	→ +	→ X	→ *			
	А-ТА	●+X			→ *					

*) Условные обозначения см. в главе 3 в разделе 3.2 и на рис. 3.5.

Таблица 6.9

Ожидаемые изменения подстилично-опадного коэффициента (Кгд) для групп ландшафтов на прогнозные сроки 2010 г (+), 2030 г (X) и 2050 г (X) по сравнению с базовым периодом (●)

Природные зоны (подзоны)	Группы ландшафтов *)	Градации параметра Кгд					
		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.

Таким образом, можно ожидать следующие эквифинальные преобразования зональной структуры Волжского бассейна. Во-первых, наибольшее территориальное развитие получат два зональных типа природной среды: с одной стороны, смешанные леса, а с другой – типичная и южная лесостепь, которая расширится почти по всему своему распространению.

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 30-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 погло-

щающим 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 смешанные 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 получат 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 2005 г., когда величина глобального потепления достигнет $1,4^{\circ}$, 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 $62-63^{\circ}$ с. ш., что выходит далеко за северные пределы Волжского бассейна. Сценарий автора, 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. 6.7 и 6.8). 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 и Родин, 1971). Одновременно столь же существенно (почти скачкообразно) вырастут темпы разложения лесной подстилки, с уменьшением параметра K_{20} (см. табл. 6.9), 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 прогножном этапе (2010–2030 гг.) как меридиональные, так и широтно-зональные различия в удельных скоростях функциональной активизации бореальных лесов существенно сгладятся. Несколькими меньшим ростом производительности придется на всю лесостепную зону (см. табл. 6.3 и 6.4), причем он будет вызван главным образом увеличением осадков и проявится особенно отчетливо на втором прогножном 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 выше 1. 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.

6.8. 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; Вериге, 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.

6.9. Ретроспективный ландшафтно-зональный прогноз. Построенная нами ландшафтно-зональная карта на оптимум голоцена (рис. 6.5 а) в целом соответствует аналогичным, хотя и гораздо более мелкомасштабным, картографическим данным, полученным ранее для данной эпохи другими авторами (Марков и др., 1981; Палеогеография Европы..., 1982). Что же касается оптимума микулинского межледникового (рис. 6.5 б), то на этом наиболее отдаленном и наименее изученном палеоаналоге необходимо остановиться более подробно.

6.9.1. О геоботаническом сценарии микулинского оптимума. Данный сценарий для Восточной Европы был разработан В.П. Гричуком (Палеогеография Европы..., 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 отличались 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 Рус-

ской 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.

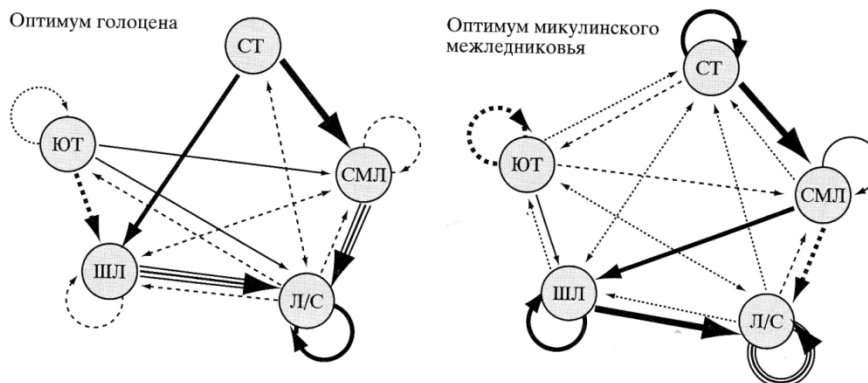


Рис. 6.4. Вероятности отклонения ландшафтно-зональных систем территории Волжского бассейна и его окружения от их современного состояния для оптимумрв голоцена и микулинского межледниковья

Условные обозначения те же, что и на рис. 6.1

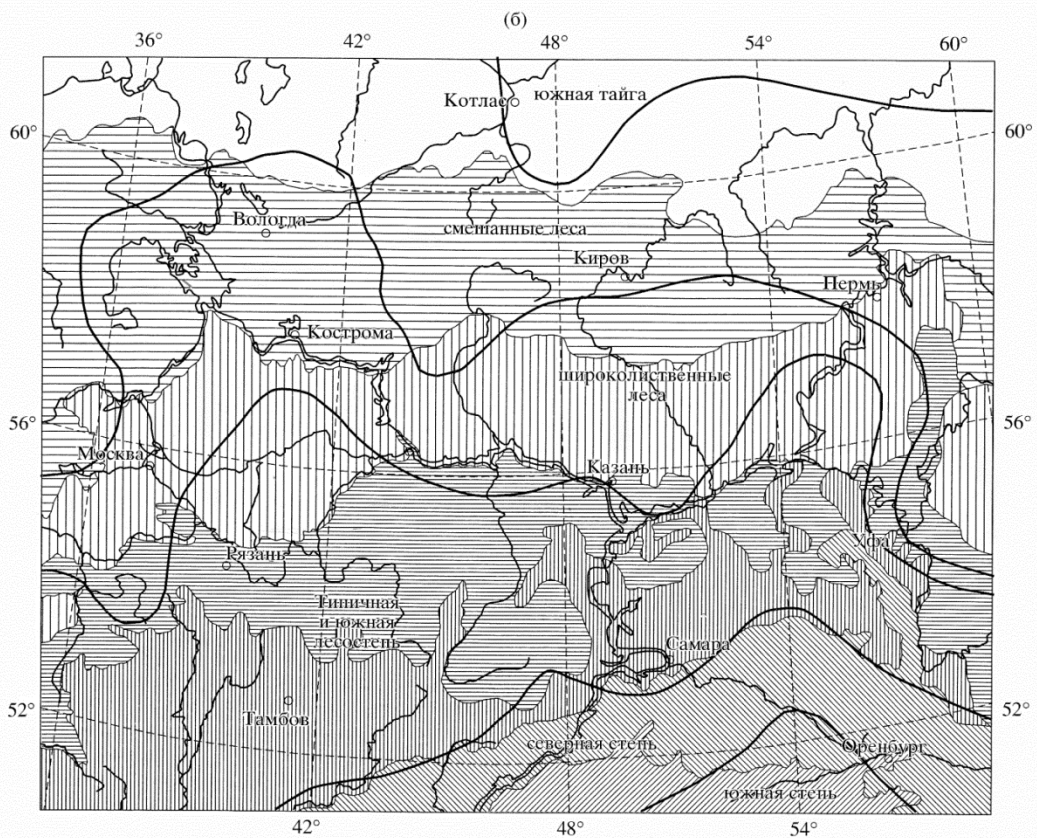
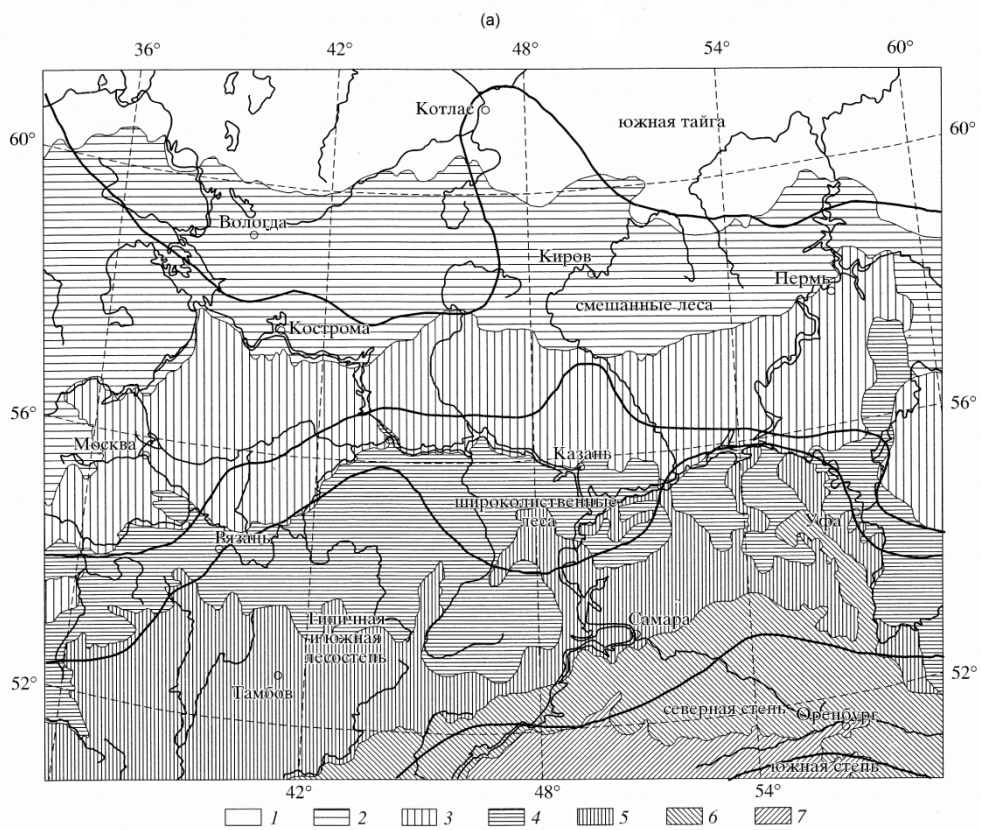


Рис. 6.5. Зональные ландшафтно-экологические условия Волжского бассейна и его окружения в микулинского межледниковье (а) и оптимум голоцена (б)
Условные обозначения те же, что и на рис. 6.3

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 $0,6^{\circ}$, 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 $1,3-1,5^{\circ}$ 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° , 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 ливинское 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 (Гуртова, 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. 6.5 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.

6.9.2. Палеогеографические реконструкции. В эпоху оптимума голоцена средние температуры июля на территории Волжского бассейна и его окружения были на $0,5-1,0^{\circ}$ 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 умень-

шение 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 картах для всех прогнозных и палеогеографических сценариев.

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.

6.9.3. 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 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 холодногумидный 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. 6.3 и 6.5). 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 автором 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.

6.10. Выводы.

1. На основе сравнительного анализа прогнозируемых и палеогеографических сценариев на крупный регион Восточноевропейского 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.

7. ЛОКАЛЬНЫЕ ЛАНДШАФТНО-ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

В многочисленных прогнозах экологических последствий ожидаемого и по существу уже начавшегося глобального антропогенного потепления (Будыко, 1980; Emanuel et al., 1985; Предстоящие изменения..., 1991; Оценки экологических..., 1992; Dahl, 1993; Climate..., 1996; Израэль, 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 хронологических 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 усло-

виях меняющегося климата лесных ресурсов на южной границе бореального пояса, где лесные сообщества находятся в состояниях, близких к критическим, относится к числу фундаментальных экологических проблем.

7.1. 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. очерк 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: Солнцев, 1981 б). 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, 1981 б), 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 соответствует определенный набор доминирующих и маргинальных значений термиче и/или влагосодержания почвы. Путем информационного анализа строятся векторы типов гидротермических ниш экосистем, которые и служат операционными единицами для прогнозных расчетов.

7.2. Исходный эмпирический материал. Для проведения *хорометрического прогнозного анализа* были использованы материалы крупномасштабных ландшафтно-экологических съемок (см. очерк 1), проведенных автором с сотрудниками в 1987–1996 гг. на шести полигонах в Поволжском равнинном регионе (см. рис. 4.2): 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 дубово-липовых и сосновых лесов в северной полосе Приволжской возвышенности, по правобережью малой р. Кудьмы – правого притока Волги). Полигоны охватывают широкий спектр зональных переходов от смешанных лесов к северной степи на Русской равнине. Каждый полигон характеризует определенную *региональную экосистему* с условным названием: Жигули, Присурье, Щелоковский Хутор, Зеленый Город, Выкса, Керженец и Кудьма.

С помощью данных соседних 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.

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. очерк 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. эвритопами 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 (субэвритопа): Присурье – мезо-гидроморфные хвойные леса нижних частей склонов водноледниковой равнины; Жигули – 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 листовенные леса днищ малых глубоко врезанных 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 лесных топогеосистем Поволжского региона. 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. В этом состоит явление биоклиматической полизональности топоэкосистем как форма их реакции на глобальные изменения климата (см. главу 4). 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.

Опыт *хорометрического ландшафтно-экологического прогнозирования* покажем на примере высокогорного южного Приэльбрусья. Данный район Приэльбрусья относится к числу наименее нарушенных человеком высокогорных территорий Центрального Кавказа. Объектом 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 (см. далее рис. 7.7 а, табл. 7.4). Каждый тип указанных фитоценозов был охарактеризован режимными микроклиматическими наблюдениями в летние сезоны 1980–1982 гг.

Соляная экспозиция является абиотическим фактором, предопределяющим всю структуру растительного покрова субальпийского пояса. Экосистемы наиболее резко различаются по их принадлежности к солнцепечным или, наоборот, теневым горным склонам. Сосновые леса, а также разнотравные и пестроовсяничные 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 «лавиновых» березовых криволесий с гу-

стым рододендронам в подлеске, которые затем быстро сменяются низкотравными альпийскими лугами.

7.3. Хорометрические прогнозные модели.

7.3.1. Основные черты климатических прогнозов. Гидротермические тренды на период до 2150 г. определены на период до 2150–2300 гг. по двум глобальным моделям семейства общей циркуляции атмосферы (AOGCMs) – модели HadCM3, версия A2 (Pope et al. 2000) и модели EGISS (Hansen et al., 2007 a, 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-гумидный 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 гг. По модели же EGISS выделены четыре этапа; 1985–2050–2100–2150–2300 гг. Базовым считается период инструментальных метеонаблюдений 1881–1985 гг., с конца которого собственно и началось современное глобальное потепление (Climate Change ..., 1996).

Модель HadCM3 дает повышение к концу XXI в. среднеиюльской температуры в Средневожском регионе на $5,5\text{--}7,0^{\circ}$ (табл. 7.1). Годовое количество осадков при этом изменится незначительно, поэтому коэффициенты атмосферного увлажнения будут повсеместно снижаться. В лесостепных районах Жигулей и Присурья экстремальное вековое падение $K_{\text{увл}}(1)$ составит с $0,95\text{--}1,07$ до $0,36\text{--}0,45$, 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 (ClimateChange ..., 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 EGISS) будет означать почти по всему бореальному экотону Волжского бассейна как общегодовое похождение, так и сокращение посезонного и годового количества осадков (табл. 7.2). 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.

7.3.2. 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. 4.1) изначально имеют летние запасы почвенной влаги, едва обеспечивающие сплошное распространение лесного покрова (см. табл. 5.10 и рис. 7.1, а). 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 2), стартовые запасы почвенной влаги уже были близки к третьему критическому уровню, почти исключая существование лесов (см. табл. 4.10). 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 7.1

Значения основных климатических параметров и соответствующие ландшафтно-зональные условия, прогнозируемые по расчетной модели HadCM3, Жигулевский низкогорной массив (Жигули)

Климатические параметры *)	Базовый период	Прогнозируемые сроки				
		2025 г.	2050 г.	2075 г.	2100 г.	2150 г.
$t_{\text{января}}$	-14,0	-12,6	-11,2	-8,1	-6,5	-8,0
$t_{\text{июля}}$	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 *)	Базовый период **)	Прогнозируемые сроки				
		2025 г.	2050 г.	2075 г.	2100 г.	2150 г.
$t_{\text{января}}$	-11,8 (-18,1)	-9,9	-8,6	-6,7	-4,4	-4,8
$t_{\text{июля}}$	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-Тerrasный заповедник						
Климатические параметры *)	Базовый период **)	Прогнозируемые сроки				
		2025 г.	2050 г.	2075 г.	2100 г.	2150 г.
$t_{\text{января}}$	-10,6 (-14,3)	-7,9	-7,4	-5,6	-2,7	-4,1
$t_{\text{июля}}$	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	1048	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 *)	Базовый период **)	Прогнозируемые сроки				
		2025 г.	2050 г.	2075 г.	2100 г.	2150 г.
$t_{\text{января}}$	-12,4 (-19,3)	-10,3	-9,3	-7,8	-5,2	-5,3
$t_{\text{июля}}$	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

*) Средние температуры: $t_{\text{января}}$ – января, $t_{\text{июля}}$ – июля; $r_{\text{год}}$ – годовое количество осадков; E_0 – годовая испаряемость. $K_{\text{увл}}(1)$ – коэффициент увлажнения Высоцкого-Иванова.

**) В скобках приведены данные, полученные для этого же периода по расчетной климатической модели.

Таблица 7.2

Модель EGISS. Отклонения климатических параметров от их базовых значений (по экспериментальным полигонам)

Полигоны	КувЛ базов.	2050 г.					2100 г.						
		$\Delta t_{\text{январь}}$	$\Delta t_{\text{июль}}$	$\Delta r_{\text{год}}$	$\Delta r_{\text{хп}}$	$\Delta r_{\text{тп}}$	КувЛ	$\Delta t_{\text{январь}}$	$\Delta t_{\text{июль}}$	$\Delta r_{\text{год}}$	$\Delta r_{\text{хп}}$	$\Delta r_{\text{тп}}$	КувЛ
ПТЗ	1.52	-1.3	-1.9	-67	-47	-20	1.785	-1.9	0	-18	-4	-14	1.5
Выкса	1.15	-1.3	-1.0	-62	-47	-15	1.394	-1.7	0.3	-18	-4	-14	1.036
Керженец	1.37	-1.1	-0.8	-67	-52	-15	1.407	-1.3	0.4	-25	-8	-17	1.244
Щелок. Хутор	1.29	-1.1	-0.8	-66	-52	-14	1.345	-1.5	0.4	-22	-7	-15	1.19
Жигули	0.95	-1.0	-0.5	-71	-60	-11	0.915	-1.6	0.4	-21	-7	-14	0.89
Зел. Город	1.29	-1.1	-0.9	-69	-54	-15	1.36	-1.4	0.4	-23	-7	-16	1.185
Присурье	1.07	-1.0	-1.0	-86	-71	-16	1.15	-1.6	0.3	-29	-12	-17	1.01
Кудьма	1.20	-1.1	-0.9	-68	-53	-15	1.27	-1.5	0.3	-22	-7	-15	1.11
Полигоны		2150 г.					2300 г.						
		$\Delta t_{\text{январь}}$	$\Delta t_{\text{июль}}$	$\Delta r_{\text{год}}$	$\Delta r_{\text{хп}}$	$\Delta r_{\text{тп}}$	КувЛ	$\Delta t_{\text{январь}}$	$\Delta t_{\text{июль}}$	$\Delta r_{\text{год}}$	$\Delta r_{\text{хп}}$	$\Delta r_{\text{тп}}$	КувЛ
ПТЗ	1.52	-0.9	0.5	-42	-18	-24	1,36	-1,5	0	-48	-22	-26	1.45
Выкса	1.15	-0.9	0.7	-52	-23	-19	1,00	-1,4	-0,2	-42	-21	-21	1.1
Керженец	1.37	-0.5	0.7	-43	-22	-21	1,154	-1,0	-0,1	-8	-20	-28	1.30
Щелок. Хутор	1.29	-0.7	0.7	-44	-24	-20	1,13	-1,1	-0,1	-6	-21	-25	1.24
Жигули	0.95	-1.1	0.6	-38	-22	-16	0,84	-0,6	0	-45	-19	-26	0.9
Зел. Город	1.29	-0.7	0.7	-44	-24	-20	1,11	-1,1	-0,1	-47	-21	-26	1.24
Присурье	1.07	-0.9	0.6	-49	-28	-21	0,953	-0,8	0.2	-53	-23	-30	0.99

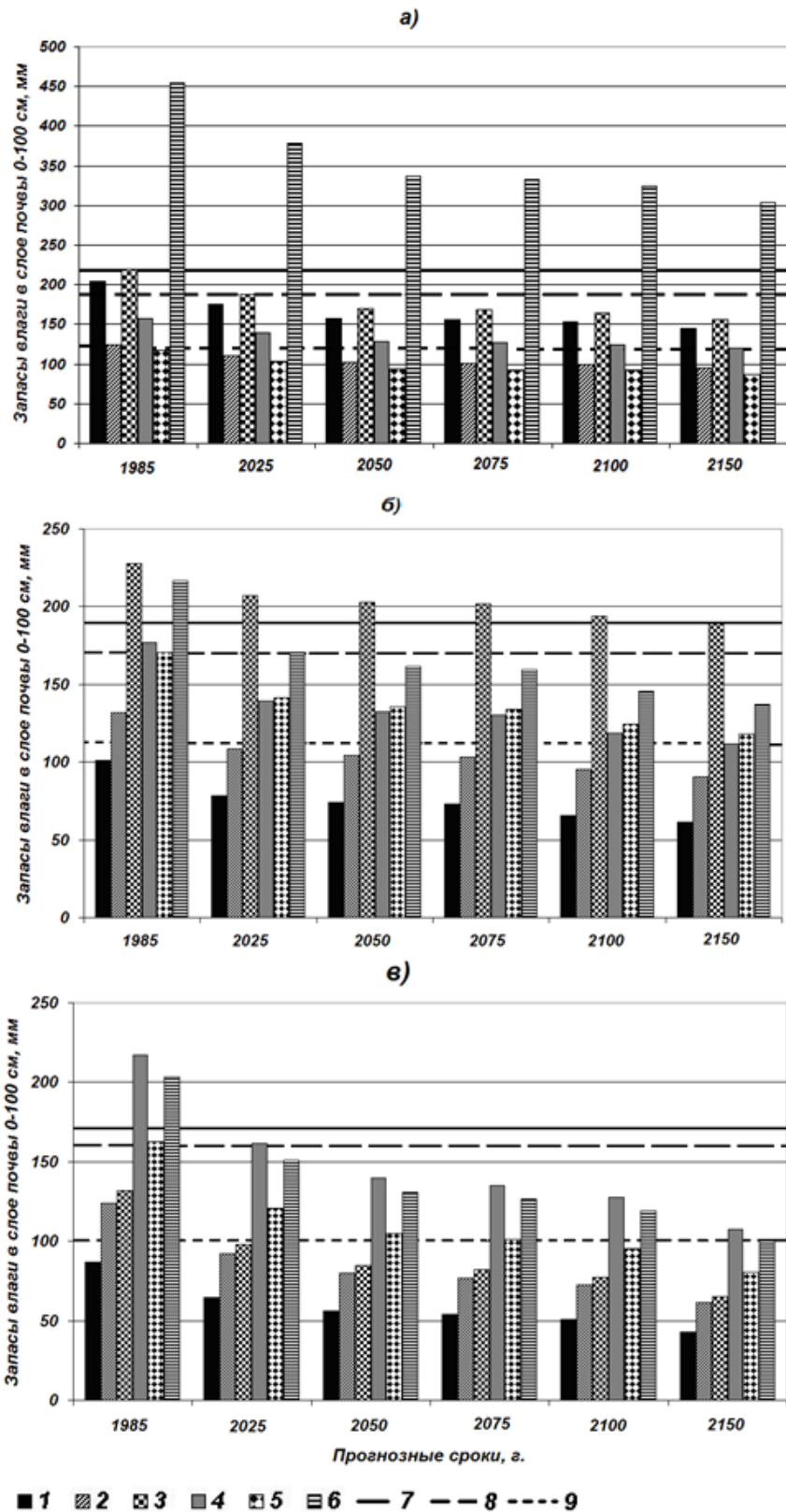


Рис. 7.1. Прогнозируемые изменения запасов продуктивной влаги в метровом слое почвы лесных экосистем в лесостепной зоне Среднего Поволжья, согласно глобальной климатической модели HadCM3

Экорегiónы: *а* – Кудьма (подзона широколиственных лесов); *б* – Присурье (подзона типичной лесостепи); *в* – Жигули (подзона южной лесостепи). 1–6 – группы ландшафтных фаций (см. табл. 4.1). Уровни июльских критических запасов продуктивной влаги в метровом слое почвы (см. табл. 4.10): 7 – первый; 8 – второй; 9 – третий

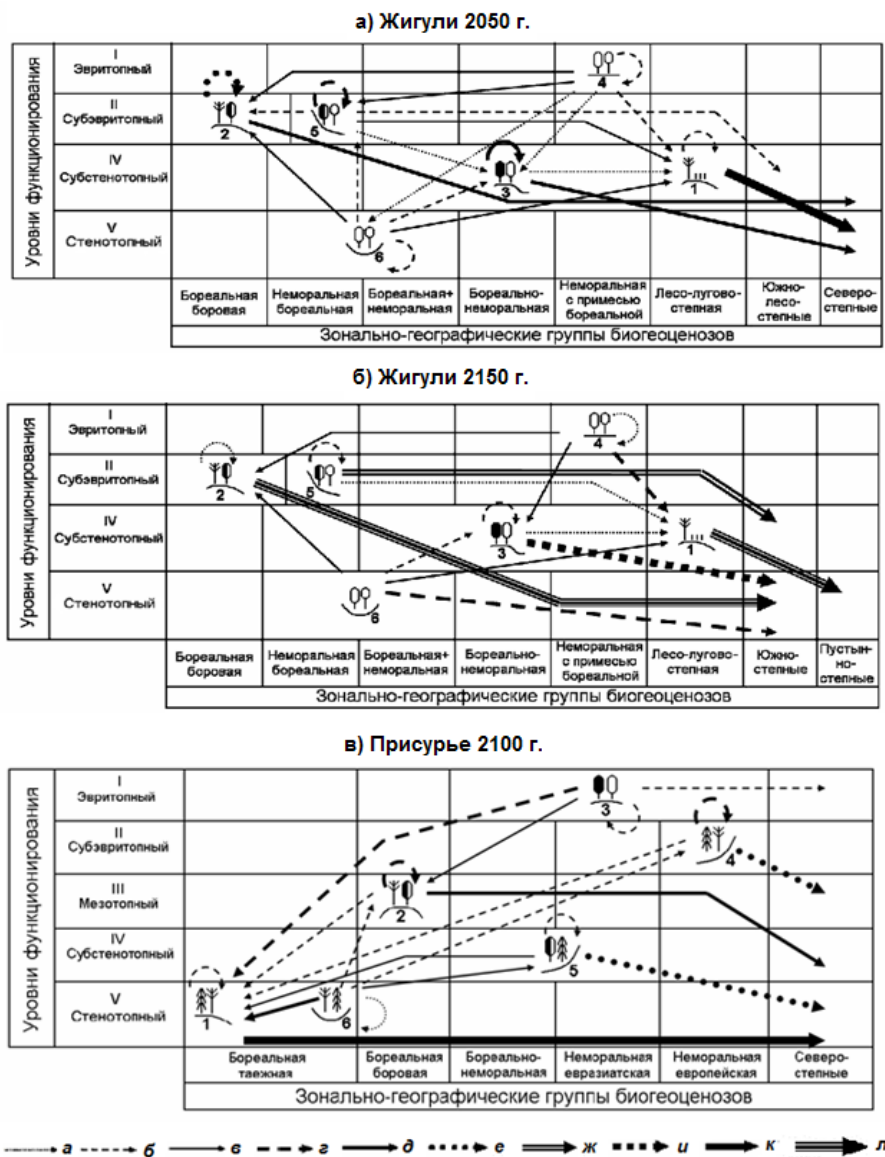


Рис. 7.2. Орграфы функциональных ландшафтно-экологических переходов, согласно прогнозно-климатической модели HadCM3 между группами биогеоценозов зонального экотона леса и степи, имеющих различную зональную принадлежность и находящихся на соответствующих уровнях базового функционирования

Условные обозначение групп биогеоценозов см. в табл. 4.1. 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

Таблица 7.3 (начало)

Прогнозируемые значения июльского влагосодержания метрового слоя почвы в основных группах лесных фаций при термоаридном тренде в различных зонально-региональных условиях Среднего Поволжья

Региональная экосистема	Группы фаций	Базовые значения	Прогнозные сроки, гг.				
			2025	2050	2075	2100	2150
1	2	3	4	5	6	7	8
Жигули	1	<u>87</u>	<u>72</u>	<u>54</u>	<u>51</u>	<u>43</u>	<u>25</u>
	2	<u>124</u>	<u>100</u>	<u>77</u>	<u>73</u>	<u>61</u>	<u>35</u>
	3	<u>132</u>	<u>115</u>	<u>72</u>	<u>77</u>	<u>65</u>	<u>40</u>
	4	217	180	135	128	108	80
	5	<u>162</u>	<u>140</u>	<u>101</u>	<u>95</u>	<u>80</u>	<u>45</u>
	6	203	<u>165</u>	<u>126</u>	<u>119</u>	<u>101</u>	<u>65</u>

Таблица 7.3 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
Присурье	1	<u>76</u>	<u>65</u>	<u>55</u>	<u>49</u>	<u>46</u>	<u>26</u>
	2	<u>99</u>	<u>85</u>	<u>67</u>	<u>60</u>	<u>55</u>	<u>30</u>
	3	<u>171</u>	<u>142</u>	<u>104</u>	<u>90</u>	<u>81</u>	<u>45</u>
	4	<u>130</u>	<u>120</u>	<u>86</u>	<u>76</u>	<u>69</u>	<u>40</u>
	5	<u>128</u>	<u>116</u>	<u>87</u>	<u>77</u>	<u>71</u>	<u>39</u>
	6	<u>162</u>	<u>137</u>	<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>	<u>97</u>	<u>85</u>	<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>	<u>167</u>	<u>156</u>	<u>146</u>	<u>116</u>
	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	<u>181</u>	<u>161</u>	<u>143</u>	<u>138</u>	<u>135</u>	<u>104</u>
	4	<u>160</u>	<u>143</u>	<u>126</u>	<u>123</u>	<u>120</u>	<u>93</u>
	5	254	231	<u>206</u>	<u>195</u>	<u>187</u>	<u>142</u>
	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. 4.10): *a* – светлый курсив с подчеркиванием; *b* – полужирный прямой; *c* – полужирный курсив с подчеркиванием.

В целом по среднему Поволжья огаждаются весьма высокие показатели аридизации почвы в лесных экосистемах (табл. 7.3). Так, в типичной лесостепи (экорегion Присурье) запасы летней продуктивной влаги в почве к 2075 г. должны снизиться в целом до 65–70% от базовой нормы (см. рис. 7.1, 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 пологовогнутых склонов (группа 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. 7.1 а), где стартовые значения параметра (*W-100*) находятся уже ниже третьего критического рубежа (см. табл. 7.3).

Наибольшему иссушению подвергнутся почво-грунты Жигулевского массива, особенно лесных сообществ семиаридной плеяды (группы фаций 1 и 2; см. рис. 7.1, в) а также почвогрунты ксероморфных лишайниково-зеленомошных сосновых лесов песчаных водораздельных гряд и холмов в экорегionaх 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 дву-

кратным. По летнему влагосодержанию почвы сосново-широколиственные леса Жигулей перейдут гидроэдафические рубежи своего существования даже в виде редколесий, а ле-

со-лугово-степные сообщества начнут трансформироваться в южную сухую, а затем и опустыненную степь.

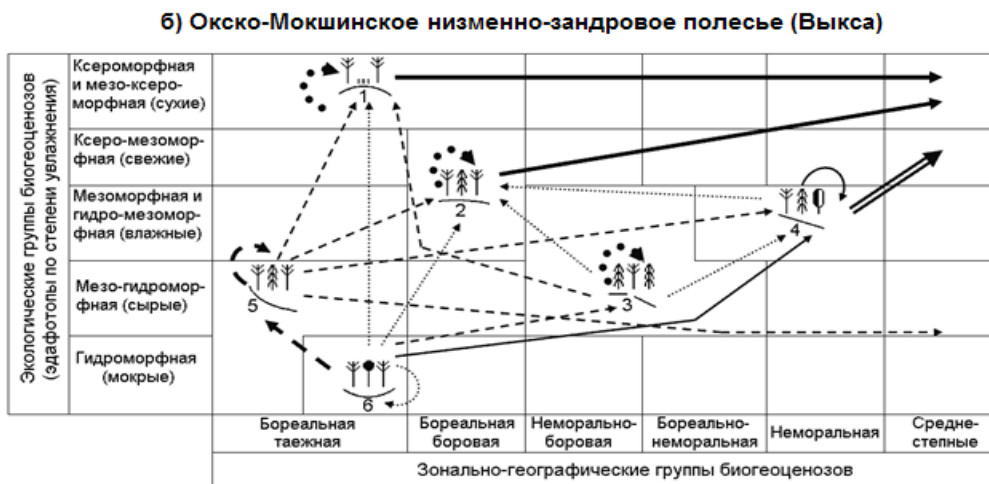
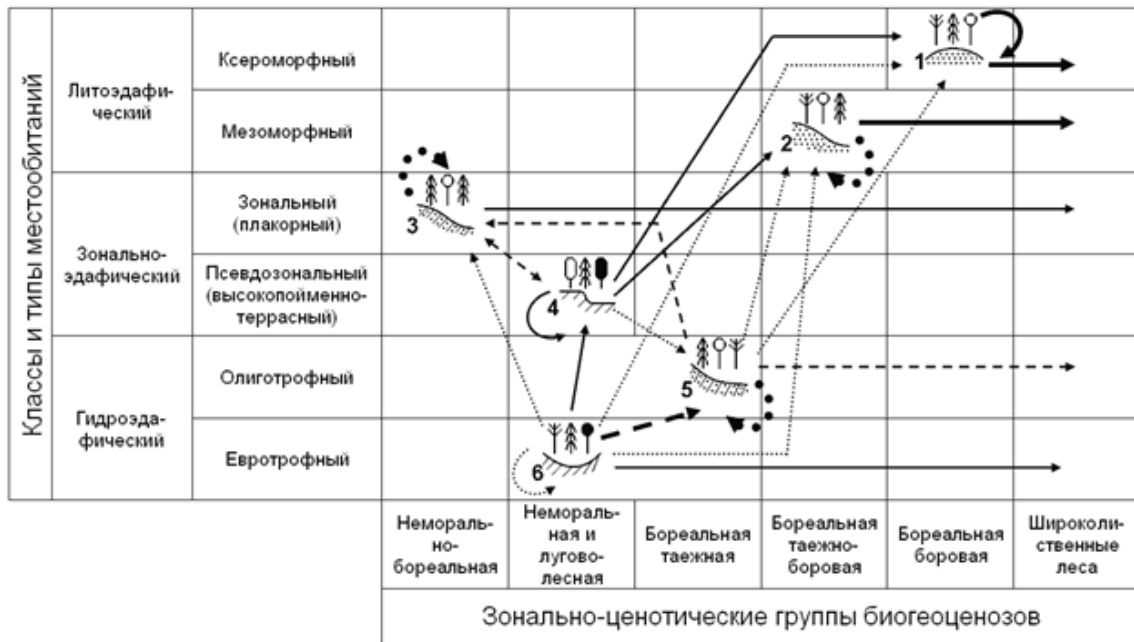


Рис. 7.3. Орграфы функциональных ландшафтно-экологических переходов на 2100 г., согласно модели HadCM3 между группами неморальнолесных и бореальных биогеноценозов Окско-Волжского Правобережья, имеющих различную зональную принадлежность и приуроченных к соответствующим типам местоположений и местообитаний (продолжение см. на следующей странице)

Группы биогеноценозов экосистемы «Выкса»: 1 – сосняки чистые и с елью лишайниковые и вейниково-зеленомошные на вершинах песчаных гряд; 2 – елово-сосновые леса майниково-брусничные на полого-волнистых супесчаных водоразделах; 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 ольшоники долгомошно-сфагновые в междуречных западинах и долинах ручьев. Остальные обозначения см. в табл. 4.1 и на рис. 7.2

2050 г.



2150 г.

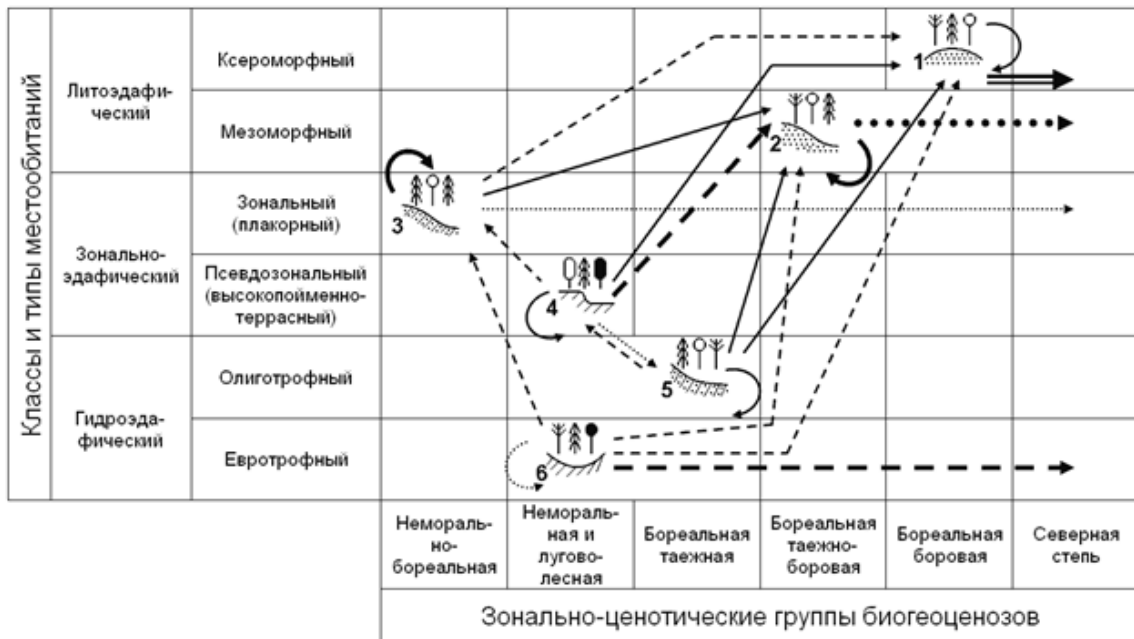


Рис. 7.4. Орграфы функциональных ландшафтно-экологических переходов, согласно модели HadCM3, между группами бореальнолесных биогеоценозов Заволжско-Керженского низменного моренно-зандрового поlessья, имеющих различную зональную принадлежность и находящихся в соответствующих условиях местообитания
Условные обозначения см. в табл. 4.1 и на рис. 7.2

Аналогичная судьба ждет сосново-широколиственные леса присурской водноледниковой равнины (группу фаций 2, см. рис. 7.2 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 по-

ловины 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. 7.2 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. 7.3 и рис. 7.4 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.

7.3.3. Прогнозные сценарии преобразований лесных экосистем.

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 вла-

госодержания почвы уже на первом прогнозном шаге. Функциональная устойчивость бореальных и неморальных лесных сообществ может быть существенно нарушена (см. рис. 7.2–7.4). 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 «полусов» ландшафтных сопряжений: с одной стороны, плакорные мезоморфные дуболипняки (группа фаций 4), а с другой – мезогидроморфные лиственные леса днищ малых долин, а также примыкающие к ним дуболипняки и осинники нижних и средних частей несолнцепечных склонов (группы 3 и 5, см. рис. 7.2 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. 7.2 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. 7.2 в). В целом для теневых широколиственных 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 двух-уровневой (регионально-локальной) системы ландшафтных сопряжений в Нижегородском Предволжье (рис. 7.3 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. 7.4) отличается от зоны лесостепи более высокой устойчивостью лесных биогеоценозов к глобальному потеплению (рис. 7.3 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 какновый (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 неморальнолесного 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 зандровых полесий (см. Коломыц и др., 1993), в том числе и в Присурском, Окско-Мокшинском и Керженском зандрах, что будет вызвано главным образом легким механическим составом полес-

ских 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 гг. 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).

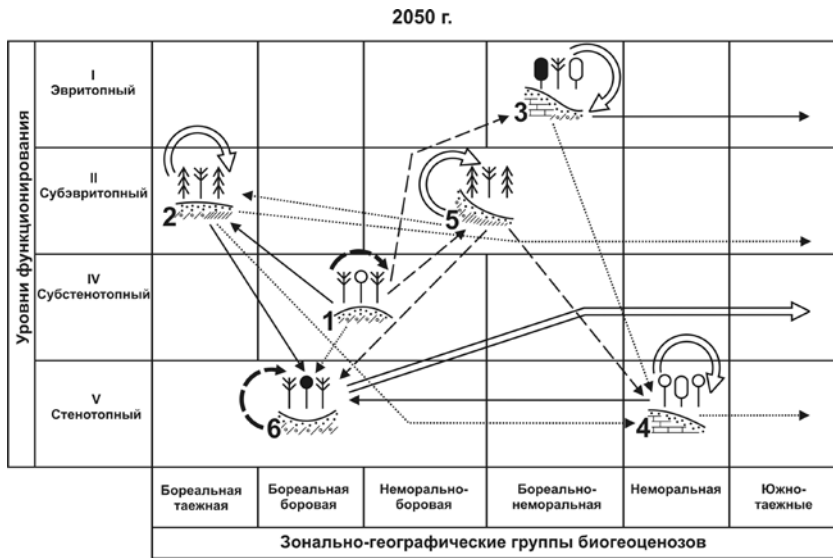
Прогнозируемые нами локально-региональные сценарии вполне согласуются также с глобальными сценариями природной зональности, которые получены по различным моделям, в том числе по модели GISS, для случая удвоения концентрации CO₂ в атмосфере (Emanuel et al., 1985; Leemans, 1992), т.е. для 2050 г. Составленные 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» 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 климатической 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.

Климатическая модель EGISS. Холодно-аридный климатический тренд (по модели

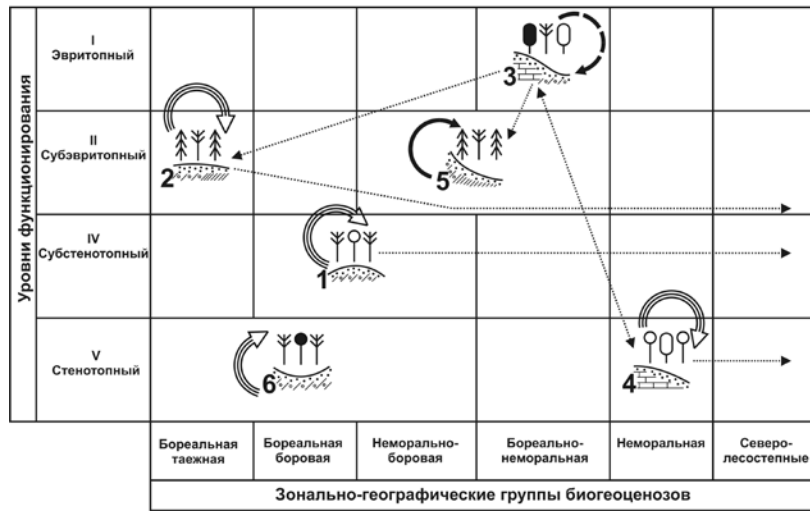
EGISS) должен вызвать в целом обратную картину функционально-структурных преобразований лесных экосистем Волжского бассейна по сравнению с описанными выше закономерностями. Рассмотрим наиболее яркий пример с экорегионом Приокско-Террасного заповедника (рис. 7.5). Здесь к 2050 г. на фоне общей достаточно 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 кислотно-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. 7.5 а). 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 западинами, 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. Слабые выраженные южнотаежные признаки (до 6–9%) проявятся также и в остальных биогеоценологических группах лесов данного экорегиона.

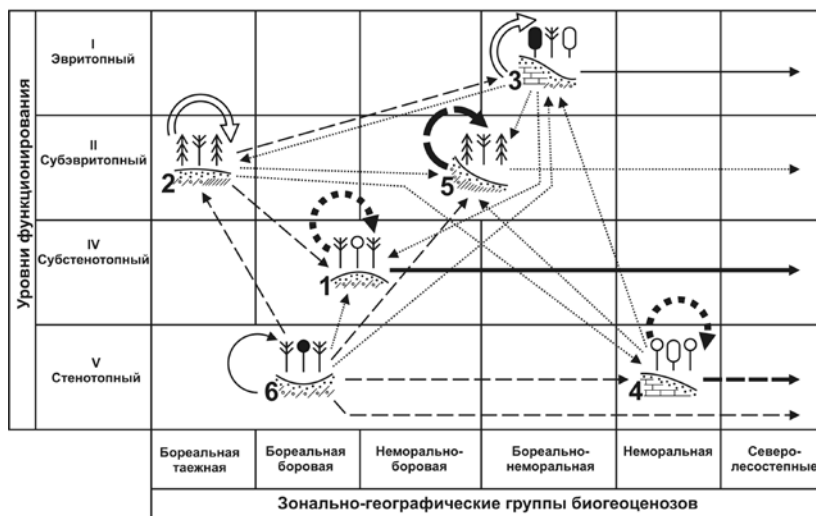
Таким образом, даже относительно небольшой холодно-аридный климатический сигнал, со сменой годового коэффициента увлажнения Высоцкого-Иванова с 1,52 до 1,78–1,79, способен вызвать весьма заметный, хотя и достаточно локализованный, процесс распространения лесных и лесо-болотных ассоциаций южной тайги вплоть до южной границы подтаежной зоны.



а)
2100 г.



б)
2150 г.



в)

(продолжение рисунка на следующей странице)

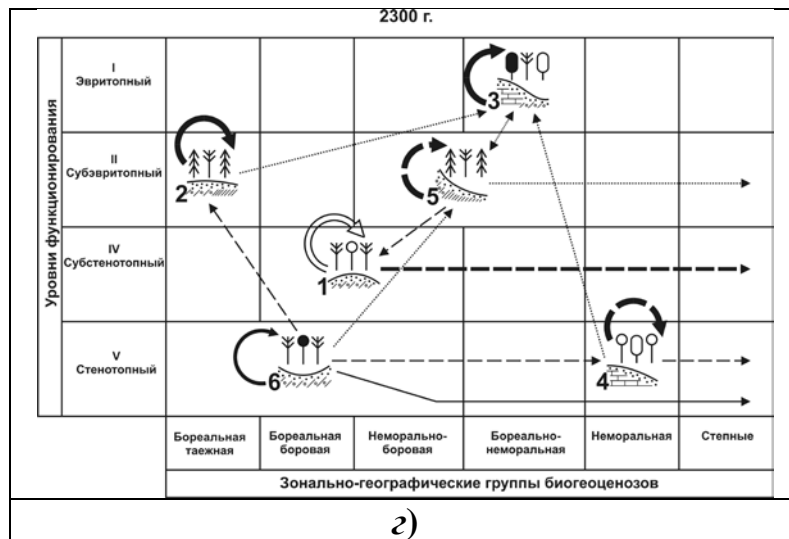


Рис. 7.5. Экорегион Приокско-Террасного заповедника. Орграфы функциональных ландшафтно-экологических переходов, согласно прогнозно-климатической модели EGISS, между группами фаций (биогеоценозов), имеющих различную зональную принадлежность и находящихся на различных уровнях базового функционирования
 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. 4.1

К 2100 году, когда по модели EGISS условия атмосферного увлажнения приблизятся к современным (см. табл. 7.2), заметно усилится стабилизация биогеоценологических групп, со слабо выраженными отклонениями от базовых состояний (см. рис. 7.5 б). 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 мезогидроморфными 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. 7.5 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. 7.2 и рис. 7.5 з).

7.3.4. 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 (Будыко, 1980; Величко и др., 1983; Величко, Климанов, 1990; Предстоящие изменения..., 1991 и др.) рассматриваются обычно два таких наиболее хорошо изученных палеоаналога – атлантический и/или суббореальный периоды голоцена (средний голоцен, 2,5–7,5 тыс. л. н.) и оптимум микулинского межледниковья (120–30 тыс. л. н.). Гораздо более схематичны (Борзенкова, 1992; Зубаков, 1993) палеогеографические сценарии 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 гидротермических и ландшафтно-зональных условий атлантического периода голоцена для всех рассматриваемых региональных экосистем Волжского бассейна (табл. 7.4). Сопоставление этой реконструкции с прогнозными сценариями показало следующее.

Таблица 7.2

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. 7.1.

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.

Верификация прогнозного ландшафтно-зонального сценария, полученного по более экстремальной модели HadCM3 показывает, что гидротермические условия среднего голо-

цена почти по всему Волжскому бассейну наступят в 2030–2040 гг. и только в западных районах средней Оки они возникнут на десятков лет позднее. Иными словами, согласно данной модели ландшафтно-зональные системы Волжского бассейна должны функционировать уже на первом прогножном 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.

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 расти-

тельного 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 органо-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. 7.5 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 гг.), 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 значе-

нию на 2050 г., с развитием широколиственных лесов на месте современной подтайги.

В районе Владимирского ополья (по среднему течению р. Клязьмы) зональные гидро-термические 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 климата..., 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 внутриконтинентальный районов умеренных широт при глобальном потеплении – характерное биоклиматическое явление, которое было свойственно геологическому прошлому и прогнозируется на будущее. Согласно (Ясаманов, 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 очерке 2. На ареалограммах флор микулинского климатического оптимума, представленных в работе (Гуртова, Фаустова, 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).

Таблица 7.3

Реконструкция гидротермических и ландшафтно-зональных условий оптимума микулинского межледниковья для некоторых районов Волжского бассейна и его западного окружения

Климатические параметры *)	Районы				
	Ярославское Верхневолжье	Среднее Прикамье	Северное Подмосковье	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. 7.1.

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 палеокатанам Приуралья и Русской платформы (Климат в эпохи..., 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-климатические 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 30–50 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 климата..., 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 ма-

териалов 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 50-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.

7.4. Хорометрическая прогнозная модель

7.4.1. Систематизация материалов наблюдений и построение модели. Как уже говорилось, данная модель была создана по материалам режимных микроклиматических наблюдений, проведенных на 8 опытных площадках по поперечному профилю через высокогорное ущелье Адьлсу в южном Приэльбрусье.

Следует подчеркнуть, что если для равнинных территорий умеренных широт ведущим звеном передачи глобально-региональных климатических сигналов на топологический уровень 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 растительных формаций Кавказа (Гребенщиков, 1974). На микроклиматиче-




ских площадках проводились измерения температур воздуха (в стационарных метеобудках с термометрами и самописцами) и почвы (по коленчатым и вытяжным термометрам). Для каждой площадки (табл. 7.6) были получены линейные уравнения связей температур воздуха и почвы (на разных глубинах), что позволило перейти от климатического прогноза (по глобальной модели EGISS) к прогнозу экологическому.

Трансформированные путем специальных расчетов (см. Залиханов и др., 2010) на региональный уровень глобальные климатические сценарии по модели EGISS показали, что 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. 7.7). Эти цифры достигают нижнего предела (1,5°) глобального потепления в целом по Земному шару, прогнозируемого по сценарию удвоения концентрации CO₂ в атмосфере (Глобальное ..., 1993). Средняя температура июля к 2050 и 2100 гг. в целом так же возрастет, хотя и несколько меньше, чем январская температура ($\Delta t_{\text{июль}} = 0,8–1,0^\circ$).

Количество осадков в холодную часть 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 (диапазоном от –40 до –9 мм). Таким образом, глобальная климатическая модель EGISS прогнозирует развитие в высокогорьях Большого Кавказа термоаридного тренда, который должен быть выражен наиболее устойчиво в вегетационный период. Термоаридизация данной биоклиматической системы данного региона 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° С эквивалентны изменению количества осадков теплового периода на 130–150 мм. Очевидно, прогнозируемые e-гиссовской моделью изменения осадков для высокогорий Центрального Кавказа не могут иметь такого экологического значения, как повышение летних и зимних температур.

Таблица 7.4

Многолетние июльские нормы среднесуточной температуры воздуха и дневных температур почвы на площадках микроклиматических наблюдений, проведенных в 1980–1982 гг. в ущелье р. Адылсу (см. рис. 7.7а) *)

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-пестроовсяницевый луг (2750)		7.2 (8.8)	5.7 (7.0)	4.3 (5.3)	8.3

*) Приведение температур к многолетней норме осуществлено по ст. Терскол. В скобках – июльские температуры почвы, наблюдавшиеся в наиболее теплый летний сезон 1980 г.

Таблица 7.5

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, °С		Среднее количество осадков, мм в год	
		января	июля	холодного периода	теплого периода
Субальпийские лесокустарничково-луговые	2150	-8.7	11.5	277	721
		1.1	0.8	-1	-13
		1.4	0.9	-5	-23
Альпийские кустарничково-луговые	2785	-10.8	7.8	294	806
		1.1	0.9	3	-14
		1.4	0.8	-6	-24

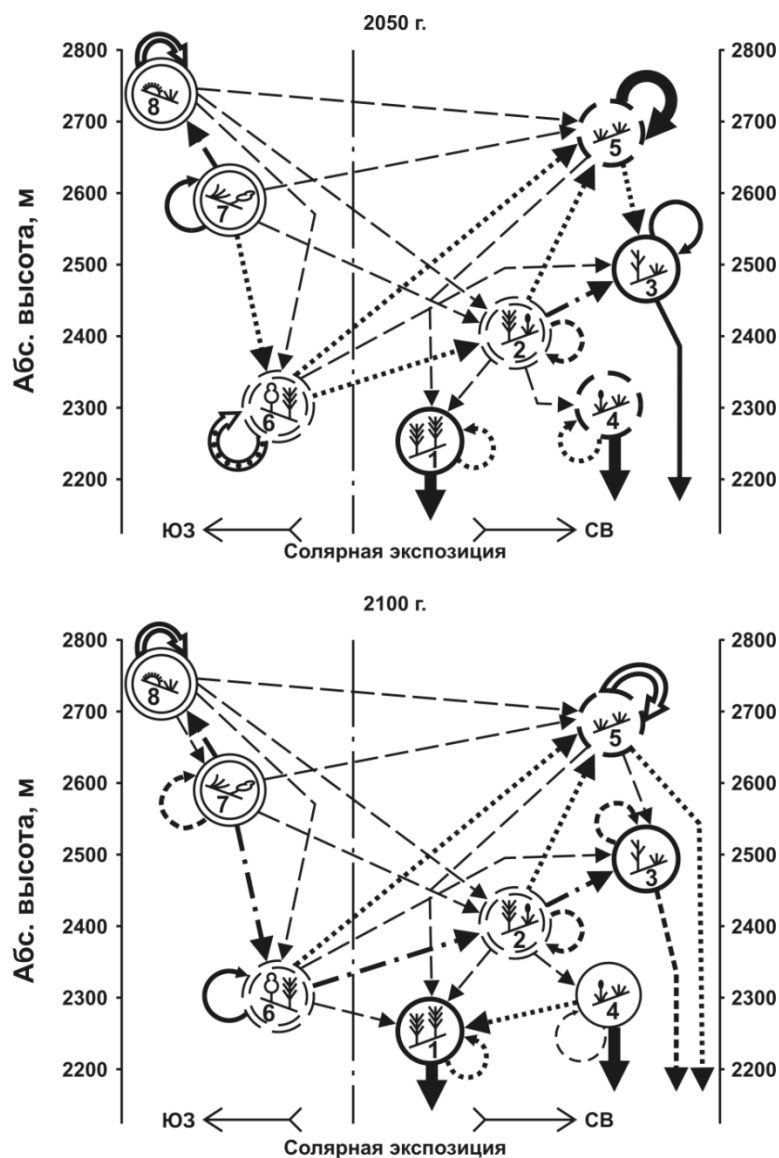


Рис. 7.6. Южное Приэльбрусье. Полигон Адылысу. Орграфы структурно-функциональных переходов на два прогнозных срока, согласно климатической модели E GISS, между типами фитоценозов (1–8, см. табл. 7.4), находящихся на склонах разной солнечной экспозиции и на различных абсолютных высотах

Транзитные экотипы луговых сообществ: *a* – абсорбенты; *b* – субабсорбенты; *v* – мезотропы; *z* – субредуценты; *d* – редуценты. Вероятности стабилизации P_{ii} и взаимных переходов P_{ij} см на рис. 7.5

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 $14,7^{\circ}$, $12,9^{\circ}$ и $10,9^{\circ}$, 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 фитоценологических переходов на сроки 2050 и 2100 гг. (рис. 7.6).

По завершению аналитического этапа фито-экологического прогноза было произведено крупномасштабное картографирование будущих состояний растительности полигона Адылсу на прогнозируемый срок 2050 г. (табл. 7.7 б), когда в высокогорьях Центрального Кавказа ожидаются наиболее резкие изменения средних температур июля (см. табл. 7.5). Прежде всего, с помощью методов геоморфометрии существенно увеличили пространственное разрешение полей базовых среднеиюльских температур воздуха и почвы. Одновременно производилась идентификация выделенных ранее на местности растительных комплексов с восьмью типами фитоценозов (см. табл. 7.4). Тем самым удалось добиться, чтобы прогнозная геоботаническая карта полигона была адекватна аналитической модели фитоценологических трансформаций.

7.4.2. Прогнозные сценарии трансформации фитоценозов. Согласно модели E GISS, по ущелью Адылсу на солнцепечных склонах ожидаются наиболее резкие фитоценологические переходы – как по их числу, так и по интенсивности (см. рис. 7.6). Это будет обусловлено повышенным здесь исходным разнообразием растительных сообществ, что и определит неоднозначную локальную реакцию на один и тот же фоновый климатический сигнал. В системе прогнозируемых трансформаций доминирующее положение займут ассоциации двух типов (табл. 7.8): 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 Адылсу.

На солнцепечных склонах наибольшие преобразования произойдут, по-видимому, в верхней экотонной полосе сосновых лесов (пл. 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 (пл-ки 1 и 4). Они на 85–90% и более начнут приобретать облик своих верхнегорных (а возможно и среднегорных) семиаридных аналогов.

На теневых склонах ущелья Адылсу 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 фитоценологические переходы, но и начнут преобразовываться в состояния, прообразами которых служат современные сообщества противоположного, солнцепечного склона (см. рис. 7.6). 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. 7.8 и рис. 7.7). 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 олуговелых редколесий.

Таблица 7.6

Полигон Адылсу. Меры стабилизации фитоценотических групп (P_{ii} , 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 EGISS

Типы высокогорных ассоциаций	Типы высокогорных ассоциаций (см. табл. 7.4)								Верхнегорные сообщества (экстразональные)	Транзитный индекс, S_k^{t*}	Суммарная вероятность и время преобразований (в числах лет)	
	 1	 2	 3	 4	 5	 6	 7	 8			P_i	$\tau(P_{ii})$
 1	0.122	0	0	0	0	0	0	0	0.878	1.13 (A)	0.878	68.3
 2	0.168	0.483	0.416	0.096	0.320	0	0	0	0	0.93 (CP)	0.517	116.0
 3	0.07	0	0.578	0.048	0	0	0	0	0.945	1.20 (A)	0.422	142.2
 4	0	0	0	0.083	0	0	0	0	1.000	1.07 (CA)	0.917	65.4
 5	0.325	0	0.606	0.023	0.825	0	0	0	0.046	1.07 (CA)	0.175	342.9
 6	0.001	0.482	0.103	0	0.351	0.649	0	0.063	0	0.93 (CP)	0.351	170.9
 7	0	0.053	0	0	0.053	0.419	0.527	0.476	0.001	0.80 (P)	0.473	126.8
 8	0	0.401	0	0	0.175	0.424	0	0.772	0	0.87 (P)	0.228	263.2

*¹) Экотипы ассоциаций: А – абсорбенты; СА – субабсорбенты; М – мезотропы; СР – субредуценты; Р – редуценты.

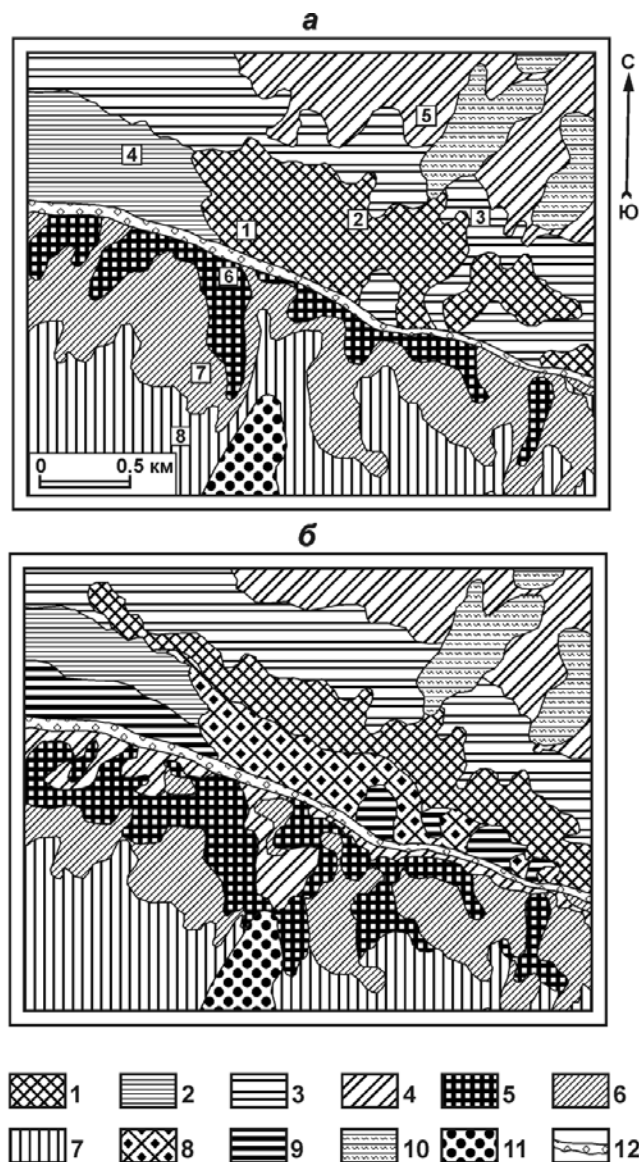


Рис. 7.7. Геоботанические карты экспериментального полигона Адьлсу: а – базовая; б – прогнозная на срок 2050 г., по модели E GISS

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 Кашкаташ; 12 – русло и пойма р. Адьлсу. Цифры в квадратах (1–8) означают номера микроклиматических площадок

7.5. 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 биоэколо-

гического 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 физиче-

ской географии, приоритет в становлении которого принадлежит плеяде выдающихся отечественных естествоиспытателей: Б.Б. Полынову, 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, а также у верхней границы леса в горах.

8. БИОЛОГИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ И УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ЛЕСНЫХ ЭКОСИСТЕМ ПРИ ГЛОБАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА

8.1. Глобальное потепление и биологический круговорот

8.1.1. 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 натуральных 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 очерках 6 и 7 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.

гии (Раменский, 1971; Сочава, 1974). «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 (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 топоэко-систем, 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 гг. по специально разработанной методике на пяти экспериментальных полигонах: Жигули, Присурье, Зеленый Город, Выкса и Керженец, – каждый из которых характеризовал определенную *региональную экосистему* (см. очерк 4). В пределах каждой региональной экосистемы было выделено шесть фациальных групп (см. табл. 4.1), 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. очерк 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 EGISS (Hansen et al., 2007 a, b). Как уже говорилось (см. очерк 7, раздел 7.2), 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.

8.1.2. 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. 8.1. 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 градиенты 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».

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. 8.1, рис. 8.1 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.

Термоэдафический фактор действует на автотрофный биогенез менее определенно, чем фактор гидроэдафический. 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 $8–9^{\circ}$ до $13–14^{\circ}$. Соответственно падают и запасы древесины (см. рис. 8.1 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. 8.1 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 лишней перекроется тем его гораздо большим количеством, которое будет накапливаться в атмосфере за счет интенсивного разложения гумуса (рис. 8.1 з) и резкого снижении продуктивности лесов (см. рис. 8.1 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. 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

Таблица 8.1

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	Пара- метры	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
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	
$y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2$	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
		HU	16,34	-0,2402	0,07426	-	0,713	0,508	0	6,51
	Выкса	HU	14,67	0	0,101	-	0,569	0,324	0	9,41
$y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_1^2$	Керженец	ML	88,39	-15,03	0,7225	-	0,575	0,331	$0,5 \cdot 10^{-3}$	8,85
$y = b_0 + b_1x_2 + b_2x_2^2$	Жигули	ML	44,08	-0,3611	0,00091	-	0,699	0,483	0	17,75
		HU	82,54	-0,3988	0,00519	-	0,781	0,61	0	42,0
	Присурье	BR	89,85	-0,5429	0,001192	-	0,764	0,584	0	10,0
		Выкса	BR	65,69	0,01385	0,0006547	-	0,67	0,449	$0,1 \cdot 10^{-3}$
	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
		BR	1,768	26,26	-	-	0,614	0,377	0	12,25
		WD	-0,8296	38,68	-	-	0,506	0,256	0	12,56
	Зеленый Город	ML	-0,08453	35,08	-	-	0,506	0,256	0	16,0
		WD	-4,389	64,63	-	-	0,642	0,412	0	7,0
	Выкса	ML	-0,3274	46,81	-	-	0,798	0,637	0	15,73

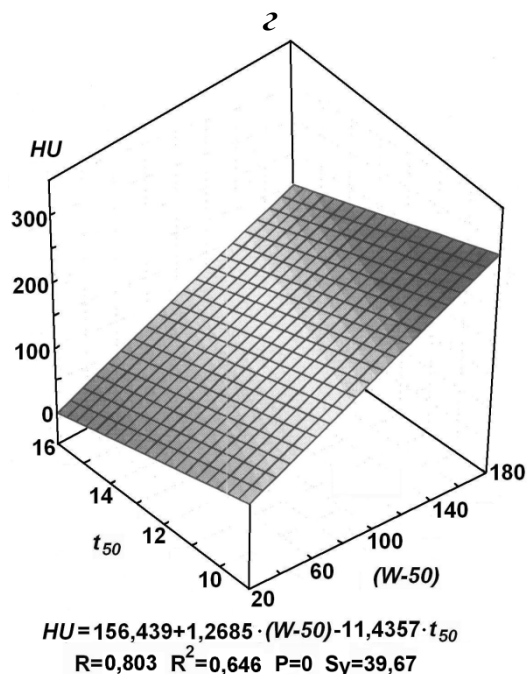
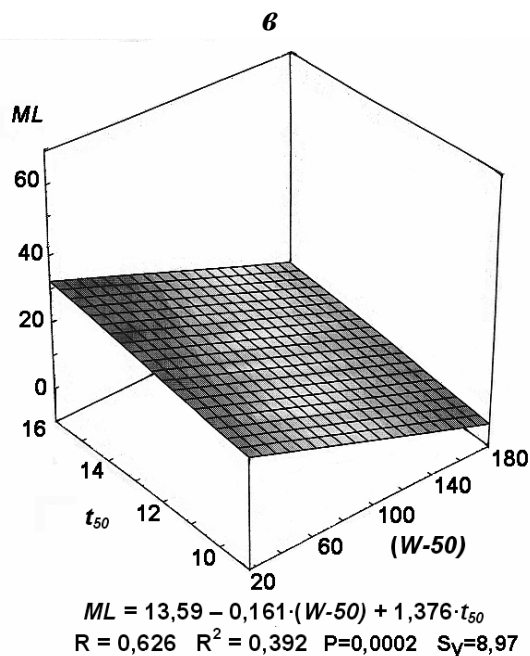
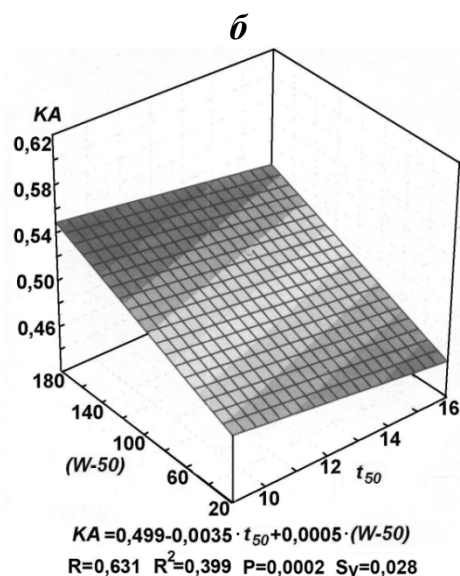
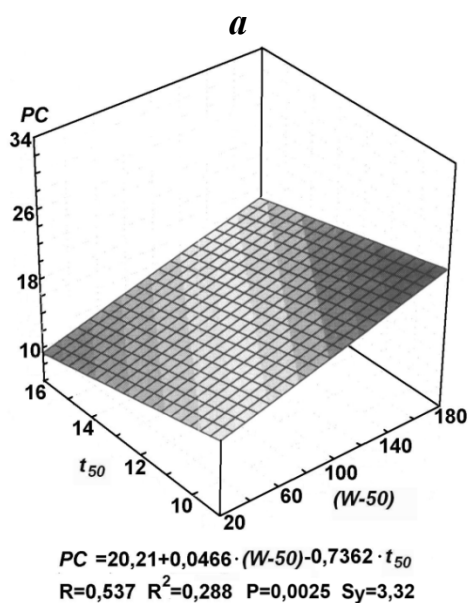


Рис. 8.1. Дубравы и сосняки Жигулевского низкогорного массива. Линейные поверхности распределения параметров продукционной (а, б) и детритной (в, г) ветвей биологического круговорота в пространстве почвенных гидротермических факторов

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 тако-

вой у наиболее продуктивных плакорных липовых дубрав. В то же время ксероморфные биогеоценозы: остепненные сосняки песчаных дюн, – почти не изменяют 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 7, табл. 7.1), 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. 8.2 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 $10,5-11,5^{\circ}$ до $14-15^{\circ}$ 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: ТА, А и СА 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 влагосодержания почвы в песчаных борových и сложных сосня-

ках 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 междуречных 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. 4.4), наиболее чувствительными к термаридному климатическому тренду оказываются также высоко гидроморфные биогеоценозы (см. рис. 4.5). Даже в этом семигумидном регионе аридизация почвы вызовет снижение суммарной годичной продуктивности лесов (с резким падением KR), 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, а не повышение температуры почвы.

Запасы гумуса в верхних слоях почвы находятся в обратно пропорциональной зависимости от влагосодержанием почвы, поэтому 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 (см. рис. 4.5 в). Это увеличение бу-

дет максимальным в наиболее гидроморфных биогеоценозах. С возрастом леса это сокращение будет расти и достигнет максимума в перестойных лесах.

Таким образом, 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).

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 было 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;]. 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. 8.2 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 *термоаридный 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 (Перельман, 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 (Перельман, 1975).

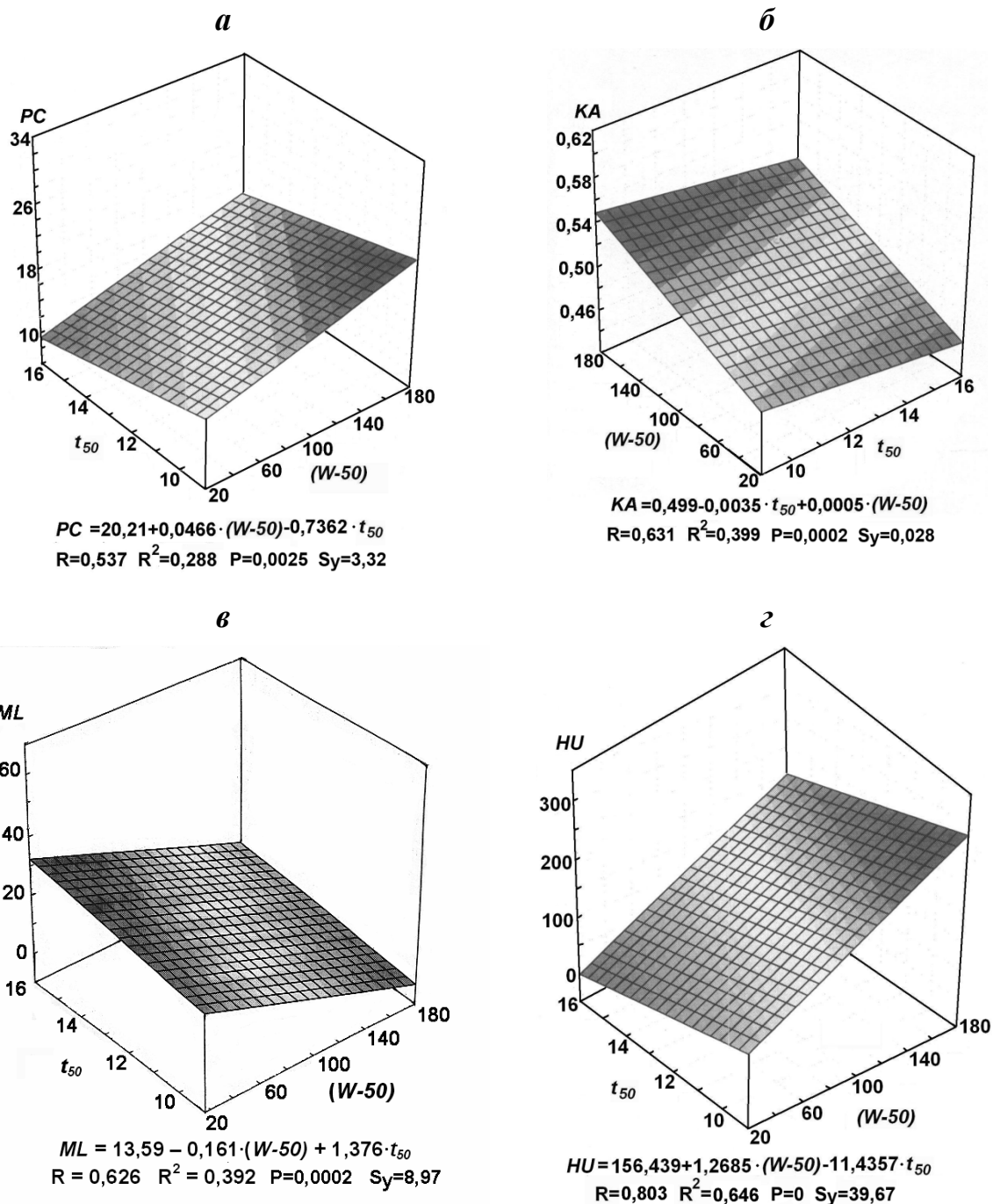


Рис. 8.2. Смешанные леса возвышенной моренно-зандровой равнины Нижегородского Предволжья (экорегиион Зеленый Город). Линейные поверхности распределения параметров продукционной (а, б) и детритной (в, г) ветвей биологического круговорота в пространстве почвенных гидротермических факторов

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 $(W-50) \geq 100$ 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 середине XXI в., а по модели HadCM3 – наступит уже к 2030 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. 8.1 в). С увеличением *ML* возрастают подстилочно-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. 8.1 з) и резкого снижении 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. 8.2 в, з). Соответственно значительно уменьшается подстилочно-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.

8.1.3. Движущие силы климатогенных сукцессий. На основе результатов градиентного анализа сформулирована общая *схематическая 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 биогеоценозе 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; Герасимов, 1985; Глазовская, 1981, 1992). 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.

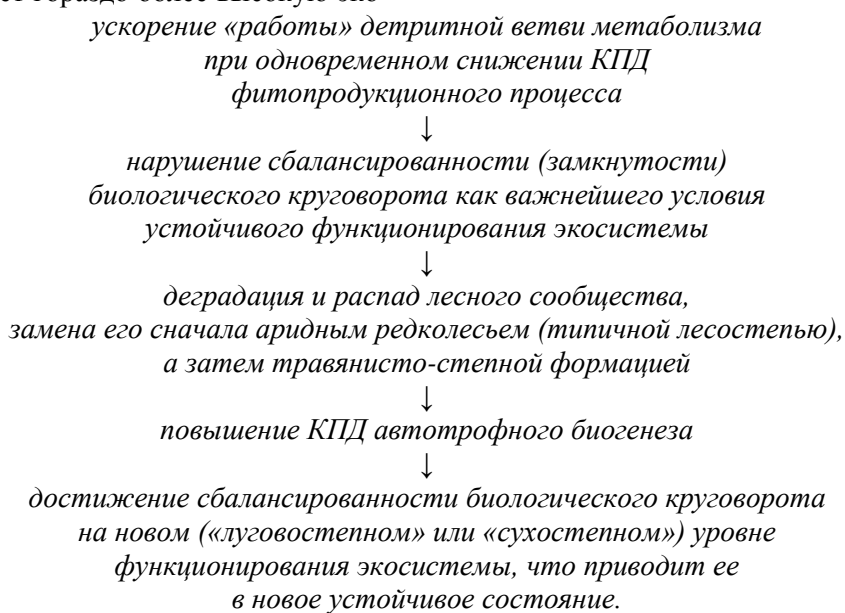
Очевидно, при термоаридном тренде новый уровень сбалансированности может быть достигнут только заменой лесного сообщества сначала лесо-лугово-степным, а затем и степным, что и продемонстрировано на орграфх прогнозируемых ландшафтно-экологических переходов для Жигулевского массива (см. главу 7, рис. 7.2 а, б). При резко выраженном гидротермическом сигнале, который 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).

Как установлено экспериментально (Биота основных..., 1976; Герасимов, Грин, 1976), степная гео(эко-)система отличается от лесной многократным повышением отношения PC/BC , т.е. имеет гораздо более высокую эко-

логическую 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 эвапотранспирации), 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 а), 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. Дендрохронологические исследования (Битвинская, 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:



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 широколиственные леса, распространенные ныне на теневых и нейтральных склонах (см. рис. 7.2 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. 7.3 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 хронологических 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 ни чем иным как обратным прочтением фундаментальной неодокучаевской парадигмы в почвоведении «почва–генезис–среда», по И.П. Герасимову (1986).

8.2. 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). 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; Заварзин, 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. Исследования же поведения локальных экосистем в условиях меняющегося климата весьма немногочисленны. Среди них известны так называемые «островные» патч-модели – “patchmodels” (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 выражаются в наличии «пиков» (sinks – «ямы» по отношению к депозиту) и «воронков» (stocks – запасы по отношению к депозиту) эмиссии CO_2 в зрелых лесных эко-

системах. 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 могут быть весьма полезны в региональных исследованиях.

8.3. 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 нами выявлены с помощью описанной выше гидротермической ординации дискретных параметров биологического круговорота в лесных экосистемах в различных зонально-региональных и локальных условиях (см. раздел 8.1.2).

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 предста-

вить 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) экологии, 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:

$$\Delta F_a = \Delta R_m - \Delta C(NPP), \quad (8.1)$$

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:

$$\Delta F_a = \Delta C(WD) + \Delta C(ML) + \Delta C(HU) - \Delta C(BS) - \Delta C(BV) - \Delta C(BR). \quad (8.2)$$

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 теллермановского..., 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 биогеоце-

нозами 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.

Таблица 8.2

Прогнозируемые климатические параметры для различных сроков по трем типам гидротермических трендов, согласно моделям HadCM3 (версия A2) и EGISS

Прогнозная модель HadCM3

Полигон	Базовый $K_{\text{увл}}$	2075 г. (термоаридный тренд)				2150 г. (термоаридный тренд)			
		$\Delta t_{\text{янв}}$	$\Delta t_{\text{июл}}$	$\Delta r_{\text{год}}$	$K_{\text{увл}}$	$\Delta t_{\text{янв}}$	$\Delta t_{\text{июл}}$	$\Delta r_{\text{год}}$	$K_{\text{увл}}$
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 EGISS

Полигон	Базовый $K_{\text{увл}}$	2050 г. (холодно-гумидный тренд)				2200 г. (термогумидный тренд)			
		$\Delta t_{\text{янв}}$	$\Delta t_{\text{июл}}$	$\Delta r_{\text{год}}$	$K_{\text{увл}}$	$\Delta t_{\text{янв}}$	$\Delta t_{\text{июл}}$	$\Delta r_{\text{год}}$	$K_{\text{увл}}$
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: $\Delta t_{\text{янв}}$, $\Delta t_{\text{июл}}$ и $\Delta r_{\text{год}}$ – отклонения средней январской и средней июльской температур, а также годового количества осадков от их базовых значений; $K_{\text{увл}}$ – годовой коэффициент атмосферного увлажнения Высоцкого–Иванова.

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 EGISS (Hansen et al., 2007 a, b). 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 лесобразующих 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. 8.2).

8.4. 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 динами-

ка прироста древесины (рис. 8.3). 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. 8.3). 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 сыг-

рать 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. 8.4; табл. 8.4).

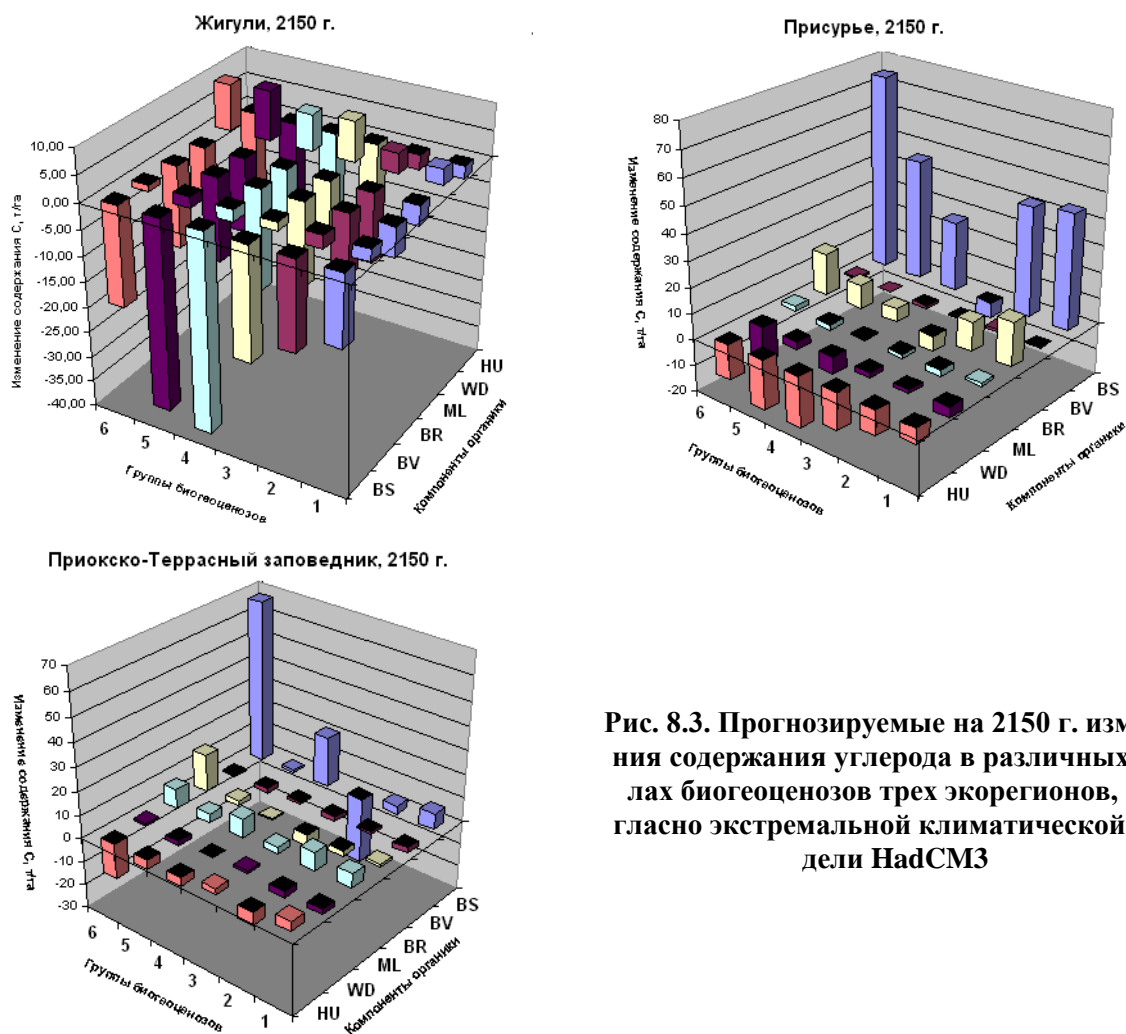


Рис. 8.3. Прогнозируемые на 2150 г. изменения содержания углерода в различных пулах биогеоценозов трех экорегионов, согласно экстремальной климатической модели HadCM3

Таблица 8.3

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

Зональные условия (региональные экосистемы)	Параметры фитомасс	Базовые значения	Изменения в прогнозные сроки, гг.					
			2025	2050	2075	2100	2150	
1	2	3	4	5	6	7	8	
Зональный экотон леса и степи, южная лесостепь. Национальный природный парк «Самарская Лука» (Жигулевский низкогорный массив)	<i>BS</i>	101,75	-23,05	-27,32	-31,55	-35,78	-39,66	
	<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	
Подтаежно-лесостепной экотон, средняя лесостепь. Национальный природный парк «Чаваш Варма-не» (правобережное Присурье)	<i>BS</i>	123,42	-18,99	-14,77	-10,84	-3,31	2,90	
	<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	
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	
Южная граница подтайги, водно-ледниковая равнина (Приокско-Террасный заповедник)	Мезоморфно-сосново-липово-дубовые снытьево-широколистные леса элювиальных и транзитных местоположений	<i>BS</i>	155,09	-26,78	-26,85	-26,89	-26,89	-26,91
		<i>BV</i>	6,00	-2,09	-2,05	-2,04	-2,04	-2,03
		<i>BR</i>	42,41	-4,00	-4,03	-4,04	-4,04	-4,05
		<i>WD</i>	15,98	-7,75	-7,63	-7,60	-7,60	-7,58
		<i>ML</i>	7,33	4,63	6,67	7,76	8,53	9,62
		<i>HU</i>	12,79	3,29	3,11	3,06	3,06	3,03
		Баланс	239,60	-32,70	-30,77	-29,73	-28,96	-27,91
	Ксеро-мезоморфные липово-березовые леса, осинники и березняки, злаково-разнотравные, элювиальные и транс-элювиальные	<i>BS</i>	106,04	19,52	20,13	20,27	20,27	20,35
		<i>BV</i>	4,72	-0,98	-0,93	-0,91	-0,91	-0,90
		<i>BR</i>	37,66	0,08	0,22	0,26	0,26	0,28
		<i>WD</i>	10,70	-2,93	-2,79	-2,74	-2,74	-2,72
		<i>ML</i>	8,92	2,87	4,92	6,01	6,79	7,87
		<i>HU</i>	19,38	-2,08	-2,42	-2,51	-2,51	-2,57
		Баланс	187,42	16,47	19,13	20,37	21,15	22,32

Примечание. Фитомассы: *BS* – живая скелетная фитомасса; *BV* – зеленая масса; *BR* – масса корней; *WD* – мертвая скелетная фитомасса; *ML* – масса лесной подстилки; *HU* – масса гумуса.

Таблица 8.4

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 EGISS

Характеристики		Нац. парк «Самарская Лука» (южная лесостепь)		Нац. парк «Чаваш Вармане» (типичная лесостепь)		Приокско-Террасный заповедник (южная подтайга)	
		2050 г.	2200 г.	2050 г.	2200 г.	2050 г.	2200 г.
Группы биогеоценозов (типы местоположений)	1 (ТЭ)	9,55 [-]	-12,23 [-]	77,33 [-]	90,29 [+]	20,39 [-]	29,46 [+]
	2 (ТЭ, Э)	-16,20 [-]	-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 [+]
	<u>Среднее</u>	<u>-8,89</u> [+]	<u>-39,74</u> [-]	<u>19,71</u> [-]	<u>40,68</u> [+]	<u>-7,07</u> [+]	<u>8,90</u> [+]
Компоненты органики	<i>BS</i>	-12,65 [+]	-22,93 [+]	3,56 [-]	21,69 [+]	-6,38 [+]	6,17 [+]
	<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 [-]
	<u>Сумма</u>	<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 (Глазовская, 1964): Э – элювиальный, ТЭ – трансэлювиальный, Т – транзитный, ТА – трансаккумулятивный, А – аккумулятивный, Саэ – супераккумулятивный, ЭА – элювиально-аккумулятивный. Жирным шрифтом выделены плакорные биогеоценозы. Знак [+] означает смягчение климатического тренда, знак [-] – его усиление. Остальные обозначения см. в табл. 8.3.

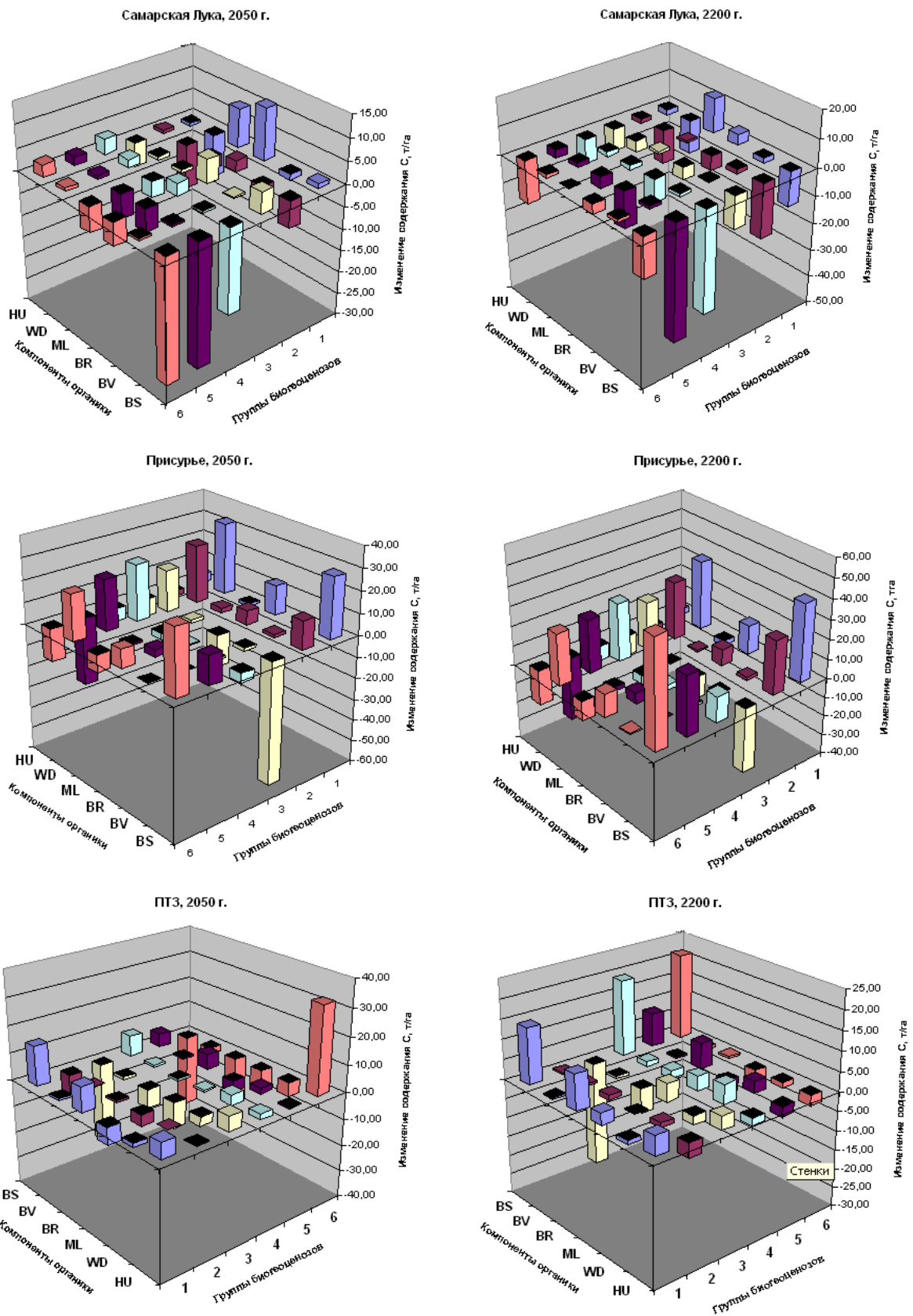


Рис. 8.6. Прогнозируемые по холодно-гумидному (на 2050 г.) и термогумидному (на 2200 г.) трендам изменения содержания углерода в различных пулах биогеоценозов трех экорегионов, согласно модели EGISS

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 средневожжской части равнины, окажется ареной значительной дополнительной эмиссии CO₂ в атмосферу (полигон Жигули, см. рис. 8.3). Соответственно расстроится сбалансированность углеродного 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 воноледниковых 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 EGISS к концу XXI столетия), описанный процесс в плакорных жигулевских дубравах, присурских липняках и сосново-дубово-липовых лесах Нижнего Приочья будет идти значительно медленнее, судя по суммарной величине $\Delta C(Fa) = -28-33$ т/га (см. табл. 8.3).

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. 8.3 и рис. 8.4). Второстепенную роль сыграют вторичные мелколиственные леса низменных плакоров (см. выше), а также трансаккумулятивные и суперакваль-

ные сосняки низменно-зандровых полесий ($\Delta C(Fa) \approx 20-30$ т/га, полигоны Выкса и Керженец).

8.5. 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 экорегионе. *Катенарная организация биогеоценозов*, выраженная определенным геоморфологическим спектром соответствующих типов локальных 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 (Высоцкий, 1960), определенную зонально-региональную (фоновую) биоклиматическую норму данной территории, в с другой, – все ее биогеоценологическим разнообразием (в виде средневзвешенной нормы $\Delta C(Fa)$ как параметра биотической регуляции). Расчеты проведены для трех особо охраняемых природных территорий (ООПТ) Поволжья (табл. 8.5).

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. В экорегионах Присурье и ПТЗ плакорные неморальные и смешанные леса должны осуществлять при глобальном потеплении весьма существенную отрицательную регуляцию углеродного цикла, между тем как в целом по каждому из этих регионов прогнозируется положительная регуляция, правда несколько более слабая. Противоположные контрасты регуляции свойственны экорегиону типичной лесостепи при глобальном похолодании. Экстразональные, по (Спрыгин, 1986), лесные сообщества, образующие целый спектр локальных отклонений от зонально-региональной нормы и занимающие до 70–75% и более площади региона, дают результаты, с лихвой перекрывающие углеродный баланс плакорных лесов как «ядер типичности», по (Д.Л. Арманд, 1975), данной зонально-региональной системы.

Характерным примером служит геоморфологическое разнообразие положительной ре-

гуляции углеродного цикла для холодно-гумидного сценария для 2050 г. по модели EGISS (см. табл. 8.4 и 8.5). 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 об-

щее смягчающее воздействие лесного покрова на глобальное похолодание ($\Delta C(Fa) = -9,5 \div 10,8$ т/га; см. табл. 8.5).

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 дебриса 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. усиливать глобальное похолодание.

Таблица 8.5

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.

Интересно сопоставить между собой, с одной стороны, углеродные балансы плакорных лесных экосистем (см. табл. 8.4), 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. 8.5). 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 из этих регионов прогнозируется положительная регуляция, правда несколько более слабая. Экстразональные 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 угле-

родный баланс плакорных лесов – «ядер типичности», по (Д.Л. Арманд, 1975), данной зонально-региональной системы.

Налицо убедительное доказательство неправомочности 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 *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.

Таблица 8.6

**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 (Mitchel 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 .

В качестве примера сравним выполненные в рамках данного проекта 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. 8.6), в упомянутой работе при глобальном потеплении прогнозируется примерно такое же незначи-

тельное 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 чем в 2 раза превышает аналогичный показатель, полученный в нашей работе. К столь высоким, экстремальным, значениям динамики суммарного продукционного пула отдаленно приближаются лишь высокопро-

дуктивные 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.

8.6. Углеродный баланс лесных формаций при похолодании и потеплении. 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. 8.7 и 8.8).

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. 8.3). Для хвойных, смешанных и других лесов США проведены расчеты изменений чистой первичной продукции и содержания углерода по прогнозным биогеохимическим моделям CEN (CENTERE) и TER (TerrestrialEcosystemModel) (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 EGISS удельный углеродный баланс *групп лесных формаций* (ГЛФ) будет иметь значительный 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 EGISS) 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. 8.4), 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. 8.7). 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 смягчат лишь неморальнотравяные елово- и сосново-широколиственные леса, которые дадут дополнительную эмиссию CO_2 .

Иную картину дает экологический прогноз, связанный с термогумидным трендом по модели EGISS на 2200 г. Оба фактора: повышение температур (как летних, так и зимних) и рост годовых осадков, – будут интерфери-

ровать 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 распростра-

няется среди южнотаежных и подтаежных сосновых и хвойно-лиственных формаций (см. табл. 8.7). 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.

Таблица 8.7 (начало)

Средние базовые суммарные запасы углерода в растительных формациях Окско-Волжского бассейна и их изменения к прогнозным срокам похолодания (2050 г.) и потепления (2200 г.), согласно климатической модели EGISS

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.
1	2	3	4	5	6
Северо-европейские еловые леса	А. Еловые южнотаежные и широколиственно-еловые (подтаежные) леса	1 (48 б). Ельники южнотаежные зеленомошно-травяно-кустарничковые	179,26	-9,93 [+]	-4,14 [-]
		2 (50, 51). Южнотаежные березняки и осинники, лесные уголья	120,86	0,06 [-]	-7,06 [-]
		3 (52). Ельники с сосной, сложные, неморальнотравяные	187,52	3,91 [-]	14,82 [+]
		4 (53). Широколиственно-еловые неморальнотравяные леса	203,80	-23,06 [+]	-7,12 [-]
		5 (54). Березово-черноольховые с елью болотнокрупнотравяные леса	110,74	16,06 [-]	42,45 [+]
		6 (55). Подтаежные березняки и осинники, неморальнотравяные	180,74	-4,89 [+]	8,37 [+]
		7 (56). Подтаежные фрагментарные лесные уголья	137,93	10,31 [-]	-2,66 [-]
Сосновые и широколиственно-сосновые леса и производные сообщества на их месте. Северо-европейские сосновые леса	Б. Сосновые средние и южнотаежные 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 долгомошно-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 евтрофными болотами	168,96	9,70 [-]	14,31 [+]
		14 (79, 80). Березняки травяно-кустарничковые, лесные уголья	155,90	4,01 [-]	-1,33 [-]
	В. Широколиственно-сосновые (подтаежные) леса	15 (81). Сосняки кустарничково-травяные, с дубом и липой в подлеске	165,47	25,32 [-]	33,08 [+]
		16 (84). Широколиственно-сосновые леса, чернично-разнотравно-злаковые	198,75	-12,17 [+]	1,09 [+]
		17 (81 ¹). Сосняки мохово-кустарничково-травяные и лишайниковые	174,08	4,43 [-]	14,11 [+]

Таблица 8.7 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Широколиственные леса и производные сообщества на их месте. Европейские широколиственные леса	Г. Восточноевропейские широколиственные леса	18 (81 ²). Сосняки кустарничково-травяные, с евтрофными 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	22,6 [-]	29,11 [+]
		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 южные, 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, высокотравные	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 [-]
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	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 дубняки, остепненные разреженные	172,62	14,99 [-]	-14,52 [-]
		31 (119 в). Приуральские сырцовые дубняки, с примесью сосны	199,04	-34,15 [+]	-57,18 [-]
		32 (122). Островные и байрачные леса среди сельскохозяйственных полей	137,46	44,52 [-]	26,14 [+]
Е. Южнотаежные, подтаежные и неморальные лесо-болотные комплексы		33 (203, 204, 205 б). Заболоченные хвойные леса	140,71	16,84 [-]	14,24 [+]
		34 (219, 223 а). Лесные болота	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.

В лесостепной же зоне термогумидный климатический сигнал вызовет, наоборот, снижение продуктивности широколиственных и сосново-мелколиственных лесов и соответственно дополнительную эмиссию CO₂ 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 по-

вышения 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 глобаль-

ное потепление. Одновременное увеличение осадков лишь незначительно снивелирует 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 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. 8.8). 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 предопределил 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.

Таблица 8.8

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 EGISS

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. 8.8.

В целом лесной покров рассматриваемой территории Окско-Волжского бассейна дол-

жен оказывать соразмерную регуляцию углеродного цикла – как негативную при похоло-

дании, так и позитивную при потеплении (см. табл. 8.8, 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-Волжского бассейна, это будет 577,5 млн. т., т.е. в пять с лишним раз больше, чем ожидается здесь к 2075 г. по модели HadCM3 и к 2200 г. – по модели EGISS .

Общий сток углерода в лесах России к 2010 году составил 150–200 Мт/год (Замолотчиков 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.

8.7. 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. Л.С. Шарой был реализован данный подход, дополненные *новыми методами геоморфометрии* (Shary et al., 2002), для создания крупномасштабных пространственно-временных карт лесных экосистем (Шарая, 2007, 2009). Такой подход вполне применим и к созданию карт их углеродного баланса.

Для построения крупномасштабных (м-б 1: 50–100 000) карт исходного (базового) содержания углерода в различных пулах лесных биогеоценозов того или иного экорегиона Л.С. Шарой использованы спутниковые дан-

ные НАСА о рельефе – матрицы высот земной поверхности разрешения 90 м, полученные в ходе выполнения международного проекта SRTM «США-Италия-Германия» (ShuttleRadarTopographyMission – 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.

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. очерк 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.

Каждый тип/подтип растительной формации, выделенный на мелкомасштабной геоботанической карте, идентифицируется определенной группой биогеоценозов из их плакорно-экстразонального ряда, который характеризует региональную пространственно упорядоченную (микрорекатенарную) 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 транзэлювиального типов до аккумулятивно-го и супераккумулятивного, по ландшафтно-геохимической классификации (Полынов, 1956; Глазовская, 1964). Для этого используются новые методы геоморфометрической статистики, с корректировкой результатов по

ландшафтной и почвенной картам. Создается промежуточная карта типов мезоместополо-

жений на всю лесопокрытую площадь региона.

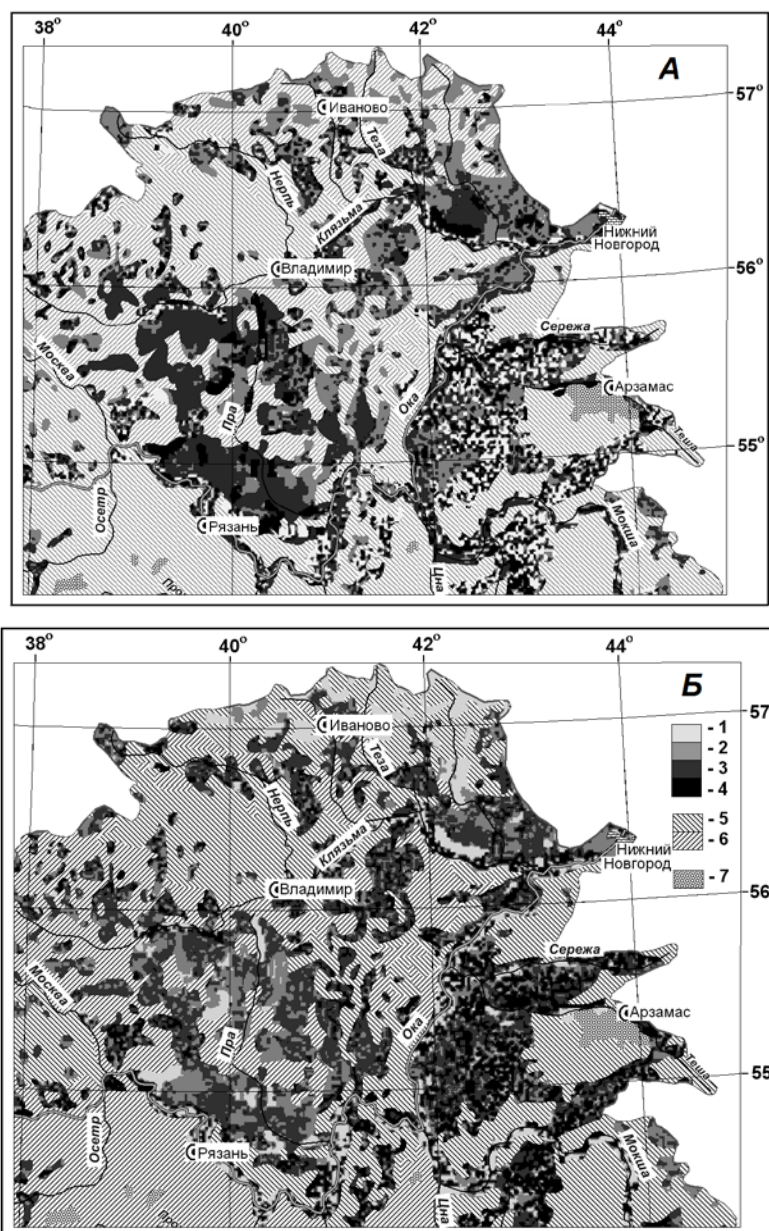


Рис. 8.7. Фрагменты карт суммарного содержания углерода и его прогнозируемых изменений на территории нижней части Окского бассейна. Рассчитаны и составлены Л.С. Шарой

А – распределение содержания углерода на конец базового периода (1986 г.), т/га: 1 – 10,2 – 15,2; 2 – 15,2–19,3; 3 – 43–130; 4 – 130–160; 5 – 160–200; 6 – 200–420. Б – распределение углеродного баланса на прогнозный срок 2100 г., согласно глобальной климатической модели НадСМЗ, версия А2. Изменение суммарных запасов углерода по отношению к базовому периоду; 1 – (–1,3)–0; 2 – 0 – 5,5; 3 – (–136) – (–25); 4 – (–0,25)–0; 5 – 0–25; 6 – 25–115. 1–2 – фрагментарные лесные массивы на территории сельскохозяйственных полей; 3–6 – лесные территории; 7 – острова распаханых степей

Принимая, согласно концепции ландшафтных сопряжений Б.Б. Польшова, 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 рис. 8.5 в качестве иллюстрации приведены фрагменты карт для низовьев Окского бассейна в масштабе 1: 2 000 000. Как видно, современный лесной покров этой территории должен осуществлять при глобальном потеплении в целом позитивную регуляцию углеродного цикла. Однако величина такой регуляции будет незначительной ввиду сравнительно малых изменений содержания углерода в большинстве пулов, в том числе в скелетной фитомассе.

Прогнозная карта вскрывает 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 полесья ми. 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. 8.10). Сосновые и широколиственно-сосновые формации будут

так же 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.

8.8. 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; ClimateChange ..., 1996; Заварзин, 2007; Моделирование динамики..., 2007). 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. Функциональный ординационный анализ топогеосистем представляет собой один из эффективных подходов к решению проблемы *локальных механизмов биотической регуляции углеродного цикла при глобальном потеплении*. Изложенные результаты такого анализа показывают, что на основе динамики дискретных параметров биологического круговорота можно: 1) установить причинные механизмы климатогенных сдвигов составля-

ющих углеродного баланса в лесных биогеоценозах; 2) рассчитать прогнозные локальные и региональные сценарии биотической регуляции углеродного цикла в системе лес–атмосфера; 3) наметить соответствующие спектры бореальных и неморальных лесных сообществ, которые будут способствовать устойчивости континентальной биосферы при глобальных изменениях климата.

3. 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 CO₂ в атмосфере* при развитии климатической термоаридизации. В соответствии с площадным распределением этих типов оценивается *общий региональный вклад лесной фитобиоты в устойчивость континентальной биосферы*.

4. 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 поверхностью 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.

5. В результате проведенного анализа установлено, что далеко не всем формациям и ассоциациям бореальных лесов следует отводить роль «легких планеты», как это уже традиционно постулируется в отечественной и зарубежной литературе. Концентрация в бо-

реальных лесах более 40% углерода, присутствующего во всех биомах суши (Исаев, Коровин, 1999), еще не означает, что все хвойные и смешанные лесные сообщества способны выполнять глобальные экологические функции по стабилизации состояния биосферы в условиях меняющегося климата. Эти функции существенно дифференцируются в зависимости от общих зональных, а также местных геоморфологических и гидроэдафических условий, и они могут вызвать как положительный, так и отрицательный эффект.

9. УСТОЙЧИВОСТЬ ЛАНДШАФТНО-ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ЭКОСИСТЕМ

9.1. 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. очерки 1, 3, 5). 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 топоэкосистем, с выделением соответствующих экологических групп биогеоценозов (см. главу 4).

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 два 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 свой 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). *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 вошли – 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 (Рожков, Козак, 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 иерархиче-

ской 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 андшафтной 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 (lowresistance), но высокую восстанавливаемость (hightresilience) (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 (functionalresilience) 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) видového 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., 1986; Thompson et al., 2009). Ранее эта идея была сформулирована Р. Маргалем (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» (insurancehypothesis) (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 (Бигон и др., 1989) и по-прежнему остается дискуссионным (Уиттекер, 1989; Loreau

et al., 2002). Во-первых, сами понятия сложности и устойчивости весьма неопределенны (Свирижев, 1983), а во-вторых, – шенноновская энтропийная мера разнообразия неприложима 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, Свирижев, 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 (Свирижев, Елизаров, 1972; Логофет, Свирижев, 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). Функци-

онирование и устойчивость таких систем определяются не численностью или динамикой биологических видов, а в первую очередь геохимическими циклами (Свирижев, 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).

9.2. 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 мехст-став 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.

9.2.1. Лабильная фитоценологическая 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 (Коновина, 1963; Дюшофур, 1970; Глазовская, 1981). 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 фитоценологического*

го 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 с массами корней и лесной подстилки. Однако и здесь оказалось, что, например, для прогнозируемого сценария глобального потепления сокращение гумусной массы только на 10–25% будет вызвано уменьшением масс лесной подстилки и корней. Весьма слабо выражена также связь органического вещества почвы с годичной продукцией зеленой массы. 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 *фитоценологический (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 *годовой цикл* возобновления и разложения живой надземной фитомассы. Это быстрой цикл, по терминологии Дюшофура (Дюшофур, 1970). Ему будет соответствовать первый уровень парциальной функциональной устойчивости лесных сообществ, которую назовем *лабильной фитоценологической 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 подстилочно-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 продвиге-

ния 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 фитоценологического 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:

$$I_{упр}(1) = 1 - \frac{\sqrt{(\Delta KR_i)^2 + (\Delta KY_i)^2}}{\sqrt{2}}, \quad (9.1)$$

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 $I_{упр}(1) \rightarrow 1$. 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,

$$I_{рез}(1) = 1 - \frac{\sqrt{(\Delta KR_i)^2 + (\Delta KY_i)^2}}{\sqrt{2}}, \quad (9.2)$$

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 (Коломыц, 2008). Упругая устойчивость $I_{упр}(1)$ имеет весьма тесную параболическую связь с годовым оборотом надземной фитомассы (объем выборки 377):

$$I_{упр}(1) = -0,173 + 20,95 \cdot KR - 98,08 \cdot (KR)^2; \quad R^2 = 0,996 \quad (P < 10^{-6}). \quad (9.3)$$

В интервале малых значениях KR (0,01 → 0,05) упругая устойчивость растет наиболее сильно (0,05 → 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:

$$I_{рез}(1) = 0,374 + 0,002161 \cdot ML; \quad R^2 = 0,615 (P < 10^{-6}). \quad (9.4)$$

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. 9.1). Как видно, это время при высокой и умеренной интенсивности биологического круговорота (Базилович, Родин, 1969; Ковда, 1971) укладывается в первые несколько лет после начала внешнего воздействия, хотя в отдельных случаях, при застойном типе биологического круговорота, может превышать 8–10-летний срок, вплоть до 20–30 лет.

Таблица 9.1

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) *)	Зональные условия (экспериментальный полигон, см. главу 4, табл. 4.1)				
	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

*) Типы местоположений, по (Глазовская, 1964): Э – элювиальный; ТЭ – трансэлювиальный; Т – транзитный; ТА – трансаккумулятивный; А – аккумулятивный; СА – супераккумулятивный; Эа – элювиально-аккумулятивный.

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 трофическим 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, функцио-

нально-восстановительный потенциал лесного сообщества должен проявляться, при прочих равных условиях, более эффективно, нежели его первоначальная способность противостоять внешнему воздействию.

9.2.2. 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 по отношению к естественному циклу, по терминологии (Дюшофур, 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 $KRn_i = (KR_i - KR_{min}) / (KR_{max} - KR_{min})$ и для ML и для HU :

$$I_{упр(2)} = 1 - \sqrt{\frac{(1 - KR_i)^2 + a \cdot ML_i^2 + b \cdot (1 - HU_i)^2}{1 + a + b}} \quad (9.5)$$

$$I_{рез(2)} = 1 - \sqrt{\frac{KR_i^2 + a \cdot (1 - ML_i)^2 + b \cdot HU_i^2}{1 + a + b}} \quad (9.6)$$

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 4, рис. 4.2), представленные в табл. 9. 2, существенно отличаются от данных, рассчитанных по формуле (9.1) 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 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). 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.

На рис. 9.1 дано сравнение двух индексов упругой устойчивости: $I_{упр(1)}$, рассчитанных по формуле (9.1), и $I_{упр(2)}$ – по формуле (9.5). 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):

$$I_{рез}(2) = 2,27 \cdot I_{рез}(1) - 1,309 \cdot [I_{рез}(1)]^2 - 0,384; R^2 = 0,505. \quad (9.7)$$

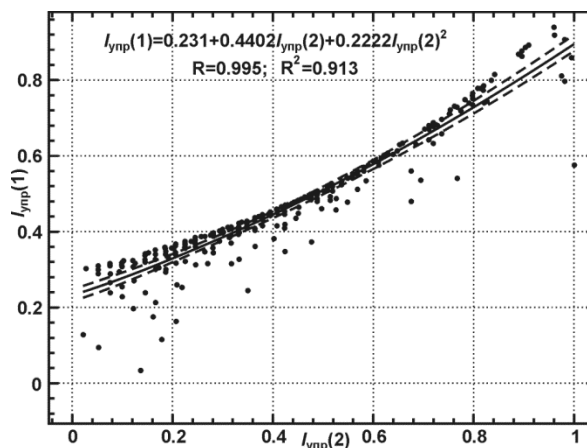


Рис. 9.1. Соотношение значений упругой устойчивости, полученных по разным формулам (пояснения в тексте)

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 устойчи-

вость, может быть принята (в первом приближении) в качестве показателя общей устойчивости лесной экосистемы, 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 (Герасимов, 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).

$$I_{рез}(2)_{СЛ} = -0,6164 \cdot KR_{-24,59} - 0,2920 \cdot HU_{-13,40} + 0,08769 \cdot ML_{+4,36} + 0,8690; \quad R^2 = 0,962; \quad Degr = 1,6\% \quad (n = 40); \quad P < 10^{-6}. \quad (9.8)$$

$$I_{упр}(2)_{СЛ} = -0,4463 \cdot ML_{-21,26} + 0,3058 \cdot KR_{+11,70} + 0,1242 \cdot HU_{+5,46} + 0,4607; \quad R^2 = 0,954; \quad Degr = 1,9\% \quad (n = 40); \quad P < 10^{-6}, \quad (9.9)$$

$$I_{рез}(2)_{ПТЗ} = -0,4805 \cdot HU_{-28,40} - 0,3093 \cdot KR_{-18,44} + 0,2150 \cdot ML_{+11,26} + 0,7716; \quad R^2 = 0,977; \quad Degr = 0,6\% \quad (n = 45); \quad P < 10^{-6}, \quad (9.10)$$

$$I_{упр}(2)_{ПТЗ} = -0,7046 \cdot ML_{-35,94} + 0,1427 \cdot HU_{+8,22} + 0,05522 \cdot KR_{+3,21} + 0,7473; \quad R^2 = 0,972; \quad Degr = 0,8\% \quad (n = 45); \quad P < 10^{-6}. \quad (9.11)$$

Здесь n – объем выборки. Верификация модели проведена по критерию ее деградации $Degr$, который рассчитывался по методике кросс-валидации Аллена (Allen, 1974). Ис-

пользовался показателем деградации $Degr$, определенный как $Degr = 100 \cdot (R^2/R_{Pred}^2 - 1)$, где R_{Pred}^2 есть получаемый по методике Аллена «предсказательный» коэффициент детер-

минации. Модель считалась успешно верифицированной при выполнении критерия $Degr < 50\%$.

Таблица 9.2

Доли положительного или отрицательного участия различных нормированных предикторов (KR, ML, HU , см. в тексте) в индексах почвенно-биотической устойчивости лесных экосистем Среднего и Верхнего Поволжья

Региональная экосистема (экспериментальный полигон)*)	Почвенно-биотическая устойчивость					
	резистентная $I_{рез}(2)$			упругая $I_{упр}(2)$		
	KR	ML	HU	KR	ML	HU
1	2	3	4	5	6	7
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 Щелковский 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
Окончание таблицы 9.2						
1	2	3	4	5	6	7
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 под-таежной 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

*) Более подробное описание экспериментальных полигонов и их расположение приведены в работе (Коломыц, 2008).

Отсюда получены следующие доли участия всех предикторов в индексах устойчивости Самарская Лука

сти (для сравнения см. табл. 9.2 по этим же полигонам):
Приокско-Террасный заповедник

KRMLHUKRMLHU

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 (9.5) и (9.6) существенно видоизменяет эти индексы, рассчитываемые по начальной формуле (1) и ее аналогу для $I_{рез}$. 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 9.10 и 9.2), что отвечает известному «закону» минимума лимитирующих факторов Либиха, согласно (Одум, 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 9.8 и 9.10). Реализация же восстановительного потенциала определяется главным образом увеличением активности детритной ветви метаболизма, о чем говорит высокая отрицательная связь $I_{упр}(2)$ с массой подстилки (см. формулы 9.9 и 9.11). 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.

9.3. 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 годового оборота надземной фитомассы (см. табл. 9.2, нижняя графа). Исходя из этого, общий анализ функциональной устойчивости лесных формаций этой территории был проведен по их лабильной фитоценотической устойчивости (табл. 9.3), 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. 9.4). 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_{VII} 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.

Таблица 9.3 (начало)

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	
			резистентной	упруго-пластиной
1	2	3	4	5
Северо-европейские еловые леса	А. Еловые южнотаежные и широколиственно-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 неморальнотравяные леса	0,338	0,460
		5 (54). Березово-черноольховые с елью болотнокрупнотравные леса	0,270	0,627
		6 (55). Подтаежные березняки и осинники, неморальнотравяные	0,247	0,671
		7 (56). Подтаежные фрагментарные лесные угодья	0,268	0,652
Сосновые и широколиственно-сосновые леса и производные сообщества на их месте. Северо-европейские 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 долгомошно-сфагновые	0,388	0,587
		11 (76 ¹). Сосняки зеленомошные и сфагновые, с верховыми болотами	0,468	0,485
		13 (76 ³). Сосняки с елью, зеленомошно-сфагновые, евтрофные болота	0,384	0,601
		14 (79, 80). Березняки травяно-кустарничковые. лесные угодья	0,268	0,322
	В. Широколиственно-сосновые (подтаежные) леса	15 (81). Сосняки кустарничково-травяные. с дубом и липой в подлеске	0,514	0,434
		16 (84). Широколиственно-сосновые леса чернично-разнотравно-злаковые	0,419	0,457
		17 (81 ¹). Сосняки мохово-кустарничково-травяные и лишайниковые	0,475	0,445
		18 (81 ²). Сосняки кустарничково-травяные. с евтрофными болотами	0,300	0,547
		19 (85). Березняки и осинники. местами с широколиственными породами	0,395	0,536
		20 (86). Фрагментарные подтаежные лесные угодья	0,274	0,565
		21 (118 а). Дубовые и липово-дубовые леса северные, с примесью ели	0,420	0,500
Широколиственные леса и производные сообщества на их месте. Европейские широколиственные леса	Г. Восточноевропейские широколиственные леса	22 (118 б). Дубовые и липово-дубовые леса южные, остепненные	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. разнотравно-злаковые, мезофитные	0,320	0,517
		27 (121). Осинники и березняки, с примесью широколиственных пород	0,283	0,540

Таблица 9.3 (окончание)

1	2	3	4	5
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, разрежен.	0,436	0,563
		31 (119 в). Приуральские сырцовые 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 неморядные лесоболотные 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

Таблица 9.4 (начало)

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. 12.3)	Уравнения регрессии *	Статистика **		
		r_s	k $P < 10^{-k}$	n
1	2	3	4	5
(48 б). Ельники южнотаежные зеленомошно-кустарничковые	$I_{упр}(1) = 0,13 \cdot F(35^\circ, 180^\circ) + 0,07 \cdot k_{max} + 0,03 \cdot T_{VII} + 0,28$	0,40	6	338
(52). Ельники с сосной, сложные, неморально-травяные	$I_{упр}(1) = 0,07 \cdot F(35^\circ, 180^\circ) + 0,05 \cdot k_{min} + 0,01 \cdot P_{тп} + 0,29$	0,20	2	177
(53). Широколиственно-еловые неморально-травяные леса	$I_{упр}(1) = -0,09 \cdot GA - 0,08 \cdot F(35^\circ, 180^\circ) - 0,05 \cdot kv + 0,52$	0,36	4	112
(54). Березово-черноольховые с елью болотнокрупнотравяные леса	$I_{упр}(1) = -0,03 \cdot GA - 0,013 \cdot T_{VII} + 0,12 \cdot F(35^\circ, 180^\circ) + 0,59$	0,54	6	324
(78). Сосняки, с березой, кустарничковые долгомошно-сфагновые	$I_{упр}(1) = 0,12 \cdot T_{VII} + 0,06 \cdot P_{тп} - 0,01 \cdot GA + 0,47$	0,49	6	28
(76 ³). Сосняки с елью, зеленомошно-сфагновые	$I_{упр}(1) = -0,14 \cdot GA + 0,10 \cdot F(35^\circ, 180^\circ) - 0,014 \cdot T_{VII} + 0,47$	0,35	6	1176
(81). Сосняки кустарничково-травяные, с дубом и липой	$I_{упр}(1) = -0,19 \cdot GA + 0,08 \cdot F(35^\circ, 180^\circ) + 0,001 \cdot Z + 0,47$	0,24	6	3231
(84). Широколиственно-сосновые леса разнотравно-злаковые	$I_{упр}(1) = 0,19 \cdot T_{VII} - 0,15 \cdot kv + 0,13 \cdot P_{тп} + 0,34$	0,38	6	728
(81 ²). Сосняки кустарничково-травяные, с болотами	$I_{упр}(1) = -0,08 \cdot P_{тп} + 0,04 \cdot F(35^\circ, 180^\circ) + 0,02 \cdot Z + 0,42$	0,39	6	178
(87). Широколиственно-сосновые леса, со степными кустарниками	$I_{упр}(1) = 0,38 \cdot GA - 0,26 \cdot F(35^\circ, 180^\circ) - 0,17 \cdot Z + 0,58$	0,65	6	404
(118 а). Дубовые и липово-дубовые леса северные	$I_{упр}(1) = -0,06 \cdot F(35^\circ, 180^\circ) - 0,05 \cdot Z + 0,02 \cdot P_{тп} + 0,53$	0,39	6	508
(118 б). Дубовые и липово-дубовые леса южные	$I_{упр}(1) = 0,11 \cdot F(35^\circ, 180^\circ) + 0,08 \cdot H - 0,04 \cdot GA + 0,46$	0,38	6	671

Таблица 9.4 (окончание)

1	2	3	4	5
(118 в). Приволжские, липо-во-дубовые осветленные леса	$I_{упр}(1) = 0,07 \cdot T_{VII} - 0,05 \cdot F(35^\circ, 180^\circ) + 0,03 \cdot k_{min} + 0,47$	0,52	2	37
(118 г). Приволжско-заволжские липово-дубовые осветленные леса	$I_{упр}(1) = 0,14 \cdot H - 0,08 \cdot GA - 0,05 \cdot P_{тп} + 0,55$	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; $P_{тп}$ – сумма осадков теплого периода, k_{max} – максимальная кривизна, характеризует гребневые формы; GA – крутизна склонов; k_v – 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.

** Условные обозначения см. в Примечании к табл. 4.2.

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 (см. очерк 8, раздел 8.7), основанного на эмпирически установленном явлении полизональности локальных гео(эко-)систем как формы их реакции на глобальные изменения климата (см. очерк 4, раздел 4.3).

Распределение индексов лабильной устойчивости лесных формаций по территории Окско-Волжского бассейна показало следующее. Коренные средне- и южнотаежные еловые и широколиственно-еловые подтаежные леса, распространенные по крайнему северу 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 восстановле-

ния ($I_{упр}(1) = 0,36-0,40$). Контраст еще более резко выражен в подтаежных широколиственно-сосновых лесах Низменного Заволжья и Нижнего Приочья. Они весьма чувствительны к внешним сигналам ($I_{рез}(1) = 0,30-0,36$), 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.

9.4. 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. очерк 8), 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. 9.6). 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 экотон лес и степи (см. рис. 9.2 А). Наиболее быстро к данному состоянию придут ксероморфные остепненные карагановые сосняки крутых солнцепечных склонов Жигулей, несколько позже – ТЭ ксеро-мезоморфные сосново-широколиственные леса склонов нейтральных и тенистых. 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 низменнотандровых полесьях (см. рис. 9.2 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. 9.2 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. 9.2 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 возрасти коэффициент оборота надземной фитомассы (KR). Этот 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. 9.2 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 годового оборота надземной фитомассы и разложения гумуса обеспечат затухающий со временем процесс отрицательной регуляции углеродного цикла.

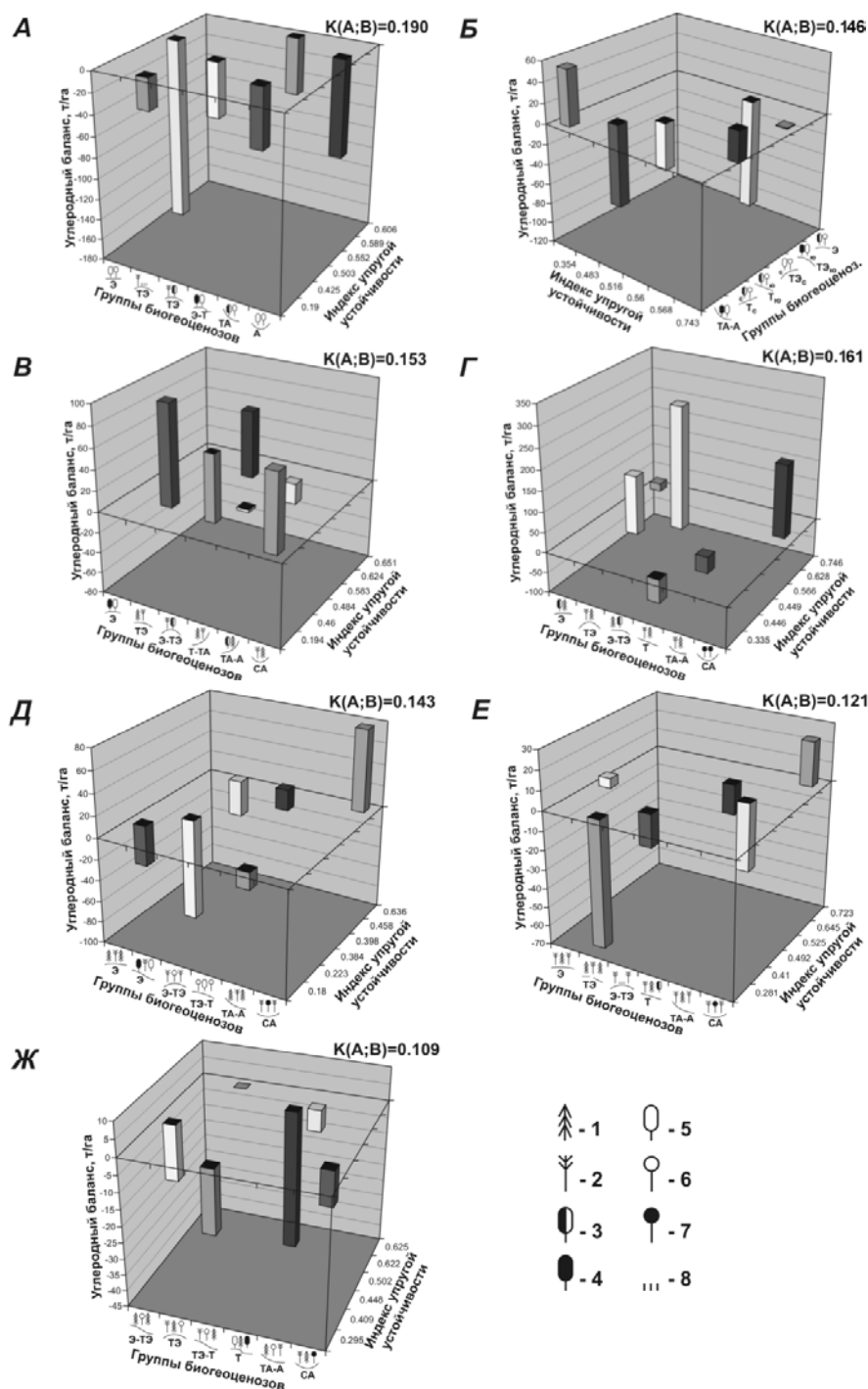


Рис. 9.2. Таксономические нормы индекса упругой устойчивости и углеродного баланса на прогнозный срок 2150 г. (по модели HadCM3; см. главу 8, табл. 8.1) для групп биогеоценозов в различных экорегионах Волжского бассейна

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 4, табл. 4.1

Третий тип состояний – *оптимальный* ($+\Delta C(Fa)$, $I_{упр}(1)_{max}$). Находясь в них, лесные сообщества как раз и осуществляют отмеченную выше основную положительную регуля-

цию углеродного цикла в соответствии с принципом Ле Шателье. Такая ситуация будет свойственна в первую очередь лесам возвышенных эрозионно- и морено-зандровых рав-

нин подтаежной зоны (см. рис. 9.2 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 широколиственные леса возвышенных моренных равнин в типичной лесостепи Присурья ($\Delta C(Fa) \approx 60$ т/га, $I(y) > 0,62$, см. рис. 9.2 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. 9.2 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 зандровых и моренных низменностей (полигоны Выкса и Керженец, см. рис. 9.2 Е и Ж). Здесь $\Delta C(Fa) = 4–23$ т/га, $I_{упр}(1) = 0,52–0,72$.

Наконец, пятый 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 Саq типах местоположений (полигон Присурья, см. рис. 9.2 В). Достаточно высокий положительный углеродный ба-

ланс (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.

9.5. Выводы

1. Разработанные количественные методы расчета функциональной устойчивости лесных экосистем двух основных типов: упруго-пластичной и резистентной, – позволяют оценивать устойчивость биогеоценозов как целостных элементарных хорологических 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 евклидового 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.

3. Аналитическое 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, позвол 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

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящем собрании очерков представлены разработанные автором в разные годы эмпирико-статистические модели, вскрывающие причинные механизмы структурно-функциональной организации динамики и эволюции природных экосистем на примере как равнинных, так и горных территорий, как

внутриконтинентальных регионов, так и островных. Можно надеяться, что в этих моделях географическая экология приобретает эффективный формализованный инструмент анализа и прогноза, использующий методы дискретной математики для обработки и обобщения массового эмпирического материала, получаемого при полевых и камеральных ландшафтных исследованиях. Описанные методы и результаты моделирования призваны также служить дальнейшему развитию региональных аспектов физики биосферы и созданию научно-методической базы биоэкологического и геосистемного мониторинга.

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 – все это, так или иначе нашедшее отражение в материалах изложенных исследований, составляет основное содержание мониторинга. Как показывают полученные результаты, 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 некоторые научно-методические результаты многолетнего поиска автора в области географической экологии, изложенные в данной обобщающей сводке:

1) создана кибернетическую 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 экотонных как триггерных систем с гистерезисными свойствами и как приоритетных индикаторов глобальных воздействий человека на природу (введенное автором понятие «бореальный экотон» уже иногда 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 решения 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 хотелось бы отметить проведенный научный поиск в области географической зональности – фундаментальной эколого-географической теории, созданной А.А. Григорьевым. 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.

Немаловажное место в географической экологии может занимать региональная палеопрогнозная концепция, которая реализована на примерах Волжского бассейна и Большого Кавказа. В этой концепции впервые: а) детально описана региональная биоклиматическая система для равнинных и горных территорий как ландшафтно-геофизическая основа экологических прогнозов и палеорекоконструкций; б) получены развернутые сценарии состояний разномасштабных природных комплексов в свете ожидаемых антропогенных изменений климата; в) выдвинуто методическое положение о функциональном изомор-

физме природных экосистем как корректирующем факторе их взаимных климатогенных трансформаций.

Достаточно обширный круг проблем был освещен в «Глобальные изменения на локальном уровне». На основе материалов крупномасштабных ландшафтных съемок, проведенных на экспериментальных полигонах Среднего Поволжья созданы: 1) дискретные эмпирико-статистические модели структурно-функциональной организации лесных биогеоценозов в различных зональных условиях; 2) модели эмпирической имитации регионально-биоклиматического тренда экосистемам локального уровня; 3) графо-аналитические модели функционально-структурных преобразований лесных экосистем при заданных сценариях глобальных климатических прогнозов; 4) 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. Показано, как местные геоморфологические и гидроэдафические факторы преломляют зональный фон и формируют региональные системы локальной зональности, состоящие из векторных рядов плакорных и экстразональных 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.

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 ландшафтной экологии. В ней 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.

Перспективной целью географической экологии на следующих этапах ее развития следует считать не простое сохранение естественного равновесия в природе и не борьбу против любого вмешательства человека в

природу. Использование природных ресурсов, применение постоянно совершенствующихся техники и технологий, вообще сам социально-экономический прогресс человечества невозможны без определенных привносимых им изменений в естественные взаимосвязи, сложившиеся в природе (Глазовский, 2004). В будущем экология должна вырасти в науку конструктивно-преобразовательного направления, где конечной целью является поиск новых видов экологического равновесия (Капица, 1975) в целях прогрессивного повышения общей производительности природной среды (Герасимов, 1985). Однако, по-видимому, еще преждевременно говорить о реконструкции или даже создания новой географической среды (Исаченко, 1971), которая была бы, по крайней мере, не хуже современной естественной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев В.Л.** Классификационные построения в экологии и систематике. М.: Наука, 1980. 142 с.
- Арманд А.Д.** Устойчивость (гомеостатичность) географических систем к различным типам внешних воздействий // Устойчивость гео-систем. М.: Наука, 1983. С. 14-32.
- Арманд А.Д.** Самоорганизация и саморегулирование географических систем. М.: Наука, 1988 б. 260 с.
- Арманд Д.Л.** Некоторые задачи и методы физики ландшафта // Геофизика ландшафта. М.: Наука, 1967. С. 7-24.
- Арманд Д.Л.** Наука о ландшафте. М.: Мысль, 1975. 287 с.
- Базилевич Н.И., Гребенщиков О.С., Тишков А.А.** Географические закономерности структуры и функционирования экосистем. М.: Наука, 1986. 297 с.
- Базилевич Н.И., Родин Л.Е.** Географические закономерности продуктивности и круговорота химических элементов в основных типах растительности Земли // Общие теоретические проблемы биологической продуктивности. Л.: Наука, 1969. С. 24-33.
- Базилевич Н.И., Родин Л.Е.** Продуктивность и круговорот элементов в естественных и культурных фитоценозах (по материалам СССР) // Биологическая продуктивность и круговорот химических элементов в растительных сообществах. М.: Наука, 1971. С. 5-32.
- Берг Л.С.** Климат и жизнь. М.: Географгиз, 1947 б. 284 с.
- Бертон И.** Глобальное потепление и районы устойчивости // Глобальные изменения и регио-нальные взаимосвязи. М.: Ин-т географии АН СССР, 1992. С. 65-97.
- Беручашвили Н.Л.** Геофизика ландшафта. М.: Наука, 1990. 287 с.
- Беручашвили Н.Л., Арутюнов С.Р., Тедиашвили А.Г.** Ландшафтная карта Кавказа. Масштаб 1: 1 000 000. Тбилиси: Изд-во Тбилис. ун-та, 1979. 2 л.
- Бигон М., Харпер Дж., Таунсенд К.** Экология. Особи, популяции и сообщества. Т. 1. Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 667 с.
- Биота основных** геосистем Центральной Лесостепи. Материалы экспериментальных исследований / Отв. ред. А.М. Грин. М.: Ин-т географии АН СССР, 1976. 223 с.
- Битвинскас Т.Т.** Дендроклиматические исследования. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 172 с.
- Борзенкова И.И.** Изменение климата в кайнозойе. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 247 с.
- Борзенкова И.И., Зубаков В.А., Лапенис А.Г.** Реконструкция глобального климата теплых эпох прошлого // Метеорология и гидрология. 1992. № 8. С. 25-37.
- Борисенков Е.П., Кондратьев К.Я.** Круговорот углерода и климат. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 319 с.
- Будыко М.И.** Климат и жизнь. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 472 с.
- Будыко М.И.** Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 351 с.
- Будыко М.И.** Эволюция биосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 488 с.
- Будыко М.И.** Глобальное потепление // Изменения климата и их последствия. СПб.: Наука, 2002. С. 7-12.

- Будыко М.И., Борзенкова И.И., Менжулин Г.В., Селяков К.И.** Предстоящие изменения регионального климата // Изв. АН. Сер. геогр. 1992. № 4. С. 36-53.
- Будыко М.И., Ефимова, Н.А., Строкина Л.А.** Эмпирические оценки изменения климата к концу XX столетия // Метеорология и климатология. 1999. № 12. С. 5-12.
- Букс И.И.** Ландшафтно-экологическая характеристика зоны БАМа и устойчивость природной среды // Вопросы географии. Сб. 105. Байкало-Амурская магистраль. М.: Мысль, 1977 б. С. 81-97.
- Величко А.А.** Глобальные изменения климата и реакция ландшафтной оболочки // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1991. № 5. С. 5-22.
- Величко А.А.** Устойчивость ландшафтной оболочки и ее био- и георазнообразие в свете динамики широтной зональности // Там же. 2002. № 5. С. 7-21.
- Величко А.А.** 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, 2006. С. 107-136.
- Величко А.А.,** ред. Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления. Ретроспективный анализ и сценарии. М.: ГЕОС, 2010. 220 с.
- Величко А.А., Борисова О.К., Зеликсон Э.М.** Растительность в изменяющемся климате // Вестн. АН СССР. 1991. № 3. С. 82-94.
- Величко А.А., Гричук В.П., Гуртовая Е.Е., Зеликсон Э.М.** Палеоклимат территории СССР в оптимум последнего (микулинского) межледниковья // Изв. АН СССР. Сер. географич. 1983. № 6. С. 30-45.
- Величко А.А., Климанов В.А.** Климатические условия Северного полушария 5-6 тысяч лет назад // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1990. № 5. С. 38-52.
- Вериго С.А., Разумова Л.А.** Почвенная влага (применительно к запросам сельского хозяйства). Л.: Гидрометеоздат, 1973. 328 с.
- Вернадский В.И.** Живое вещество и биосфера. М.: Наука, 1994. 671 с.
- Волобуев В.Р.** Экология почв (очерки). Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1963. 260 с.
- Волобуев В.Р.** Введение в энергетику почвообразования. М.: Наука, 1974. 128 с.
- Восточноевропейские широколиственные леса / Отв. ред. О.В. Смирнова. М.: Наука, 1994. 364 с.
- Вудуэлл Дж.М.** Эффекты глобального потепления // Глобальное потепление. Доклад ГРИНПИС. М.: Изд-во МГУ, 1993. С. 67-83.
- Выгодская Н.Н.** Радиационный режим и структура горных лесов. Л.: Гидрометеоздат, 1981. 261 с.
- Высоцкий Г.Н.** О фито-типологических картах, способах их составления и их практическом значении // Почвоведение, 1909. № 2. С. 98-119.
- Высоцкий Г.Н.** Избранные труды. М.: Сельхозгиз, 1960. 435 с.
- Герасимов И.П.** Генетические, географические и исторические проблемы современного почвоведения. М.: Наука, 1976. 298 с.
- Герасимов И.П.** Экологические проблемы в прошлой, настоящей и будущей географии мира. М.: Наука, 1985. 247 с.
- Герасимов И.П.** Учение Докучаева и современность. М.: Мысль, 1986. 124 с.
- Герасимов И.П., Грин А.М.** Экспериментальный полигон для изучения природных и антропогенных геосистем центральной части лесостепи Русской равнины (характеристика, программа, первые результаты) // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1976. № 1. С. 18-28.
- Глазовская М.А.** Общее почвоведение и география почв. М.: Высшая школа, 1981. 400 с.
- Глазовская М.А.** Геохимия природных и антропогенных ландшафтов СССР. М.: Высшая школа, 1988. 328 с.
- Глазовская М.А.** Биогеохимическая организованность экологического пространства в природных и антропогенных ландшафтах как критерий их устойчивости // Изв. РАН. Сер. геогр. 1992. № 5. С. 5-12.
- Глазовский Н.Ф.** Современные подходы к оценке устойчивости биосферы и развитие человечества // Почвы, биогеохимические циклы и биосфера. М.: Т-во науч. изд. КМК, 2004. С. 20-49.
- Глазовский Н.Ф., Арманд А.Д.,** ред. Механизмы устойчивости геосистем. М.: Наука, 1992. 202 с.
- Глобальное потепление. Доклад ГРИНПИС / Под ред. Дж. Легетта. М.: Изд-во МГУ, 1993. 272 с.
- Голубев Г.Н.** Геоэкология. М.: ГУОС, 1999. 337 с.
- Горчаковский П.Л.** Тенденции антропогенных изменений растительного покрова Земли // Ботан. журн. 1979. Т. 64. № 12. С. 1697-1714.
- Горшков В.Г.** Физические и биологические основы устойчивости жизни. М.: Изд-во ВИНИТИ, 1995. 470 с.
- Горшков В.В., Горшков В.Г., Данилов-Данильян В.И. и др.** Биотическая регуляция оружающей среды // Экология. 1999. № 2. С. 105-113.
- Гребенщиков О.С.** Опыт климатической характеристики основных растительных формаций Кавказа // Бот. журн. 1974. Т. 59, № 2. С. 161-174.

- Григорьев А.А.** Развитие теоретических проблем советской теоретической географии. М.: Наука, 1965. 246 с.
- Гродзинский М.Д.** Устойчивость геосистем: теоретический подход к анализу и методы количественной оценки // Изв. РАН. Сер. геогр. 1987. № 6. С. 5-15.
- Гродзинский М.Д.** Применение оценок устойчивости геосистем к нормированию антропогенных воздействий // Ландшафты, нагрузки, нормы. М.: Ин-т географии РАН, 1990. С. 43-54.
- Груза Г.В., Ранькова Э.Я.** Наблюдаемые современные изменения климата // Возможности предотвращения изменений климата и его последствий. Проблема Киотского протокола. М.: Наука, 2006. С. 60-74.
- Гуртовая Е.Е.Э., Фаустова М.А.** О микულიнском этапе формирования аллювия в бассейне среднего течения Десны (на примере разреза у села Посудичи) // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1977. № 2. С. 69-75.
- Даценко Н.М., Сонечкин Д.М.** Реконструкция синхронных вековых колебаний на западе и востоке северного полушария за последние 200 лет и их связь с солнечной активностью // Изв. РАН. Сер. геогр. 2009. № 4. С. 40-48.
- Демирчян К.С., Демирчян К.К., Кондратьев К.Я.** Обзоры МГЭИК не обосновывают необходимость реализации Киотского протокола // Возможности предотвращения изменений климата и его негативных последствий. Проблема Киотского протокола. М.: Наука, 2006. С. 183-226.
- Джеффферс Дж.** Введение в системный анализ: применение в экологии. М.: Мир, 1981. 256 с.
- Димо В.Н.** Тепловой режим почв СССР. М.: Колос, 1972. 360 с.
- Добровольский Г.В., Никитин Е.Д.** Экология почв. М.: Изд-во МГУ, 2006. 362 с.
- Докучаев В.В.** Наши степи прежде и теперь. М.: Сельхозгиз, 1953. 152 с.
- Дылис Н.В.** Основы биогеоценологии. М.: Изд-во МГУ, 1978. 151 с.
- Дьяконов К.Н., Иванов А.И.** Устойчивость и инерционность геосистемы // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1991. № 1. С. 28-34.
- Ефимова Н.А., Строкина Л.А.** Эмпирические оценки изменений климата на континентах Северного полушария в конце XX века // Изменения климата и их последствия. СПб.: Наука, 2002. С. 93-104.
- Заварзин Г.А.,** ред. Пулы и потоки углерода в наземных экосистемах России. М.: Наука, 2007. 315 с.
- Заварзин Г.А., Котляков В.М.** Стратегия изучения Земли в свете глобальных изменений // Вестник РАН. 1998. Т. 68, № 1. С. 23-29.
- Залиханов М.Ч., Коломыц Э.Г., Шарая Л.С. и др.** Высокогорная геоэкология в моделях. М.: Наука, 2010. 487 с.
- Замолодчиков Д.Г., Грабовский В.И., Краев Г. Н.** Динамика бюджета углерода лесов России за два последних десятилетия // Лесоведение. 2011. № 6. С. 16-28.
- Зейдис И.М., Кружалин В.И., Симонов Ю.Г. и др.** Общие свойства динамики геосистем // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2001. № 4. С. 3-8.
- Злотин Р.И.** Экологические проблемы биоты и устойчивость геосистем // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1987. № 6. С. 45-51.
- Зотов С.И.** Имитационная модель бассейновой геосистемы для географического прогнозирования // Новые концепции в географии и прогнозирование. М.: Наука, 1993. С. 66-75.
- Зубаков В.А.** Географическая зональность и условия увлажнения Северного полушария в термическом оптимуме неогена // Изв. РАН. Сер. геогр. 1993. № 3. С. 80-90.
- Зубаков В.А., Борзенкова И.И.** Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 216 с.
- Зубенок Л.И.** Испарение на континентах. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 264 с.
- Израэль Ю.А.,** ред. Состояние и комплексный мониторинг природной среды и климата. Пределы изменений. М.: Наука, 2001. 242 с.
- Изменение климата,** 2001 г. 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 / Отв. ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 1999. 259 с.
- Исаев А.С., Коровин Г.Н.** Углерод в лесах Северной Евразии // Круговорот углерода на территории России. М.: Мин-во науки и технологий РФ, 1999. С. 63-95.
- Исаченко А.Г.** Методы прикладных ландшафтных исследований. Л.: Наука, 1980 а. 223 с.
- Исаченко А.Г.** Ландшафты СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. 320 с.
- Исаченко Т.И., Лавренко Е.М.,** ред. Карта растительности Европейской части СССР. М-б 1: 2 500 000. М.: ГУТК, 1974. 6 л.
- Кавказ. Природные условия и естественные ресурсы СССР / Отв. ред. Н.В. Думитрашко. М.: Наука, 1966. 482 с.
- Керженцев А.С.** Механизм пространственно-временной изменчивости почв и экосистем // Экология и почвы. Избр. лекции VIII–IX Всерос. школ (1998–1999 гг.). Т. III. М.: Ин-т фонд. пробл. биологии РАН, 1999. С. 31-58.
- Кислов А.В.** Изменения и изменчивость глобального климата // Современные

глобальные изменения природной среды. Т. 1. М.: Научный мир, 2006. С. 118-129.

Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Гл. редакторы М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков (Тр. Геологич. ин-та РАН. Вып. 550). М.: Наука, 2004. 299 с.

Кобак К.И., Кондрашева Н.Ю. Глобальное потепление и природные зоны // Метеорология и гидрология. 1992. № 8. С. 91-98.

Кобак К.И., Кондрашева Н.Ю., Турчинович И.Е. Влияние изменений климата на природную зональность и экосистемы России // Изменения климата и их последствия. СПб.: Наука, 2002. С. 205-210.

Ковда В.А. Биогеохимическая концепция биосферы // Ресурсы биосферы на территории СССР. М.: Наука, 1971. С. 16-26.

Ковда В.А. Основы учения о почвах. Общая теория почвообразовательного процесса. Кн. 1-я. М.: Наука, 1973. 447 с.

Коломыц Э.Г. Организация и устойчивость хвойно-лесных экосистем на бореальном экотоне Русской равнины // Изв. РАН. Сер. геогр. 1995. № 3. С. 37-51.

Коломыц Э.Г. Полиморфизм ландшафтно-зональных систем. Пушино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1998. 311 с.

Коломыц Э.Г. Прогнозные оценки зональных ландшафтно-экологических условий в свете предстоящих глобальных изменений климата // География и природные ресурсы. 1999. № 3. С. 5-12.

Коломыц Э.Г. Региональная модель глобальных изменений природной среды. М.: Наука, 2003. 371 с.

Коломыц Э.Г. Бореальный экотон и географическая зональность: Атлас-монография. М.: Наука, 2005. 390 с.

Коломыц Э.Г. Полизональность локальных геосистем как реакция на глобальные изменения климата // Изв. РАН. Сер. геогр. 2006. № 2. С. 35-47.

Коломыц Э.Г. Локальные механизмы глобальных изменений природных экосистем. М.: Наука, 2008. 427 с.

Коломыц Э.Г., Керженцев А.С., Шарая Л.С. Аналитические и картографические модели функциональной устойчивости лесных экосистем // Успехи соврем. биологии. 2015. Т. 135, № 1. С. 127-149.

Коломыц Э.Г., Розенберг Г.С. Палеопрогнозная концепция в региональной экологии (на примере Волжского бассейна) // Усп. совр. биол. 2004. Т. 124. № 5. С. 403-418.

Коломыц Э.Г., Розенберг Г.С., Колкутин В.И. и др. Экология ландшафтов Волжского бассейна в систем глобальных изменений климата (прогнозный Атлас-монография). Нижний Новгород: Интер-Волга, 1995. 165 с.

Коломыц Э.Г., Розенберг Г.С., Шарая Л.С. Методы ландшафтной экологии в прогнозных оценках биотической регуляции углеродного цикла при глобальном потеплении // Экология. 2009. № 6. С. 1-8.

Коломыц Э.Г., Юнина В.П., Сидоренко М.В., Воротников В.П. Экосистемы хвойного леса на зональной границе. Организация, устойчивость, антропогенная динамика. Нижний Новгород: Ин-т экологии Волж. бассейна РАН, 1993. 346 с.

Колосов В.А., Сдасюк Г.В. Глобально-региональные взаимозависимости // Глобальные изменения и региональные взаимосвязи. М.: Ин-т географии АН СССР, 1992. С. 7-32.

Кондратьев К.Я., Демирчян К.С. Глобальные изменения климата и круговорот углерода // Изв. Рус. геогр. об-ва. 2000. Вып. 4. С. 1-20.

Кононова М.М. Органическое вещество почвы: его природа, свойства и методы изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 313 с.

Коронкевич Н.И. Водный баланс Русской равнины и его антропогенные изменения. М.: Наука, 1990. 204 с.

Котляков В.М. География и выживание человечества // Изв. РАН. Сер. геогр. 1992. № 2. С. 8-14.

Котова Т.В., ред. Растительность Европейской части СССР и Кавказа. М-Б 1:2000 000. М.: ГУГК, 1987. 4 л.

Крауклис А.А. Проблемы экспериментального ландшафтоведения. Новосибирск: Наука, 1979. 232 с.

Криштофович А.Н. Эволюция растительного покрова в геологическом прошлом и ее основные факторы // Материалы по истории флоры и растительности СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. Вып. II. С. 21-87.

Крутько В.Н., Пегов С.А., Хомяков Д.М., Хомяков П.М. Формализация оценки качества компонентов окружающей среды. М.: ВНИИ системных исследований, 1982. Препринт. 36 с.

Куприянова Т.П., ред. Факторы и механизмы устойчивости геосистем. М.: Ин-т географии АН СССР, 1989. 333 с.

Лавренко Е.М., Исаченко Т.И. Зональное и провинциальное ботанико-географическое разделение Европейской части СССР // Изв. ВГО. 1976. Т. 108, вып. 6. С. 469-483.

Ливеровский Ю.А. Почвы СССР. Географическая характеристика. М.: Мысль, 1974. 462 с.

Логофет Д.О., Свиричев Ю.М. Концепция устойчивости биологических систем // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. VI. Л.: Гидрометеоздат, 1983. С. 159-171.

- Марков К.К., Бурашникова Т.А., Муратова М.В., Суетова И.А.** Климатическая модель и географические зоны времени голоценового оптимума на территории СССР // Антропогенные факторы в истории развития современных экосистем. М.: Наука, 1981. С. 230-240.
- Марков К.К., Гричук В.П., Чеботарева Н.С. и др.** Взаимоотношения леса и степи в историческом освещении // Вопросы географии. Сб. 23. 1950. С. 15-120.
- Менжулин Г.В., Савватеев С.П.** Мирровая продовольственная проблема и современное глобально – потепление // Изменения климата и их последствия. СПб.: Наука, 2002. С. 122-151.
- Меняющийся мир.** Географический подход к изучению / Ред. Дж. Р. Матер, Г.В. Сдасюк, М.: Прогресс, 1991. 391 с.
- Мильков Ф.Н.** Физическая география: современное состояние, закономерности, проблемы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1981. 398 с.
- Мильков Ф.Н.** Физическая география: Учение о ландшафте и географическая зональность. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1986. 327 с.
- Миркин Б.М., Розенберг Г.С., Наумова Л.Г.** Словарь понятий и терминов современной фитоценологии. М.: Наука, 1989. 223 с.
- Митропольский А.К.** Техника статистических вычислений. М.: Наука, 1971. 576 с.
- Моделирование динамики органического вещества в лесных экосистемах /** Отв. ред. В.Н. Кудеяров. М.; Наука, 2007. 380 с.
- 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.** Изменение режимов засухи биопродуктивности наземных экосистем в регионах Северной Евразии по расчетам с глобальной климатической моделью с углеродным циклом // ДАН. 2005. Т. 405, № 6. С. 1-5.
- Нейштадт М.И.** История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 404 с.
- Нейштадт М.И.** Региональные закономерности истории фитоценозов СССР в голоцене по палинологическим данным // История биогеоценозов СССР в голоцене. М.: Наука, 1976. С. 79-91.
- Одум Ю.** Основы экологии. Пер. с англ. М.: Мир, 1975. 740 с.
- Одум Ю.** Экология. В 2-х т. Пер. с англ. М.: Мир, 1986. Т. 1 – 328 с.; т. 2 – 376 с.
- Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Суханова Н.И.** Органическое вещество почв Российской Федерации. М.: Наука, 1996. 253 с.
- Оценки экологических и социально-экономических последствий изменений климата.** Доклад Рабочей группы II МГЭИК (Председатель Ю.А. Израэль). СПб.: Гидрометеоздат, 1992. 250 с.
- Палеогеография Европы** за последние с тысяч лет. Атлас-монография. / Отв. ред. И.П. Герасимов, А.А. Величко. М.: Наука, 1982. 156 с.
- Паффенгольц К.Н.,** ред. Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра, 1973. 486 с.
- Перельман А.И.** Геохимия ландшафта. М.: Высшая школа, 1975. 341 с.
- Пианка Э.** Эволюционная экология. Пер. с англ. М.: Мир, 1981. 399 с.
- Плохинский Н.А.** Биометрия. М.: Изд-во МГУ, 1970. 367 с.
- Полынов Б.Б.** Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 751 с.
- Пономарева В.В., Плотникова Т.А.** Гумус и почвообразование: Методы и результаты изучения. Л.: Наука, 1980. 220 с.
- Предстоящие изменения климата.** Совместный Советско-Американский Отчет о климате и его изменениях / Под ред. М.И. Будыко и др. Л.: Гидрометеоздат, 1991. 272 с.
- Преображенский В.С., Александрова Т.Д., Максимова Л.В.** География в меняющемся мире. Век XX. М.: Ин-т географии РАН, 1997. 273 с.
- Программа и методика биогеоценологических исследований /** Под ред. В.Н. Сукачева и Н.В. Дылиса. М.: Наука, 1966. 334 с.
- Пузаченко Ю.Г.** Пространственно-временная иерархия геосистем с позиции теории колебаний // Вопросы географии. Сб. 127. Моделирование геосистем. М.: Мысль, 1986. С. 96-111.
- Пузаченко Ю.Г.** Профилактика экологических катастроф // Новые концепции в географии и прогнозирование, М.: Наука, 1993. С. 21-34.
- Пузаченко Ю.Г.** Основы общей экологии. М.: Изд-во МГУ, 1996. 133 с.
- Пузаченко Ю.Г.** Методологические основы географического прогноза и охраны среды. М.: Изд-во УРАО, 1998. 212 с.
- Пузаченко Ю.Г.** Глобальное биологическое разнообразие и его пространственно-временная изменчивость // Современные глобальные изменения природной среды. Т. 2. М.: Научный мир, 2006. С. 306-377.
- Пузаченко Ю.Г., Мошкин А.В.** Информационно-логический анализ в медико-географических исследованиях // Итоги науки. Медицинская география. Вып. 3. М.: ВИНТИ, 1969. С. 5-74.

- Пузаченко Ю.Г., Скулкин В.С.** Структура растительности лесной зоны СССР: Системный анализ. М.: Наука, 1981. 275 с.
- Раменский Л.Г.** Избранные работы. Проблемы и методы изучения растительного покрова. Л.: Наука, 1971. 334 с.
- Раунер Ю.Л.** Тепловой баланс растительного покрова. М.: Наука, 1972. 210 с.
- Раунер Ю.Л.** Климат и урожайность зерновых культур. М.: Наука, 1981. 163 с.
- Риклефс Р.Э.** Основы общей экологии. Пер. с англ. М.: Мир, 1979. 424 с.
- Рожков А.А., Козак В.Т.** Устойчивость лесов. М.: ВО Агропромиздат, 1989. 239 с.
- Розен Р.** Принцип оптимальности в биологии. М.: Мир, 1969. 216 с.
- Розенберг Г.С.** Модели в фитоценологии. М.: Наука, 1984. 265 с.
- Розенберг Г.С.** К построению системы концепций современной экологии // Журн. общ. биологии. 1991. Т. 52, № 3. С. 422-440.
- Розенберг Г.С.** Лики экологии. Тольятти: Ин-т экологии Волж. бассейна РАН, 2004. 224 с.
- Розенберг Г.С., Мозговой Д.П., Гелашвили Д.Б.** Экология. Элементы теоретических конструкций современной экологии. Самара: Самар. ИЦ РАН. 1999. 396 с.
- Светлосанов В.А.** Устойчивость и стабильность природных экосистем (модельный аспект). ВИНТИ, Итоги науки и техники. Т. 8. М., 1990. 200 с.
- Светлосанов В.А.** Устойчивость природных систем к природным и антропогенным воздействиям (учебное пособие). М., 2009. 100 с.
- Свирижев Ю.М.** Математические модели в экологии // Число и мысль. М.: Знание, 1982. Вып. 5. С. 16-55.
- Свирижев Ю.М.** Устойчивость и сложность в математической экологии // Устойчивость геосистем. М.: Наука, 1983. С. 41-50.
- Свирижев Ю.М., Елизаров Е.Я.** Математическое моделирование биологических систем // Проблемы космической биологии. Т. XX. М.: Наука, 1972. 159 с.
- Свирижев Ю.М., Логофет Д.О.** Устойчивость биологических сообществ. М.: Наука, 1978. 352 с.
- Семенов-Тянь-Шанский В.П.** Район и страна. М.; Л., Гос. изд-во, 1928. 311 с.
- Серебрянная Т.А.** О динамике лесостепной зоны в центре Русской равнины в голоцене // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 179-186.
- Сёмкин Б.И.** Deskриптивные множества и их приложения // Исследования систем. 1. Анализ сложных систем. Владивосток: Тихоокеан. ин-т географии ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 83-94.
- Симонов Ю.Г.** Пути применения эргодической теоремы для палео-географического анализа континентов // Вестн. МГУ. Серия 5. География. 1966. № 5. С. 3-18.
- Симонов Ю.Г.** Основные свойства объектов географического прогнозирования и способы их формализованного описания // Проблемы регионального географического прогноза. М.: Наука, 1982. С. 112-193.
- Симонов Ю.Г.** Географическое прогнозирование и проблемы рационального природопользования на современном этапе // Географическое прогнозирование и охрана природы. М.: Изд-во МГУ, 1990. С. 103-113.
- Сиротенко О.Д., Абашина Е.В.** Агроклиматические ресурсы и физико-географическая зональность территории России при глобальном потеплении // Метеорология и гидрология. 1998. № 3. С. 92-103.
- Смирнова О.В., Турубанова С.А., Бобровский М.В. и др.** Реконструкция истории лесного пояса Восточной Европы и проблема поддержания биологического разнообразия // Успехи современной биологии. 2001. № 2. С. 144-159.
- Солнцев В.Н.** Системная организация ландшафтов. М.: Мысль, 1981 а. 239 с.
- Солнцев В.Н.** Хроноорганизация географических явлений // Вопросы географии. Сб. 117. Геофизика ландшафта. М.: Мысль, 1981 б. С. 40-68.
- Сочава В.Б.** География и экология // Материалы V съезда Географического общества СССР. Л.: ВГО, 1970. 24 с.
- Сочава В.Б.** Геотопология как раздел учения о геосистемах // Топологические аспекты учения о геосистемах. Новосибирск: Наука, 1974. С. 3-86.
- Сочава В.Б.** Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука, 1978. 319 с.
- Сочава В.Б.** Растительный покров на тематических картах. Новосибирск: Наука, 1979. 189 с.
- Сочава В.Б.** Избранные труды. Теоретическая и прикладная география. Новосибирск: Наука, 2005. 288 с.
- Спрыгин И.И.** Материалы к познанию растительности Среднего Поволжья // Научное наследство. Т. 11. М.: Наука, 1986. 512 с.
- Ступишин А.В., ред.** Физико-географическое районирование Среднего Поволжья. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1964. 197 с.
- Судницын И.И., Сидорова М.М., Орешкин Н.С., Васильева М.И.** Влияние метеорологических условий на изменение запаса влаги в дерново-подзолистой суглинистой почве // Метеорология и гидрология. 1988. № 8. С. 90-99.

- Сукачев В.Н.** Избранные труды. Т. 1. Основы лесной типологии и биогеоценологии. Л.: Наука, 1972. 418 с.
- Сукачев В.Н.** Избранные труды. Т. III. Проблемы фитоценологии. Л.: Наука, 1975. 543 с.
- Танфильев Г.И.** Географические работы. М.: Гос. изд-во геогр. лит-ры, 1953. 676 с.
- Таргульян В.О., Арманд А.Д., Роде А.А., Дмитриев Е.А.** Почва как компонент биогеоценоза и ее изучение в биосферных заповедниках // Биосферные заповедники: Тр. I Советско-Американского симпозиума. Л.: Гидрометеиздат, 1977. С. 51-60.
- Таргульян В.О., Соколов И.А.** Структурный и функциональный подход к почве: почва-память и почва-момент // Математическое моделирование в экологии. М.: Наука, 1978. С. 17-33.
- Тарко А.М.** Антропогенные изменения глобальных биосферных процессов. Математическое моделирование. М.: Физматлит, 2005. 231 с.
- Тимофеев-Ресовский Н.В., Тюрюканов А.Н.** Об элементарных биохорологических подразделениях биосферы // Бюл. Моск. об-ва испытат. природы. Т. LXXI, вып. 1. М.: Изд-во МГУ, 1966. С. 123-132.
- Тишков А.А.** Подходы к исследованиям динамики биоты как объекта географического прогнозирования // Географическое прогнозирование и природоохранные проблемы. М.: Ин-т географии АН СССР, 1988. С. 49-60.
- Тишков А.А.** Роль сукцессий во временной организованности геосистем // Гео-система во времени. М.: Ин-т географии АН СССР, 1991. С. 118-132.
- Тишков А.А.** Биосферные функции природных экосистем России. М.: Наука, 2005. 309 с.
- Трофимов А.М.** Пути прогнозирования развития геосистем // Новые концепции в географии и прогнозирование, М.: Наука, 1993. С. 39-48.
- Тушинский Г.К.** Ритмы снежности и оледенения в историческое время в северном полушарии // Проблемы планетарной географии. М.: Изд-во МГУ, 1969. С. 52-65.
- Тюрюканов А.Н.** Избранные труды. М.: Изд-во РЭФИА, 2001. 307 с.
- Тюрюканов А.Н., Федоров В.М.** Биосферные раздумья. М.: РАЕН, 1996. 368 с.
- Уиттекер Р.** Сообщества и экосистемы. М.: Прогресс, 1980. 327 с.
- Утехин В.Д.** Первичная биологическая продуктивность лесостепных экосистем. М.: Наука, 1977. 146 с.
- Фридланд В.М.** (ред.). Почвенная карта РСФСР. М-6 1:2500 000. М.: ГУГК, 1988.
- Харбух Дж., Бонэм-Картер Г.** Моделирование на ЭВМ в геологии. Пер. с англ. М.: Мир, 1974. 319 с.
- Хильми Г. Ф.** Основы физики биосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 300 с.
- Хотинский Н.А.** Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
- Хотинский Н.А., Савина С.С.** Палеоклиматические схемы территории СССР в бореальном, атлантическом и суббореальном периодах голоцена // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1985. № 4. С. 18-34.
- Шарая Л.С.** Количественный анализ пространственной изменчивости некоторых параметров состояния экосистемы Жигули // Самарская Лука. Бюл. 2007. Т. 16, № 4. С. 639-659.
- Шарая Л.С.** Предсказательное картирование лесных экосистем в геоэкологии // Поволж. экологич. журн. 2009. № 3. С. 249-257.
- Шварц С.С.** Экологические основы охраны биосферы // Методологические аспекты исследования биосферы. М.: Наука, 1975. С. 100-112.
- Шугарт Г.Г., Антоновский М.Я., Ярвис П.Дж., Санфорд А.П.** Углекислый газ, изменение климата и лесные экосистемы // Парниковый эффект, изменение климата и экосистемы. Л.: Гидрометеиздат, 1989. С. 513-547.
- Экосистемы теллермановского леса /** Отв. ред. В.В. Осипов; Институт лесоведения РАН. М.: Наука, 2004. 340 с.
- Эшби У.Р.** Введение в кибернетику. Пер. с англ. М.: Изд-во Иностр. лит-ры, 1959. 432 с.
- Ясаманов Н.А.** Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 295 с.
- Aber J., Nelson R.P., McNulty St. et al.** Forest Processes and Global Environmental Change: Predicting the Effects of Individual and Multiple Stressors // BioScience. 2001. V. 51, № 9. P. 735-751.
- Alcamo J., Leemans R., Kreileman E.** Global change scenarios of the 21-th century: Result from the IMAGE 2.1 model. L.: Elsevier, 1998.
- Allen D.M.** The relationship between variable selection and data augmentation and a method for prediction // Technometrics. 1974. V. 16. P. 125-127.
- Chapin F.S., Walker B.H., Hobbs R.J. et al.** Biotic control over the functioning of ecosystems // Science. 1997. V. 277. P. 500-504.
- Dahl E.** 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, 1993. P. 81-83.
- Diaz S., Cabido M.** Vive la difference: plant functional diversity matters to ecosystem processes // Trends Ecol. Evol. 2001. V. 16. P. 646-655.
- Emanuel W.R., Shugart H.H., Stevenson M.R.** Climatic changes and the boreal-scale distribution of terrestrial ecosystem complexes // Climatic Change, 1985. No 7. P. 29-43.

- Forman R.T.T.** Land Mosaics: The Ecology of Landscapes and Regions. Cambridge: Cambridge Univ., 1995. 632 p.
- Gunderson L.** Ecological resilience: in theory and application // *Ann. Rev. Ecol. Syst.* 2000. V. 31. P. 425-439.
- Hansen J.G., Hung I., Lasis A. et al.** Global Climate Changes as Forecasted by Goddard Institute for Space Studies Three-Dimensional Models // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 92. P. 9341-9354.
- Hansen J., Sato M., Ruedy R. et al.** Climate simulations for 1880–2003 with GISS model E // *Climate Dynamics.* 2007 a. V. 29. P. 661-696.
- Hansen J., Sato M., Ruedy R. et al.** Dangerous human-made interference with climate: A GISS model E study // *Climate Dynamics.* 2007 b. V. 7. P. 2287-2312.
- Holling C.S.** Resilience and stability of ecosystems // *Ann. Rev. Ecol.* 1973. V. 4. P. 1-23.
- 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 // *J. of Ecology.* 2004. V. 92. P. 230-240.
- Leemans R.** Modelling ecological and agricultural impacts of global change on a global scale // *J. of Sci. & Industrial Res.* 1992. V. 51. P. 709-724.
- Lischke H., Guisan, A., Fischlin, A., 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.
- Margalef R.** Information theory in ecology // *Gen. Syst.* 1958. V. 3. P. 36-71.
- McIntyre S., McKittrick.** Correlation to the Mann et al. (1998) proxy data base and Northern hemisphere average temperature series // *Energy and Environment.* 2003. V. 14. N 6. P. 751-771.
- Melillo J.M., McGuire A.D., Kicklighter D.W. et al.** Global change and terrestrial net primary production. *Nature.* 1996. V. 363. P. 234-240.
- Naeem S.** Species redundancy and ecosystem reliability // *Conserv. Biol.* 1998. V. 12. P. 39-45.
- Peterson G., Allen C.R., Holling C.S.** Ecological resilience, biodiversity and scale // *Ecosystems.* 1998. V. 1. P. 6-18.
- Pope V.D., Gallani M.L., Rowntree P.R., Stratton R.A.** The impact of new physical parametrizations in Hadley Centre climate model – HadCM3 // *Climate Dynamics.* 2000. V. 16. P. 123-146.
- Printice I.C., Cramer W., Harrison S.P. et al.** A global biom model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate // *J. Biogeogr.* 1992. V. 19. P. 117-134.
- Santer B.** 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.* 1985. V. 7, N 1. P. 71-93.
- Scherer-Lorenzen M., Korner C., Schulze E.-D.,** Eds. Forest diversity and function: temperate and boreal systems. 2005. Springer: Berlin. 301 p.
- Schmidt G.A., Ruegy R., Hansen J.E. et al.** Present day atmospheric simulations using GISS Model E: Comparison to in-situ, satellite and reanalysis data // *J. Climate.* 2006. V. 19. P. 153-192.
- Shanin V.N., Komarov A.S., Bykhovets S.S.** Simulation modelling for sustainable forest management: a case-study // *Procedia Environmental Sciences.* 2012. V. 13. P. 535-549.
- Shanin V.N., Komarov A.S., Mikhailov A.V., Bykhovets S.S.** Modelling carbon and nitrogen dynamics in forest ecosystems of Central Russia under different climate change scenarios and forest management regimes // *Ecol Model.* 2011. V. 222. P. 2262-2275.
- Smith J. M.** Models in Ecology. Cambridge: At the University of Sussex Press, 1974. 184 p.
- Smith T.M., Leemance R., Shugart H.H.** Sensitivity of terrestrial carbon storage to CO₂-induced climate change: comparison of four scenarios based on general circulation models // *Climatic Change.* 1992. V. 21. P. 367-384.
- Solomon A.M., Prentice C., Leemans R., Cramer W.P.** The interaction of climate and land use in future terrestrial carbon storage and release // *Water, Air, and Soil Pollution.* 1993. V. 70. P. 595–614.
- Stone L., Gabric A., Berman T.** Ecosystem resilience, stability, and productivity: Seeking a Relationship // *Amer. Natur.* 1996. V. 148. P. 892-903.
- Thompson I., Mackey B., McNulty S., Mosseler A.** 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. 2009. N 43. 67 p.
- Yachi S., Loreau M.** Biodiversity and ecosystem productivity in a fluctuating environment: the insurance hypothesis // *Proc. Nat. Acad. Sci. USA.* 1999. V. 96. P. 1463-1468.
- Zaret T.M.** The stability/diversity controversy: A test of hypotheses // *Ecology.* 1982. V. 63. P. 721-731.