

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
ИНСТИТУТ ПОЧВОВЕДЕНИЯ И АГРОХИМИИ

**С.В. Васильев**

**ЛЕСНЫЕ И БОЛОТНЫЕ  
ЛАНДШАФТЫ  
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**



Томск – 2007

УДК 581.5; 551. 631.615(470.22)  
В 191

**Васильев С.В.** Лесные и болотные ландшафты Западной  
В 191 Сибири. – Томск: Изд-во НТЛ, 2007. – 276 с.

ISBN 978-5-89503-334-0

В монографии обсуждается возможность использования геометрического подхода и общих принципов теории симметрии при изучении природных тел разных уровней организации. Показаны пути использования ландшафтной основы для изучения по аэро- и космоснимкам растительности, почв и поверхностных отложений. Дается описание морфологической структуры междуречий, пойм, террас и болот.

Книга предназначена для широкого круга специалистов различного профиля: экологов, лесоводов, геоботаников, почвоведов, болотоведов, преподавателей вузов и студентов соответствующих направлений и специальностей.

**УДК 581.5; 551. 631.615(470.22)**

**Рецензенты:**

профессор **Шамиль Максютов**,  
Центр глобальных экологических исследований,  
Тсукуба, Япония;

профессор **Ханс Йостен**,  
Институт ботаники,  
Грейфсвальд, Германия

ISBN 978-5-89503-334-0

© С.В. Васильев, 2007  
© ООО «Издательство НТЛ»,  
дизайн, макет, 2007

SIBERIAN BRANCH OF RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
INSTITUTE OF SOIL SCIENCE AND AGROCHEMISTRY

**S.V. Vasiliev**

# **FORESTS AND WETLANDS OF WEST SIBERIA**



Tomsk – 2007

UDC 581.5; 551. 631.615(470.22)  
V 30

V 30 **Vasiliev S.V.** Forests and Wetlands of West Siberia. – Tomsk:  
NTL, 2007. – 276 p.

ISBN 978-5-89503-334-0

The opportunity of using of the geometrical approach and general principals of the theory of symmetry for investigation of natural bodies of different levels of organization is discussed in this book. The ways of application of landscape basis for exploration of vegetation, soils and grounds with the help of air- and satellite images are shown. Description of morphological structure of interfluves, flood lands, terraces and bogs is given.

This book is intended for wide area of specialists: ecologists, geo-botanists, soil scientists, teachers and students.

**UDC 581.5; 551. 631.615(470.22)**

Reviewers:

Professor **Maksutov Shamil**

Center for globalEnvironmental Research, Tsucuba, Japan.

Professor **Hans Joosten**

Botanical Institute, Greifsvald, Gernany.

ISBN 978-5-89503-334-0

© S.V. Vasiliev, 2007

© NTL publishing house,  
design, 2007

## **ПРЕДИСЛОВИЕ**

Предлагаемая вниманию читателей книга Сергея Валерьевича Васильева (1955 – 2001 гг.) включает его неопубликованные работы.

С.В. Васильев более 30 лет занимался проблемами пространственно-временной структуры растительного покрова, используя методы картографирования и дешифрирования аэро- и космоснимков. Главная задача публикации этих материалов – издать монографическую подборку неопубликованных результатов исследований по проблемам теоретической геоботаники, болотоведения и лесной типологии.

В книгу включены работы по следующим направлениям: методам сравнительной геоботаники и вопросам генезиса болотообразовательного процесса. Они образуют две взаимно не связанные части монографии.

Для монографического построения данной книги требовалось выбрать из богатого научного наследия ученого наиболее существенные работы.

В книгу включено 10 научных работ С.В. Васильева, соответствующих главам монографии, из его общего наследия – более 40 публикаций за период с 1975 г. Сделанная выборка не освещает весь круг научных интересов ученого, так как кроме теоретической геоботаники он внес крупный вклад в создание классификации антропогенно нарушенных территорий, в разработку методов по ландшафтному дешифрированию, палеогеографии и геоморфологии.

Некоторые главы, по существу, представляют готовые для опубликования статьи стандартного размера. Первая часть начинается главой, в которой излагаются теоретические вопросы динамики растительности. Процессы, связанные с эволюцией ландшафта в целом, с многолетними циклическими изменениями, индуцированными региональным климатом, и в связи с глобальными изменениями климата касаются уже целых совокупностей растительных сообществ, реакция которых зависит от типа сочетаний и их геометрии. Остальные главы важны как теоретическая основа геоботанических экологических исследований. В них С.В. Васильев развивает основные представления о топологии расти-

тельного покрова, некоторые каноны дешифрирования аэро- и космоснимков.

Во второй части обсуждаются фундаментальные вопросы генезиса болотообразовательного процесса в таежной и арктической зонах. Интерес к болотам зародился у С.В. Васильева еще в юности и сохранился на всю жизнь. Он проводил полевые исследования в ряде районов Ханты-Мансийского и Ямало-Ненецкого округов. Это позволило ему, образно говоря, заглянуть в душу Севера, уяснить особенности и генезис болот, включая закономерности распределения растительных сообществ в таежной зоне и субарктике, историю развития болот и их происхождение.

Актуальность этих вопросов очевидна, если принять во внимание, что инвентаризация с целью картографирования той или иной территории – лишь первый этап исследовательской работы, который имеет целью составление списков видов. Далее предстоит непосредственно теоретическая работа: анализ исходных фактических данных для расшифровки космических изображений и синтетический этап научного процесса – по классификационным признакам на основе эколого-географических сопоставлений и учета палеогеографических данных составление многослойной ландшафтной карты. Такой подход представляет теоретическую базу для прикладной ботаники, включая разработку вопросов по рациональному использованию и охране ресурсов растительного мира.

Публикация трудов С.В. Васильева будет способствовать совершенствованию методов дешифрирования растительности и постановке углубленных ботанико-географических исследований.

Ответственные редакторы признательны супруге С.В. Васильева В.В. Рыковой и научным сотрудникам Института почвоведения и агрохимии СО РАН профессору А.А. Титляновой, С.В. Шибаревой, С.Я. Кудряшовой, Н.П. Косых за помощь в подборе материала и подготовку книги к опубликованию.

Особую благодарность сотрудники лаборатории биогеоценологии, друзья и родственники выражают профессору Хансу Йостену (Германия) и профессору Шамилю Максютову (Япония), без финансовой поддержки которых данного издания могло и не быть.

*Н.П. Миронычева-Токарева*

## СЕРГЕЙ ВАЛЕРЬЕВИЧ ВАСИЛЬЕВ



Пройдет бродяга и непоседа –  
Мир опояшут его следы.  
Он сам умрет, но отдаст соседу  
Глоток священной живой воды.

*М. Анчаров*

С.В. Васильев родился 12 марта 1955 года в Новосибирске. Здесь же в 1972 г. окончил среднюю школу. После ее окончания он был принят лаборантом в Центральный ботанический сад в лабораторию геоботаники к доктору биологических наук Н.Н. Лашинскому. Еще учась в школе, Сергей Валерьевич принимал участие в экспедиционных работах по инвентаризации флоры и растительности в горах Киргизии и Алтая вместе с со-

трудниками лаборатории. С 1975 г. он с перерывами продолжал работы по инвентаризации флоры в Азасском заповеднике республики Тува. Оставаясь сотрудником лаборатории профессора Н.Н. Лашинского, Сергей Валерьевич поступил в Томский государственный университет на заочное отделение биолого-почвенного факультета. После службы в рядах Советской армии он в 1981 г. успешно закончил Томский государственный университет и перешел работать в Новосибирский филиал Красноярского института леса и древесины имени В.Н. Сукачева во вновь организуемую лабораторию динамики лесного покрова под руководством В.Н. Седых.

Здесь он начал заниматься дешифрированием аэрофотоснимков с целью изучения лесных ресурсов. В это время вышли его статьи «Осинники поймы Оби», «Кедровники поймы Оби» и «Ивняки поймы Оби».

Для мониторинга лесных массивов внутри лаборатории была создана группа по внедрению дистанционных методов зондирования при изучении лесных ресурсов, где Сергей Валерьевич начал изучать сукцессии пойменной растительности средней части Обского бассейна. Им была разработана ландшафтная классификация лесной растительности Обской поймы. Принципы ландшафтной классификации поймы и методы ее картографирования на основе аэрофото- и космоснимков позволили разработать систему морфологического анализа лесоболотных комплексов, с помощью которой удалось создать классификацию лесоболотных экосистем среднетаежной части Западной Сибири. Эти разработки легли в основу его кандидатской диссертации «Типология и хорология растительности поймы Средней Оби», которую он успешно защитил в 1988 г.

В 1992 г. Сергей Валерьевич возглавил сектор лесоболотных комплексов в Новосибирском филиале Института леса СО РАН. Исследования в области болотоведения позволили начать работу по теории болотообразовательного процесса. Для оценки темпов заболачивания и скорости торфонакопления Сергеем Валерьевичем была построена геометрическая модель поведения экосистемы при различных типах антропогенного воздействия и изменения климатических параметров в различных временных интервалах. Расчеты с применением геометрической модели позволили провести палеоклиматический анализ развития процессов заболачивания в голоцене и рассчитать скорости заболачивания территорий в различных зонах Западной Сибири.

После перехода в Институт почвоведения и агрохимии в 1997 г. Сергей Валерьевич продолжил исследования, начатые им в Красноярском институте леса. Используя данные, полученные при дешифрировании территорий в различной степени освоенных месторождений, он отработал критерии оценки нагрузки на ландшафт и опубликовал в монографии «Воздействие нефтегазодобывающей промышленности на лесные и болотные экосистемы» в 1998 г. В ней он провел разграничения между антропогенной нагрузкой и антропогенным воздействием и дал им определения. Для создания классификации нарушенных экосистем им были разработаны 4 типа стресс-индексов. С использованием стресс-индексов как признаков на множестве описаний был проведен дискриминантный анализ реакций растительных сообществ на внешнее воздействие. Целью дискриминантного анализа было определение наиболее оптимальной проекции в пространстве координат-признаков, при



которой распознавание заданных типов воздействия было наилучшим. Анализ воздействий на уровне экосистем был проведен по результатам полевых обследований лесоболотных комплексов севера Западной Сибири. Параллельно шла работа по инвентаризации болотных экосистем с целью их дальнейшей классификации, которая осталась неоконченной.

Возглавив в 1998 г. лабораторию биогеоценологии, Сергей Валерьевич начал заниматься проблемами биоразнообразия и динамикой круговорота углерода в различных типах экосистем применительно к лесоболотным комплексам, находящимся в различных климатических зонах.

Параллельно с научной деятельностью Сергей Валерьевич занимался подготовкой специалистов по ландшафтному дешифрированию на кафедре экологии и природопользования Сибирской государственной геодезической академии.

Сергей Валерьевич был талантливым ученым, разносторонним исследователем, более двадцати лет изучавшим природу севера Западной Сибири и опубликовавшим более 40 научных работ. Он рано ушел из жизни. Как высокопрофессиональный специалист он смог бы сделать еще очень много. К сожалению, многим его планам не суждено было реализоваться.

## **SERGEY V. VASILIEV**



Sergey V. Vasiliev is a brilliant talent scientist from the Institute of Soil Science and Agrochemistry SB RAS died after serious painful illness in 2001 yr.

More than 30 years S. Vasiliev was engaged in research of spacial-temporal structure of vegetation cover, using the digital mapping and aircraft/satellite images interpretation methods. His scientific interest included a number of theoretical issues, concerning geobotany, biogeocenology, forest typology, wetlands research, etc. The last years of his life were devoted to study the wetland expansion processes and quaternary transformation of biogeocenoses (BGC) in Western Siberia.

Sergey Vasiliev was born 12, March 1955 in Novosibirsk, Russia. In 1972 he graduated the high school and started to work in Central Siberian Botanical Garden as a laboratory assistant. His supervisor was Prof. N.N. Lashinsky, the head of the Geobotanical Department. During his school years, he already took part in scientific expeditions with respect to inventory of flora and vegetation at the Kirghiz and Altay mountains. Since 1975 he intermittently continued the inventory of flora in Azas reserve area (Tuva). Continuing to work in the N.N. Lashinsky's laboratory, Sergey Valerievich started to study at Tomsk State University as the external student at the biology and soil science department.

After the military service, in 1981, he successfully graduated the Tomsk State University and started to work in the Krasnoyarsk Institute of forest SB RAS (Novosibirsk branch) in recently created laboratory of forest cover dynamics under the leadership of V.N. Sedykh. There he began to interpret the

satellite images for the purpose of forest resources investigation. A number of scientific articles were printed that time: «Aspen forests at the Ob flood-plain», «Cedar forests at the Ob flood-plain», «Willow forests at the Ob flood-plain».

To the forest tracts monitor and investigate of forest resources, a special team for the development of remote sensing methods was created within the laboratory, where Sergey Vasiliev started to study forest successions in the middle of the Ob flood-plain. The landscape classification of forest vegetation at Ob flood-plain was done as the result of this research. Landscape classification principles and mapping methods, which were worked out for the flood-plain on the basis of aircraft/satellite images interpretation, allowed him to elaborate the system of morphometric analysis of forest-wetland complexes. That system helped to create the classification of forest and wetland ecosystems for the middle taiga region of West Siberia. These elaborations laid the essential principles for his thesis «Vegetation typology in the middle part of the Ob flood-plain», which brought him the degree of Doctor of Biological Sciences in 1988.

In 1992 yr. Sergey Vasiliev became a leading researcher position in the Forest-wetland complexes Department in the Institute of forest SB RAS (Novosibirsk branch). His biogeocenological interests were reflected in his wetland research, that resulted in developing the theory of wetland forming processes. Sergey Vasiliev developed a geometric model, which described the response of ecosystems to the various type of antropogenic factors under changible climatic parameters in different time interval for estimation of swamping and peat accumulation rates. Application of this geometric model allowed to implement the paleo-climatic analysis of development of swamping processes in Holocen and calculate the wetland expansion rates for different West Siberian territories.

When he began to work at the Institute of Soil Science and Agrochemistry of the SB RAS in 1997, Sergey Vasiliev continued his research, started at the Institute of Forest (Krasnoyarsk). Using the information, obtained by interpretation of remote sensing data for oil-gas deposits, he developed criterions of industrial loading on ecosystems around oil production sites. The results of research were published as the monograph, titled «Impact of oil-gas industry to the forest and wetland ecosystems» in 1998. He distinguished the effects of antropogenic (quaternary) load and antropohenic impact on the ecosystems and gave the definitions of both concept in the monograph. To classify disturbed ecosystems, Sergey Vasiliev developed 4 types of stress-

indexes. Using the stress-indexes as variables, he conducted the discriminant analysis of vegetation community responses to external factors. The goal of discriminant analysis was to determine the optimal projection in the variables space, when identification of prescribed influence types would be the best. Analysis of the antropogenic impact at ecosystem level was carried out in forest-wetland complexes in northern part of West Siberia. At the same time, the work for inventory of wetlands for the purpose of their further classification was continued. Unfortunately, S. Vasiliev was never finished it.

S. Vasiliev was the head of the laboratory of biogeocenology in 1998, where he started to investigate biodiversity and carbon circulation dynamics for different type of ecosystems, particularly in the forest-wetland complexes at the different climatic conditions.

In parallel with scientific activity, Sergey Vasiliev devoted himself to training young specialists in landscape interpretation at Department of Ecology and Environmental Science in the Siberian State Geodetic Academy.

Sergey Valerievich was a talented, productive and versatile scientist, who for more than 20 years studied the northern nature. He published about 40 scientific articles on the results of his investigations. He left us so early! As a highly educated specialist, he might have done even much more. Unfortunately, many of his plans were never implemented.

# Р а з д е л I

## РАСТИТЕЛЬНЫЙ ПОКРОВ ЭКОСИСТЕМ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Section I

THE VEGETATIVE COVER  
OF WEST SIBERIAN ECOSYSTEMS

Глава 1	ТОПОЛОГИЯ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА
Глава 2	АБСТРАКТНОЕ СИНТАКСОНОМИЧЕСКОЕ ПРОСТРАНСТВО ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ЛЕСНОЙ ТИПОЛОГИИ
Глава 3	ЛИШАЙНИКОВО-ЗЕЛЕНОМОШНЫЕ ЛЕСА СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ
Глава 4	СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЯДОВ СОПРЯЖЕННЫХ ФАЦИЙ НА ГРАНИЦЕ ЛЕСА И БОЛОТА В СРЕДНЕТАЕЖНОЙ И ПОДТАЕЖНОЙ ЗОНАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Chapter 1	THE VEGETATIVE COVER TOPOLOGY
Chapter 2	THE ABSTRACT SYNTAXONOMIC SPACE WITH THE REFERENCE TO FOREST TYPOLOGY
Chapter 3	LICHEN-GREENMOSS FORESTS IN NORTHERN WEST SIBERIA
Chapter 4	A COMPARATIVE ANALYSIS OF CONJUGATE FACIES SERIES ON THE BORDER OF FOREST AND MIRE IN MIDDLE-TAIGA AND SUB-TAIGA ZONES OF WEST SIBERIA

# Глава 1

## ТОПОЛОГИЯ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА

В данной главе описывается создание картографической классификации растительности с помощью теорем комбинаторной логики. Построена простая модель синтаксономического пространства. Множество типов растительных сообществ – это синтаксон, определяемый как множество растительных сообществ, имеющих характеристики, определенные для данного синтаксона. Синтаксоны рассматриваются как трехмерные области в евклидовом пространстве. В это же пространство посредством изгибания и растягивания вложена геоботаническая карта, располагающаяся таким образом, чтобы выделы распределялись в областях-синтаксонах в соответствии с тем, какого типа (синтаксона) растительное сообщество они представляют.

*In the chapter the creation of the cartographical classification of vegetation using theorems of combinatorial logic is described. A simple model of syntaxonomic space is constructed. The set of vegetative assemblages types is a syntaxon, which is possible to define as a set of vegetative assemblages having characteristics defined for the given syntaxon. Syntaxons are esteemed as three-dimensional areas in the Euclidean space. The geobotanic map is enclosed in the same space by means of a bending and stretching. The map is settled so that contours are placed in areas-syntaxons according with the type (syntaxon) of vegetative community they are represented.*

Геоботаническая классификация как процесс имеет дело со своеобразными объектами – растительными сообществами. Растительные сообщества – участки растительного покрова, условно выделенные внутри непрерывного ковра растительности. Такие сообщества могут быть нанесены на карту в виде различно раскрашенных, согласно типам, выделов. В этом случае конкретные границы выделов между выбранными двумя типами зависят от того, как определены критерии различения этих типов, а величина или емкость выделов зависит от того, с каким уровнем детализации сделана классификация. Например, граница между лесом и болотом на карте будет одна, но если классификация более детальна, например: лес – заболоченный лес – лесное болото – открытое

болото, то граница будет другая. Часто на практике растительные сообщества в момент описания и картографирования в природе выделяются до того, как определены их типы. В этом случае границы между сообществами, казалось бы, не зависят от таксономических критериев. Но и в этом случае всегда учитывается цель разделения сообществ на выделы или сверхзадача такого деления.

### **Классификация-легенда**

Классификация-легенда, характеризующая типы растительных сообществ как выделов карты, имеет свои особенности, отличающие ее от просто классификации. К таким особенностям относятся комплексность выделов, разноранговость показанных на карте типологических категорий и обязательная типологическая интерпретация каждого выдела карты в том смысле, что карта не терпит пустоты и легенда должна быть полной.

Иначе с простой классификацией. Классификация строится, как правило, на одном уровне и оперирует однородными объектами – геоботаническими описаниями. Несомненно, имеется некоторая неоднородность описаний, и здесь она растет по мере повышения ранга типологических единиц. Однако это не тот сорт неоднородности, который мы наблюдаем на карте. В классификации могут быть отброшенные и забракованные описания. Это означает белое пятно на карте, когда для выделов, где эти описания были сделаны, мы не можем определить типологической категории. Это значит, на любой стадии проработки классификация может быть и неполной.

Другой особенностью геоботанических объектов является то, что они в большой мере изменчивы и могут во времени менять свой тип, менять свои признаки, свой вид, а в соответствии с этим и свои границы. В типологии часто используют такие типологические единицы, которые объединяют растительные сообщества различных стадий динамики, невзирая на их актуальное сходство или различие. Это полезно при построении прогнозных карт, когда определяется некоторое потенциально-возможное состояние для каждого из растительных сообществ. В этом случае все сообщества, какого бы типа они не были, относятся к одному классу, если предполагается, что итог их развития будет одинаков. Такие классификации в сильной степени зависят от того, сколько времени предполагается ожидать итог, какими критериями следует ру-



ководствоваться при определении того, является данное состояние растительности итоговым или нет, как поступать с такими типами растительных сообществ, которые являются элементами различных сукцессионных серий, как поступать с различными сукцессионными сериями, имеющими одинаковый тип сообществ в итоге.

Динамические процессы, происходящие в растительных сообществах, разномасштабны. Одновременно происходят флуктуационная смена, возрастные изменения доминанта, длительные процессы, связанные с необратимыми изменениями в почве. Как описать в классификации и типологии все то разнообразие состояний, которое присуще в связи с этим единичному фитоценозу? Процессы, связанные с эволюцией ландшафта в целом с многолетними циклическими изменениями, индуцированными региональным климатом, и в связи с глобальными изменениями климата, касаются уже целых совокупностей растительных сообществ, реакция которых зависит от типа сочетаний и их геометрии (таблица).

В связи с этим растительные сообщества должны рассматриваться в трех аспектах: в пространстве, во времени и в типологии. В пространстве каждому из них можно дать определение в параметрах местоположения относительно других сообществ. Во времени они рассматриваются в ряду-последовательности сменяемых и сменяющих их других сообществ. Типология дает независимое определение растительных сообществ в параметрах биологического разнообразия. В соответствии с этим должны существовать и три классификации: картографическая – как иерархия территориальных сочетаний; динамическая – как иерархия этапов и циклов развития растительных сообществ и просто классификация. В то же время должна существовать и связь между ними.

В геоботанике существует множество различных классификационных подходов к типологии растительных сообществ. Существует и продолжает существовать множество различных лесотипологических теорий. Некоторые из теорий конкурируют за право быть лучшей, другие просто противоречат друг другу. В то же время нет общей теории, которая могла бы развести конфликтные ситуации в области классификации растительности и одновременно показать область действия и область приложения различных классификаций. Нет ни одной классификации, удовлетворительно справляющейся одновременно и с проблемами динамики растительности, и с проблемами их территориальных сочетаний.

## Иерархия биологических систем

Элементы	Множества		
	Компактные	Полукомпактные	Свободные
Атомы	Вещества		
Неорганические молекулы	Неорганические полимеры		
Мономеры, радикалы	Простые органические полимеры		
Пептиды, нуклеотиды, моносахариды	Полипептиды, полинуклеотиды, полисахариды и т.д.		
Комплексы	Мембраны		
Органеллы	Системы органелл		Вирусы
Клетки	Ткани	Колонии одноклеточных организмов	Популяции свободноживущих одноклеточных организмов
Простые органы	Сложные ткани	Колониальные кишечнополостные	Популяции свободноживущих кишечнополостных червей
Сложные органы	Системы органов	Колониальные кишечнополостные,	Популяции свободноживущих иглокожих: грибы, лишайники
Сложные многоклеточные организмы		Клоны	Популяции позвоночных животных и высших сосудистых растений
Биологические сообщества			

Экосистемы и биогеоценозы являются объектами географического уровня организации материи, выходящего за рамки биологического. Лесная типология, имеющая в качестве объектов биогеоценозы, также выходит за рамки только биологических вопросов (Морозов Г.Ф., 1931) В связи с этим геоботаническая классификация лесных растительных сообществ имеет весьма ограниченную мощность.

## Синтаксономия

Синтаксономией назовем множество типов растительных сообществ (синтаксонов). Каждый из типов имеет некоторые признаки и название. Каждый синтаксон, в свою очередь, можно определить как множество растительных сообществ, которые имеют характеристики или признаки, определенные для данного синтаксона. Синтаксономия, таким образом, определяется на множестве растительных сообществ и является разбиением этого множества на подмножества – синтаксоны. Для дальнейших рассуждений можно предполагать, что синтаксоны проиндексированы. Если имеются сообщества, сочетающие в себе признаки каких-либо нескольких синтаксонов, можно говорить, что эти синтаксоны пересекаются.

Дальнейшие рассуждения основываются на теоремах комбинаторной топологии (Морозов Г.Ф., 1931; Александров Н.С., 1947). Каждый из синтаксонов можно рассмотреть как вершину некоторого абстрактного комплекса  $K$ . Тогда вершины будут одновременно и абстрактными нуль-мерными симплексами этого комплекса. Геометрическим образом этих вершин традиционно можно выбрать точки, они же будут геометрическими нуль-мерными симплексами.

Некоторые из синтаксонов образуют абстрактные симплексы большей размерности в том случае, если имеются растительные сообщества, сочетающие в себе их признаки или, иначе говоря, если синтаксоны пересекаются. Симплексом размерности 1 (одномерным симплексом) будет являться любая пара синтаксонов, которые имеют переходные сообщества. Пока можно не вводить никаких ограничений и предполагать, что любые два синтаксона могут иметь такие переходные сообщества. Геометрическим образом одномерного симплекса будет являться отрезок прямой линии.

Если одновременно три синтаксона имеют переходные сообщества, следует рассматривать симплекс размерности 2 – двумерный симплекс. Геометрическим образом двумерного симплекса будет являться треугольник, точнее, его внутренность без ребер и вершин. Теоретически можно представить себе симплексы более высокой размерности, когда пересекается три и более синтаксонов. На практике, тем не менее, такие пересечения выделяются редко.

Переходные сообщества легко можно представить на геоботанической карте, где они занимают пограничное положение между сообщест-

вами основных типов. Карта представляет собой двумерную поверхность с системой областей-выделов, линий-границ и точек, где сходятся три и более границы. На хорошей карте с одним слоем информации границы не пересекаются и, как правило, имеются точки схождения не более чем трех границ.

Точки схождения трех границ являются местом, где можно обнаружить сообщества, или их фрагменты, с переходными свойствами. Таким образом, в абстрактном комплексе  $K$  имеются симплексы размерности не более чем 2, так как на геоботанической карте пересекаются не более чем три синтаксона одновременно.

Представим себе  $n$ -мерное евклидово пространство  $R^n$ , в котором размещен определенный выше комплекс  $K$ . Согласно теории Н.С. Александрова (1947), размерность  $n$  пространства  $R^n$  должна быть больше или равна  $2r + 1$ , где  $r$  – размерность комплекса  $K$  или максимальная размерность среди всех его симплексов. Так как максимальная размерность симплексов комплекса  $K$ , как мы определили, равна 2, размерность пространства должна быть не менее 5, но размерности 5 для этого достаточно.

Ранее синтаксоны мы определяли как множества растительных сообществ, удовлетворяющих некоторым критериям. Предположим, что эти критерии определены в виде некоторых граничных условий для каждой пары и для каждой тройки синтаксонов, которые накладываются на значения признаков. Синтаксоны тогда можно определить как области в некотором метрическом пространстве  $T = R^n$ , а синтаксономию – как покрытие такого пространства. В области границ синтаксонов это покрытие имеет кратность, равную 2. Кроме того, имеются точки, где покрытие имеет кратность, равную трем. Необходимо доказать, что такое пространство должно иметь размерность не менее 5, но 5 достаточно.

**Теорема [1:6].** Всякий  $r$ -мерный компакт гомеоморфен некоторому множеству, лежащему в  $\varepsilon > 0$  (Александров Н.С., 1947. С. 214).

**Теорема [1:62].** Ко всякому непрерывному отображению  $C$  компакта  $\Phi$  размерности  $r$  в евклидово пространство  $R^n$ , где  $n \geq 2r + 1$ , и для всякого  $\varepsilon > 0$  можно найти топологическое отображение  $C_0$ , удовлетворяющее для всех  $x \in \Phi$  условию  $\rho(Cx, Cx_0) < \varepsilon$  (Александров Н.С., 1947. С. 215).

Построена простая модель синтаксономического пространства  $T$ . Синтаксоны рассматриваются как трехмерные области в эвклидовом пространстве  $R^n$ . В это же пространство посредством изгибания и растягивания вложена геоботаническая карта. Карта располагается таким образом, чтобы выделы располагались в областях-синтаксонах в соответствии с тем, какого типа (синтаксона) растительное сообщество они представляют.

Для такого описания синтаксономии достаточно пятимерного пространства  $R^5$ . В этом пространстве может быть определен базис из пяти координат, которые могут быть интерпретированы как комплексные факторы и описаны по методу главных компонент.

Изменения синтаксономии будут отражаться на геометрии областей. Можно определить два типа изменений синтаксономии: номенклатурные и критериальные.

К номенклатурным изменениям синтаксономии следует отнести: 1) выделение части объектов из одного синтаксона с образованием нового синтаксона и 2) объединение двух или более синтаксонов в один. При номенклатурных изменениях границы на геоботанической карте могут не измениться, но изменится раскраска части выделов и возможно легенда, если добавятся или исчезнут какие-либо синтаксоны.

В синтаксономическом пространстве при дроблении синтаксона произойдет деление областей на новые, при этом внутри областей возникнут номенклатурные границы, т.е. границы, не пересекающие карту. Такие номенклатурные границы можно убрать при соединении синтаксонов, т.е. при обратном номенклатурном преобразовании.

Критериальные изменения синтаксономии касаются изменения признаков синтаксонов или критериев для деления синтаксонов. Предполагается, что такие критерии существуют для каждой пары синтаксонов. Такие критерии определяют границы между выделами на геоботанической карте. В синтаксономическом пространстве такие изменения приводят к изменению объема областей. При этом границы областей переместятся на новые места так, чтобы пересечь карту в новых положениях границ.

Как при критериальном, так и при номенклатурном изменении синтаксономии, изменяя геометрию областей, можно не менять геометрию вложения карты. Это означает, что взаимное расположение отдельных точек карты в независимых координатах пространства  $T$  может оста-

ваться неизменным. Это вызывает подозрение, что геометрия такого вложения единственна.

Динамику растительности можно представить в виде изменения синтаксона в данном выделе (точке) карты. В таксономическом пространстве это можно отобразить двумя способами. Первый – деформация карты в системе фиксированных областей. Второй – деформация границ областей, пересекающих карту. Топологически этот способ аналогичен первому.

Все это может быть реализовано в том случае, если сменяющиеся синтаксоны разделены номенклатурными границами и могут быть объединены в некоторый синтаксон рангом выше. Тогда смена синтаксона в данном выделе аналогична двум номенклатурным операциям: первая – выделение из синтаксона А данного выдела и вторая – включение его в синтаксон Б.

Точка путем непрерывного изменения координат может быть перемещена непосредственно из одной области в другую в графе, т.е. в одномерном симплексе, вложенном в трехмерное пространство. Кривая или ее участок может быть переведена в любое другое место путем непрерывного изменения координат или путем непрерывной деформации в двумерном симплексе, вложенном в четырехмерное пространство. По аналогии, участок поверхности может быть перемещен из одной области в другую путем непрерывной деформации в трехмерном симплексе. Если включить в комплекс К трехмерные симплексы, потребуется уже семимерное пространство.

Что это означает? Представим себе ситуацию, что в какой-то момент времени исчезает последний и единственный представитель какого-либо синтаксона. В этом случае можно либо оставить область синтаксономии пустой (вакантной) и, изогнув карту, увести ее отсюда (первый способ), либо убрать эту область из данного места, переместив на это место другую область, оставив деформацию карты неизменной (второй способ).

Другая ситуация: в какой-то момент времени возникает новый, до сих пор не виданный синтаксон. Используя первый способ, мы должны изогнуть и растянуть карту так, чтобы этот выдел попал в новую область. Но так как это растительное сообщество пока единственно в своем роде, надо думать, область до этого момента должна быть пуста. Иными словами, мы должны содержать достаточно пустых (вакантных) областей на случай появления новых синтаксонов.

Используя первый способ, можно рассуждать так: области таксономического пространства соответствуют определенным сочетаниям экологических факторов – условий, в которых формируются растительные сообщества определенного типа. Изменения в растительности или вызваны изменениями этих условий, или сами влекут изменения этих условий. Таким образом, точки (выделы) на карте необходимо переместить в иную область таксономии, соответствующую сочетанию этих экологических факторов. Эта область до этого момента может быть пуста или вакантна, и здесь в пору вновь вспомнить замечание Пуанкаре (Пуанкаре А., 1906) о предзаданности классификации. Однако вакантные области таксономии не обязательно должны быть идентифицированы в номенклатуре как таксоны, их идентификация и характеристика возникает тогда, когда появляется соответствующее этому синтаксону растительное сообщество.

Другому способу соответствуют следующие рассуждения: синтаксоны определены как области на множестве растительных сообществ. Нет представителя определенного типа – нет и отвечающего ему синтаксона-области. Пустых синтаксонов не бывает. Не бывает и гипотетических синтаксонов. (В рамках этого рассуждения, вероятно, работает флористическая синтаксономия, хотя она и содержит синтаксоны, характеризующие сообщества, которых на настоящий момент уже нет.)

Динамические ряды (последовательности) в данном пространстве будут отражаться различным образом.

По первому способу, при котором мы деформируем карту, динамика будет выражаться в последовательных движениях (изгибаниях) карты, таких, чтобы конкретный выдел переходил из области одного синтаксона в область другого. Точки карты при этом будут описывать некоторую траекторию в фиксированной системе областей. Поскольку такая траектория должна быть непрерывной, синтаксоны, связанные такими траекториями, могут быть объединены в единую область – новый синтаксон, как это сделано, отчасти, в классификации Б.П. Колесникова (1956).

Используя второй способ, мы должны постепенно деформировать границы непустых областей так, чтобы заданный контур карты переходил последовательно из одного таксона в другой, по мере их смен в процессе динамики. Очевидно, что области-синтаксоны при такой постепенной смене должны быть смежны между собой, а это означает, что их всегда можно объединить в некоторую единую область – новый синтаксон.

Таким образом, оба способа изображения в синтаксономическом пространстве динамических последовательностей приводят к возможности построения динамических синтаксонов.

## **Парагенезис**

Понятие «парагенезис» в географии используется относительно недавно. Впервые о парагенетических ландшафтах заговорил Ф.Н. Мильков в 1966 г. До этого оно разрабатывалось в геологии применительно к минералам, горным породам, геологическим фациям и формациям. В.И. Вернадский (1960) применял понятие «парагенезис» к геосферам. Усвоение этого понятия новой областью знания, распространение его на новые объекты, более сложные по сравнению с теми, к которым оно до сих пор применялось, встречает естественные трудности, отчасти вызывает путаницу, отчасти – неверное понимание. В географии эти трудности еще не преодолены. Кроме того, не до конца осознана необходимость и полезность этого понятия. Следствием вышеизложенного является слабый к нему интерес географов, так как встречаются разночтения терминов и их неоправданное усложнение – «парагенетические ландшафты», «парагенетические ландшафтные комплексы».

В самой геологии, где это понятие возникло, трудности с его применением также пока не устранены полностью. Эту проблему, с точки зрения формализации, рассмотрели А.Г. Воронов и В.Н. Еганов (1967). Они отмечают, что большинство его определений и уточнений производится такими неоднозначными терминами, как «закономерное сочетание, общность, одновременность, смежность и др.» и, таким образом, эти определения не могут быть операциональными, т.е. не могут однозначно дать ответ, является какое-либо конкретное явление парагенезом или нет. Попытки решить эти вопросы часто зависят от компетентности исследователей и от способности сформулировать и обосновать закономерность сочетания, общность или одновременность происхождения. Построение формально-логических схем не исключает неопределенности, но в рамках жестко ограниченных целей и на конкретных объектах такие схемы могут дать положительные результаты.

В настоящем разделе на основе сущностных и неформальных определений рассматривается специфика географического парагенезиса. Предварительный материал по этому вопросу имеется в работах Ф.Н. Милькова (1966, 1967, 1981, 1990), Г.И. Швевса (1981, 1974),



А.Ю. Ретеюма (1971), С.В. Васильева (1984, 1988, 1989а,б). Задача строгой формализации понятия не ставилась, но, тем не менее, для того, чтобы выявить специфику, необходимо рассмотреть понятие парагенезиса с возможно более общих позиций, и в наиболее общих терминах и выявить все необходимые общие моменты, определяющие парагенезис.

Парагенезисом называют явление совместного нахождения разнокачественных тел одного уровня организации, возникающее в результате одновременного или последовательного их образования. Материальные вещи-объекты, образующиеся в результате парагенезиса, следуя И.В. Крутю (1968), следует называть парагенезами.

Определения парагенезиса как совместного нахождения или закономерного сочетания являются определениями гносеологическими, так как подразумевают под этим явление «находить» – совместное действие объекта и субъекта. Кроме того, подразумевается практическая полезность этого явления – возможность предсказания наличия и свойств одних объектов по наличию и свойствам других объектов.

Понятие парагенезиса содержит в себе и онтологический смысл, который можно описать следующим образом: парагенезис – явление совместного (взаимообусловленного, одновременного или последовательного) возникновения и развития разнокачественных материальных образований одного уровня организации. Такое определение уже не предусматривает никаких субъект-объектных отношений.

Определения парагенезиса, приведенные здесь, содержат в себе все необходимые моменты, которые обычно оговариваются (Мильков Ф.Н., 1986). В определения парагенезиса в той или иной форме вводятся четыре необходимых таких момента-критерия: 1) общность происхождения; 2) пространственная смежность или совместность; 3) разнокачественность и 4) одноуровневость организации составных частей парагенезиса.

*Общность происхождения.* Общность происхождения некоторого множества вещей-объектов – довольно широкий критерий, под определение которого попадают, по меньшей мере, два явления.

В одном случае общностью происхождения можно охарактеризовать множество объектов, образованных сходными или в точности одинаковыми процессами, и при этом не оговаривать, одновременно или нет, в одном или в различных местах, в сходных ли условиях их образование происходило. Такие множества объектов в большинстве своем не будут парагенезами, Примерами таких множеств являются множество дюн

определенного типа в некоторой пустынной области, множество деревьев в лесу одной породы, множество книг на книжной полке, множество спичек в спичечной коробке. Если оговаривать для таких множеств одновременность, то для деревьев в лесу можно говорить о поколениях, а для геоморфологических форм – о генерациях. Если такие объекты соединены вместе, они образуют некоторое однородное на своем протяжении образование.

Общность происхождения свойственна также объектам, которые образовались как бы единым «актом творения» – в результате одного, неразрывного во времени и пространстве процесса. Если отдельные объекты – качественно различные части – соответствуют отдельным сторонам, условиям или этапам протекания этого процесса, то такие множества можно считать парагенетическими. Примерами таких множеств могут служить ствол, корни и крона дерева; корешок, обложка и страничный блок в книге; водоразделы, склоны, террасы и поймы в ландшафте; выдвигающая коробочка, крышка и множество спичек в целом в спичечном коробке. Во всех этих случаях, при общности происхождения, мы наблюдаем пространственную смежность (критерий 2) и разнокачественность (критерий 3).

Таким образом, общность происхождения как критерий сам по себе недостаточен для определения парагенезиса и должен быть дополнен другими критериями.

С познавательной точки зрения этот критерий необязателен. Действительно, если каждый раз, как мы находим один объект или определяем у него некоторое свойство и одновременно можем говорить о свойствах и местонахождении смежных объектов, мы имеем дело с парагенезисом. При этом все равно, каким образом это происходит. Общность происхождения в этом случае только объясняет это явление. Но этот критерий крайне полезен для предсказания парагенезисов. Действительно, не имея статистики, но, зная, что в результате некоторого процесса появляется ряд вещей, нет ничего проще предположить, что, отыскав одну вещь, мы отыщем и другие. Таким образом, общность происхождения как критерий эквивалентна критерию закономерности повторения сочетаний разнокачественных частей. Если есть закономерное повторение сочетаний, можно предполагать их генетическую общность, если мы знаем генетическую общность сочетающихся вещей, то можно предполагать и то, что они будут сочетаться каждый раз.

## Пространственная смежность

Под пространственной смежностью составных частей парагенеза подразумевается его непрерывность в пространстве и отсутствие в его пределах иных вещей, к нему не относящихся, но разъединяющих его как целое.

Этот критерий не всегда работает в такой формулировке. Часто к парагенезу относят вещи-объекты, не смежные, но расположенные рядом в пределах некоторой области. Примером этого случая может служить парагенезис вулканических и тектонических явлений в пределах рифтовой зоны (Милановский И.А., 1983). С учетом этого понятие «смежность» полезно заменить более общим – «рядомположенность», но, что очевидно, критерий от этого не становится более четким. Его использование в такой формулировке требует учета масштаба тех явлений, которые рассматриваются в качестве парагенезов. Таким образом, парагенезы не всегда пространственно «монолитны» и могут быть составлены ассоциациями вещей, расположенных достаточно близко друг от друга в пределах некоторой области. Эти пределы и мера близости определяются в соответствии с природой объектов.

Понятно, что данный критерий недостаточен сам по себе, так как пространственная смежность может возникать совершенно случайно, поэтому его применение обязательно в сочетании с остальными критериями.

Согласно критерию разнокачественности, части парагенеза должны быть отличны друг от друга какими-либо свойствами. Для парагенезов-монолитов требование разнокачественности составляющих его частей излишне. Действительно, каковы были бы основания для выделения частей парагенеза, если бы они были неразличимы? Однако для пространственно разобщенных парагенезов этот критерий вполне осмыслен. Выше уже приводился пример множества одинаковых дюн в пределах некоторой пустынной области. Это множество не рассматривается как парагенезис и не проходит как раз по критерию разнокачественности.

При пространственной смежности двух объектов различного уровня организации всегда есть вероятность, что было бы правильнее рассматривать их отношения не как парагенетические, а как отношения части и целого, включив объект-вещь низкого уровня организации в состав объекта-вещи более высокого уровня организации.

Разнокачественность любых двух объектов различного уровня организации проявляется уже в различии уровней – что же касается остальных качеств, то вряд ли правильно вообще их сравнивать в этом плане. Действительно, большую часть качеств и свойств (исключение – общезначимые свойства) объектов минералогического уровня невозможно определить на уровне геологических формаций или горных пород или на геоморфологическом уровне организации и наоборот.

## **Выводы**

1. Изменения растительности и лесного покрова, в частности, происходят на различных системных уровнях одновременно. Совокупность этих процессов называется динамикой растительности, а применительно к лесному покрову – лесообразовательным процессом.

Уровни, на которых происходит развитие и изменение биогеоценотических систем, а также различные формы динамики внутри каждого из уровней отражены в различных классификациях. Можно выделить медленные, экогенетические, онтогенетические (возрастные смены) и быстрые (флуктуации) изменения как основные категории с последующей дифференциацией по формам, в которых они происходят, и причинам, которые вызывают эти смены.

Динамические процессы различного уровня проявляются на различных территориях и поэтому не могут быть рассмотрены в полном объеме, минуя территориальную организацию растительного покрова. В связи с этим, динамика лесной растительности, или лесообразовательный процесс, не может рассматриваться иначе как в совокупности с луговой, степной, болотной и другой нелесной растительностью.

Синтаксоны, объединяющие в себе субъединицы, связанные динамикой, различаются в зависимости от того, какой уровень динамических явлений связывает эти субъединицы. Возникает вопрос: связаны ли эти синтаксоны в иерархию или нет? Если связаны, значит, над типом леса Колесникова и внутри него можно строить систему соподчиненных динамически определенных типологических единиц. Если не связаны, то мы должны для каждого уровня динамических явлений строить свою типологию.

Выше показано, что динамические явления различного ранга строго соподчинены друг другу, несмотря на кажущуюся их независимость. Следовательно, если соподчинены сами динамические явления, то также должны быть соподчинены синтаксоны их характеризующие.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Александров П.С. Комбинаторная топология. – М.-Л.: ОГИЗ, 1947. – 660 с.
2. Александров П.С., Пасынков Б.А. Введение в теорию размерности. – М.: Наука, 1973. – 576 с.
3. Вернадский В.И. Избранные сочинения. – М.: Изд-во АН СССР, 1954 – 1960. – Т. 1 – 5.
4. Колесников Б.П. Кедровые леса Дальнего Востока. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1956. – 261 с.
5. Морозов Г.Ф. Учение о лесе. – М.-Л.: Гос. изд-во сельхоз. колх.-кооп. литературы, 1931. – 438 с.
6. Воронов А.Г., Еганов В.Н. Структура и функционально-биогеоценотическая роль животного населения суши. – М., 1967. – 287 с.
7. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). – М., 1983. – 280 с.
8. Мильков Ф.Н. Парагенетические ландшафтные комплексы // Научные записки Воронежского отд. геогр. общ. СССР. – 1966. – С. 6 – 18.
9. Мильков Ф.Н. Критические ландшафтные точки на гипсографической кривой // Научные записки Воронежского отд. геогр. общ. СССР. – 1967. – С. 20 – 28.
10. Мильков Ф.Н. Физическая география. Учение о ландшафтах и географическая зональность. – Воронеж, 1986. – 328 с.
11. Мильков Ф.Н. Общее земледование. – Воронеж, 1990. – 336 с.
12. Швец Г.И. Теоретические основы эрозиоведения. – Киев, Одесса: Вища школа, 1981. – 222 с.
13. Швец Г.И. Формирование водной эрозии стока наносов и их оценка (на примере Украины и Молдавии). – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 283 с.
14. Ретеюм А.А. Региональное развитие в свете концепции нуклеарных геосистем // Новые концепции в географии и прогнозирование. – М.: Наука, 1993. – С. 48 – 66.
15. Васильев С.В., Седых В.Н. Пойма Оби на аэрокосмических снимках / Препринт. – Красноярск: ИЛиД, 1984. – 46 с.
16. Васильев С.В. Лесообразование в пойме Средней Оби: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. – Красноярск, 1988.
17. Васильев С.В. Картографирование пойменной растительности на ландшафтной основе (на примере Средней Оби) // География и природные ресурсы. – 1989. – № 2. – С. 78 – 84.
18. Васильев С.В. Картографирование динамики пойменных ландшафтов // География и природные ресурсы. – 1989. – № 4. – С. 108 – 112.
19. Круть И.В. Введение в общую теорию Земли. – 1968. – 214 с.
20. Геологический словарь. – М.: Недра, 1973. – Т. 1. – 486 с.
21. Пуанкаре А. Ценность науки. – М., 1906. – 41 с.

## Глава 2

### **АБСТРАКТНОЕ СИНТАКСОНОМИЧЕСКОЕ ПРОСТРАНСТВО ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ЛЕСНОЙ ТИПОЛОГИИ**

Предпринята попытка применить теоретические разработки в области синтаксономии для создания лесотипологических классификаций. Процесс составления лесотипологических классификаций теоретически неограничен. Есть как минимум три основания, по которым процесс выделения типов леса должен быть остановлен – это здравый смысл, хозяйственная необходимость и картографические ограничения.

*The attempt of applying theoretical elaborations in a sphere of syntaxonomy was made to create forest-typological classifications. The process of compiling forest-typological classifications is theoretically unrestricted. Nevertheless, there is at least three positions based on which the process of forest types allocation should be halted: common sense, economic necessity and cartographical limitations.*

Процесс составления лесотипологических классификаций теоретически неограничен. Если его продолжить, ориентируясь только на выделение фитоценотического разнообразия лесных сообществ и эдафического разнообразия их местообитаний, всегда остается желание выделить больше типов леса, а различия сделать тоньше. Интуитивно представляется, что такая классификация будет точнее. Тем не менее, есть минимум три основания, по которым процесс выделения типов леса должен быть остановлен: здравый смысл, хозяйственная необходимость и картографические ограничения.

Здравый смысл требует «не создавать сущностей более необходимого», но чувство необходимого весьма различно у исследователей и формализации не поддается.

Лесохозяйственная необходимость часто показывает, что нет смысла выделять нюансы восстановительной динамики или возобновительной

активности, или почвенно-грунтовых условий в типологические категории, если применение одной и той же системы мероприятий даст сходный лесорастительный эффект при всем этом множестве различий. Но и здесь найдутся соображения в защиту мелких типов леса, особенно с позиций составления эколого-экономических кадастров и ведения экологического мониторинга.

Тип леса как хозяйственная категория является и картографической категорией. Картографическим воплощением лесной типологии являются планы лесонасаждений как часть проектов ведения лесного хозяйства. Естественное желание выделить типологически «мелкую» категорию обычно наталкивается не только на хозяйственную, но и на картографическую недопустимость мелких выделов. В результате детально разработанная лесотипологическая схема часто противоречит легендам лесотипологической карты и плана лесонасаждений.

Впрочем, такие противоречия возникают и при комплексности выделов, составленных мелкими пятнами контрастных типов. Типичный пример – пойменные леса, отличающиеся не только разнообразием подчиненных ярусов растительности, но и формационным разнообразием и разнообразием эдафических условий. Другие примеры – лесоболотные комплексы среднетаежной части Западной Сибири, образованные мелкими пятнами открытых болот и лесов, или послегаревые сообщества с невыгоревшими куртинами древостоя.

Настоящая работа – результат попытки найти подходы для устранения противоречий между картографической легендой и лесотипологическими классификациями. Идея работы состояла в том, чтобы определить принципиальную возможность составления такой классификационной схемы, которая была бы удовлетворительна как с картографической точки зрения, так и с позиции описания лесотипологического разнообразия.

## **Синтаксономическое пространство**

Поскольку геоботаническая и лесотипологическая карты являются геометрическими образами растительного и биогеоценотического покрова, было бы естественным модель классификации растительности и лесов строить в геометрических образах. Если этого не потребуются специально, различий между типами леса и растительными ассоциациями, между геоботанической и лесотипологической картами

делаться не будет. Растительные ассоциации лугов, болот и нелесных площадей, будут рассматриваться как одноранговые понятию тип леса.

Идея геометризации классификационной схемы не нова. Геометрическими моделями классификаций являются ординационные схемы В.Н. Сукачева (1973), П.С. Погребняка (1968), Д.В. Воробьева (1953), А.Л. Бельгардта (1971), Л.Г. Раменского (1971). Геометризацию классификации выполняют формальные методы не прямой ординации, такие как метод главных компонент, факторный анализ, метод дискриминантных функций, взаимного осреднения (Hill M.O., 1979) и другие.

Во всех случаях в пространстве небольшого числа факторов или комплексных признаков строится область, охватывающая некоторое множество объектов одного типа. Такую область для данной работы назовем областью-синтаксоном. В отличие от классического понимания данного термина (Миркин Б.М., Розенберг Г.С., 1979), синтаксон здесь будет пониматься просто как множество объектов – растительных сообществ или их описаний – сходных между собой по каким-либо признакам. Предполагается, что растительных сообществ соответствующего типа потенциально очень много и они могут полностью заполнять собою область.

Формальные методы работают в многомерном пространстве признаков. Исходная размерность такого пространства равна числу признаков. Корреляции признаков между собой позволяют сократить размерность, и выделить несколько комплексных признаков, объясняющих большую часть разнообразия. Три-четыре наиболее значимых из них определяют трех- или четырехмерные области синтаксонов. К сожалению, результат сильно зависит от набора признаков и от того, как преобразованы их численные величины. На одном и том же множестве описаний можно получить очень разные результаты, а выбор оптимального остается субъективным.

Неформальные методы, в особенности методы прямой ординации, в качестве координат ординационного пространства используют значения факторов эдафической среды. Наиболее значимыми факторами регионального уровня в большинстве случаев выбираются почвенное богатство, общее увлажнение, периодичность увлажнения и аэрация почвы. Несмотря на это такие ординации большей частью двухмерны, а направления изменения отдельных факторов неортогональны между собой. Часто положение некоторого синтаксона в пространстве таких



факторов задается не областью, а точкой так, что большая часть пространства фактически заполнена переходными типами.

Как те, так и другие ординационные методы оперируют точками, которые изображают в ординационной модели геоботанические описания, а геоботанические описания заменяют собой сами объекты ординации – растительные сообщества. Ни площадь сообществ, ни их взаимное расположение в пространстве не учитываются, и соответственно никакой связи с картографической моделью – картой – эти ординации не имеют.

Предположим, что тем или иным способом определено пространство  $S$ , в котором выделены области-синтаксоны. Эти синтаксоны описывают ассоциации, или типы леса, некоторого района, для которого имеется геоботаническая карта. На карте определены выделы, каждый из которых окрашен цветом, соответствующим цвету ассоциации, помещенной в легенде. Ассоциации в легенде соответствуют ассоциациям в пространстве  $S$ . Если такое соответствие есть, можно попытаться поместить (включить) такую карту в пространство  $S$  так, чтобы каждый выдел карты точно по его топографическим границам пересекался соответствующей областью-синтаксоном. Назовем такое пространство синтаксономическим, а именно, пространство, в котором выделены области-синтаксоны и в которое вложена карта так, что перегородки между областями-синтаксонами пересекают ее по границам выделов, а однотипные выделы лежат в одной области-синтаксоне. При этом карту придется изгибать и растягивать, но можно потребовать, чтобы такое включение было без перекручиваний, разрывов и самопересечений. Такая модель была бы удобной для обсуждения, так как в едином пространстве выделены как синтаксономические, так и картографические объекты. Прежде всего, необходимо показать возможно ли это.

Хотя сами области-синтаксоны трехмерны, пространство, в котором они выделены и которое удовлетворяет всем поставленным требованиям, трехмерным быть не может. На карте выделы различных типов могут граничить как угодно, и можно допустить, хотя этого и не наблюдается в действительности, что выделы каждой ассоциации имеют границы со всеми другими ассоциациями. Тогда для построения пространства  $S$  необходимо разбить трехмерное пространство на трехмерные области так, чтобы каждая область имела границы со всеми остальными. Но это невозможно. Методами комбинаторной топологии (Александров Н.С., 1947) можно показать, что **если размерность карты  $n = 2$ , то**

**размерность пространства  $S^N$ , удовлетворяющего названным требованиям, должна быть  $N = 2n + 1 = 5$ .**

Эту теорему можно проиллюстрировать на примере геоботанического профиля. Профиль можно рассмотреть как одномерную карту ( $n = 1$ ), на которой определены отрезки-выделы. Если эту карту нарисовать на нити, ее можно как угодно сложно расположить в трехмерном пространстве  $S^3$  ( $N = 2n + 1 = 3$ ) без самопересечений и разрывов. При этом области-синтаксоны могут иметь размерность 2, то есть быть плоскими, или, образно говоря, могут быть выделены на «полосках бумаги», различным образом склеенных дуг с другом так, чтобы каждая такая область имела границу с другой. Нить при этом можно таким образом наложить на эти полоски, что она будет пересекать синтаксоны строго по границам выделов и не выходить за пределы плоскости этих полосок. Всего этого нельзя достичь в пространстве  $S^2$ .

Важный момент состоит в том, что эти полоски бумаги не заполняют собой трехмерного пространства целиком, а служат лишь «мостогами», по которым прокладывается нить от одного плоского синтаксона к другому. Ситуация с двухмерной картой совершенно аналогична, за исключением того, что пространство  $S^5$  не столь наглядно, как  $S^3$ . Тем не менее, размерность этого пространства не так ужасающе велика, как  $N$ -признакового пространства, где признаками являются виды, определяющие диагностику синтаксонов.

Подчеркнем основные элементы строения синтаксономического пространства. Размерность синтаксономического пространства  $S^N$  равна 5. В пространстве  $S^5$  области-синтаксоны остаются трехмерными, хотя могут иметь сложную конфигурацию. Каждая из областей-синтаксонов примыкает к каждой, и они разделены лишь условными перегородками. Они не заполняют собой всего пятимерного пространства. Так как мы не делали каких-либо специальных предположений о строении карты и классификации, такую систему областей можно построить для любой геоботанической карты с любым числом выделенных ассоциаций. Карта, которая включается в систему этих областей-синтаксонов, сама себя не пересекает, не перекручивается и не разрывается, хотя может быть изогнута и местами растянута или сжата.

## Иерархическая структура

Однотипные выделы, растительные сообщества которых относятся к одной ассоциации или к одному типу леса, на карте могут встречаться более одного раза. Тогда они должны попадать в одну и ту же область. Область-синтаксон в этом случае будет охватывать не множество точек, а множество выделов карты. Так как карта сама себя не пересекает, эти выделы в области-синтаксоне будут расположены, как листы в пачке. Эти листы в пачке могут быть упорядочены так, чтобы выделы с более сходными сообществами располагались рядом, а с менее сходными – на удалении. Докажем это.

Предположим, что в синтаксономическом пространстве  $S_1$  определен некоторый тип леса, выделы которого объединены в область-синтаксон  $T$ . В некоторый момент мы решили изменить классификацию и часть выделов этого типа леса определить как тип « $a$ », а часть – как тип « $b$ ». В соответствии с этим изменится легенда и часть выделов карты изменит свою окраску. Для новой карты и новой легенды определим синтаксономическое пространство  $S_2$  с областями-синтаксонами  $T_a$  и  $T_b$ . Так как в синтаксономическом пространстве каждая область граничит с каждой, области  $T_a$  и  $T_b$  также граничат между собой и разделены лишь условной перегородкой. Если такую перегородку убрать, области  $T_a$  и  $T_b$  соединятся вновь в одну область  $T$ , но в пределах этой области выделы, сходные между собой и объединяемые как тип леса « $a$ », уже лежат в одной части, а как тип леса « $b$ » – в другой. Если все это повторить для каждой из выделенных частей синтаксона  $T$  и т.д., можно упорядочить весь набор выделов. Так как изменения классификации не касались других типов леса или синтаксонов, пространство  $S_2$ , после того как все перегородки внутри синтаксона  $T$  убраны, становится таким же, как и  $S_1$  по набору синтаксонов, но укладка карты и порядок листов в областях-синтаксонах будут топологически отличными. Пространство  $S_1$  сразу же можно было организовать так, чтобы выделы, более сходные между собой в синтаксоне  $T$ , располагались вместе, а не раздельно. Используя те же рассуждения, можно показать, что так могут быть упорядочены одновременно все остальные синтаксоны.

Приведенное доказательство обнаруживает весьма важный факт, а именно: в синтаксономическом пространстве между областями-синтаксонами могут быть границы, которые не пересекают карту. Такие границы определяют иерархическую структуру классификации, поэтому

их можно назвать *таксономическими*. Действительно, тип леса  $T$ , объединяет ряд мелких типов  $T_a, T_b, \dots$ , которые уже не могут быть типами леса, а являются типологическими категориями более мелкого ранга. Сам тип леса  $T$  также может оказаться частью какого-либо более крупного синтаксона, объединяющего типы  $T, U, V, \dots$  в группу типов леса, или в формацию. Введение таких границ, как было показано, возможно только в том случае, если карта в пространстве  $S$  соответствующим образом упорядочена. Если порядок введен, мы можем вводить или убирать таксономические границы, изменяя уровень таксономических единиц представленной в легенде классификации.

Важно отметить, что введение иерархии в классификацию не меняет геометрическую структуру карты, так как таксономические границы не разрезают ее, а проводятся между листами.

Однако упорядочить выделы в пределах синтаксона можно только одним способом за один раз. Выделы – это двухмерные листы карты, которые образуют пачку в трехмерной области. Если среди них определен порядок по признаку  $A$ , то для того, чтобы определить порядок по некоррелирующему признаку  $B$ , листы необходимо переложить. Это означает, что если системой таксономических границ определена некоторая иерархия в классификации, например по признаку доминирования видов по ярусам, а значит, некоторая структура синтаксономического пространства, мы не можем одновременно без нарушения порядка вводить другую иерархию, например, по признаку сходства флористического состава или по признакам водно-минерального питания. Если же мы ее вводим, новые границы неизбежно будут разрезать карту, а значит, на ней будут появляться новые контуры и выделы. Итак, одновременное введение в классификацию двух и более иерархий по разным основаниям будет усложнять карту, что является нежелательным моментом.

## Пространственная структура

С.В. Мейен (1980) в классификации различает таксономию и мерономию. Таксономия в качестве представителя класса объектов (таксона) рассматривает некоторый единичный элемент – индивидуум. При этом невозможно одну часть индивидуума отнести к одному классу, а другую часть – к другому. Мерономия (вероятно, от слова «мера») занимается выделением в объектах частей – меронов, например, в случае орга-

низмов – их анатомией и морфологией. Согласно этой терминологии, границы синтаксономического пространства, которые разрезают карту на выделы, по аналогии можно назвать *мерономическими*. В синтаксономическом пространстве они разделяют области-синтаксоны, которые имеют смежные выделы на карте. Поскольку смежные выделы на карте всегда различны (иначе они не имели бы границы) мерономические границы отражают некоторую смену экологических условий или характера экзогенного воздействия в пространстве. Это отражается сменной количественных характеристик объектов и дает нам основание вводить границу в синтаксономическом пространстве между областями-синтаксонами.

В отличие от таксономических, удаление или добавление мерономических границ, а также изменение их положения в синтаксономическом пространстве приводит к изменению геометрической структуры карты. Еще одно отличие связано с тем, что таксономические границы, определяющие упорядоченность синтаксономического пространства, вводятся исходя из потребностей классификации, а мерономические – исходя из потребностей картографии. Уже отмечено выше, что основанием для введения новых мерономических границ являются пространственные градиенты каких-либо экологических факторов и связанных с ними признаков. Однако основанием для их удаления может послужить необходимость укрупнения выделов, совсем не связанная с таксономией или экологией.

При укрупнении выделов мелкие выделы, которые не могут быть в надлежащем масштабе отображены на карте, соединяются вместе в один крупный выдел, который можно назвать комплексным, или просто комплексом. Типы леса и растительные ассоциации сообществ, которые входят в такие комплексы, могут относиться к самым разным синтаксонам. Если на карте не остается других выделов этих типов, в пространстве  $S$  происходит полное слияние областей-синтаксонов, которые им соответствуют, с другими. В этом случае никаких проблем не возникает, но, к сожалению, такое случается редко.

Гораздо чаще на карте происходит объединение только части выделов этих синтаксонов. Примером могут служить выделы грядово-мочажинных болот, объединяющие фации сосново-кустарничковых болот на грядах и фации осоково-сфагновых болот в мочажинах. При этом как те, так и другие могут занимать на карте самостоятельные выделы. Другой случай, когда создается карта мелкого масштаба на основе кар-

ты крупного масштаба. Тогда один и тот же тип леса может участвовать своими выделами в различных крупных новых выделах-комплексах и сочетаться с различными или с одинаковыми типами леса и ассоциациями, но в различных пропорциях.

Что происходит в последнем случае в синтаксономическом пространстве? Область-синтаксон  $T$ , соответствующая некоторому типу леса, разделяется и различными частями  $T_a, T_b, \dots$  переходит в различные новые области-синтаксоны  $A, B, \dots$ , которые являются комплексами. Для этого необходимо, чтобы все выделы карты типа  $T$ , которые переходят в какой-либо один новый комплекс  $A$  в синтаксономическом пространстве, лежали вместе внутри области  $T_a$ . Но для этого необходимо их упорядочить, то есть организовать укладку карты в синтаксономическом пространстве соответствующим образом.

Это означает введение некоторой иерархии. Действительно, если мы захотим еще раз уменьшить карту, нам потребуется организовать новые комплексные выделы второго порядка сложности, которые будут включать в качестве элементов комплексы первого порядка, введенные до этого. Повторяя процесс, можно получить целую систему территориальных единиц, которая будет организована иерархически. Эта иерархия и будет отражать пространственную структуру растительного покрова.

Поскольку введение такой иерархии требует своего порядка в укладке карты в синтаксономическом пространстве, ранее введенная иерархия может нарушаться. Этого не произойдет, если иерархия классификации (таксономическая) совпадает с пространственной. Иначе говоря, если порядок выделов в пределах областей-синтаксонов, определенный по сходству их сообществ, совпадает с их порядком в пространстве, который требуется для образования комплексов. Такую классификацию с картографической точки зрения можно назвать хорошей. В ней в пределах типов леса могут быть выделены подтипы или варианты, выделы которых входят в различные территориальные комплексы. В принципе это разумно, поскольку различная территориальная организация лесного и растительного покрова требует и различных хозяйственных подходов.

Проведенный анализ показывает, что в нашей модели территориальные единицы – комплексы типов леса и растительных ассоциаций, являются такими же синтаксономическими единицами, как и формации, и группы ассоциаций, и им подобные единицы таксономической иерархии. Это видно постольку, поскольку как те, так и другие определяются в одном и том же синтаксономическом пространстве и, более того, мо-

гут не противоречить друг другу. Разница лишь в том, что границы, разделяющие территориальные области-синтаксоны, являются мерономическими, то есть разрезают карту, а границы, разделяющие области-синтаксоны классификационной иерархии, являются таксономическими и не влияют на геометрию карты.

## Пространственно-временная структура

Изменение растительных сообществ и лесных биогеоценозов во времени приводит и к изменениям во времени картографического изображения. При этом будет изменяться и положение границ между выделами и раскраска выделов. Можно представить себе невозможную ситуацию, что на каждый момент времени составляется своя карта. За определенный промежуток времени накопится столько карт, что если их наложить друг на друга, карты заполнят собой некоторый объем и фактически образуют трехмерную карту. Отдельные выделы помимо пространственных границ обнаружат и временные границы. Синтаксономическое пространство  $S^N$  для такой трехмерной ( $n = 3$ ) карты должно иметь размерность  $N = 2n + 1 = 7$ . Трехмерные выделы тогда должны вырезаться в объеме карты мерономическими границами четырехмерных областей-синтаксонов. Такое увеличение размерности неудобно, но, по всей вероятности, неизбежно, если мы хотим показать динамику в синтаксономии как непрерывную.

Для работы в рамках пятимерного синтаксономического пространства задачу можно упростить, условно выделив два типа динамических явлений.

Первый тип – *аллохтонная динамика*. Это постепенная *пространственная смена* одного сообщества другим за счет расширения последнего по периферии. Хорошим примером может служить периферическое заболачивание за счет нарастания торфа и постепенного затопления суходольных участков на границе с болотом. Понятно, что эти смены могут быть описаны постепенными изменениями мерономических границ, постепенными их перемещениями в синтаксономическом пространстве таким образом, чтобы они пересекали карту каждый раз по новой границе сменяющихся сообществ.

Второй тип динамических явлений – *автохтонная динамика*. Это *смена типов* сообществ на одном и том же месте. Такие смены затрагивают выдел целиком. Примером могут служить восстанавливающиеся

вырубки и гари. Границы выделов на карте при этом не меняются, меняется только их окраска. Понятно, что эти смены в синтаксономическом пространстве могут быть описаны передвижением таксономических границ между листами карты.

Как правило, автохтонная динамика описывается как дискретная, а именно, как последовательность типов сообществ  $A, B, C, \dots$ , описывающих сукцессионные стадии. Пока сообщество находится в стадии  $A$ , динамика не наблюдается, ее как бы нет. Затем происходит «внезапная» смена типа  $A$  типом  $B$ . В этот момент мы должны переместить этот выдел в синтаксономическом пространстве из одной области-синтаксона в другую, минуя таксономическую границу между ними. Если он лежит непосредственно у границы, проблем нет. Если же между ним и этой границей расположены другие выделы, необходимо произвести переупорядочивание карты в пространстве  $S$ . Такое переупорядочивание можно сделать так, чтобы выделы, где растительные сообщества типа  $A$  первыми сменяются типом  $B$ , лежали ближе к его границе, а другие, где сообщества сменяются типом  $B$  позже, – лежали бы дальше. Но такое переупорядочивание, как было описано выше, по сути введение новой иерархии, нарушающей, какой бы то ни было порядок, введенный ранее, если только последний не коррелирует с новым.

Здесь мы вновь возвращаемся к уже известной ситуации. Это позволяет нам заключить, что в таксономию можно ввести описание динамических совокупностей подобно тому, как это делается в лесной типологии. При этом сукцессионные последовательности, наблюдаемые при аллохтонных сменах, удобнее описывать как территориальную иерархию, поскольку их разбиение на стадии производится мерономическими границами, а сукцессионные последовательности автохтонных смен – как таксономическую иерархию, так как их разбиение на стадии производится таксономическими границами.

Представляется весьма возможным, что при динамическом упорядочивании можно одновременно определить и систему территориальных единиц, но только такую, которая бы не разрушала введенный динамическими последовательностями порядок. Это даст описание пространственно-временной структуры. Действительно, если ввести порядок, отвечающий последовательностям аллохтонных смен, нет принципиальных ограничений при картографической генерализации определять такие комплексы, которые бы территориально объединяли динамически связанные сообщества.



Выше было отмечено, что иерархия территориальных единиц может быть непротиворечива иерархии таксономической, если последняя определена соответствующим образом и порядок выделов в пачках, ограниченных областями-синтаксонами, совпадает с таким, который требуется для выделения территориальных единиц. При описании автохтонных смен в синтаксономическом пространстве вводится таксономическая иерархия посредством таксономических границ и порядка, который определяется временными последовательностями. Поскольку территориальная иерархия также основывается на временных последовательностях, нет оснований считать, что они будут противоречить друг другу.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Александров Н.С. Комбинаторная топология. – М.-Л.: ОГИЗ, 1947. – 660 с.
2. Бельгард А.Л. Степное лесоведение. – М.: Лесная промышленность, 1971. – 336 с.
3. Воробьев Д.В. Типы лесов европейской части СССР. – Киев: Изд-во АН УССР, 1953. – 450 с.
4. Миркин Б.М., Розенберг Г.С. Количественные методы классификации, ординации и геоботанической индикации // Итоги науки и техники. Ботаника. – М.: ВИНТИ, 1979. – Т. 3. – С. 71 – 137.
5. Мейен С.В. Прогноз в биологии и уровни системности живого // Биология и современное научное познание. – М.: Наука, 1980. – С. 103 – 120.
6. Погребняк П.С. Общее лесоводство. – М.: Колос, 1968. – 440 с.
7. Раменский Л.Г. Проблемы и методы изучения растительного покрова. – Л.: Наука, 1971. – 334 с.
8. Сукачев В.Н. Избранные труды. – Л.: Наука, 1973. – Т. 2. – 352 с.
9. Hill M.O. TWINSpan – A FORTRAN program for arranging multi variate data in an ordered two-way table by classification of the individuals and attributes // Section of Ecology and Systematics Cornell University. – Ithaca N.Y., 1979. – 55 p.

## Глава 3

### **ЛИШАЙНИКОВО-ЗЕЛЕНОМОШНЫЕ ЛЕСА СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

Дана сравнительная характеристика лишайниковых, лишайниково-зеленомошных и зеленомошных лесов с доминированием лишайников рода *Cladina* и мха *Pleurozium schreberi*. Описано пять типов сообществ, существование которых определено эдафическими факторами. Разнообразие типов древостоев в этих сообществах вызвано воздействием пожаров. Типы выделенных сообществ нельзя рассматривать как типы леса в строгом смысле, но можно интерпретировать в рамках флористико-социологической классификации.

*The comparative characteristics of lichen, lichen-greenmoss and greenmoss forests with dominance of lichen by genus Cladina and moss Pleurozium schreberi was done. Five types of communities were described, the existence of which is determined by edaphic factors. Wood stand types diversity in these communities is caused by fire impact. The types of revealed communities cannot be esteemed as forest types in the strict sense, but it is possible to interpret them within frames of the floristic-sociological classification.*

Настоящая работа посвящена сравнительной характеристике сосняков лишайниково-зеленомошного ряда, а также ценотически и экологически связанных с ними сообществ лиственничников, ельников, кедрочей и березняков. Это наиболее распространенные типы лесных сообществ в северотаежной подзоне Западной Сибири.

Сведения о фитоценологии и лесоводственных свойствах этих лесных сообществ, как и в целом северотаежных лесов Западной Сибири, крайне скудны (Лесков, 1940; Городков, 1946; Крылов, 1961; Крылов, 1969; Тыртыков, 1974; Растительность..., 1976; Ильина, 1984; Растительный покров..., 1985; Предтундровые леса, 1987). Отсутствуют специальные лесотипологические работы. Остаются нерешенными теоретические проблемы их типологии. Нет обоснованных критериев разграничения лишайниковых, лишайниково-зеленомошных и зеленомошных

типов (Самбук, 1986; Тихомиров, 1929). Последнее осложняется их восстановительно-возрастной изменчивостью (Heinselman, 1981; Van Cleve, Viereck, 1981; Carrol, Bliss, 1982; Foster, 1985; Листов, 1986; Самбук, 1986а,б).

Обращает на себя внимание общность их экологии, доминантов и многих сопутствующих видов подчиненных ярусов в пределах обширного ареала умеренного и субарктического поясов Евразии и Америки. В то же время наблюдается большое разнообразие видов древесного яруса, доминирующих или участвующих в древостое этих лесов. Все они в совокупности несомненно образуют некоторое синтаксономическое единство, которое невозможно однозначно разместить в имеющейся флористико-социологической схеме классификации растительности.

## Материал и методика

В данной работе использованы геоботанические описания, выполненные автором и коллегами в различных районах севера Западной Сибири. С различной степенью детальности в работе проанализировано пять выборок описаний (рис. 1):

- выборка Н – бассейн реки Ныда, приток р. Хэяха, лесотундра, 1988 г., 13 описаний;
- выборка Х – бассейн р. Левая Хетта, левый приток р. Надым, предтундровые леса, 1987 г., 150 описаний;
- выборка П – бассейн р. Кызым, Полуйская возвышенность, 1988 г., 28 описаний;
- выборка У – Сибирские Увалы в окрестностях г. Ноябрьск, 1983 г., 17 описаний совместно с В.Г. Мозалевским, И.Э. Зисман;
- выборка С – Сургутское полесье в южной части к северу от г. Сургут, 1994 г., 23 описания совместно с И.Д. Махатковым и С.Б. Хрубиловым.

Анализ флоры проведен на основе встречаемости видов в четырех географических выборках описаний, определенных выше. Выборка П и У были объединены в одну (ПУ), так как являются достаточно близкими по физико-географическим условиям и фитоценотической структуре материала. Выборки С и ПУ являются относительно южными, Х и Н – северными. Выборки ПУ и Н – из районов с преимущественно супесчаным и суглинистыми поверхностными отложениями, а выборки С и Х – из районов с почти исключительно песчаными почвами.

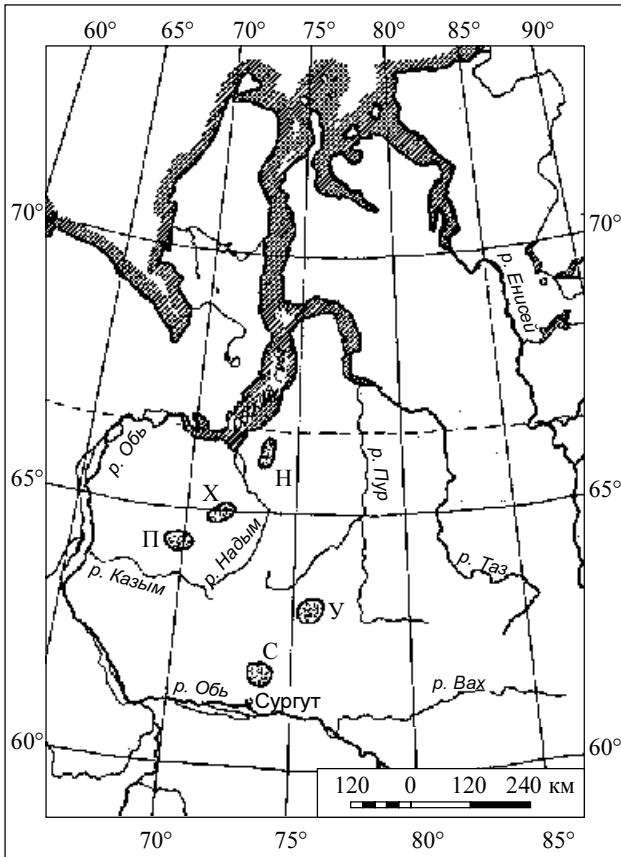


Рис. 1. Районы полевых обследований: Н – бассейн р. Ныда, Х – бассейн р. Левая Хетта, П – Полуйская возвышенность, У – Сибирские Увалы в районе г. Ноябрьск, С – южная часть Сургутского Полесья

В долине р. Левая Хетта обследован ландшафтный профиль длиной около 38 километров. Профиль пересекает 2-ю надпойменную террасу Левого Хетты, поля долинных задров и поверхности с ледниковым рельефом. Около 60 описаний лишайниково-зеленомошных лесов, сделанные по профилю, обеспечены данными по геолого-литологическому строению поверхностных отложений и глубине грунтовых вод.

Вторая надпойменная террасалевой Хетты сложена пылеватými и мелкозернистыми песками с прослоями или с покровным горизонтом супесей. Поля долинных задров протягиваются вдоль притоковлевой Хетты и сложены мелкозернистыми и крупнозернистыми песками. Поверхности ледникового генезиса в своей основе имеют суглинистые и песчаные отложения на глубине 2 – 5 м. Сверху они покрыты или пылеватými песками (1-й тип), или мелкозернистыми песками (2-й тип поверхностей). Неслучайность распределения типов лишайниково-зеленомошных лесов по геоморфологическим поверхностям оценивалась критерием  $\chi^2$ .

На основе геолого-литологических разрезов рассчитана обеспеченность уровня грунтовых вод и обеспеченность разреза суглинками и супесями до глубины 5 м. Обеспеченность показывает вероятность обнаружения грунтовых вод (соответственно суглинков или супесей) на данной или меньшей глубине. Для сравнения обеспеченность по этим показателям была рассчитана для местообитаний лишайниковых и сфагново-лишайниковых редколесий (Васильев, 1994).

Классификация сообществ проведена табличной сортировкой описаний и видов по методу Браун – Бланке на материале 1987 г. На основе диагностических видов и других признаков, определенных на этой выборке, проведена классификация описаний раздельно по выборкам С и ПУ. При классификации описания не выбраковывались. С точки зрения флористической синтаксономии классификация доведена до уровня фации.

Характеристика древостоев основана на стандартных лесотаксационных описаниях с разделением древостоев на ярусы, поколения и элементы леса (Анучин, 1982). Различались сингенетические, эпигенетические и остаточные древостои (соответственно – ярусы, поколения или элементы леса).

Сингенетические древостои – древостои первой генерации, возникшие и развивающиеся одновременно с надпочвенным покровом и травяно-кустарничковым ярусом. Первичные сингенетические древостои возникают на новообразованных территориях (в поймах, на эоловых дюнах, на отвалах, отсыпках и пр.), вторичные – на месте уничтоженных растительных сообществ (после вырубок, пожаров, ветровалов, шелкопрядника и т.д.). Как правило, это древостои эксплерентов – светлюбивых и быстрорастущих пород.

Эпигенетические древостои – древостои второй и последующих генераций, возникшие и развивающиеся под контролирующим воздействием древостоев предыдущей генерации. Как правило, это древостои виолентов – теневыносливых и долгоживущих пород.

Остаточные древостои – древостои как сингенетические, так и эпигенетические, трансформированные в результате воздействия некоторого селектирующего фактора (пожара, частичной вырубki, ветровала и др.), уничтожающего определенную часть особей древостоя. Как следствие такого воздействия, часто формируется сингенетическое поколение, которое сосуществует с остатками прошлого поколения. В настоящей работе в категории остаточных рассматриваются поколения, представленные уцелевшими особями допожарного поколения. В древостоях часто преобладают пожароустойчивые породы, такие как лиственница.

Латинские названия видов даны по С.М. Черепанову (1981), А.Л. Абрамовой и др. (1961) и Определителю лишайников СССР (1971 – 1978). Некоторые виды объединены в видовые группы:

*Dicranum* spp. – *D.polisetum*, *D.bonjeanii*, *D.congestum*, *D.fuscescens*, *D.fragilifolium* и др.

*Cladonia* spp. – *C.chlorophaea*, *C.coccifera*, *C.deformis*, *C.pixidata*, *C.verticillata* и др.;

*Centraria* spp. – *C.nivalis*, *C.cucullata*, *C.ericetorum*;

*Salix* spp. – *S.bebbiana*, *S.cinerea*, *S.capraea*, *S.philicifolia*;

*Peltigera* spp. – *P.canina*, *P.aphtosa*, *P.malacea* и др.

Кроме того, везде, где указана *Cladina mitis*, она рассматривается вместе с *C. arbuscula*, *Cetraria laevigata* вместе с *C. islandica*.

Полевые работы 1987 – 1988 гг. проводились совместно с Институтом ЮЖНИИГипрогаз (г. Донецк). Работа 1993 г. финансировалась администрацией г. Ноябрьск и АООТ «Ноябрьскнефтегаз» и проводились в рамках международной экспедиции исследователей лесов севера, организованной В. Н. Седых, совместно с АОЗТ «ДИГЭР». Полевые работы 1994 г. финансировались АООТ «Сургутнефтегаз». Всем перечисленным людям и организациям автор выражает искреннюю благодарность за помощь в проведении данных исследований.

## Результаты

На основе табличной сортировки видов и описаний определено пять типов растительных сообществ:

1) сосняки лишайниковые с *Cladina mitis* – *Pinetum cladinetosum mitis* (С.м.);

2) сосняки лишайниковые с *Cladina stellaris* – *Pinetum cladinosum stellaris* (С.с.);

3) сосняки лишайниково-зеленомошные с *Cladina mitis* – *Pinetum pleurozietiso – cladinetosum mitis* (P.С.м.);

4) сосняки лишайниково-зеленомошные с *Cladina stellaris* – *Pinetum pleurozietoso – cladinetosum stellaris* (P.С.с.);

5) сосняки зеленомошные с *Pleurozium schreberi* – *Pinetum pleurozietozum schreberi* (P.).

Все типы сообществ имеют сравнительно четкие флористические различия, которые коррелируют с обилием *Pleurozium schreberi*. В лишайниковых сосняках его проективное покрытие не превышает 10%, в лишайниково-зеленомошных – варьирует от 5 до 70%, в зеленомошных – от 60 до 100%. В соответствии с этим меняется и обилие лишайников. В типах с *Cladina stellaris* последняя намного превосходит по проективному покрытию другие виды кладин, обилие которых не превышает 10 – 15%. В типах с *Cladina mitis* вместе с ней содоминируют *Cl. arbuscula* и *Cl. rangiferina*, в то время как *Cladina stellaris* снижает покрытие до 5 – 30 (50)%. Абсолютно во всех сообществах характеризуемых лесов встречается брусника (*Vaccinium vitis-idaea*). С вероятностью 80 – 100% в различных региональных группах (табл. 1) встречаются: *Ledum palustre*, *Cladina stellaris*, *Cladina rangiferina*, *Pleurozium schreberi*, *Empetrum nigrum*. Сравнительно высокой встречаемостью характеризуются виды *Vaccinium myrtillus*, *Dicranum* spp., *Vaccinium uliginosum*, *Polypodium juniperinum*, *Cladina mitis*. Перечисленные виды определяют ценотический строй подпологовых растительных сообществ, доминируя или участвуя в их сложении часто со сравнительно высоким обилием (более 10%). В большинстве эти виды являются обычными для европейских и северо-американских лишайниково-зеленомошных сообществ. Своеобразие создают географические замещающие виды: *Ledum palustre* (Сибирь) – *Ledum groenlandicum* (Америка), *Vaccinium myrtillus* (Сибирь, Европа), *Vaccinium myrtilloides* (Америка). В европейских сухих сосняках *Ledum palustre* появляется только на севере Приуралья

Таблица 1

**Региональные флористические особенности  
лишайниково-зеленомошных лесов**

Виды растений травяно-кустарничкового и мохово-лишайникового ярусов	Встречаемость по регионам, %					
	С	ПУ	Х	Н	Европа*	Сев. ** Америка
<i>Vaccinium vitis-idaea</i>	100	100	100	100	80 – 100	+
<i>Ledum palustre</i>	91	97	96	92	Замещ.	Замещ.
<i>Cladina stellaris</i>	100	100	97	85	60 –	+
<i>Cladina rangiferina</i>	100	100	91	92	100 – 100	+
<i>Pleurozium schreberi</i>	83	97	95	92	100 – 100	+
<i>Vaccinium myrtillus</i>	91	89	86	62	40 – 100	Замещ.
<i>Dicranum spp.</i>	69	76	70	23	100 – 95	+
<i>Empetrum nigrum</i>	91	95	93	85	40 – 100	+
<i>Vaccinium uliginosum</i>	48	87	76	100	– 20	+
<i>Polytrichum commune</i>	21	18	18	85	– 20	+
<i>Carex globularis</i>	74	21	12	85	–	–
<i>Betula nana</i>	–	26	8	85	–	Замещ.
<i>Polytrichum juniperinum</i>	65	47	77	100	60 – 20	+
<i>Carex spp.</i>	13	26	99	85	100 – 50	+
<i>Festuca ovina</i>	4	13	40	46	40 – 60	–
<i>Peltigera spp.</i>	9	21	15	62	?	+
<i>Nephroma arcticum</i>	–	–	15	77	?	+
<i>Cetraria laevigata</i>	–	21	31	62	80 – 40	+
<i>Cetraria spp.</i>	4	5	31	15	?	+
<i>Pedicularis labradorica</i>	–	13	–	69	–	–
<i>Salix spp.</i>	8	18	14	62	–	+
<i>Polytrichum piliferum</i>	?	5	3	23	60 –	+
<i>Calamagrostis lapponica</i>	61	34	44	54	Замещ.	Замещ.
<i>Arctostaphylos uva-ursi</i>	22	21	25	8	80 – 20	+
<i>Cladonia spp.</i>	35	21	31	39	80 – 20	+
<i>Antennaria dioica</i>	17	7	21	–	40 –	–
<i>Juniperus communis</i>	4	7	23	–	40 – 80	–
<i>Solydago virgaurea</i>	26	5	28	8	20 – 40	замещ.
<i>Carex ericetorum</i>	30	5	–	–	60 –	–
<i>Diphasiastrum complanatum</i>	–	31	15	+	–	–
<i>Ptilium crista-castrensis</i>	?	28	4	8	– 20	+
<i>Hylocomium splendens</i>	17	32	7	+	– 60	+

\* Самбук, 1986а; \*\* Heinselman, 1981; Van Cleve, Viereck, 1981.



(Взаимосвязи..., 1980), а на остальной территории его экологическое место как ксероморфного кустарничка замещает *Calluna vulgaris*. Таким образом, *Ledum palustre* и, частично, *Vaccinium myrtillus* определяют флористически западносибирскую меридиональную расу лишайниковых хвойных лесов. Сходное диагностическое значение имеют *Calamagrostis lapponica*, *Carex globularis*, *Pedicularis labradorica* и, частично, *Betula nana* и *Festuca ovina*. Ряд видов *Empetrum nigrum* – *Arctostaphylos uva-ursi* имеют отчетливую северную тенденцию распространения в лишайниково-зеленомошных лесах (табл. 1). Такие виды, как *Empetrum nigrum*, *Vaccinium uliginosum*, *Calamagrostis lapponica*, *Arctostaphylos uva-ursi*, появляются в этих сообществах в центральном секторе Западной Сибири только севернее широтного отрезка течения Оби. Они, таким образом, характеризуют северную (широтную) расу западносибирских лишайниково-зеленомошных лесов.

Многие виды с северной тенденцией распространения (включая *Ledum palustre*) в южноазиатской и европейской частях своего ареала встречаются только в болотных сообществах и заболоченных лесах. Их присутствие в суходольных лесах севера придает этим сообществам признаки гидроморфизма, что, вероятно, является следствием континентальности климата и большого количества осадков в сравнительно холодный осенне-летний период. Ксероморфизм большинства из них позволяет переживать жаркий и сухой период начала и середины лета.

Часть видов (*Peltigera* spp., *Salix* spp., *Pedicularis labradorica*) чаще встречаются в регионах П, У, Н, характеризующихся широким распространением суглинков в поверхностных отложениях. Сюда же следует отнести *Diphasiastrum complanatum*, *Ptilium crista-castrensis* и *Hylacomium splendens*. Однако последние отличаются южным трендом распространения. Виды *Arctostaphylos uva-ursi* – *Carex ericetorum* (по порядку в табл. 1) отличает большее распространение в регионах С и Х, где преобладают песчаные и супесчаные почвы. Часть этих видов имеет южный тренд распространения. Такие виды определяют внутрорегиональное разнообразие синтаксона.

По материалам из района Лево́й Хетты (Х) определены четкие флористические различия, свойственные выделенным типам сообществ (табл. 2). Попытка использовать эти флористические признаки при классификации лесов южных районов (П, У и С) не увенчалась успехом. Сообщества южных выборок были сгруппированы по признакам относительного обилия лишайников и зеленых мхов.

Таблица 2

**Флористическая характеристика типов растительных сообществ  
зеленомошно-лишайниковых сосняков**

Виды растений травяно-кустарничкового и мохово-лишайникового ярусов	Среднее обилие, %/кл. встреч. по типам и регионам									
	С.м.		С.с.		Р.С.м.		Р.С.с		Р.	
	х	х	ПУ	С	Х	Х	ПУ	Х	ПУ	
<i>Vaccinium vitis-idaea</i>	10/V	5/V	5/V	5/V	10/V	10/V	5/V	10/V	15/V	
<i>Ledum palustre</i>	V	IV	5/V	5/IV	5/V	5/V	15/V	10/V	10/V	
<i>Cladina stellaris</i>	30/V	80/V	80/V	70/V	30/V	70/V	60/V	5/V	15/V	
<i>Cladina rangiferina</i>	20/V	V	5/V	10/V	20/V	5/V	5/V	5/III	V	
<i>Pleurozium schreberi</i>	5/V	5/II	V	5/IV	50/V	30/V	30/V	80/V	70/V	
<i>Vaccinium myrtillus</i>	5/IV	II	IV	V	5/V	10/V	10/V	15/V	20/V	
<i>Dicranum spp.</i>	5/V	II	III	III	IV	IV	IV	III	V	
<i>Empetrum nigrum</i>	V	III	V	V	5/V	5/V	5/V	5/V	5/V	
<i>Vaccinium uliginosum</i>	III	I	5/V	5/III	5/V	5/V	5/V	5/V	IV	
<i>Polytrichum juniperium</i>	V	III	IV	IV	V	5/V	I	III	III	
<i>Cladina arbuscula</i>	20/V	V	II	I	20/V	5/V	-	5/V	I	
<i>Festuca ovina</i>	II	III	-	-	III	IV	-	I	I	
<i>Sphaerophorus fragilis</i>	II	I	-	-	-	-	-	I	-	
<i>Polytrichum piliferum</i>	I	II	-	-	-	-	-	-	I	
Виды свойственные лишайниковым лесам (С.м., С.с.)										
<i>Cetraria laevigata</i>	V	IV	I	-	I	I	-	I	II	
<i>Cetraria spp.</i>	II	IV	I	-	-	I	-	-	-	
<i>Arctostaphylos uva-ursi</i>	III	IV	I	II	-	II	I	-	-	
<i>Cladonia spp.</i>	5/V	II	I	III	II	I	I	I	I	
<i>Betula nana</i>	-	II	III	-	-	I	II	I	I	
<i>Carex globularis</i>	-	-	I	III	I	I	I	II	I	
<i>Carex ericetorum</i>	-	-	-	III	-	-	-	-	-	
Виды свойственные лишайниково-зеленомошным лесам (Р.С.м., Р.С.с.)										
<i>Calamagrostis lapponica</i>	II	-	II	IV	III	IV	III	II	-	
<i>Solydago virgaurea</i>	I	-	-	II	II	III	-	I	-	
<i>Antennaria dioica</i>	I	-	-	II	I	III	-	-	I	
<i>Diphasiastrum complanatum</i>	-	-	I	-	II	II	III	I	I	
<i>Juniperus communis</i>	-	-	-	-	II	III	I	I	I	
<i>Peltigera spp.</i>	-	-	-	-	I	II	II	I	-	
<i>Salix spp.</i>	-	-	I	I	I	II	I	I	II	
Виды свойственные зеленомошным лесам (Р.)										
<i>Polytrichum commune</i>	I	I	I	I	I	I	I	5/III	II	
<i>Ptilium crista-castrensis</i>	-	-	-	-	-	I	I	I	IV	
<i>Hylocomnium splendens</i>	I	-	-	I	I	I	I	II	10/V	
<i>Pedicularis labradorica</i>	-	-	-	-	-	-	I	-	I	
Число описаний:	18	10	9	14	25	36	14	28	8	

Результаты показывают, что флористическое своеобразие типов сообществ из южных регионов меньше (табл. 2). Диагностические виды, выделенные полевой Хетте, проявляют себя слабее или исчезают совсем.

Неслучайность распределения выделенных типов сообществ по геоморфологическим поверхностям на профиле в бассейне левой Хетты (табл. 3) показывает, что их топологическое разнообразие, с большой долей вероятности, связано с разнообразием литологических и геоморфологических факторов. Это же доказывают и результаты расчета обеспеченности уровня грунтовых вод и обеспеченности разреза суглинками (рис. 2).

Таблица 3

**Распределение сообществ лишайниково-зеленомошных лесов по геоморфологическим поверхностям бассейна р. Левая Хетта (число описаний по профилю)**

Типы растительных сообществ	Геоморфологические поверхности			
	2-я надпойменная терраса	Ледниковый рельеф		Зандры
		1-го типа	2-го типа	
<i>Cladinetosum mitis</i>	-	3	1	<u>12</u>
<i>Cladinetosum stellaris</i>	-	-	<u>8</u>	-
<i>Pleurozietoso-cladinetosum mitis</i>	8	6	-	2
<i>Pleurozietoso-cladinetosum stellaris</i>	<u>8</u>	4	-	-
<i>Pleurozietosum schreberi</i>	<u>13</u>	4	1	1
Всего описаний лишайниково-зеленомошных лесов	29	17	10	15
Всего описаний по профилю	59	84	35	70
Протяженность участков профиля, км	10	15	6	11

Примечание. Подчеркнуты частоты, достоверно превышающие случайные на 95% уровне значимости по критерию  $\chi^2$ .

Грунтовые воды не являются решающим фактором фитоценологических различий типов сообществ между собой, но необходимо отметить, что данные по уровню грунтовых вод собирались в течение трех месяцев (июль – сентябрь) и потому включают в себя внутрисезонное варьирование уровня. Несмотря на это, сфагново-лишайниковые редколесья надежно отличаются от лишайниково-зеленомошных лесов по этому показателю (рис. 2, б).

Обеспеченность разреза суглинками и супесями показывает четкую дифференциацию типов сообществ по литологии поверхностных отло-

жений (рис. 2, а) и их слабые отличия от редколесных сообществ. Все вместе это означает, что сообщества этих типов сообществ определены, главным образом, эдафическими факторами, связанными с литологией и проявляющимися, вероятно, через богатство почв при сходном режиме грунтового увлажнения.

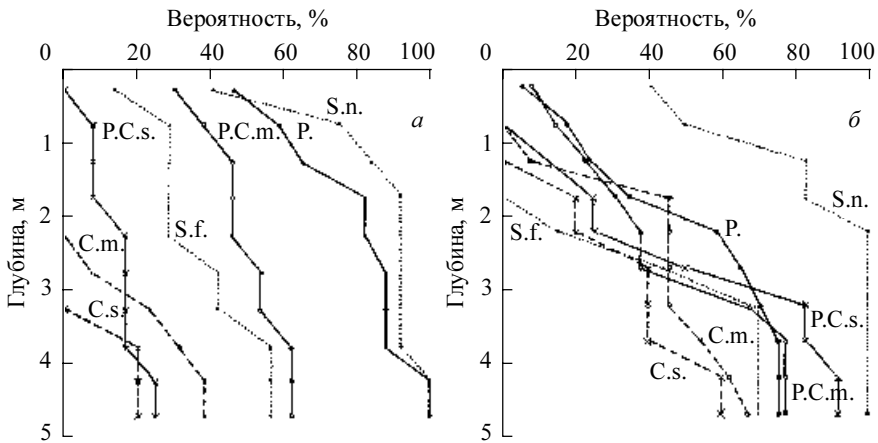


Рис. 2. Обеспеченность разреза суглинками (а) и обеспеченность уровня грунтовых вод (б). Типы растительных сообществ: P – *Pinetum pleurozirtosum schreberi*; P.C.m. – *Pinetum pleurozietoso – cladinetosum mitis*; P.C.s. – *Pinetum pleurozietoso – cladinetosum stellaris*; C.m. – *Pinetum cladinetosum mitis*; C.s. – *Pinetum Cladinetozum stellaris*; S.f. – лишайниковые редколесья со *Sphaerophorus fragilis*; S.n. – сфагново-лишайниковые редколесья со *Sphagnum nemoreum*

Более высокий уровень грунтовых вод ведет к образованию сфагново-лишайниковых редколесий и к появлению в лесах, хотя бы в небольших количествах, *Sphagnum nemoreum*. Такие сообщества дифференцированы на фации с доминированием или *Pleurozium schreberi*, или *Cladina stellaris*, или *Cladina mitis*. Эти фации образуют как бы параллельный ряд, характеризуемым здесь типом сообществ.

Древостои рассматриваемых лесов преимущественно сосновые (*Pinus sylvestris*), но в различных условиях в них участвуют или доминируют береза (*Betula pubescens*), лиственница (*Larix sibirica*), ель (*Picea obovata*) и кедр (*Pinus sibirica*).

Структура древостоев в большой мере определена воздействием периодически возникающих лесных пожаров. Большая часть (77%) под-

сушин, собранных в пределах Левого Хетты, концентрируется в четыре периода: 1950 – 1957, 1910 – 1923, 1865 – 1873 и 1807 – 1809 гг. Кроме того, отмечены подсушины 1740 и 1690 гг., что определяет периодичность пожаров порядка 40 – 70 лет (рис. 3).

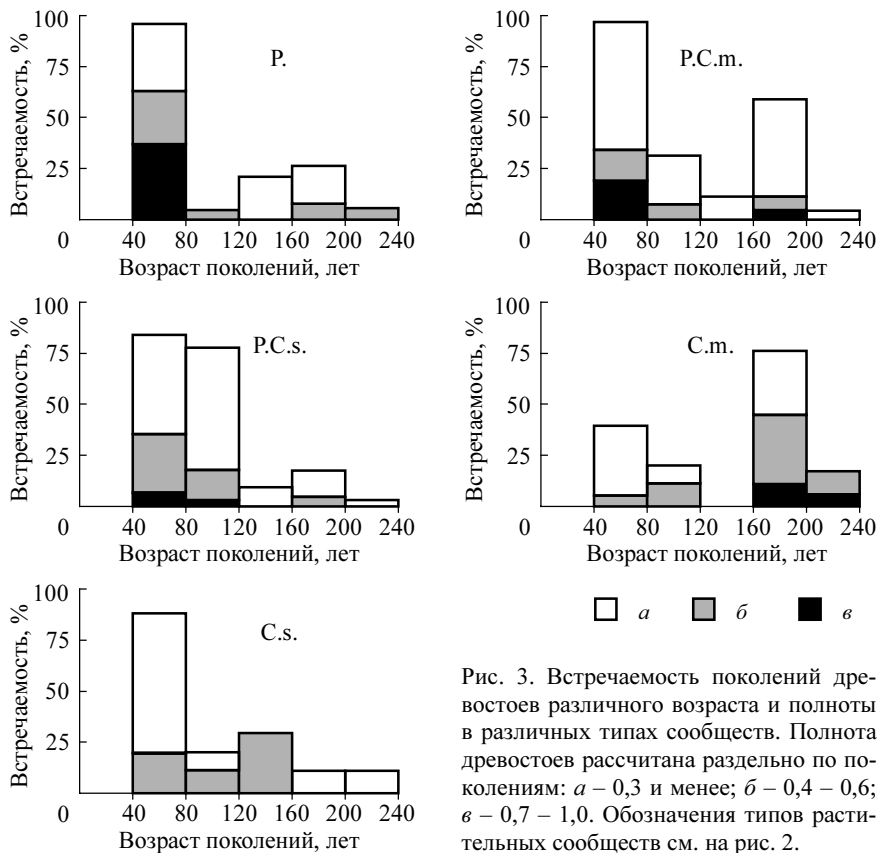


Рис. 3. Встречаемость поколений древостоев различного возраста и полноты в различных типах сообществ. Полнота древостоев рассчитана отдельно по поколениям: *a* – 0,3 и менее; *б* – 0,4 – 0,6; *в* – 0,7 – 1,0. Обозначения типов растительных сообществ см. на рис. 2.

Пожары 1910 – 1923 гг., вероятно, были наиболее сильными и обширными. С этим периодом связано поколение 70 – 50 лет. К нему часто примыкает поколение с возрастом 80 – 90 лет, возникшее после пожаров 1882 г. Пожары за период 1882 – 1910 гг. почти повсеместно уничтожили поколение 1865 – 1873 гг., но меньше повредили поколение 1807 – 1809 гг.

Разница в распределении поколений (рис. 3) может объясняться разным режимом прогорания лесов различного типа. В сообществах с *Cladina mitis* доминируют поколения, пережившие 2 – 3 и большее число пожаров. В этих сообществах пожары, возможно, имели низкую интенсивность за счет более частого прогорания. В лесах с *Cladina stellaris* отмечаются более низкополнотные древостои, что не обеспечивает возникновения верховых пожаров, но пожары могут иметь большую интенсивность благодаря более толстому и сплошному мату лишайникового яруса. Леса с доминированием *Pleurozium schreberi* горят реже, так как дольше период накопления сухого материала, но интенсивность пожаров может быть выше, так как выше густота древостоя.

Таблица 4

**Состав пород (%) в древостоях  
лишайниково-зеленомошных лесов в бассейне Лево́й Хетты**

Порода	Средние значения $\pm$ 95% доверительный интервал по типам растительных сообществ				
	P.	P.C.m.	P.C.s.	C.m.	C.s.
Остаточное поколение возрастом 120 лет и более					
Сосна*	43 $\pm$ 21	79 $\pm$ 14	69 $\pm$ 20	97 $\pm$ 3	90 $\pm$ 14
Лиственница	50 $\pm$ 19	21 $\pm$ 14	31 $\pm$ 20	3 $\pm$ 3	5 $\pm$ 10
Береза	4 $\pm$ 8	-	-	+	+
Ель	2 $\pm$ 4	-	-	-	+
Кедр	1 $\pm$ 18	-	-	-	5 $\pm$ 10
Осина	-	-	-	+	-
Сингенетическое поколение возрастом 40-70 лет:					
Сосна	58 $\pm$ 14	77 $\pm$ 10	70 $\pm$ 33	93 $\pm$ 14	94 $\pm$ 5
Лиственница	1 $\pm$ 2	3 $\pm$ 5	3 $\pm$ 5	-	+
Береза	38 $\pm$ 13	20 $\pm$ 10	27 $\pm$ 11	7 $\pm$ 14	+
Ель	1 $\pm$ 2	+	-	-	-
Кедр	2 $\pm$ 4	-	+	+	6 $\pm$ 5
Осина	-	+	-	-	-
Подрост, поколение возрастом до 30 лет:					
Сосна	50 $\pm$ 15	76 $\pm$ 10	89 $\pm$ 6	99 $\pm$ 1	100 $\pm$ 0
Лиственница	11 $\pm$ 9	7 $\pm$ 5	3 $\pm$ 4	1 $\pm$ 1	+
Береза	14 $\pm$ 9	13 $\pm$ 11	8 $\pm$ 4	+	+
Ель	12 $\pm$ 11	3 $\pm$ 3	+	-	+
Кедр	3 $\pm$ 4	1 $\pm$ 1	+	+	+
Осина	+	+	+	-	-

\* Здесь и далее: сосна *Pinus sylvestris*, лиственница – *Larix sibirica*, береза – *Betula pubescens*, ель – *Picea obovata*, кедр – *Pinus sibirica*, осина – *Populus tremula*.

Закономерна разница в составе пород сингенетических и остаточных древостоев. Во-первых, занимает значительную долю и часто преобладает береза, во-вторых – лиственница (табл. 4). Доля сосны возрастает в ряду от зеленомошных к лишайниковым типам. Судя по подросту, тенденции смены сосны на темнохвойные породы выше в зеленомошных лесах. Разница производительности между типами незначительна (табл. 5), а варьирование запасов и сумм площадей сечений стволов между типами может объясняться различным режимом прогорания.

Таблица 5

## Средние таксационные показатели древостоев бассейна Лево́й Хетты

Параметры	Среднее значение ± 95%-й доверительный интервал по типам растительных сообществ				
	Р.	Р.С.м.	Р.С.с.	С.м.	С.с.*
При доминировании поколения возрастом 120 – 150 лет					
Площади сечения, м <sup>2</sup> га <sup>-1</sup>	12,3±3,9	14,4±4,5	13,9±4,4	19,9±4,6	
Запасы древесины, м <sup>3</sup> га <sup>-1</sup>	82,0±33,6	100,1±37,6	79,0±28,0	149,1±37,9	
Высота сосны, м	13,8±1,8	14,5±1,3	11,8±1,7	14,8±0,7	
Высота лиственницы, м	14,4±1,6	15,1±1,5	13,6±1,8	14,0±2,4	
Диаметр сосны, см	21,0±3,6	25,6±2,9	21,0±1,1	25,8±2,7	
Диаметр лиственницы, см	21,6±2,9	23,3±2,2	22,4±2,9	22,9±5,5	
Численность подроста, тыс. шт./га	3,3±0,7	4,4±1,6	8,0±9,0	27,8±20,8	
При доминировании поколения возрастом 40 – 70 лет					
Площади сечения, м <sup>2</sup> га <sup>-1</sup>	14,1±2,5	17,9±6,1	11,6±2,5	9,8±5,4	11,0±10,8
Запасы древесины, м <sup>3</sup> га <sup>-1</sup>	70,7±13,9	88,5±29,1	64,3±16,3	64,5±34,3	59,5±61,7
Высота сосны, м	9,1±0,8	9,8±1,1	10,8±0,8	10,5±4,9	10,0±4,9
Высота березы, м	6,8±2,3	6,4±1,0	6,4±0,5	7,8±2,7	-
Диаметр сосны, см	10,6±1,4	11,3±1,3	12,2±1,4	12,0±7,8	12,0±7,8
Диаметр березы, см	6,2±1,0	6,3±1,5	6,6±0,6	7,5±3,3	-
Численность подроста, тыс.шт./га	0,9±0,3	4,7±4,1	6,2±2,5	2,5±3,0	25,5±48,0

\* Древостоев с преобладанием остаточных поколений не описано.

В эпигенетических древостоях запасы и суммы площадей сечений закономерно возрастают от С.с. к Р. (табл. 6), что, вероятно, связано с эдафическими условиями. Однако разницу в соотношении ели и кедра, которая наблюдается между типами, диагностической считать опасно. Так, в сообществах типа С.с. с преобладанием еловых древостоев отме-

ченые чистые кедррачи. Во всех случаях кедррачи описаны на участках, или непосредственно примыкающих к поймам, или на небольшом удалении от них. Это связано с доступом семян кедрра на эти местообитания посредством животных из пойменных кедррачей.

Т а б л и ц а 6

**Характеристика эпигенетических древостоев  
зеленомошно-лишайниковых лесов (С, ПV, X)**

Породы и параметры	Ср. знач. $\pm 95\%$ -й доверительный интервал по типам растительных сообществ*			
	P.	P.C.m.	P.C.s.	C.m.
Число описаний	5	3	7	5
Возраст, лет	164 $\pm$ 34	130 $\pm$ 23	157 $\pm$ 31	148 $\pm$ 18
Класс бонитета**	5,8 $\pm$ 0,4	5,0 $\pm$ 1,1	5,4 $\pm$ 0,6	6,0 $\pm$ 0,9
Площадь сечений стволов, м <sup>2</sup> га <sup>-1</sup>	17 $\pm$ 4	12 $\pm$ 7	12 $\pm$ 3	11 $\pm$ 5
Запас древесины, м <sup>3</sup> га <sup>-1</sup>	112 $\pm$ 25	83 $\pm$ 77	84 $\pm$ 22	70 $\pm$ 15
Состав, %:				
Сосна	42 $\pm$ 29	57 $\pm$ 13	27 $\pm$ 20	8 $\pm$ 7
Лиственница	10 $\pm$ 12	3 $\pm$ 7	22 $\pm$ 18	16 $\pm$ 13
Береза	4 $\pm$ 8	+	1 $\pm$ 3	+
Ель	14 $\pm$ 19	+	36 $\pm$ 11	56 $\pm$ 30
Кедр	30 $\pm$ 22	40 $\pm$ 11	13 $\pm$ 15	20 $\pm$ 39
Осина	+	-	1 $\pm$ 3	+
Численность подроста, тыс. шт./га <sup>-1</sup>	4,3 $\pm$ 4,6	0,6 $\pm$ 0,4	3,1 $\pm$ 1,0	4,2 $\pm$ 2,0
Состав подроста, %:				
Сосна	8 $\pm$ 11	10 $\pm$ 20	11 $\pm$ 9	42 $\pm$ 33
Лиственница	-	-	+	+
Береза	16 $\pm$ 18	10 $\pm$ 20	29 $\pm$ 18	26 $\pm$ 29
Ель	16 $\pm$ 13	20 $\pm$ 0	36 $\pm$ 23	18 $\pm$ 16
Кедр	60 $\pm$ 28	60 $\pm$ 39	16 $\pm$ 17	4 $\pm$ 8
Осина	+	-	8 $\pm$ 17	+

\* Эпигенетических древостоев в типе C.m. не описано; \*\* класс бонитета V соответствует 5,0; Va – 6,0.

Тот факт, что эпигенетические древостои описаны практически для всех типов сообществ, показывает, что различия типов по фитоценотическому строю подпологовой растительности связаны не с динамическими явлениями и не с воздействием древостоев, а имеют эдафическую природу. Вариации состава сингенетических и остаточных древостоев имеют большую диагностическую значимость.



## Выводы

Проведенные исследования показывают, что дифференциация лишайниково-зеленомошных лесов с доминированием лишайников рода *Cladina* и *Pleurozium schreberi* связана с эдафическими факторами, важнейшие из которых геоморфология, литология и торфность. Уровень грунтовых вод при этом не существен. При повышении уровня грунтовых вод формируется параллельный ряд сфагново-лишайниковых сообществ со *Sphagnum nemoreum*.

Крайняя сухость и бедность песчаных почв лишайниково-зеленомошных лесов, частые лесные пожары в них определяют преимущественное развитие в них сосновых древостоев. Послепожарные молодые сингенетические древостои характеризуются большей долей березы или ее преобладанием. Остаточные древостои, пройденные и прореженные пожарами, отличаются большей долей или преобладанием лиственницы. Таким образом, встречающиеся березняки и лиственничники обязаны своим существованием воздействию пожаров. Эпигенетические древостои обычны для всех типов сообществ и формируются при длительном отсутствии пожаров. В них преобладают или ель, или кедр, что нередко зависит от удаления участков этих лесов относительно речных пойм с кедровыми лесами.

Подчиненные ярусы лишайниково-зеленомошных лесов сложены преимущественно широко распространенными видами во всей голарктике, если они не имеют там своих экологических «заместителей». Меридиональное разнообразие этих лесов определяется присутствием в них *Ledum palustre*, северный характер лесов индицируется видами *Vaccinium uliginosum*, *Arctostaphylos uva-ursi*, *Empetrum nigrum*, *Calamagrostis lapponica*. Указанные виды должны определять некоторый региональный синтаксон, ранг которого пока не ясен.

Флористические лишайниково-зеленомошные леса дифференцированы слабо, в то же время имеющиеся флористические различия хорошо коррелируют с обилием *Pleurozium schreberi*, *Cladina stellaris*, *Cl. mitis*, *Cl. rangiferina*, *Cl. arbuscula*. Соотношения в проективном покрытии этих видов дают более надежные критерии различия типов сообществ.

Выделенные типы растительных сообществ (типы фитоценозов) нельзя рассматривать как типы биогеоценозов. Их связь с эдафическими условиями среды только статистическая, а не детерминированная. Например, зеленомошные сообщества можно встретить как на суглин-

ках, так и на песках. Столь же разнообразен уровень грунтовых вод среди однотипных сообществ. Биологическую эквивалентность различных местообитаний определяет компенсирующее действие геоморфологических условий и других факторов. Таким образом, выделенным типам нельзя поставить в соответствие типы условий местообитания. Каждому типу сообществ свойствен целый спектр местообитаний. В связи с этим возникает вопрос о правомерности применения к таким типам сообществ понятий коренные, коротко- или длительно-производные леса, так как эти понятия соотносятся с типами местообитаний. Последнее усугубляется относительной ценотической свободой древесного и подчиненных ярусов у северных лесов. Указанные выше виды родов *Cladina*, *Vaccinium*, *Ledum*, *Dicranum*, *Calamagrostis*, а также *Pleurozium schreberi*, *Arctostaphylos uva-ursi*, *Empetrum nigrum*, образуют ценотически связанную и широко распространенную «ассоциацию» видов, сочетающуюся в различных условиях местообитания с различными древесными породами, типами древостоев и сопутствующими видами.

Определенные в настоящей работе типы растительных сообществ нельзя рассматривать как типы леса. Каждый из типов сообществ объединяет целый спектр фитоценотически сходных, но различных типов лесных биогеоценозов, которые могут быть упорядочены в различные генетические ряды (типы леса) для каждого из типов местообитаний.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамова А.Л., Савич-Любичская Л.И., Смирнова З.Н.* Определитель листовых мхов Арктики СССР. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. – 71 с.
2. *Анучин Н.П.* Лесная таксация: Учебник для вузов. – 5-е изд. доп. – М.: Лесная промышленность, 1982. – 552 с.
3. *Васильев С.В.* Сосновые редколесья севера Западной Сибири // Ботанический журнал. – Т. 79. – № 4.
4. *Взаимосвязи компонентов лесных и болотных экосистем средней тайги Приуралья.* – Л.: Наука, 1980. – 254 с.
5. *Городков Б.Н.* Движение растительности на севере лесной зоны Западно-Сибирской низменности // Пробл. физ. географии. – 1946. – Вып. 12. – С. 81 – 106.
6. *Ильина И.С.* Темнохвойные леса Западно-Сибирской равнины // Растительность Западной Сибири и ее картографирование. – Новосибирск: Наука, 1984. – С. 19 – 50.
7. *Крылов Г.В.* Леса Западной Сибири. – М.: Наука, 1961. – 255 с.
8. *Крылов Г.В., Крылов А.Г.* Леса Западной Сибири // Леса СССР. – Т. 4. – М.: Наука, 1969. – С. 157 – 248.

9. Лесков А.И. Фитоценогический очерк редколесий бассейна р. Полуй // Труды Бот. ин-та АН СССР. Сер. 3. Геоботаника. – 1940. – Вып. 4. – С. 253 – 276.
10. Листов А.Н. Боры беломошники. – М.: Агропромиздат, 1986. – 182 с.
11. *Определитель лишайников СССР*. – Вып. 1 – 5. – Л.: Наука, 1971. – 412 с.; 1974. – 284 с.; 1975. – 275 с.; 1977. – 344 с.; 1978. – 305 с.
12. Чертовкой В.Г., Тихменев Е.А., Вегерин А.М. и др. Предтундровые леса. – М.: Агропромиздат, 1987. – 168 с.
13. Ильина И.С., Лапина Е.И., Мохно В.Д., Романова Е.А. Растительность Западно-Сибирской равнины (карты). – М.: ГУТК, 1976. – 4 л.
14. Ильина И.С., Лапина Е.И., Лавренко Н.Н. и др. Растительный покров Западно-Сибирской равнины. – Новосибирск: Наука, 1985. – 251 с.
15. Самбук С.Г. Классификация сосновых лесов Северного Приладожья // Ботан. журн. – 1986. – Т. 71. – № 4. – С. 441 – 449.
16. Самбук С.Г. Классификация лишайниковых и зеленомошных сосновых лесов Северо-Запада европейской части СССР // Ботан. журн. – 1986. – Т. 71. – № 11. – С. 1468 – 1479.
17. Тихомиров Н.А. Классификация типов сосновых лесов // Труды Сиб. ин-та сельского хоз-ва и садоводства. – Омск, 1929. – Т. 12. – Вып. 3. – С. 243 – 259.
18. Тыртиков А.П. Динамика растительного покрова и развития вечной мерзлоты в Западной Сибири. – М.: МГУ, 1974. – 197 с.
19. Черепанов С.К. Сосудистые растения СССР. – Л.: Наука, 1981. – 510 с.
20. Carrol S.B., Bliss L.C. Jack pine-lichen woodland on Sandy soils in northern Saskatchewan and northern Alberta // Can. J. Bot. – 1982. – V. 60. – No. 11. – P. 2270 – 2282.
21. Foster D.R. Vegetation development following fire in *Picea mariana* (Black spuvce) – Pleurozium forests of south – eastern Labrador, Canada // J. Ecol. – 1985. – V. 73. – No. 2. – P. 517 – 534.
22. Heiselman M.L. Fire and Succession in the Conifer Forests of Northern North America // Forest Succession. – N.Y.: Springer, 1981. – P. 374 – 405.
23. Van Cleve K., Viereck L.A. Forest Succession in Relation to Nutrient Cycling in the Boreal Forest of Alaska // Forest Succession. – N.Y.: Springer, 1981. – P. 185 – 211.

## Глава 4

### **СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЯДОВ СОПРЯЖЕННЫХ ФАЦИЙ НА ГРАНИЦЕ ЛЕСА И БОЛОТА В СРЕДНЕТАЕЖНОЙ И ПОДТАЕЖНОЙ ЗОНАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

В данной главе проводится сравнительный анализ сопряженных фаций в лесоболотных экотонах. Установлено, что краевые сообщества формируются под воздействием постоянного избыточного увлажнения и повышенной минерализации вод. В результате сообщества контактной полосы на границе взаимодействия леса и болота характеризуются лучшими условиями минерального питания по сравнению с лесом и болотом. Полученные результаты являются первым шагом в разработке классификации краевых образований для целей картографирования и индикации процессов заболачивания и разболачивания.

*In the chapter the comparative analysis of conjugate facies in forest-swamp ecotones is carried out. It's established that the edge communities are formed under effect of constant redundant moistening and high water salinity. As a result, communities of a contact band on the border of interaction of forest and mire are characterized by better conditions of mineral feed in comparison with forest and mire. The obtained results are the first step in elaborating the classification of edge formations for the purposes of mapping and indication of paludification and re-paludification processes.*

Западно-Сибирская равнина – наиболее заболоченный регион мира. Нигде больше на Земном шаре не наблюдается такого широкого распространения болот и заболоченных лесов. Заболачивание здесь началось в начале голоцена и продолжается в течение последних 9 – 10 тысяч лет.

Заболачивание происходит несколькими путями: путем заторфовывания водоемов, формированием торфяных залежей в понижениях (автохтонное заболачивание) либо за счет разрастания уже существующих болот в стороны (аллохтонное заболачивание). Последняя форма в настоящее время встречается чаще всего. Болота есть и в лесостепи, и в

тундре, но более всего они распространены в лесной зоне. В процессе разрастания на границе леса и болота формируется краевое образование. Эта переходная полоса образована сообществами, отличными как от сообществ автоморфных лесов, так и от сообществ болот. Заболоченные леса – одно из наиболее распространенных явлений.

Взаимоотношение леса и болота изучали многие ученые. Одни из них пришли к твердому убеждению, что болота в наше время наступают на лес, другие утверждают обратное, а третьи считают, что эти процессы в настоящее время уравновесились. Единого мнения в этом вопросе до сих пор не достигнуто. Во многом это объясняется тем, что соотношение лесообразования и болотообразования часто неустойчиво и четко сказать, какой процесс в настоящий момент преобладает, невозможно (на юге часто доминируют процессы лесообразования, на севере – болотообразования).

Соотношение процессов лесо- и болотообразования в основном определяется количеством поступающей влаги. В случае равного обеспечения влагой начинается борьба между сфагновыми мхами, которые удерживают влагу, и древесными растениями, которые ее растрчивают.

Настоящая работа посвящена описанию различных типов краевых образований в двух регионах. В одном из них заведомо происходит заболачивание и разрастание болот – средняя тайга (Нижневартовский район), и в другом – соотношение процессов лесо- и болотообразования не совсем ясно – зона мелколиственных лесов (Верхнетарский район Новосибирской области).

Нас интересовал вопрос: можно ли по характеру краевого образования или по сочетанию биологических сообществ судить о том, в какую сторону направлен процесс (разрастается ли болото или, напротив, происходит лесообразование) и можно ли в дальнейшем различать описанные типы краевых образований по космическим снимкам и оценивать процессы заболачивания-разболачивания дистанционными методами.

Отсюда становится понятным необходимость и актуальность всестороннего изучения этой проблемы.

## **Объекты исследований и методы работ**

В основу работы положены материалы полевого обследования ключевых участков, расположенных в пределах таежной зоны Западной Сибири. Один из них находится в подзоне мелколиственных лесов по

водоразделу рек Малая Ича – Тара (центр на  $78^{\circ} 20'$  с.ш., и  $56^{\circ} 40'$  в.д.) и охватывает район Верхнетарского нефтяного месторождения по югу Васюганского болота (на границе Новосибирской и Томской областей). Другой – в среднетаежной подзоне в районе г. Нижневартовска Тюменской области ( $76^{\circ} 40'$  с.ш.,  $60^{\circ} 50'$  в.д.).

Континентальный климат с продолжительной и сравнительно суровой зимой накладывает заметный отпечаток на общий характер растительных ассоциаций, гидрологический режим и другие особенности природы.

**Подзона мелколиственных лесов.** Территория водораздела рек Малая Ича – Тара и Верхнетарского месторождения располагается в подзоне мелколиственных лесов (подтайге). Подтайгу выделяют на подзональном уровне в пределах таежной (лесной) зоны. Это своеобразная южная ее полоса, аналога которой нет ни в европейской, ни в восточно-сибирской тайге (Ильина и др., 1985). В Западной Сибири подтайга замещает зону широколиственных лесов Европы.

Район исследования располагается в северной части подтаежной зоны, захватывает дренированную полосу приречных лесов Тары и Малой Ичи в верхних отрезках их течения, заболоченный водораздел М. Ича-Тара и частично участок Большого Васюганского болота по южному макросколону Обь-Иртышского междуречья.

По количеству осадков подзона занимает переходное положение между увлажненными таежными районами и засушливыми южными степями. Сумма осадков 300 – 370 мм, их наибольшее количество приходится на теплый период года.

При общем равнинном характере местности, приподнятой на 120 – 150 м над уровнем моря, она отличается сложностью мезорельефа – здесь распространены гривы, межгривные понижения, западины, блюдцеобразные понижения и др. формы. Равнина сложена лессовидными и пылеватыми суглинками, песками и глинами.

В северной части рассматриваемой территории ярко выражено чередование высокоствольных осиново-березовых лесов на серых оподзоленных почвах с гипновыми и осоковыми болотами, которые занимают до 50% площади.

**Подзона средней тайги.** Исследованный район расположен в центральной части подзоны средней тайги в правобережье р. Оби. На юге и западе ограничен долиной р. Обь, на севере – обширной озерно-

болотистой равниной и на востоке – долиной р. Вах. Правобережье Оби представляет собой слабо наклоненную на юг и недостаточно дренированную равнину с абсолютными высотами 45 – 65 м.

Для подзоны характерна хорошо развитая сеть речных долин. Реки берут начало с плоских заболоченных (с озерами) водоразделов, прокладывая долины в рыхлых отложениях и отличаются древовидным рисунком строения бассейнов.

Территория среднетаежной подзоны отличается наибольшим, в пределах лесной зоны, увлажнением. Общая сумма осадков за год составляет 500 – 580 мм.

Обширные площади равнины заняты верховыми болотами, приуроченными почти ко всем плоским или слабо наклоненным участкам равнины. Приречные участки покрыты лесами, вытянутыми в виде узких (до 3 – 8 км) полос. Леса разбросаны также островками среди заболоченной равнины (Природные условия..., 1963).

Обследование растительности и оценка ее состояния проводились стандартными геоботаническими методами с использованием космических изображений среднего разрешения МСУ-Э (42 м/пиксел) и координатора GPS. Обследовались основные типы растительных сообществ естественной сцены и их комплексы, отображаемые в масштабе космической съемки.

Собрано около 120 гербарных образцов и сделано 70 геоботанических описаний.

При описании растительных сообществ указывалась дата описания, географическое положение описания, наличие и тип антропогенного воздействия. При возможности определялся тип торфа и строение торфяной залежи.

Определения производилось инструментальным и глазомерным методами с рубкой модельных деревьев для непосредственного определения возраста и высоты. При камеральной обработке по стандартным таблицам и формулам вычислялись (если не были определены в поле): запас древостоя, сумма площадей сечений древостоя, число стволов на гектар, относительная полнота и класс бонитета.

При описании кустарникового яруса, травостоя и напочвенного покрова определялись видовой состав растений и их проективное покрытие, выраженное в процентах. Сомнительные виды (преимущественно мхи) собирались в гербарий. При комплексности растительности описа-

ния велись отдельно по каждой выделенной синузии (микросообществу). Эпифитные мхи и лишайники при описании не учитывались, а отмечались только напочвенные виды.

В полевых условиях каждому сообществу давалось полевое название. В результате камеральной обработки и классификации сообществ методом табличной сортировки описаний и списка видов выделены основные типы растительных сообществ.

При обследовании в районе М. Ича – Тара в болотных, лесных сообществах и в переходной полосе почвенные ямы были приготовлены В.А. Хмелевым. В Верхнетарском районе глубина торфа и характер торфяной залежи описаны А.И. Сысо. На севере работы проводились в комплексе с сотрудниками Томского государственного университета и Утрехтского университета (Голландия).

Тогда по преимуществу были проведены рекогносцировочные работы с целью подбора участков для детальных почвенно-геоботанических описаний, поэтому приведенные материалы и сделанные выводы могут считаться предварительными.

## Результаты

В пределах обследованных участков макроструктура перехода от болот к дренированным лесам представлена тремя группами растительных сообществ: болотная растительность междуречий (Горожанкина, 1986), растительность дренированных участков (Ильина и др., 1985) и растительность переходной полосы между ними (Природные условия..., 1963).

### Водораздел р. Малая Ича – Тара

#### *Л е с а*

Основу растительного покрова данной территории в приречной части составляют разнообразные мелколиственные (березовые и осиновые) леса – снытевые и вейниково-крупнотравные. Эти леса в плакорных условиях характеризуются хорошо развитым злаково-разнотравным покровом с участием представителей таежного мелкотравья.

**Осиново-березовые вейниково-крупнотравные леса** занимают повышенные, наиболее дренированные участки водораздела. Древостой состоит из осины и березы в различных сочетаниях. Средний возраст де-



ревьев около 90 лет, высота 20 – 25 м. Полнота древостоя варьирует от 0,3 до 0,6. Второй ярус состоит из тех же пород в возрасте 20 – 30 лет и высотой 10 – 20 м. В подлеске встречается шиповник (*Rosa acicularis*), красная смородина (*Ribes hispidulum*), рябина (*Sorbus sibirica*).

В травяно-кустарничковом ярусе, который хорошо развит, основную роль играют: *Rubus saxatilis*, *Calamagrostis arundinacea*, *Padus avium*, *Aconitum septentrionale* Koelle, *Lonicera xylosteum*, *Cacalia hastate*, *Glechoma hederacea*. Кроме того, здесь растут некоторые осоки (*Carex macroura*, в небольшом количестве *C. cespitosa*), хвощ (*Equisetum sylvaticum*, *Equisetum pratense*). Растительность представлена в основном видами южной тайги. Виды средней тайги тоже присутствуют (как присущие светлохвойной, так и темнохвойной тайге), но они не доминируют. В сорных видах – *Artemisia vulgaris*, *Taraxacum officinale* Wigg.

Наряду с осиново-березовыми вейниково-крупнотравными лесами на тех же местообитаниях распространены **березово-осиновые снытевые леса**. По сравнению с вейниково-крупнотравными лесами древесный ярус здесь значительно разрежен и состоит из березы и осины, иногда с примесью ели.

В растительном покрове присутствуют преимущественно лесные виды. Среди них большое обилие южнотаежных: *Aegopodium podagraria*, *Carex macroura*, *Rubus saxatilis*). Менее обильны – *Filipendula ulmaria*, *Padus avium*, *Lonicera xilosteum*, *Thalictrum minus* и т.д. Среди среднетаежных видов – *Calamagrostis obtusata*, *Equisetum sylvaticum*, *Majantemum bifolium* (в небольшом количестве). Среди них встречаются только виды, присущие травяному покрову темнохвойной тайги. Кроме того, присутствуют эвритопные виды, такие как *Spiraea salicifolia*, *Calamagrostis langsdorfii*.

### **Болота**

**Сосново-кустарничково-сфагновые болота (рослые ямы)** занимают периферии массивов верховых болот. В первом ярусе сосна (возраст 150 лет, 10 – 15 м высотой). Второй ярус и подрост состоит из сосны с небольшим участием березы.

В травяно-кустарничковом покрове среднетаежных и южнотаежных видов, типичных для травяного покрова темнохвойной тайги, нет, но довольно много среднетаежных видов светлохвойной тайги: *Vaccinium vitis-idaea*, *Carex globularis*, *Pleurozium schreberi*. Из переходных – толь-

ко *Sph. russowii*. Абсолютное преобладание олиготрофных видов: *Ledum palustre*, *Chamaedaphne calyculata*, *Sph. angustifolium*, *Sph. magellanicum*, *Rubus chamaemorus*, *Polytrichum strictum*. Но доля *Sph. fuscum* пока невелика (только около 1%).

Мощность торфяной залежи 50 – 70 см. В торфе обильна пушица, хотя в современном травостое она отсутствует. Возможно, обводненность стала меньше.

При приближении к центральной части водораздела рослые рямы сменяются **сосново-кустарничково-сфагновыми болотами (со *Sph. fuscum*)**. Болота этого типа располагаются по краю крупных болотных массивов. В составе древесного яруса явных изменения не происходит, но значительно снижается высота древостоя (до 5 – 8 м).

В растительном покрове преобладают олиготрофные виды, в первую очередь *Sph. fuscum*, *Betula nana*, *Ledum palustre*, *Chamaedaphne calyculata*, *Sph. angustifolium*, *Sph. magellanicum*, *Andromeda polifolia*. Кроме олиготрофных присутствуют среднетаежные виды светлохвойной тайги, а также переходные (*Sph. nemoreum*, *Sph. russowii*).

Центральные части водораздела М. Ича – Тара заняты **комплексными болотами с сосново-кустарничково-сфагновыми грядами и осоково-сфагновыми мочажинами**. Это типичные яровые сообщества с доминированием *Sph. fuscum*. В древесном ярусе остается только сосна. Ее возраст около 30 лет, высота порядка 2 м. Бонитет древостоя Vа-Vв, полнота 0,1 – 0,3. Единично встречается кедр.

При абсолютном преобладании олиготрофных видов (*Ledum palustre*, *Chamaedaphne calyculata*, *Rubus chamaemorus*, *Sph. magellanicum*, *Sph. fuscum*, *Sph. balticum*, *Oxicoccus palustris*, *Eriophorum vaginatum*) встречается только *Vaccinium uliginosum* (средняя тайга) и два вида мезотрофных болот (существуют как в олиготрофных, так и в евтрофных условиях): *Carex rostrata* и *Menyanthes trifoliata*.

Возможно два типа перехода от дренированной приречной территории к заболоченным вершинам водораздела. Первый переход – лесного типа, он осуществляется путем последовательной смены различных типов лесных ассоциаций без образования открытых низинных (евтрофных) болот. В другом случае в полосе перехода наблюдается образование осоково-тростниковых открытых болот.

Как первый, так и второй типы перехода обязательно завершаются гидроморфными (болотными) ассоциациями.

## 1 тип перехода (с формированием открытых болот)

В ряде случаев описанные типы леса сменяются в пространстве **осоково-тростниковыми евтрофными зарослями**. Они представляют собой открытые участки, лишь с единичными березами. Здесь участие лесных южнотаежных видов минимально (редко встречаются *Filipendula ulmaria*, *Sacalia hastata*, *Rubus arcticus* и *Poa palustris*). Среднетаежные виды полностью отсутствуют. Травостой представлен в основном видами низинных (евтрофных) болот. В напочвенном покрове господствуют осоки (*Carex vesicaria*, *C. appropinquata*, *C. cespitosa*), *Phragmites australis*. Менее обильно представлены *Spiraea salicifolia*, *Calamagrostis langsdorfii*, *Scutellaria galericulata*, *Galium ruprechtii* и др. Луговые и сорные виды также присутствуют.

Осоково-тростниковые болота распространены достаточно широко во фронтальных частях водораздела. В боковых частях водораздела более распространен второй тип перехода.

Переход от лесов к осоково-тростниковым болотам достаточно резкий. При этом формируется полоса кустарничковых зарослей с разнотравьем, вейником и осокой дернистой (шириной порядка 50 м). Эти сообщества пока не описаны.

Между осоково-тростниковыми зарослями и собственно болотами междуречий (олиготрофными) в настоящее время формируется полоса **сосново-кустарничково-сфагнового леса** на торфяных почвах с преобладанием в растительном покрове *Carex globularis*. Эти леса располагаются на периферии болотного массива. Древесный ярус состоит из сосны и березы (средний возраст 30 лет, Ia бонитета, с полнотой 0,6). В подросте береза, довольно многочисленна.

Под пологом леса в напочвенном покрове преобладает осока (*Carex globularis*), *Rubus chamaemorus*, *Ledum palustre*. А из мхов: *Sph. balticum*, *Sph. fallax* – виды олиготрофных болот. Характерно полное отсутствие евтрофных видов и видов южной тайги, хотя количество среднетаежных видов, присущих светлохвойной тайге, значительно (например *Carex globularis*). Из переходных встречается только *Sph. nemoreum* – очень мало. Таким образом, в этой полосе все же преобладают олиготрофные виды.

Мощность торфяного горизонта незначительная (около 50 см). В период обследования эти местообитания большей частью были сухие и их верхние горизонты (около 10 см) были представлены дерновым гори-

зонтом, что является явным признаком деградации торфяника. Под торфяным слоем – торфяно-глеевая почва.

## 2 тип перехода (лесной)

Образован постепенной сменой серии сообществ от осиново-березовых осочково-вейниковых лесов до сосново-кустарничково-сфагновых лесов с преобладанием *Carex globularis*.

В обширных понижениях мелколиственные снытевые и осоково-снытевые осиново-березовые леса заменяются сильно увлажненными вейниковыми и осочково-вейниковыми лесными сообществами.

Древесный ярус в **осиново-березовых осочково-вейниковых лесах** характеризуется весьма разнообразным видовым составом. В первом ярусе преобладает береза, но, кроме нее, хотя и в значительно меньшем количестве, присутствуют осина, кедр, сосна и ель. Полнота в различных описаниях колеблется от 0,5 до 0,9. Во втором ярусе – в одном случае наблюдается осина и береза, а в другом – преобладает ель с участием кедра и единичной сосны. Подрост исключительно осиново-березовый. В подлеске *Spiraea salicifolia*, смородина (*Ribes nigrum*, *Ribes hispidulum*), рябина (*Sorbus sibirica*), шиповник (*Rosa acicularis*) и т.д.

В травяно-кустарничковом ярусе преобладают эвритопы: *Calamagrostis langstorffii*, *Carex cespitosa*. Значительно участие таежников: *Filipendula ulmaria*, *Aegopodium podagraria*, *Rubus saxatilis*, *Rubus arcticus*, *Equisetum sylvaticum* и др. Наряду с ними впервые появляются виды евтрофных (низинных) болот: *Equisetum fluviatile*, *Carex rhynchophysa*, *Calliergon giganteum*. Их участие пока незначительно.

Далее в переходной полосе между придолинными водораздельными лесами и болотом за осочково-вейниковыми сообществами следует полоса **молодых березовых лесов**. Этот тип леса распространен довольно широко на **торфянисто-глеевых почвах** при мощности торфа порядка 25 – 30 см. Древостой исключительно березовые, лишь изредка с участием осины (возраст березы – 25 лет, высота около 15 м).

Основная роль в травяном покрове принадлежит эвритопам: *Spiraea salicifolia*, *Calamagrostis langstorffii*, *Carex cespitosa*. Наряду с ними присутствует значительное количество видов евтрофных болот (*Salix pentandra*, *Equisetum fluviatile*, *Petasites frigidus*, *Comarum palustre* и др.). Разнообразие таежных видов при этом значительно снижается. Среди них обычны: *Filipendula ulmaria*, *Rosa azicularis*, *Dryopteris carthusiana*, а

среди среднетаежных – виды темнохвойной тайги: *Politrichum juniperinum*, *Rubus arcticus*. Наряду с этим появляются некоторые виды олиготрофных болот, такие как *Ledum palustre*, *Sph. angustifolium*, *Sph. magellanicum*.

Присутствуют типично переходные виды: *Sph. girgensonii*, *Sph. russowii*, а также виды мезотрофных болот (которые могут расти как на низинных, так и на верховых болотах): *Carex rostrata*, *Sph. centrale*.

Постепенно мощность торфа возрастает до 60 – 90 см. Это – полоса **молодых березовых лесов на торфяных почвах с мелкими торфами**. Наряду с березой здесь присутствуют сосна, кедр (как в первом, так и во втором ярусе). Возраст деревьев в первом ярусе около 50 лет, иногда доходит до 80 лет, во втором ярусе – порядка 25 лет. Хорошо развит подрост.

В травяном покрове практически отсутствуют виды южной тайги. Но по-прежнему есть среднетаежные виды, присущие растительности темнохвойной тайги: *Politrichum juniperinum*, *Rubus arcticus* и т.д. Кроме того, возрастает роль видов, типичных для растительного покрова светлохвойной тайги: *Vaccinium vitis-idaea*, *Pleurozium schreberi*, *Rubus humulifolius*. Также много эвритофов, но теперь преобладают виды олиготрофных болот: *Sph. magellanicum*, *Ledum palustre*, *Chamaedaphne calyculata*. Присутствует большое разнообразие видов евтрофных болот, но их проективное покрытие невелико. Значительное место занимают специфические виды заболоченных лесов. Это – *Sph. girgensonii*, *Sph. russowii*, *Sph. warnstorffii*. Есть и виды мезотрофных болот: *Carex rostrata*, *Menyanthes trifoliata*.

При дальнейшем удалении от дренированной территории и приближении к вершине водораздела наблюдается полоса **сосново-кустарничково-сфагнового леса** на торфяных почвах с преобладанием в растительном покрове *Carex globularis*. Эти леса располагаются на периферии болотного массива. Древесный ярус состоит из сосны и березы (средний возраст 30 лет, Iа бонитета, с полнотой 0,6). В подросте береза, довольно многочисленна.

Под пологом леса в напочвенном покрове преобладает осока (*Carex globularis*), *Rubus chamaemorus*, *Ledum palustre*. А из мхов: *Sph. balticum*, *Sph. fallax* – виды олиготрофных болот. Характерно полное отсутствие евтрофных видов и видов южной тайги, хотя количество среднетаежных видов, присущих светлохвойной тайге, значительно (например *Carex globularis*). Из переходных встречается только *Sph. nemoreum* –

очень мало. Таким образом, в этой полосе все же преобладают олиготрофные виды.

Мощность торфяного горизонта незначительная (около 50 см). В период обследования эти местообитания большей частью были сухие и их верхние горизонты (около 10 см) были представлены дерновым горизонтом, что является явным признаком деградации торфяника. Под торфяным слоем – торфяно-глеевая почва.

## Район г. Нижневартовск

### Леса

Основу растительного покрова дренированных местообитаний составляют коренные **кедровые леса**. Эти леса имеют двухярусное строение древостоя. Верхний ярус образован кедром в возрасте более 100 лет и сосной порядка 110 лет с небольшим участием березы. Высота деревьев порядка 16 м. Второй ярус состоит в основном из кедра, единично встречается береза. Подрост кедровый.

На песках в этих лесах в древостое увеличивается доля сосны обыкновенной. На более богатых почвах (суглинках) появляются ель и пихта. Производные послепожарные и послевырубочные сообщества образованы мелколиственными породами с подростом и с кедром во втором ярусе.

Травяной покров под пологом древостоя представлен лесными видами средней тайги: осокой (*Carex globularis*), *Vaccinium myrtillus*, *Vaccinium vitis-idaea*, *Ptilium crista-castrensis*. Моховой покров образован зелеными мхами (*Hylocomium splendens*, *Pleurozium schreberi*, *Dicranum polysetum*). Наблюдаются виды, свойственные как светлохвойной, так и темнохвойной тайге.

### Болота

Значительная часть исследованного района занята очень крупными массивами торфяников почти исключительно верхового типа.

На крупных болотных массивах широко распространены **олиготрофные грядово-мочажинные и грядово-мочажинно-озерные комплексы**, обычно занимающие средние части массивов. На Самотлорском болотном массиве в центральной части развито множество крупных озер, поэтому эти комплексы можно назвать грядово-мочажинно-

озерными. На небольших верховых торфяниках и по периферии крупных болотных массивов расположены **сосново-кустарничково-сфагновые сообщества**.

На грядах и буграх олиготрофных комплексов выражен ярус из редкой угнетенной сосны высотой 4 – 6 м с участием кедра, зарослей кустарничков – карликовой березы (*Betula nana*), багульника (*Ledum palustre*), кассандры, а из травянистых растений – пушицы (*Eriophorum vaginatum*) и морошки (*Rubus chamaemorus*).

В моховом ярусе господствует *Sph. fuscum*, занимающий возвышенные части гряд. У оснований сфагновых подушек и в понижениях между ними растет *Sph. magellanicum*. Из зеленых мхов – *Pleurozium schreberi*. Довольно много клюквы (*Oxycoccus palustris*, *Oxycoccus microcarpus*).

Мочажины заняты сфагновыми, осоково-сфагновыми и сфагново-пушицевыми сообществами. Наблюдаются как темноцветные мочажины с доминированием *Sph. majus*, *Sph. lindbergii*, так и более светлые с преобладанием *Sph. balticum*, *Sph. angustifolium*, *Sph. fallax*. Темноцветные мочажины более влажные и часто образуют сплавины возле озерков.

### *1 тип перехода (лесной)*

Лесной тип перехода наблюдается при переходе к небольшим по площади болотам, там, где приток влаги со стороны болота незначителен. Этот переход представлен сосново-кустарничково-сфагновыми группировками растительности.

В исследованном районе при переходе от дренированной территории к болотам суходольные леса сменяются разнообразными ассоциациями избыточно увлажненных, **заболоченных лесов**.

Заболоченный лес, согласно Пьявченко Н.И. (1963), – это лес, характеризующийся постоянным или периодическим пересыщением почвы влагой, появлением и распространением наряду с лесными мезофильными растениями болотных трав и мхов, развитием процессов оглеения и накопления маломощного (менее 20 – 25 см) торфянистого горизонта, ухудшением роста и усыханием деревьев, падением продуктивности древостоя. При этом корневые системы старых деревьев еще связаны с минеральным грунтом, но у молодняка и подроста образуются поверхностные корневые системы, располагающиеся в торфянистом горизонте.

Заболоченные леса представлены рядом ассоциаций от **осочково-багульниковых** до переходных – **сосново-кустарничково-сфагновых сообществ**. Эти сообщества в данном регионе нередко представляют собой различные стадии одного процесса – прогрессивного заболачивания темнохвойных и вторичных березовых лесов.

Участки отдельных ассоциаций не занимают больших площадей и представляют собой узкие полосы (шириной 5 – 10 м). Эти ассоциации быстро сменяются в пространстве то типологически близкими, то далекими фитоценозами.

Первая полоса заболоченных лесов – **осочково-багульниковые ассоциации**, являются краевой частью трансформированного леса под влиянием заболачивания. ДревоСТОИ здесь большей частью смешанные и состоят из березы, кедра и сосны в различных сочетаниях. Часто они характеризуются неравномерным составом и полнотой древоСТОЯ, и их производительность лежит в пределах IV – V класса бонитета.

В растительном покрове исчезают виды, типичные для темнохвойной тайги, возрастает доля осок, *Pleurozium schreberi*, кроме того, появляются виды олиготрофных болот: *Sph. angustifolium*, *Ledum palustre*, *Chamaedaphne calyculata*. Довольно часто встречаются: *Polytrichum commune*, *Sph. girgensohnii* – типичные виды для местообитаний заболоченных лесов.

Мощность торфа в этой полосе порядка 30 см.

Далее следует полоса краевой части болота с **сосново-кустарничково-сфагновыми сообществами**. При приближении к олиготрофным местообитаниям встречаются те же древесные породы, но большей степенью угнетенные и корявые. Имеется сухостой сосны и кедра.

В травяном покрове преобладают: *Sph. balticum*, *Ledum palustre*, *Chamaedaphne calyculata*. Наблюдаются среднетаежные виды, типичные для светлохвойной тайги с преобладанием *Carex globularis*, *Vaccinium vitis-idaea*, *Dicranum polysetum* и других менее обильно представленных видов. Кроме того, в моховом покрове присутствуют *Sph. angustifolium*, *Sph. magellanicum*. Важным индикатором является наличие переходных видов *Sph. girgensohnii* и *Sph. russowii*.

Если в рямовых сообществах в моховом покрове доминирует *Sph. fuscum*, то в этой полосе – *Sph. balticum*, *Sph. angustifolium*. В целом, в травяном покрове доминируют болотные виды, но наряду с этим встречаются и лесные. В последующем приближении к болоту лесные виды уже теряются.



## 2 тип перехода (топяной)

В этом случае по окраинам минеральных островов, занятых коренными суходольными лесами, формируются **заболоченные осочково-багульниковые сообщества**. Они схожи с уже описанными краевыми частями трансформированного леса под влиянием заболачивания.

В древостое обычны: береза, кедр, частично с примесью сосны и ели. Полнота древостоя 0,5 при среднем возрасте 120 лет. В подросте преобладает кедр, единично встречается береза.

Под пологом леса, в травяном покрове, доминируют лесные виды, типичные для средней тайги. Среди них виды как светлохвойной тайги (они преобладают), так и темнохвойной: *Pleurozium schreberi*, *Vaccinium vitis-idaea*, *Hylocomium splendens*, *Carex globularis*. Кроме того, из лесных видов много *Linnaea borealis*, *Ptilium crista-castrensis*. Наряду с лесными видами в травяном покрове преобладают типичные виды заболоченных лесов: *Polytrichum commune*, *Sph. girgensonii*. Очень много *Ledum palustre* – вид олиготрофных болот, в небольшом количестве встречаются *Drepanocladus vernicosus* – вид низинных болот.

Ближе к болотам полоса осочково-багульничковых сообществ сменяется **сосново-кустарничково-сфагновыми лесами**, частично видоизмененными под влиянием заболачивания. Древостой представлен сосной, березой и кедром. Возраст деревьев около 120 лет, полнота падает до 0,3. В подросте кедр с участием березы и ели.

В травяно-кустарничковом ярусе происходят значительные изменения. Полностью исчезают виды темнохвойной тайги. Из лесных видов наблюдаются только *Vaccinium myrtillus*, *Vaccinium vitis-idaea*. Исчезают также виды заболоченных лесов, но появляются виды олиготрофных болот. Среди них преобладают: *Sph. balticum*, *Sph. angustifolium* (виды мочажин) и *Ledum palustre*, *Chamaedaphne calyculata*, *Rubus chamaemorus* (виды, типичные для гряд).

При дальнейшем приближении к болотам наблюдается полоса **сосново-кустарничково-сфагновых сообществ с разреженным древостоем**. В древесном ярусе встречаются лишь единично кедр, сосна, береза. Много сухостоя сосны и кедра. Мощность торфяной залежи – 50 см.

Травяной покров составляют исключительно виды олиготрофных болот. Это *Sph. balticum*, *Sph. angustifolium*, *Oxycoccus palustris*, *Sph. fallax* (виды мочажин) и *Eriophorum vaginatum*, *Andromeda polifolia*, *Chamaedaphne calyculata* и т.д.

Эти переходные полуболотные ассоциации занимают неширокие полосы и переходят непосредственно в топяные сообщества. При переходе к большим болотным массивам в краевой полосе наблюдается большой приток влаги и формируется своеобразный вариант **краевой топи** – безлесная или с единичной угнетенной сосной (или березой) полоса.

Травостой представлен исключительно видами олиготрофных болот. В сплошном моховом покрове господствует *Sph. fallax* – типично мочажинный вид, с участием *Sph. fuscum*. Кроме того, в растительном покрове обильны: *Chamaedaphne calyculata*, пушица (*Eriophorum vaginatum*, *Eriophorum russeolum*), *Andromeda polifolia*, по моховому ковру сильно распространена клюква (*Oxycoccus palustris*, *Oxycoccus microcarpus*). Присутствует также *Sph. russowii* (переходный).

## Обсуждение результатов

Современный облик растительности исследованных территорий во многом определяется повышенным гидроморфизмом, обусловленным интенсивно идущими повсеместно процессами заболачивания территории. Благодаря этому все пространственные сочетания и ряды растительности таежной зоны Западной Сибири в качестве обязательных компонентов имеют сообщества с лесо-болотными условиями. Эти сообщества расположены в контактной полосе на переходе от леса к болоту.

Полоса перехода от болотных сообществ к лесным в случае спокойного рельефа может быть представлена крупными выделами экосистем, которые постепенно сменяют друг друга в пространстве (это, в первую очередь, относится к водоразделу Ича – Тара). Они могут быть рассмотрены в мелком масштабе и отображены на карте масштаба 1 : 100 000, 1 : 200 000.

В случаях с пересеченным рельефом смена лесных и болотных сообществ происходит в узкой полосе в 10 – 15 м. Переходные сообщества занимают очень узкие полосы 3 – 5 м, а иногда 10 м и не могут рассматриваться как самостоятельные биогеоценозы. С этим обстоятельством связаны многие сложности при картографировании. Тем не менее, в этих сообществах можно выявить все характерные черты, свойственные переходным (транзитным) экосистемам.

В контактной полосе лес – болото формируется краевое образование, где всегда можно выделить две части:

1. Внутреннюю полосу, которая фактически является частью болота. Она отличается по видовому составу растительности, гидрологическому режиму, сложению торфа от основной части болотного массива.

2. Внешнюю полосу, которая представлена экосистемами дренированных местообитаний, видоизмененными под воздействием этого болота, – полосой заболоченного леса.

По мере приближения к внешней части переходной полосы болотные экосистемы постепенно замещаются экосистемами заболоченных лесов. Вместе с тем постепенно происходят процессы евтрофикации экосистем, т.е. увеличение богатства почв элементами минерального питания. В результате из экосистем выпадают олиготрофные виды (болотные кустарнички, сфагновые мхи и т.д.) и замещаются осоками, вейником, тростником. Южнее Васюганского болота почвы засолены, а севернее практически не засолены. В связи с этим по южному краю Васюганского болота евтрофикация более контрастна и может приводить к формированию осоково-тростниковых зарослей. На севере евтрофикация мало заметна. Лишь в отдельных случаях можно связать с этим большее обилие черники и пушицы в переходных местообитаниях. С этим же возможно связано присутствие *Sph. russowii* и *Sph. girgensonii* в транзитных сообществах.

Сообщества в краевых образованиях часто более гидроморфны, поскольку здесь происходит как накопление стока со стороны болота, так и выклинивание грунтовых вод со стороны лесных местообитаний. Там, где дренаж вод достаточно велик (например, на песчаных почвах), переувлажнение мало заметно и формируется лесной тип перехода. Там же, где дренаж отсутствует, формируются краевые мочажины – открытые обводненные безлесные экосистемы.

Сообщества, развивающиеся в контактной полосе, часто имеют специфические черты и составлены видами растений, которые встречаются преимущественно в подобных ситуациях: *Sph. russowii*, *Sph. girgensonii*, *Sph. warnstorffii*, *Polytrichum commune*. Таких типично переходных видов мало. Переходные местообитания отличаются своеобразным сочетанием типично лесных и типично болотных видов. При переходе от леса к рямю в первой полосе от леса наблюдаются лесоболотные условия, далее следуют переувлажненные участки, где произрастают типично мочажинные виды: со *Sph. balticum*, *Sph. angustifolium* или *Sph. fallax*.

## Выводы

Таким образом, краевые сообщества формируются под воздействием следующих факторов: 1) постоянного избыточного увлажнения; 2) повышенной минерализации вод. В результате сообщества контактной полосы на границе взаимодействия леса и болота характеризуются лучшими условиями минерального питания по сравнению и с лесом, и с болотом.

Болотообразовательный процесс в рассматриваемых районах в целом носит поступательный характер под влиянием разрастания болот в стороны, а также вследствие поверхностного заболачивания лесов на выщелоченных почвах с недостаточным стоком, хотя в некоторых случаях по южному краю Васюганского болота наблюдаются процессы, которые свидетельствуют о протекании здесь процессов разболачивания (наличие дернового горизонта поверх торфяной толщи). В районе г. Нижневартовска вероятно преобладают процессы болотообразования.

Полученные результаты являются первым шагом в разработке классификации краевых образований для целей картографирования и индикации процессов заболачивания и разболачивания.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Горожанкина С.М.* Опыт классификации биогеоценозов эколого-генетического ряда «лес – болото» // Гидроморфные лесоболотные экосистемы. – Красноярск, 1986. – С. 5 – 17.
2. *Ильина И.С., Латшина Е.И., Лавренко Н.Н. и др.* Растительный покров Западно-Сибирской равнины. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 15.
3. *Природные условия и естественные ресурсы СССР.* Западная Сибирь. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 331 – 376.
4. *Пьявченко Н.И.* Лесное болотоведение. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 192 с.

# Р а з д е л II

## ТЕМПЫ ЗАБОЛАЧИВАНИЯ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Section II

SWAMPING RATES  
IN WEST SIBERIA

Глава 5	ГЕОМЕТРИЯ АЛЛОХТОННОГО ЗАБОЛАЧИВАНИЯ
Глава 6	СКОРОСТЬ ТОРФОНАКОПЛЕНИЯ
Глава 7	ПРИРОДА КОМПЛЕКСНОСТИ НА ТОРФЯНЫХ БОЛОТАХ
Глава 8	СКОРОСТЬ, ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ И ФАКТОРЫ ТОРФОНАКОПЛЕНИЯ
Глава 9	КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ
Глава 10	НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЕРВИЧНОЙ ПРОДУКЦИИ ЗАПАДНОСИБИРСКИХ БОЛОТ

Chapter 5	GEOMETRY OF ALLOCHTHONOUS PALUDIFICATION
Chapter 6	PEAT ACCUMULATION RATES
Chapter 7	THE NATURE OF PEATBOGS COMPLEXITY
Chapter 8	PALEOECOLOGY, RATES AND FACTORS OF PEAT ACCUMULATION
Chapter 9	RING MORPHOSCULPTURES IN CENTRAL WEST SIBERIA
Chapter 10	NEW DATA ON NET PRIMARY PRODUCTION OF WEST SIBERIAN MIRES

## Глава 5

### **ГЕОМЕТРИЯ АЛЛОХТОННОГО ЗАБОЛАЧИВАНИЯ**

Проводится ревизия существующих оценочных моделей заболачивания, а также формулируются новые принципы оценки, основанные на геометрии плановых изображений болот. Последнее обстоятельство важно, поскольку определяет возможность проведения такой оценки дистанционно, с использованием аэрокосмических изображений. Далее полученные соотношения используются для оценки темпов заболачивания на озерно-ингрессионной террасе долины Оби в широтном Приобье и на местных водоразделах северного Обь-Иртышья.

*The revision of existing evaluating models of paludification is carried out, and new principles of estimation are settled based on geometry of the mire systematic images. The last circumstance is important, as it determines a possibility of realizing such estimation remotely using of the aerospace images. Further the obtained ratio will be used for estimation of paludification rates on the lacustrine-ingression terrace of the Ob river valley in Middle Ob region and on local watersheds of the northern Ob-Irtysh area.*

#### **Существующие модели**

В работе М.И. Нейштадта (1977) приводится оценка темпов заболачивания Западной Сибири в течение голоцена. Эта оценка основывается на данных более ранней его работы (Нейштадт, 1971), а также на ряде предположений.

Исходными данными для построения оценки послужила серия профилей с зондированием глубины торфяной залежи, проложенных торфоразведочной экспедицией на Бакчарском болотном массиве. На основе этих данных построена карта глубин торфяной залежи и рассчитаны площади торфяников для каждого диапазона глубин. Предполагая скорость торфонакопления примерно постоянной в течение голоцена и равной  $\Delta h/\Delta t = 0,5$  мм/год по толщине торфяной залежи, площадь торфяников определенного диапазона глубин можно рассматривать как

площадь заболачивания территории за соответствующий промежуток времени и оценить его темпы ( $\Delta S/\Delta t$ ).

Для оценки темпов заболачивания всей территории Западной Сибири М.И. Нейштадтом сделано второе предположение о том, что отношение ежегодного прироста болот к общей их площади зависит только от времени и не зависит от величины самой площади:

$$\frac{\Delta S}{S_t \cdot \Delta t} = k(t).$$

Кроме того, это отношение предполагается постоянным в промежутке между расчетными моментами времени. Это позволяет использовать известную площадь заболоченной территории Западной Сибири для оценки темпов заболачивания за предшествующие периоды:

$$S_{t-\Delta t} = S_t(1 - k_t \Delta t).$$

Оценка темпов заболачивания Западной Сибири получена с использованием величины  $S = 786\,000$  км – площади болот на территории Западной Сибири в 1977 г. и величин  $k_t$ , рассчитанных по данным Бакчарского болотного массива (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

**Динамика заболачивания Западной Сибири по оценкам М.И. Нейштадта [1]**

Время от настоящего момента (1977 г.), лет	Прирост площади болот за соответствующий промежуток времени, км <sup>2</sup>	Площадь заболоченной территории, км <sup>2</sup>	Ежегодный прирост болот, км <sup>2</sup> /год	Относительный прирост болот
$T$	$\Delta S$	$S_t$	$\Delta S/\Delta T$	$\Delta S/\Delta T/S_t$
-9 000	–	0	–	–
-8 000	11 004	11 004	11,004	0,001
-6 000	115 542	126 546	57,771	0,000457
-4 000	221 652	348 198	110,826	0,000318
-2 000	253 878	602 076	126,939	0,000211
0	183 924	786 000	91,962	0,000117

Так, площадь болот 2 000 лет назад для лесной зоны Западной Сибири оценивается как  $786\,000 \cdot (1 - 0,000117 \cdot 2\,000) = 602\,076$ .

Подобную оценку темпов заболачивания следует считать очень грубой по ряду причин. Нет оснований распространять данные, полученные на единичном болотном массиве на всю территорию Западной Сибири, характеризующуюся огромным разнообразием геоморфологиче-



ских ситуаций. Хотя кривая, полученная на Бакчарском болотном массиве, имеет достаточно широкий шаг (1 м : 2 000 лет), она все равно содержит в себе влияние индивидуальных особенностей рельефа болотного дна, которые могут сохраниться даже после сглаживания данных. Эту особенность оценки М.И. Нейштадта следует обязательно учитывать при интерпретации его данных.

Другая модель Ф.З. Глебова и К.К. Джансеитова (Глебов, 1988; Джансеитов, 1983) основывается на следующих предположениях:

1) заболачивание протекает только в пределах ограниченной площади понижений (депрессий рельефа), число которых ( $n$ ) и площадь ( $S_0$ ) неизвестны;

2) депрессии имеют форму квадратов со стороной  $d$  и без промежутков расположены в узлах квадратной решетки;

3) очаги заболачивания располагаются в центрах квадратов и первоначально имеют форму круга с радиусом  $r$ ;

4) заболачивание характеризуется постоянной (линейной) скоростью увеличения радиусов очагов заболачивания ( $\Delta r/\Delta t = v = \text{const}$ ) начиная с момента времени  $t = -9\ 000$  лет.

Оценка необходимых параметров проведена авторами аппроксимацией данных М.И. Нейштадта, упомянутых выше. В результате получены следующие характеристики:  $S_0 = 810\ 000$  км – предполагаемая максимальная площадь болот в Западной Сибири и  $t_0 = 1036$  лет – предельное время, к моменту истечения которого от настоящего времени расширение площади болот должно прекратиться. Авторы модели отмечают, что поскольку данные М.И. Нейштадта являются очень грубым приближением к реальной ситуации, отмеченную оценку  $S_0$  и  $t_0$  нельзя считать прогнозом и использовать в качестве расчетных характеристик. Кроме того, сама использованная модель опирается на ряд предположений, которые нельзя признать удовлетворительными.

Во-первых, нет оснований считать, что заболачивание протекает только в пределах депрессий рельефа.

Во-вторых, неверным представляется предположение о равномерном линейном приросте диаметра болот. Более справедливо использовать предположение о равномерном вертикальном приросте мощности торфяников ( $\Delta h/\Delta t = \text{const}$ ), а линейный определять по его отношению к уклону ( $i$ ):

$$\frac{\Delta r}{\Delta t} = \frac{\Delta h}{\Delta t} \cdot \frac{1}{i}. \quad (1)$$

При таком предположении равномерный радиальный прирост болот (как принято в данной модели) будет наблюдаться только в том случае, если понижения имеют форму конусов, что мало соответствует действительности.

В-третьих, необоснованно предположение о квадратной форме депрессий. Можно с успехом предполагать и треугольную форму, в этом случае крутизна перелома кривой, которую приводят авторы, на конечных стадиях заболачивания будет более пологой.

Соотношение (1) использовано В.А. Коломыцевым (1986) для оценки темпов заболачивания различных ландшафтов Карелии. Можно выделить три допущения, которые использованы автором при построении оценочной модели и составляют ее слабые стороны.

Первое допущение касается оценки уклона по фронту заболачивания (периферии болотного массива). Автор использовал среднюю взвешенную величину уклона по длине профилей. В эту оценку вошли уклоны поверхности болот и уклоны вершин дренированных поверхностей, которые не определяют уклона на периферии и могут существенно занижать его оценку и соответственно завышать оценку темпов заболачивания.

Второе допущение связано с использованием распределения уклонов по длине профилей в качестве приближения распределения уклонов по площади. Такое допущение удовлетворительно, если профили проведены случайным образом, но в таком случае уклоны должны определяться не по направлению прохождения профиля, а по направлению максимального уклона. Автор использовал данные по профилям, проложенным перпендикулярно ориентированным формам рельефа, таким образом, оценка распределения уклонов по площади получилась смещенной.

Третье допущение – представление болот в форме круга. Расчет прироста площади по периферии круговых болотных массивов ведет к неограниченным по времени моделям роста торфяников, что также не может считаться удовлетворительным.

Каждая из моделей рассматривает две стороны процесса заболачивания территории:

а) вертикальный прирост торфяников и его связь с рельефом местности, что определяет линейный прирост площади болот по радиусу согласно стереометрическим соотношениям и б) плановые характеристики процесса, которые определяют величину заболачивающейся площади согласно планиметрическим соотношениям.

Первая модель в отношении всех аспектов использует данные по Бакчарскому болотному массиву и переносит свойства его формы и рельефа болотного дна на оценку заболачивания всей Западной Сибири. Вторая модель использует представление о неизменности уклона рельефа (конусообразная форма болотных котловин), что определяет постоянство радиального прироста во времени, а в качестве плановой формы использует вначале круг, затем усеченный круг и квадрат. Третья модель опирается на статистические данные по уклонам рельефа, но предполагает их постоянными во времени и в качестве формы болотного массива рассматривает круг. Ни одна из моделей не рассматривает реальную форму болот и реальные закономерности изменения уклонов со временем или по высоте. Последняя модель единственная, которая предлагает метод оценки, хотя и существенно смещенной из-за слабости допущений. Все модели ориентированы на описание непрерывной по времени динамики заболачивания.

Предлагаемый ниже подход к оценке темпов заболачивания ориентирован, во-первых, на получение только локальных оценок, то есть оценок, касающихся отдельных геоморфологически однородных территорий; во-вторых – на привлечение максимума морфологической информации, доступной на аэрокосмических снимках и в-третьих – на использование минимума априорных предположений, которые могли бы существенно повлиять на величину оценки.

Предполагается получение оценки в виде величины заболачивающейся территории в единицу времени и на единицу площади. Подход основан на геометрических зависимостях таких показателей, как площадь, периметр, связность и их производных, и касается в основном аллохтонного заболачивания, т.е. процесса расширения болот за счет их разрастания на периферии.

**Первое допущение.** Принимается, что торфонакопление характеризуется постоянной положительной величиной – приростом мощности торфяников по высоте ( $\Delta h/\Delta t = \text{const} > 0$ ). В общем случае эта величина зависит от увлажненности территории в данное время, от типа торфяника и от положения болотной фации в системе фаций болотного массива. В настоящей работе не рассматриваются эти закономерности, а в оценочную модель включается некоторая средняя величина прироста на данной территории. Таким образом, величина  $\Delta h/\Delta t$ , включаемая в дальнейшие расчеты, отражает средний прирост торфяников по мощности в единицу времени на данной территории в течение голоцена.

**Второе допущение.** Процесс заболачивания рассматривается как процесс затопления рельефа торфяниками. Здесь принимается, что поверхность торфяников горизонтальна и сечет рельеф на одном уровне ( $h$ ). Величина линейного прироста болот по радиусу ( $\Delta r/\Delta t$ ) очевидно должна быть прямо пропорционально связана с величиной вертикального прироста уровня ( $\Delta h/\Delta t$ ) и обратно пропорциональна величине уклона рельефа на границе болот ( $i$ ), что описывается стереометрическим соотношением (1).

В формулу (1), несомненно, следует подставлять величину вертикального прироста торфяников только на периферии ( $\Delta h_p/\Delta t$ ), но поскольку мы располагаем средней величиной прироста торфа по всей площади болот ( $\Delta h/\Delta t$ ), необходимо вводить и коэффициент  $k_h = \Delta h_p/\Delta h \leq 1$ , учитывающий это обстоятельство:

$$\frac{\Delta r}{\Delta t} = k_h \frac{\Delta h}{\Delta t} \cdot \frac{1}{i}. \quad (2)$$

Соотношение (2) является **стереометрическим**, так как отражает связь вертикального прироста торфяников и их радиального прироста. Следующим элементом модели должно быть **планиметрическое** соотношение, связывающее радиальный прирост болот с их приростом по площади.

Опишем границу болота некоторой кривой, которая аппроксимирована системой простых дуг (рис. 1). Каждая дуга  $i$  имеет постоянный радиус кривизны  $r_i$  на своем протяжении и угол разворота  $\varphi_i$ .

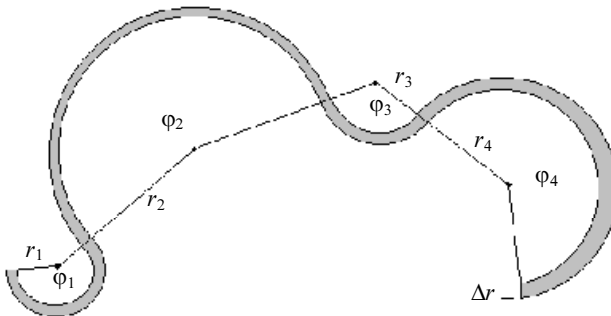


Рис. 1. Аппроксимация границы леса и болота системой простых дуг. Закрашена площадь, образуемая в результате прироста болот по радиусу на величину  $\Delta r$

Тогда прирост площади болот при изменении радиусов дуг на величину  $dr$  может быть описан как

$$\Delta S = \frac{1}{2} \sum_i [\varphi_i (r_i + \Delta r)^2 - \varphi_i r_i^2] \quad (3)$$

или после раскрытия скобок

$$\Delta S = \Delta r \sum_i (\varphi_i r_i) + \frac{1}{2} \Delta r^2 \sum_i \varphi_i, \quad (4)$$

где углы и радиусы дуг выпуклой части кривой должны считаться положительными, на вогнутой части кривой – отрицательными, а величина  $\Delta r$  одинаковой по всему периметру.

В формуле (3) первое слагаемое содержит периметр болот  $U = \sum (\varphi_i \cdot r_i)$  или длину границы между болотом и неболотными территориями. Таким образом, первое слагаемое – это площадь, равная произведению периметра на прирост болот по радиусу. Если граница между болотом и лесом прямолинейна, это слагаемое дает точную оценку прироста болот по площади.

Второе слагаемое обозначает невязку при определении площади, которая образуется в том случае, если граница криволинейна. Для границы односвязной замкнутой области (одионого болота, не имеющего островов) сумма углов по дугам равна  $2\pi$  и для  $n$  болотных замкнутых контуров равна соответственно  $n2\pi$ . Поскольку происходит расширение этих контуров, невязка положительна:

$$\frac{1}{2} \Delta r^2 \sum_i \varphi_i = \frac{1}{2} \Delta r^2 n2\pi = \pi n \Delta r^2.$$

Если имеется  $m$  замкнутых лесных контуров, площадь которых сокращается, невязка отрицательна:  $-(\pi m \Delta r^2)$ . В целом невязку можно определить как  $\pi N \Delta r^2$ , где величина  $N = (n - m)$  – разность между числом замкнутых болотных и числом замкнутых лесных контуров. Эта величина является числовой характеристикой связности для двумерного пространства и J. Serra (1982) называет ее числом Эйлера – Пуанкаре или кратко – числом Эйлера. Сумма углов, таким образом, может быть как отрицательной, так и положительной величиной в зависимости от соотношения  $m$  и  $n$ . С учетом этих определений соотношение (4) можно переписать:

$$\Delta S = (U + \pi N \Delta r) \Delta r. \quad (5)$$

Это второе – планиметрическое соотношение в этой модели, связывающее величину линейного прироста радиуса болот через наблюдаемые параметры  $U$  и  $N$  с приростом площади болот.

Формула (5) является точной, если при изменении радиуса, например, не происходит слияния отдельных болотных массивов или замыкания отдельных вогнутых участков границы. Если это происходит, формула (5) дает избыточную оценку. Поэтому использование этой формулы в непрерывных по времени моделях может привести к накоплению систематической ошибки или, иначе, величины  $U$  и  $N$  должны рассматриваться как функции по времени  $U(t)$  и  $N(t)$ . Однако использование ее как оценочного соотношения такого накопления не вызывает, поскольку в каждый последующий момент времени у нас или сокращается число болотных компонент, или увеличивается число лесных островов.

Планиметрическое соотношение (5) содержит три оцениваемых параметра: периметр  $U$ , связность  $N$  и радиальный прирост  $\Delta r$ . Первые два могут определяться непосредственно по аэрофотоизображениям,  $\Delta r$  выводится из стереометрического соотношения (2).

**Связность  $N$**  является топологической характеристикой, не зависящей ни от каких непрерывных преобразований изображений, ни от масштаба, если при изменении последнего не происходит генерализации изображения. Существенное влияние на связность оказывает краевой эффект при определении ее на ограниченных площадках. Если границы площадки не разрезают более одного фонового выдела, определение  $N$  может быть проведено простым подсчетом числа болотных выделов  $n$ , числа лесных выделов  $m$  и определением их разности. Когда фонный выдел – болото, то  $N = n - m$ , иначе  $N = n - m + 1$ .

Тот же способ годится, если размеры площадки достаточно велики по сравнению с размерами отдельных выделов и в ее пределах содержится достаточно большое их число. Тогда величина краевого эффекта может быть достаточно мала. В том случае, когда границы площадки разрезают много выделов и число выделов на площадке сравнительно невелико, такой метод определения  $N$  даст значительную ошибку и правильнее будет рассчитывать непосредственно сумму углов по периметру границы, используя соотношение (4) для определения невязки. Этот метод существенно более точный, но отличается трудоемкостью. Для его использования необходимо иметь оцифрованные изображения и аппроксимацию границ системами простых сопряженных дуг.

В то же время для малых площадок, границы которых пересекают каждый выдел, а отрезки контуров могут быть аппроксимированы прямыми, оценкой связности можно пренебречь совсем. Поскольку параметр  $N$  используется для определения невязки, важно оценить ее возможную относительную величину. Для водораздельных лесоболотных комплексов верховьев р. Ларьеган, по аэроснимкам масштаба 1 : 50 000 1977 г., была проведена оценка возможного прироста болот по площади по формуле (5) (табл. 2). Оценка показывает, что такая невязка составляет не более 1% от определяемой величины площади, на которую прирастают болота, и при достаточно грубых оценках эту невязку можно не учитывать.

Таблица 2

**Оценка относительной величины невязки при определении прироста болот по площади для водоразделов северного Обь-Иртышья**

Число Эйлера	Прирост болот по площади, м <sup>2</sup>	Невязка	
		абсолютная, м <sup>2</sup>	относительная, %
$N$	$\Delta S$	$\pi N \Delta r^2$	$100\pi N \Delta r^2 / \Delta S$
-31	955,0	-4,67	-0,49
-24	842,2	-3,61	-0,43
-16	992,7	-2,41	-0,24
-8	879,9	-1,20	-0,14
-78	2 094,1	-11,74	-0,56
-35	531,1	-5,27	-0,99

**Периметр или длина границы  $U$**  – важный планиметрический параметр, зависящий от масштаба и от большинства других, в том числе и линейных, преобразований. Для определения периметра существует масса картометрических приемов и нет существенных проблем при определении его по оцифрованным изображениям. На периметр наиболее существенное влияние оказывает генерализация, возникающая при изменении масштаба. При этом она влияет также и на стереометрическое соотношение в целом.

Рассмотрим это подробнее. Возьмем квадратную площадку со стороной  $L$ . Разместим ее на границе произвольно выбранного болотного массива таким образом, чтобы генерализованная граница проходила параллельно вертикальным сторонам квадрата, болотная часть располагалась в левой стороне, а лесная – в правой.

Предположим, что граница между лесом и болотом в крупном масштабе включает контуры лесных островов среди болотной части (рис. 2), извилистую незамкнутую кривую, отделяющую болотный массив от лесного, и контуры отдельных болот среди лесной части. Периметр границы обозначим  $U'$ , площадь болот –  $S'$ , число компонент –  $N'$ . Прирост площади болот определится соотношением (5) при радиальном приросте  $\Delta r'$ . Рассмотрим этот же участок в более мелком масштабе, при котором граница болотного и лесного массивов генерализуется в виде прямолинейного отрезка, параллельного вертикальным сторонам трансекты, а отдельные лесные острова и островные болота исчезают. Тогда длина генерализованной границы  $U'' = L$ , граница расположена на расстоянии  $S''/L$  от левой стороны квадрата и площадь всех лесных участков, расположенных слева от этой генерализованной границы, равна площади всех болотных участков справа от нее.

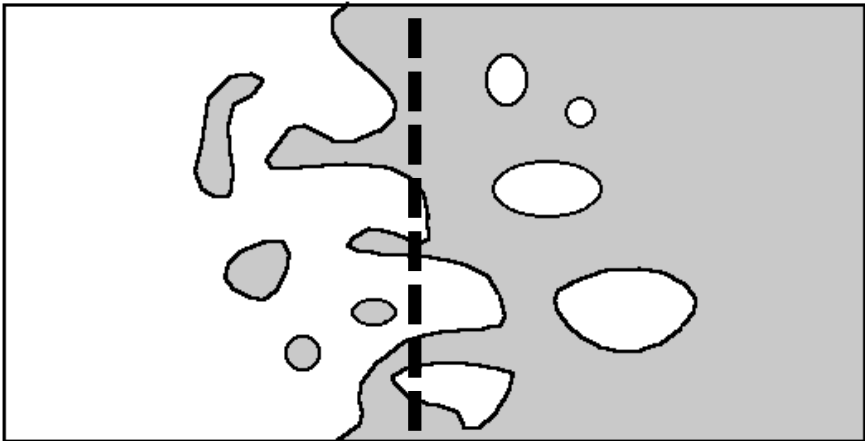


Рис. 2. Фронт заболачивания – генерализация границы между лесом и болотом.  
Лесная территория заштрихована

Прирост площади болот, связанный с радиальным приростом, изменяет это соотношение, и на генерализованном изображении граница должна сместиться на некоторую величину  $\Delta r''$  (вправо на рисунке). Поскольку

$$\Delta S = (U' + N'\Delta r')\Delta r' = U''\Delta r'',$$



величина  $\Delta r''$  определится как

$$\Delta r'' = \Delta r' \left( \frac{U'}{U''} + \frac{\pi N'}{U''} \cdot \Delta r' \right). \quad (6)$$

Величина  $U'/U''$  – показатель извилистости границы относительно к данным двум масштабам  $\mu'$  и  $\mu''$ , который всегда больше 1, если  $\mu' > \mu''$ . Здесь видно, что  $\Delta r''$  в мелком масштабе всегда больше  $\Delta r'$  для крупного масштаба, что определяется относительной извилистостью границы, и, таким образом, сокращение периметра при переходе от крупного масштаба к мелкому вынуждает пересчитывать величину радиального прироста. При  $N'' = 0$  формула пересчета проста (6), в общем случае, если генерализованная граница также имеет острова леса и изолированные контуры болот, это определится более сложным соотношением

$$\Delta r'' = -\frac{U''}{2\pi N''} + \sqrt{\frac{U''^2}{4\pi^2 N''^2} + \frac{U'}{\pi N''} \cdot \Delta r' + \frac{N'}{N''} \cdot \Delta r'^2}, \quad (7)$$

где все отношения, входящие в формулу, определяются для каждого геоморфологического типа ландшафтов и зависят от масштабов.

Таким образом, фронт заболачивания в мелком масштабе продвигается при заболачивании существенно большими темпами, нежели граница между лесом и болотом в крупном масштабе.

Для оценки этого на водоразделах среднетаежного Обь-Иртышья, в верховьях р. Ларьган, по аэроснимкам масштаба 1 : 50 000 в краевой части водораздельных болотных массивов было проведено шесть трансект различной ширины перпендикулярно фронту заболачивания. Лесоболотные комплексы, попадающие на эти трансекты, характеризовались периметром и числом Эйлера. Так как с одной стороны трансекты уходили в открытое болото, а с другой стороны – в придолинные лесные массивы, оценивать общую площадь болот и лесов для этих территорий не имело смысла. Величина прироста болот по радиусу определялась дополнительно как средняя для данного типа комплексов, о чем будет сказано выше, и принималась равной 0,0479. Предполагалось, что на каждом таком трансекте при уменьшении масштаба до масштаба космических снимков, лесоболотный комплекс генерализуется до прямой линии длиной  $L$ . Результаты расчетов (табл. 3) по формуле (6) показывают, что скорость продвижения фронта заболачивания на космических снимках в несколько (4 – 12) раз выше, чем скорость наступления болота на лес в масштабе аэрофотоснимка.

Таблица 3

**Оценка относительной скорости продвижения фронта заболачивания при заданном радиальном приросте болот по контуру в масштабе 1 : 50 000 для водоразделов северного Обь-Иртышья**

Ширина трансекты, м	Периметр болот, м	Число Эйлера	Прирост болот по радиусу в масштабе 1:50000, м	Прирост болот по площади, м <sup>2</sup>	Прирост болот по радиусу на спрямляющей, м	Кратность увеличения радиального прироста при генерализации
<i>L</i>	<i>U'</i>	<i>N'</i>	$\Delta r'$	$\Delta S$	$\Delta r''$	$\Delta r''/\Delta r'$
1 625	19 939,0	-31	0,0479	955,0	0,5877	12,27
2 800	17 584,0	-24	0,0479	842,2	0,3008	6,28
3 550	20 724,0	-16	0,0479	992,7	0,2796	5,84
2 850	18 369,0	-8	0,0479	879,9	0,3087	6,44
2 375	43 724,5	-78	0,0479	2 094,1	0,8817	18,41
2 850	11 092,5	-35	0,0479	531,1	0,1864	3,89

Стереометрическое соотношение (2) содержит три параметра –  $i$ ,  $k_h$ , и  $\Delta h/\Delta t$ .

**Коэффициент  $k_h$** , определяющий отношение прироста торфяников по мощности на периферии к среднему приросту торфяников по мощности на всей площади, может быть определен набором достаточного количества статистического материала. Он регионален, зависит от времени, геоморфологических и геологических условий, гидрологического режима и типа болот. Там, где преобладают выпуклые торфяники, он заведомо меньше единицы, там, где соотношения выпуклых и плоских торфяников примерно одинаково, он близок к единице. В простейшем случае, для отдельного болотного массива, имеющего отметки  $h_{\min}$  – днища наиболее глубокой части,  $h_k$  – поверхности торфяников на периферии болотного массива и  $h_0$  – среднего уровня поверхности торфяников по всему болотному массиву:

$$k_h = \frac{h_k - h_{\min}}{h_0 - h_{\min}}. \quad (8)$$

Средняя величина  $k_h$  по региону может быть принята как региональная константа.

**Прирост торфяников по мощности  $\Delta h/\Delta t$**  – независимый параметр для модели в целом. Он регионален и чувствителен к переменам клима-

та. Для Западной Сибири (Березина, Лисс, 1976) он изменяется от 0,3 до 0,7 мм/год от северо-таежной подзоны к южно-таежной. В качестве региональной константы может быть определен статистически по массовым данным абсолютного датирования торфа.

**Средний уклон рельефа на периферии болот  $i$**  – наиболее важный и варьирующий стереометрический параметр, зависящий от типа рельефа и уровня торфяной залежи, которая, как условно принимается, сечет рельеф в некоторой горизонтальной плоскости. Последнее допущение позволяет использовать для его определения эмпирическую зависимость  $i(h)$ .

Полезную информацию в этом плане дают гипсометрические кривые, описывающие распределение высот по площади. Если высоты определить в виде изолиний, средний уклон для ступени высот в диапазоне от  $h_j$  до  $h_{j+1}$  может быть определен по следующему отношению:

$$i_h = \frac{(h_{j+1} - h_j)(l_{j+1} + l_j)}{2A_h}, \quad (9)$$

где  $A_h$  – площадь, заключенная между изолиниями  $h_j$  и  $h_{j+1}$ , а  $l_j$  и  $l_{j+1}$  – длины изолиний для соответствующих высот. К сожалению, существующие карты изображают рельеф слишком обобщенно, с очень грубой шкалой высот и непригодны для построения таких кривых. Если они используются, то необходим соответствующий пересчет уклонов с учетом соотношений (6) и (7).

Другой способ оценки уклона – определение площади болотных фаций, свойственных периферической части болотных массивов, связанных с определенными глубинами торфяной залежи и определенными уклонами. Тогда средний фациальный уклон  $i_f$  на периферии определится так:

$$i_f = \frac{h_f(l_{fb} + l_{ff})}{2A_f}, \quad (10)$$

где  $h_f$  – средняя максимальная глубина торфяной залежи, свойственная соответствующему типу фации,  $l_{fb}$  и  $l_{ff}$  – длины границ между выделами данной фации с болотом и лесом соответственно, а  $A_f$  – суммарная площадь выделов данной фации. Средний фациальный уклон, определенный таким способом, использовался в дальнейшем для определения темпов заболачивания на озерно-ингрессионной террасе.

Ни в стереометрическое, ни в планиметрическое соотношения в явном виде не входит **площадь болот  $S$** , но использование последней в качестве легко определяемого параметра может существенно ускорить оценку. Для этого необходимо исследование фазовых соотношений  $U(S)$  и  $N(S)$  для конкретных ландшафтов, где площадь болот  $S$  рассматривается как независимый параметр. Опыты по численному моделированию рельефа показывают, что определение фазы заболачивания, а именно, относительного положения уровня торфяной залежи в рельефе, вполне возможно по кривым  $U(S)$  и  $N(S)$  и определенным соотношениям  $U$ ,  $N$  и  $S$ , а фазе заболачивания можно поставить в соответствие определенный уклон, если известна зависимость  $i(h)$  или  $i(S)$ . Кривые  $U(S)$ ,  $N(S)$  и  $i(S)$  специфичны для различных типов рельефа, а в пределах одного типа – однозначны, тогда однозначно определяется и фаза заболачивания с использованием единственного легко определяемого параметра  $S$ . Эти зависимости были использованы при оценке темпов заболачивания на водораздельных территориях. При этом использована кривая изменения уклона в зависимости от площади болот, полученная в результате имитационного моделирования.

## Озерно-ингрессионная терраса

При оценке темпов заболачивания на озерно-ингрессионной террасе использовался метод определения уклона на периферии болот через площадь краевой болотной фации по (10). Для этого было выбрано четыре участка лесоболотных комплексов, два в правобережной части долины Оби и два в левобережной части, все в пределах озерно-ингрессионной террасы. Общая заболоченность участков варьировала от 40 до 70%. Дешифрирование краевой фации, определение ее площади и периметров, которые ее ограничивают со стороны болота и со стороны леса, производилась на аэроснимках масштаба 1 : 50 000, увеличенных до масштаба 1 : 25 000.

К краевой фации относились краевая безлесная топь, хорошо выделяющаяся светлым тоном, и краевые полосы заболоченного леса. Принималось, что максимальная мощность торфяной залежи для этой фации равна 0,5 м. Это допущение довольно близко к истине. Прирост болот по мощности торфяной залежи предполагался равным 0,3 мм/год как средняя по голоцену величина для среднетаежной части Западной Сибири. С использованием периметров и площади определялась сред-

няя ширина краевой фации, и, так как известна максимальная глубина, определялся средний уклон на периферии и оценивались темпы заболачивания (табл. 4).

Таблица 4

**Оценка современных темпов заболачивания озерно-ингрессионной террасы среднетаежного Приобья (четыре участка по два варианта в каждом)**

Площадь участков, га	Длина границы краевой фации, км		Площадь краевой фации, га	Средняя ширина краевой фации, м	Число Эйлера	Прирост болот по радиусу, м/год	Удельная скорость роста болот по площади, м <sup>2</sup> /га в год		Уклон на границе леса и болота
	с болотом	с лесом					последняя тысяча лет	предстоящая тысяча лет	
$S$	$l_{fb}$	$l_{ff}$	$A_f$	$\Delta r$	$N$	$\Delta r/\Delta t$	$A_f/\Delta t/S$	$\Delta S/\Delta t/S$	$i$
914,6	28,7	32,1	89,4	29,4	-23	0,018	0,59	0,62	0,0170
	28,5	32,1	90,8	29,9	-23	0,018	0,60	0,63	0,0167
1174,6	12,9	26,8	138,9	69,9	1	0,042	0,71	0,96	0,0072
	14,3	26,8	162,9	79,3	1	0,048	0,83	1,09	0,0063
933,2	8,4	32,4	327,4	160,5	-23	0,096	2,10	3,34	0,0031
	12,3	30,3	391,2	183,7	-23	0,110	2,52	3,58	0,0027
914,4	10,6	24,4	182,0	104,3	-8	0,063	1,19	1,67	0,0048
	11,0	24,0	198,4	113,4	-8	0,068	1,30	1,78	0,0044

Краевая фация не всегда дешифрировалась надежно. Во многих случаях участки могли быть в равной степени отнесены как к болотной фации (с глубиной торфа более 0,5 м), так и к краевой фации. Поэтому расчеты по каждому участку производились по двум вариантам – один раз, когда все сомнительные участки относились к болоту, другой – когда все они относились к краевой фации. Таким образом, по каждому участку получались две крайние оценки.

В качестве итоговых показателей нас интересовали – прирост болот по радиусу, удельный прирост болот по площади (т.е. отнесенный к единице площади), а также средний уклон по периметру болот. Средние для этих показателей вычислялись отдельно для левобережной и правобережной террас (табл. 5). Последние имеют даже визуально определяемые различия в строении рельефа.

Таблица 5

**Статистическая оценка результатов определения прироста болот  
для озерно-ингрессионной террасы**

Территория	Статистические параметры	Прирост болот по радиусу, м/год	Удельная скорость роста болот по площади, м <sup>2</sup> /га в год		Уклон на границе леса и болота
			последняя тысяча лет	предстоящая тысяча лет	
			$\Delta r/\Delta t$	$A_r/\Delta t/S$	
Правобережная озерно-ингрессионная терраса	Среднее	<b>0,031</b>	<b>0,68</b>	<b>0,82</b>	<b>0,0118</b>
	Стандартное отклонение	0,016	0,12	0,24	0,0059
	Ошибка, %	25,2	8,4	14,3	24,9
Левобережная озерно-ингрессионная терраса	Среднее	<b>0,084</b>	<b>1,78</b>	<b>2,59</b>	<b>0,0038</b>
	Стандартное отклонение	0,023	0,64	1,01	0,001
	Ошибка, %	13,4	17,9	19,4	13,3
Критерий различия $t$	$t_{0,05} = 2,306$	3,78	3,38	3,41	2,67

Левобережная часть имеет мощный покров суглинков (2 – 10 м), залегающих на чередующихся суглинистых и песчаных отложениях, пологие формы рельефа – изометричные одиночные бугры или комплексы соединенных бугров в полого-волнистые массивы.

Правобережная часть отличается более резкими формами, имеются следы эрозионного размыва и гидровулканизма, поверхностные отложения содержат существенно больше песчаных прослоев и песчаных фракций.

Результаты оценки показывают существенную разницу между темпами заболачивания различных участков озерно-ингрессионной террасы. Прирост болот по радиусу варьирует от 0,018 до 0,11 м/год, прирост по площади – от 0,6 до 3,5 м<sup>2</sup>/га в год. Эта разница в большей мере связана с уклонами на периметре болот и в меньшей – с геометрическими характеристиками. Все это говорит о том, что полученные оценки локальны и их ни в коей мере нельзя использовать для прогноза заболачивания всей территории Западной Сибири.

На всех четырех участках в предстоящую тысячу лет площади заболотится несколько больше, чем заболотилось в предшествующую. Это связано исключительно с геометрическими характеристиками лесобо-

лотных комплексов, так как прирост торфяников по толщине предполагался постоянным, и, таким образом, влияние изменений климата и других, провоцирующих или тормозящих заболачивание, факторов не учитывалось. Это говорит о роли геометрических характеристик в прогнозе. Если бы мы могли точно предсказать сокращение или увеличение темпов нарастания мощности торфяной залежи в зависимости от климата для конкретных участков болот или для зональных болот в среднем, прогноз мог бы быть вполне точным.

## Имитационное моделирование

При проведении оценки современных темпов заболачивания достаточно тех характеристик, которые можно получить интерпретацией аэрофотоснимков. При построении длительных прогнозов (как перспективных, так и ретроспективных) необходимо знание того, как будут изменяться морфометрические параметры с течением времени и в зависимости друг от друга.

Очень важным параметром при таких оценках является уклон рельефа на периферии болот и характер его изменения с течением времени (или по высоте, или в зависимости от наблюдаемой площади болот). Так, при дешифрировании аэроснимков легко получить кривые зависимости периметра и числа Эйлера от площади болот. Для того чтобы от этих кривых перейти к временным кривым, при заданном темпе роста торфяников в высоту, необходимо построить кривую изменения уклона в зависимости от площади болот. Для этих целей проведены эксперименты по численному моделированию рельефа и его «затоплению» торфяниками.

Кроме того, такое моделирование позволяет получить более реалистичные кривые изменения площади болот со временем, нежели те, которые использовались в упомянутых выше моделях, основанных на конусообразной и круговой форме депрессий.

## Конструирование рельефа

Рельеф в моделях строился следующим образом.

1. На условной плоскости определялся набор точек. Точки располагались либо случайным образом (**случайный рельеф**), либо регулярно в узлах квадратной решетки (**квадратно-равномерный рельеф**), либо регулярно в узлах гексагональной решетки (**гексагонально-равномер-**

ный рельеф), либо их координаты определялись вручную (**детерминированный рельеф**). Для наглядности и визуализации координаты  $(x_i, y_i)$  определялись в пикселах на плоскости экрана.

2. Число точек  $M$  могло быть любым, но в экспериментах не превышало 300 штук.

3. Площадь плоскости  $S_0$  также определялась в пикселах и обычно равнялась площади половины экрана:  $639 \times 239 = 152\,721$  пиксела. В этих случаях все пространство отображалось на экране. Для набора статистики и получения более гладких кривых расчеты проводились на виртуальной плоскости большей площади, в этих случаях отображалась только часть плоскости.

4. Каждой точке присваивалась положительная (для повышений) или отрицательная (для понижений) величина  $v_i$ , а точки интерпретировались как центры понижений и повышений. Соотношение понижений и повышений варьировалось в различных экспериментах от 0 до 100%. При равном количестве вершин и впадин рельеф получался **симметричным** по своим свойствам в вертикальной плоскости, при различном количестве вершин и впадин рельеф становился **ассиметричным**.

5. Для всех точек  $(x_j, y_j)$  плоскости, включая заданные, определялся потенциал  $p_j$  как сумма величин, обратно пропорциональных квадратам расстояний от заданных точек и прямо пропорциональных величинам  $v_i$ :

$$p_j = \sum_i^N \frac{v_i}{(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2}. \quad (11)$$

Величина потенциала варьировала от 0, для точек бесконечно удаленных от заданных, до  $\pm\infty$  – для точек, находящихся в координатах хотя бы одной из заданных  $(x_j = x_i, y_j = y_i)$ , когда знаменатель одного из членов суммы (11) превращался в нуль.

6. Высота  $h_j$  определялась как арктангенс от потенциала  $p_j$ :

$$h_j = k [\arctg(p_j) + \pi/2], \quad (12)$$

$\pi/2$  добавлялось для того, чтобы значения высоты изменялись от 0 и более.

7. Коэффициент  $k$  из (12) выбирался таким, чтобы  $h_j$  изменялся в целых числах в пределах произвольно задаваемого диапазона высот. Чаще всего диапазон задавался от 0 до 100 и имел  $H = 100$  градаций. В этом



случае  $k = 100/\pi$  при 100 градациях. Для получения более грубых кривых диапазон задавался  $H = 20$  градациями.

8. При определенных сочетаниях плотности точек  $M/S_0$  и величин  $v_i$  рельеф (при регулярном размещении точек) становился близким к синусоидальному (**синусоидальный рельеф**). Если величины  $v_i$  или плотность точек были слишком высокими, рельеф становился плосковершинным (**плосковершинный рельеф**). При малых значениях плотности и величин  $v_i$  рельеф получался с глубокими и крутыми изолированными впадинами и изолированными вершинами, размещенными на ровной поверхности среднего уровня (**импульсный рельеф**). Величины  $v_i$  могли задаваться одинаковыми или разными для разных точек. Так как локальные значения плотности при случайном или детерминированном рельефе варьировали, варьировали и свойства рельефа по площади.

9. Так, определенный рельеф имел высоты всех вершин и глубины всех впадин – одинаковыми, но с разными знаками (**двухуровневый рельеф**). Для определения более сложного рельефа выбирались две системы точек ( $a$ ) и ( $b$ ) и высоты, определенные независимо по каждой из систем, складывались. Получалось как бы суммирование гармоник, и вершины и впадины имели различную высоту и глубину (**многоуровневый рельеф**):

$$h_j = k [\arctg(p_j(a)) + \arctg(p_j(b)) + \pi/2], \quad (13)$$

### Методика расчетов

Расчет проводился следующим образом.

1. Последовательным сканированием для каждой из точек рассчитывалась высота  $h_j$ .

2. По каждой градации высоты подсчитывалось число точек  $n[h]$ . Поскольку площадь измерялась в пикселах, то

$$S_0 = \sum_h^H n[h].$$

3. Если для точки  $j$  высота  $h_j$  и высота  $h_a$  хотя бы одной из соседних сверху или слева относились к разным градациям, данная точка считалась пограничной и для каждой градации в диапазоне  $h_j - h_a$  подсчитывалась сумма точек как длина границы в пикселах между соответ-

вующей градацией и градацией сверху  $g[h]$ . Для визуализации каждый из пикселей в этих координатах высвечивался на экране белым цветом и соответствовал одной из изолиний высот.

4. Число «болотных» и число «лесных» компонент рассчитывалось одновременно по алгоритму J. Serra (1982), фактически определялось сразу число Эйлера как разность тех и других из градаций высот  $N(h)$ .

5. Все остальные характеристики рассчитывались как производные от определенных выше  $n[h]$ ,  $g[h]$  и  $N(h)$ :

- принималось, что единица высоты заторфовывалась в единицу времени  $\Delta t = \Delta h = 1$ ,  $h = t$ ,  $g[t] = g[h]$ ,  $N(t) = N(h)$ , и величины  $n[h]$  интерпретировались как приросты площади болот за единицу времени в пикселах:

$$\Delta S = n[t] = n[h];$$

- последовательным суммированием по  $h$  получали динамику изменения площади болот во времени:

$$S_t = \sum_0^t n[t];$$

- периметр определялся как  $U_t = g[t]$  или, что более точно, введением поправки

$$U_t = \frac{1}{\sqrt{\pi/2}} g[t];$$

- прирост болот по радиусу рассчитывался как корень квадратного уравнения (5):

$$\Delta r_t = \frac{-U_t \pm \sqrt{U_t^2 + 4\pi N[t] \Delta S_t}}{2\pi N[t]},$$

или иначе

$$\Delta r_{t-1,t} = \frac{2\Delta S_{t-1,t}}{U_{t-1} + U_t};$$

оба способа дают сходные результаты;

- уклоны рельефа определялись отношением прироста торфяника по высоте к приросту болот по радиусу или

$$i_t = \frac{1}{\Delta r_t}.$$

Модель реализована в виде программы, написанной на С++, имеющей графический интерфейс и интерактивный режим ввода всех необходимых для моделирования параметров (рис. 3). Для визуализации, посередине обсчитываемой площади проводился «вертикальный разрез» и вычерчивался «вертикальный» профиль рельефа. Время расчета одного варианта с 25 точками на половину экрана на IBM 486SLC 50 МГц – около 10 мин, на IBM 486SX 33 МГц – около 2 мин.

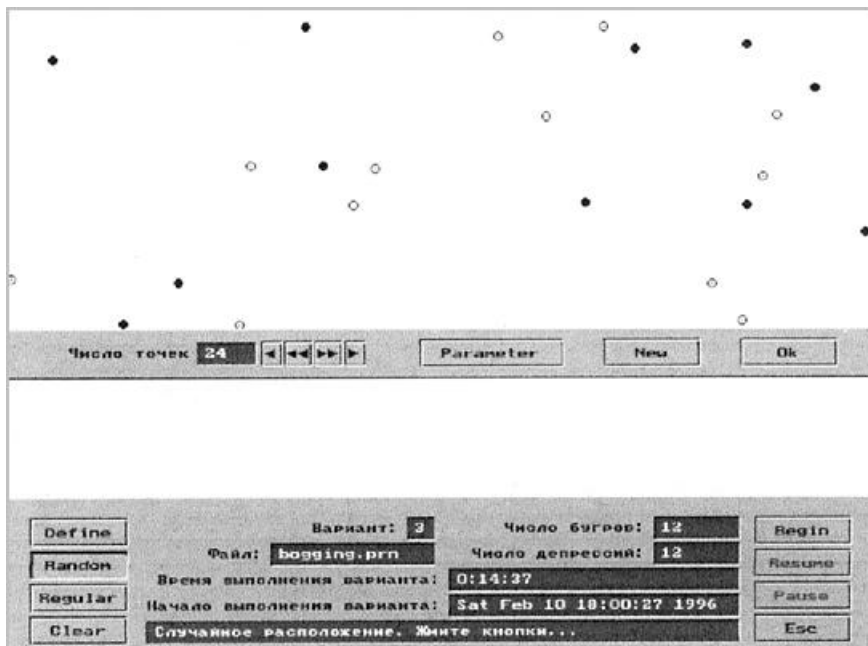


Рис. 3. Экран программы по имитационному моделированию процессов заболачивания. Момент определения параметров для расчета случайного рельефа

### Результаты моделирования

При расчетах варьировались параметры: плотность точек на площадь, характер их размещения, соотношение числа депрессий и повышений, а также величин  $v_i$  – которые определяли крутизну рельефа. В результате были получены разнообразные реализации рельефа, некоторые из которых приведены на рис. 4 – 6.

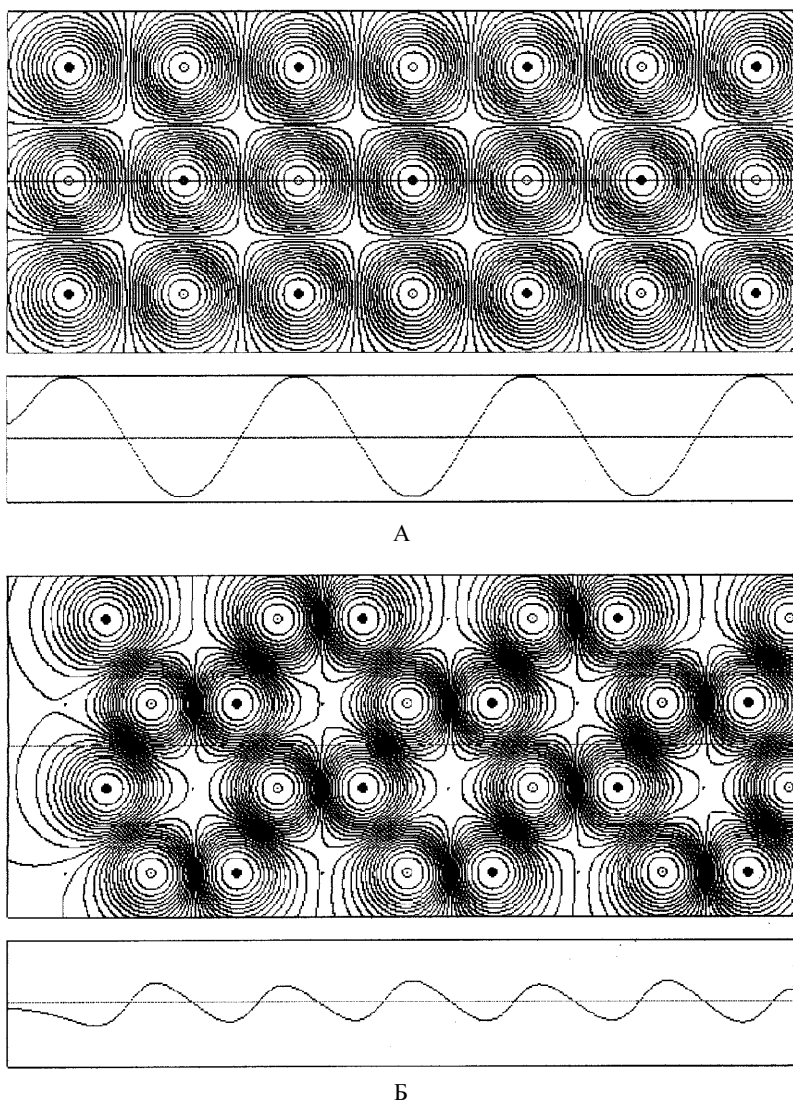
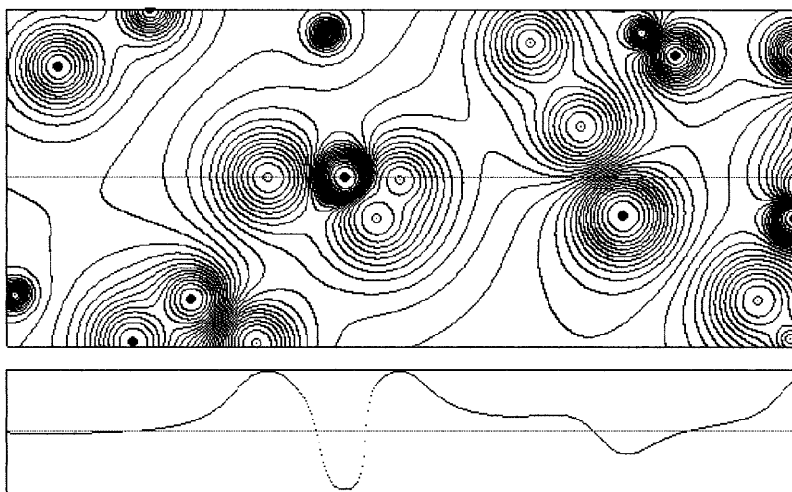
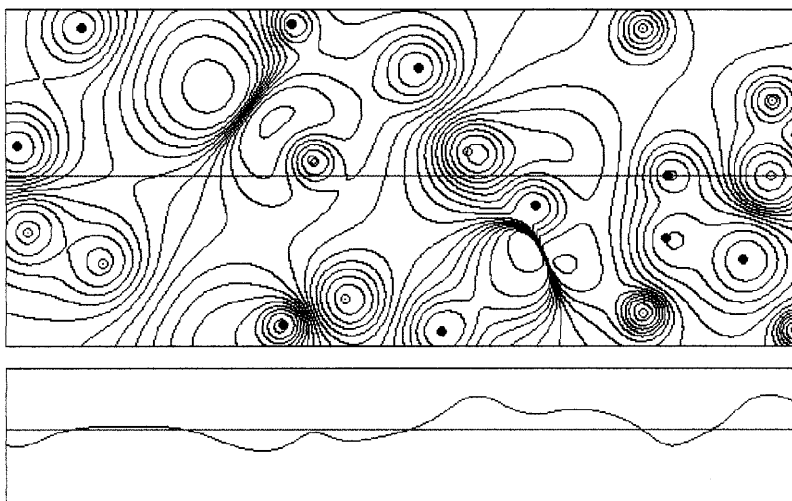


Рис. 4. Равномерный синусоидальный двухуровневый рельеф, определенный в квадратной (А) и гексагональной (Б) решетках. Вверху плановое изображение в виде изолиний, внизу вертикальный профиль, проведенный посередине модельной поверхности

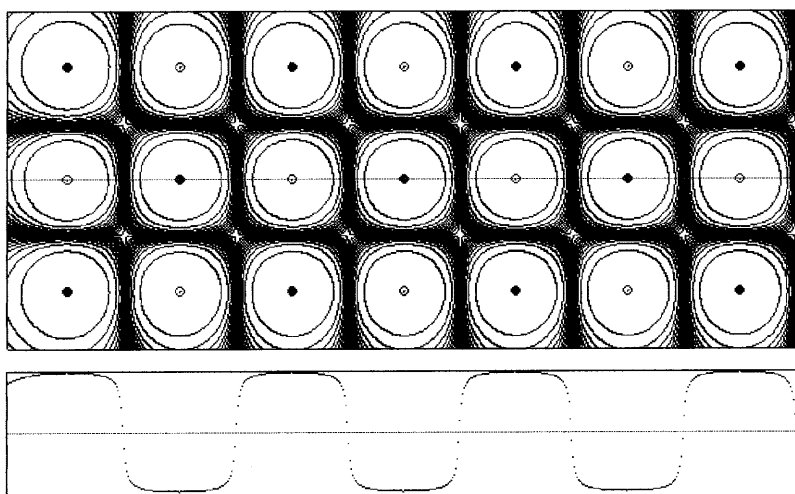


А

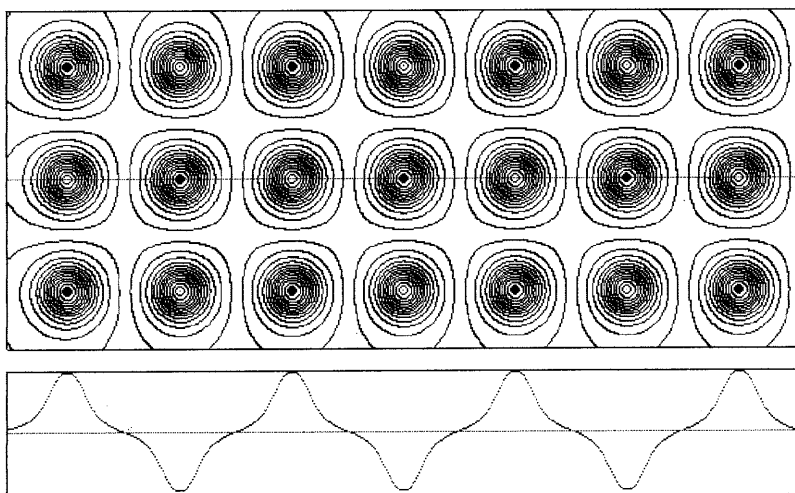


Б

Рис. 5. Случайный синусоидальный двухуровневый (А) и многоуровневый (Б) рельефы. Вверху плановое изображение в виде изолиний, внизу вертикальный профиль, проведенный посередине модельной поверхности



А



Б

Рис. 6. Равномерный двухуровневый плосковершинный (А) и импульсный (Б) рельеф, определенный в квадратной решетке. Вверху плановое изображение в виде изолиний, внизу вертикальный профиль, проведенный посередине модельной поверхности

Вертикальные профили и плановые изображения такого рельефа показывают, что он может служить хорошим приближением к реальному полого-бугристому рельефу, широко распространенному в среднетаежной части Обь-Иртышья.

Для обеспечения возможности сравнения кривых, полученных на различной площади с различным числом точек и пр., все параметры нормировались на площадь. Таким образом, площадь болот и прирост болот по площади измерялись в долях занимаемой болотами площади. Длина границы – в длине, приходящейся на единицу площади.

**Синусоидальный двухуровневый рельеф (СД).** Характерная особенность двухуровневого рельефа – все понижения и все повышения имеют равную глубину и высоту соответственно. При изменении характера размещения точек кривые динамики в целом получают сходными между собой (рис. 7). На примере синусоидального рельефа с 24 точками на 152 721 пиксел можно проследить следующее.

Кривые прироста болот по площади имеют один центральный максимум (если не учитывать случайные вариации). При заболачивании гексагонально-равномерного (СДГР) рельефа максимум наибольший и наиболее острый, а при заболачивании случайного (СДС) рельефа, при прочих сходных параметрах, – наиболее пологий.

Кривые зависимости длины границы от площади (рис. 8, А) наиболее высокие при равномерном рельефе (СДКР) и (СДГР), а при любом случайном или групповом размещении периметр всегда ниже при той же площади болот. При случайном и при квадратно-равномерном рельефе эти кривые имеют два максимума и центральный локальный минимум

Число Эйлера (рис. 8, Б) ступенчато снижается, наиболее полого – при случайном размещении точек. Так как все понижения и все повышения имеют равную глубину и высоту соответственно, то заболачивание начинается разом во всех понижениях и заканчивается разом на всех повышениях. Это приводит к тому, что кривая от нуля резко возрастает до максимума и также резко обрывается к нулю при окончании процесса.

Изменение уклона на периферии болот с изменением их площади (рис. 8, В) имеет два симметричных максимума и центральный локальный минимум. При равномерном симметричном рельефе максимумы наблюдаются при площади 0,15 – 0,2 и 0,8 – 0,85, а при случайном распределении максимумы наблюдаются существенно ближе к крайним значениям площади.

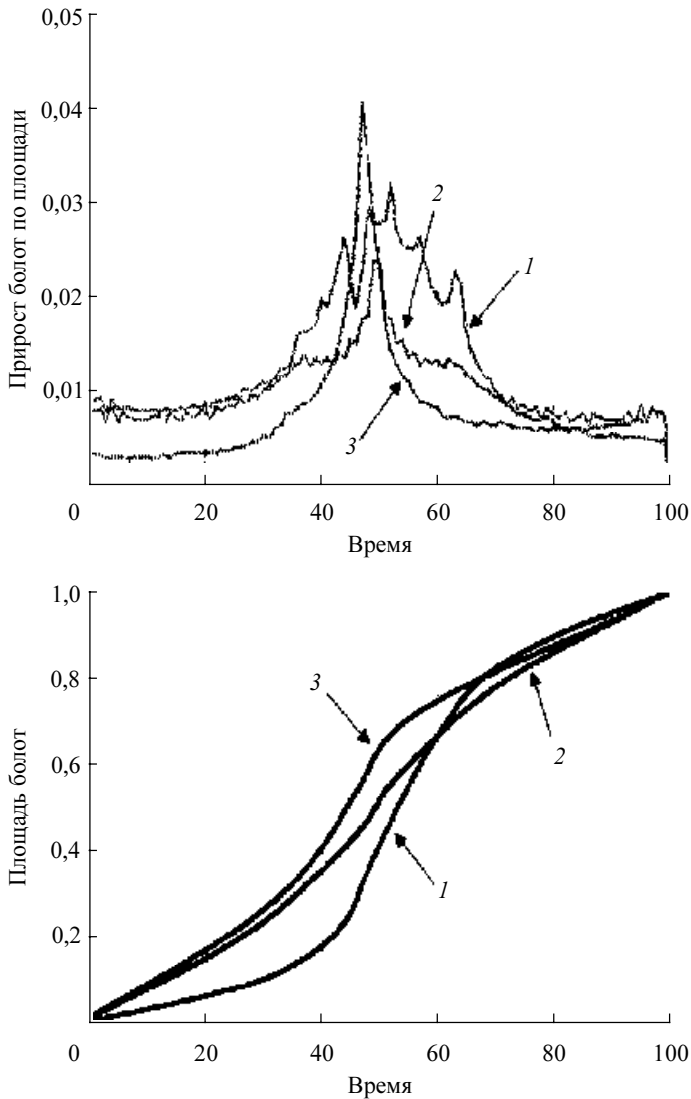


Рис. 7. Динамика заболачивания симметричного двухуровневого рельефа различных типов, показанных на рис. 4, А и Б и рис. 5, А: 1 – случайный рельеф; 2 – равномерный в квадратной решетке; 3 – равномерный в гексагональной решетке



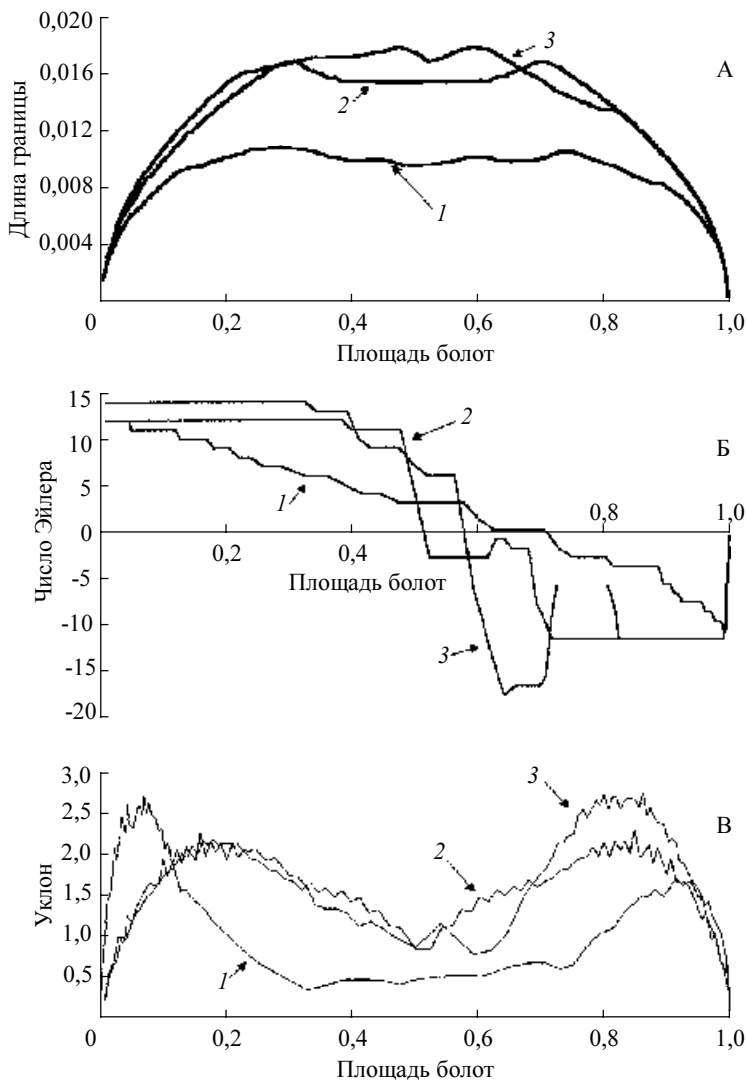


Рис. 8. Зависимость длины границы (А), числа Эйлера (Б) и уклона (В) от площади болот для симметричного двухуровневого равномерного (рис. 4, А и Б) и случайного (рис. 5, А) рельефа: 1 – случайный рельеф; 2 – равномерный в квадратной решетке; 3 – равномерный в гексагональной решетке

**Синусоидальный многоуровневый рельеф (СМ).** Характерная особенность – малое число очень глубоких и очень высоких высотных отметок. При моделировании во многих реализациях в начальных стадиях идет процесс как бы «подъема грунтовых вод», и пока их уровень не достигнет уровня наиболее глубоких западин, площадь болот равна нулю. На завершающих стадиях часто наблюдалось накопление торфяников уже при полном заторфовывании всех лесных участков. Динамика заболачивания многоуровневого синусоидального рельефа изучалась только при случайном размещении точек. По результатам получены средние кривые по нескольким экспериментам (рис. 9) с 5 – 12 точками и 2 – с 18 точками на 152 721 пиксел.

Кривая динамики заболачивания на начальных и конечных стадиях наиболее пологая (рис. 9) при этом типе рельефа. Это связано с тем, что очень низких и очень высоких отметок в таком рельефе мало. Кривая приростов по площади имеет один центральный максимум и выпуклые «плечи», отвечающие времени заторфовывания среднего уровня понижений и среднего уровня понижений.

Кривая зависимости периметра болот от площади (рис. 10, А) сходна с таковой для случайного двухуровневого рельефа (см. выше) и также имеет два максимума при площади 0,3 и 0,7, что в конкретных реализациях может сильно варьировать.

Число Эйлера (рис. 10, Б) возрастает от нуля постепенно и постепенно возрастает к нулю по второму периоду. Это свойство характерно для многоуровневого рельефа. Максимум и минимум всегда меньше по абсолютному значению общего числа понижений и повышений соответственно, так как к моменту заболачивания, например, депрессий среднего уровня, часть более глубоких может уже соединиться в одно – число Эйлера при этом не изменится. При случайных распределениях точек всегда наблюдается некоторая асимметрия распределения вершин и западин.

Уклоны в начальных и на конечных стадиях, когда глубокие минимумы и высокие максимумы в рельефе наблюдались не всегда (не в каждой реализации рельефа), имеют большую вариацию, и в связи с этим большую ошибку осреднения, и поэтому не показаны. В целом кривая имеет обычные два максимума в районе 0,2 и 0,8 и пологий локальный центральный минимум (рис. 10, В) и мало отличается от таковых для двухуровневого рельефа.

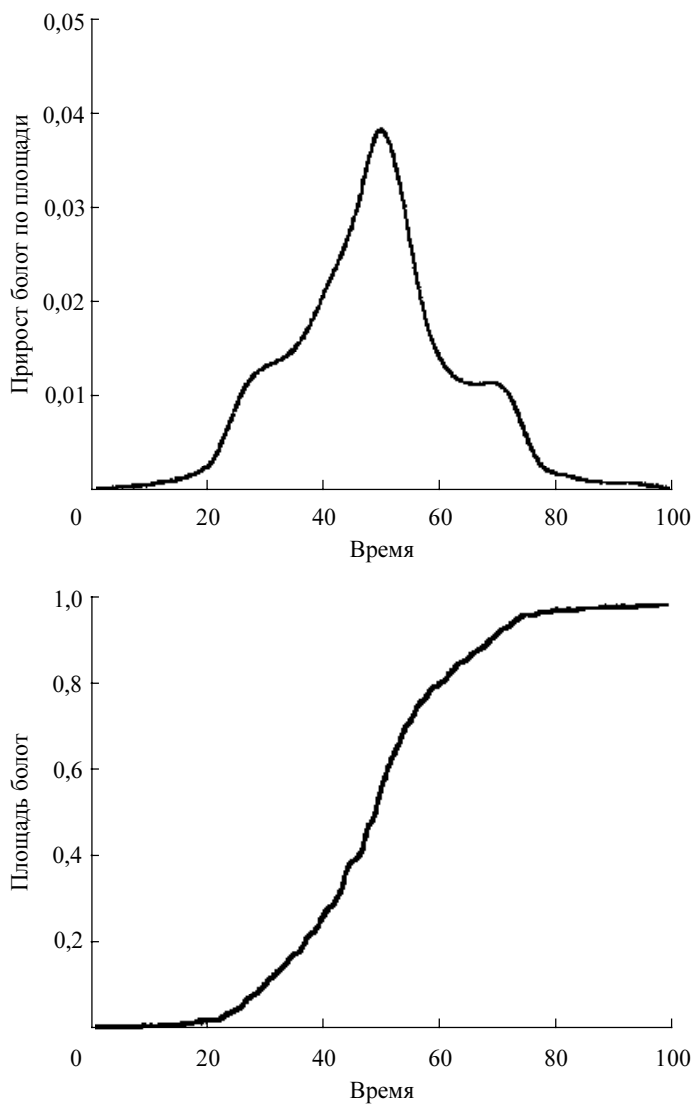


Рис. 9. Динамика заболачивания симметричного многоуровневого синусоидального рельефа. Даны сглаженные осредненные кривые по 7 экспериментам, один из которых показан на рис. 5, Б

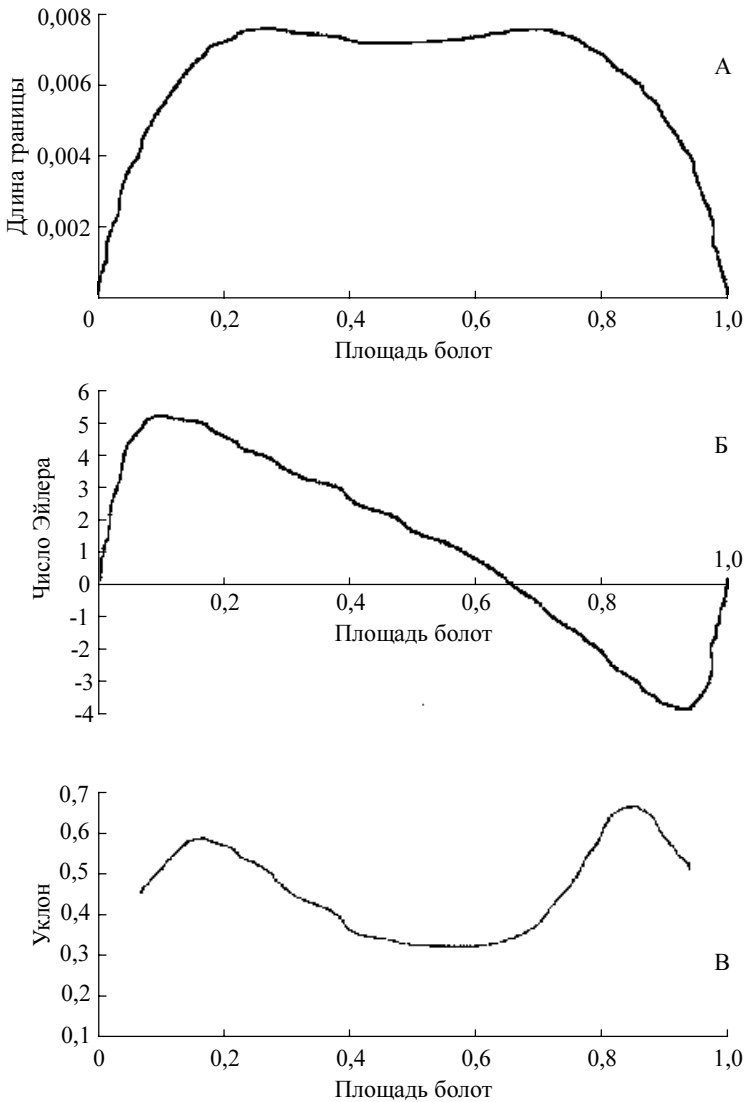


Рис. 10. Зависимость длины границы (А), числа Эйлера (Б) и уклона (В) от площади болот для симметричного многоуровневого синусоидального рельефа. Даны сглаженные осредненные кривые по 7 экспериментам, один из которых показан на рис. 5, Б

**Синусоидальный асимметричный рельеф (СА).** Для более быстрого накопления статистики опыты по заболачиванию асимметричного рельефа проводились на большой площади (763 605 пикселей виртуального экрана) и при большом числе точек при разном соотношении западин и бугров: 125:125, 100:150, 75:175, 50:200: 25:225. Здесь (рис. 11) показан только случайный одноуровневый рельеф.

По мере уменьшения относительного числа понижений максимум прироста болот по площади (рис. 11) смещается к более поздней стадии и возрастает по абсолютному значению. В соответствии с этим изменяется положения изгиба кривой площадь – время, и ее «ранняя» ветвь сильно выполаживается. Обратный процесс наблюдается при сокращении относительного числа повышений – максимум прироста и изгиб кривой площадь – время смещаются влево, а выполаживается правая ветвь кривых.

Асимметричными становятся кривые периметр – площадь (рис. 12, А). При симметричном синусоидальном случайном рельефе (СДС) и (СМ) эти кривые имеют два максимума (при площади 0,3 и 0,7). При сокращении относительного числа понижений максимум «0,7» возрастает по абсолютному значению, не меняя своего положения. При сокращении относительного числа повышений возрастает максимум «0,3». Абсолютные значения максимумов зависят от плотности точек.

Число Эйлера во всех случаях изменяется по пологим (почти прямым) кривым, концевые точки которых определены количеством понижений и повышений.

Кривая уклон – площадь наиболее асимметрична (рис. 12, В). Левый максимум резко увеличивается уже при малой асимметрии (100:150). Резкое увеличение уклонов при малой площади объясняется тем, что при малом числе понижений последние имеют узкую и глубокую форму, а потому и крутые склоны.

**Плосковершинный (ПД) и импульсный (ИД) двухуровневый рельеф.** Влияние особенностей варьирования величин  $v_i$  на свойства кривых показаны на примере равномерного двухуровневого рельефа, определенного в квадратной решетке. Синусоидальный рельеф при таком же размещении точек показан на рис. 4, А, плосковершинный – на рис. 6, А, импульсный – на рис. 6, Б. Поведение кривых при случайном рельефе сходно.

При заболачивании ПД-рельефа исчезает центральный максимум на кривой прироста (рис. 13), вместо этого возникают два максимума в самом начале и в самом конце периода заболачивания. При заболачивании ИД-рельефа, напротив, центральный максимум резко возрастает.

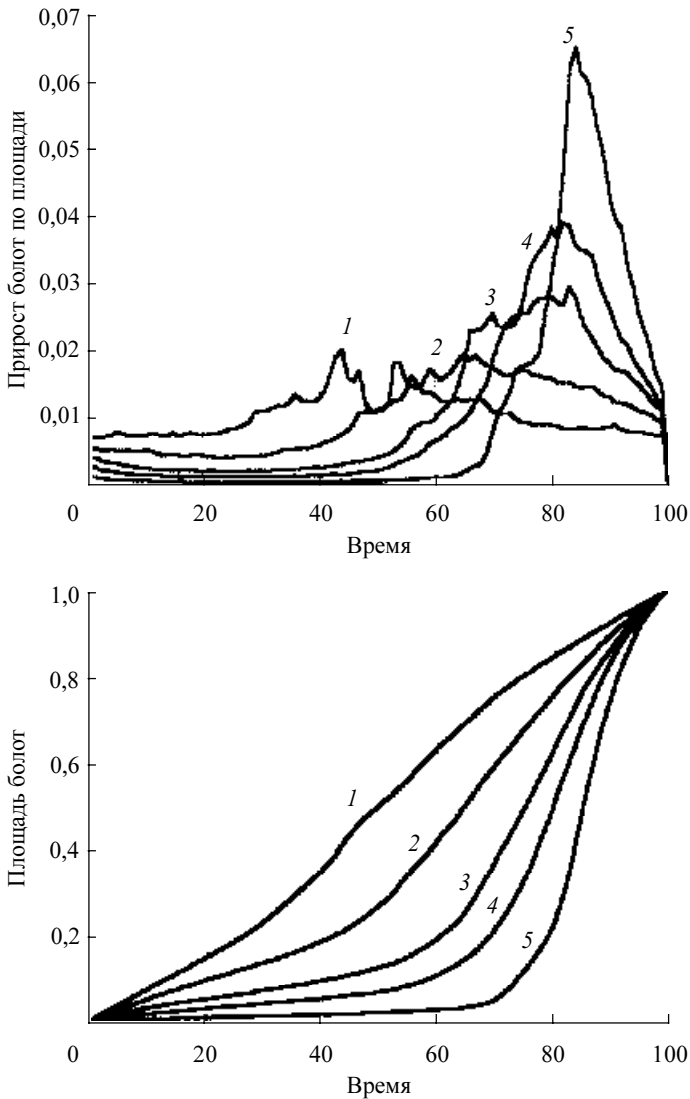


Рис. 11. Динамика заболачивания случайного двухуровневого синусоидального рельефа при различном соотношении депрессий и повышений: 1 – 125:125; 2 – 100:150; 3 – 75:175; 4 – 50:200; 5 – 25:225; эксперимент проводился на площади 763 605 пикселей

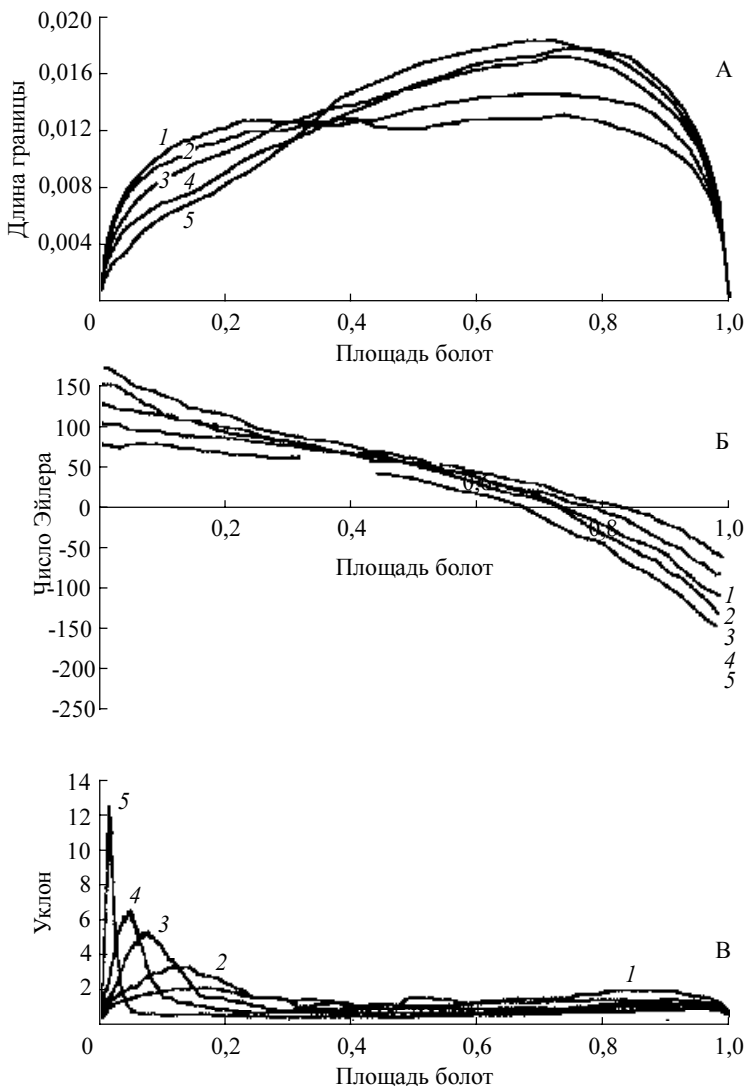


Рис. 12. Зависимость длины границы (А), числа Эйлера (Б) и уклона (В) от площади болот для случайного двухуровневого синусоидального рельефа при различном соотношении депрессий и повышений: 1 – 125:125; 2 – 100:150; 3 – 75:175; 4 – 50:200; 5 – 25:225; эксперимент проводился на площади 763 605 пикселей

Это определяет и инверсных характер кривых роста площади болот, чуть ли не зеркально симметричных относительно прямой. При заболачивании ПД-рельефа крутые склоны, разделяющие вершины бугров и впадины, не позволяют болотам быстро наращивать площадь в течение большей части времени. Но в начальный период, когда заболачиваются плоские днища, и в конечный период, когда заболачиваются плоские вершины, разрастание болот идет наиболее активно. При импульсном рельефе наиболее активно заболачивание протекает, когда торфяники достигают плоского среднего уровня.

Характер изменения длины границы и числа Эйлера с изменением площади болот не меняется. Кривые практически совпадают у ПД-, ИД- и СД-рельефа (рис. 14, А и Б) и должны совпадать теоретически. Поэтому по этим признакам диагностировать тип рельефа не представляется возможным.

Кривые изменения уклона у ПД-, СД- и ИД-рельефов резко различны. По мере выполаживания днищ и вершин максимумы уклона, наблюдаемые у СД при заболоченности, 0,8 и 0,2 (рис. 14, В, кр. 1) начинают сближаться и фактически сливаются (рис. 14, В, кр. 2). Его вариации в районе максимума связаны с уклонами седловин. По мере сужения депрессий и повышений увеличивается площадь плоской срединной поверхности, в результате центральный минимум на кривой уклон – площадь (рис. 14, В, кр. 3) увеличивается, а максимумы переходят в краевые части кривой.

Поскольку кривые наблюдаемых на аэроснимках параметров периметр – площадь ( $U(S)$ ) и число Эйлера – площадь ( $N(S)$ ) для этих типов рельефа не характерны, необходимо проанализировать другие свойства, которые могут оказаться полезными.

Из кривых прироста болот по площади (см. рис.13) видно, что при плосковершинном рельефе длительное время территория находится в стадии заболачивания 0,3 – 0,7, когда торфяники преодолевают крутые склоны, разделяющие поверхность днищ понижений и поверхность плоских вершин. Если этот процесс развернуть в пространстве, получится, что большая часть лесоболотного комплекса имеет средние соотношения болот и лесов и только небольшая часть – крайние значения.

Обратные соотношения будут наблюдаться при заболачивании импульсного рельефа – большую часть времени территория будет находиться в состоянии или слабой заболоченности  $<0,4$ , или высокой  $>0,6$ , также это может отразиться и на распределении заболоченных территорий по площади. На основе моделей ПД, СД и ИД построены



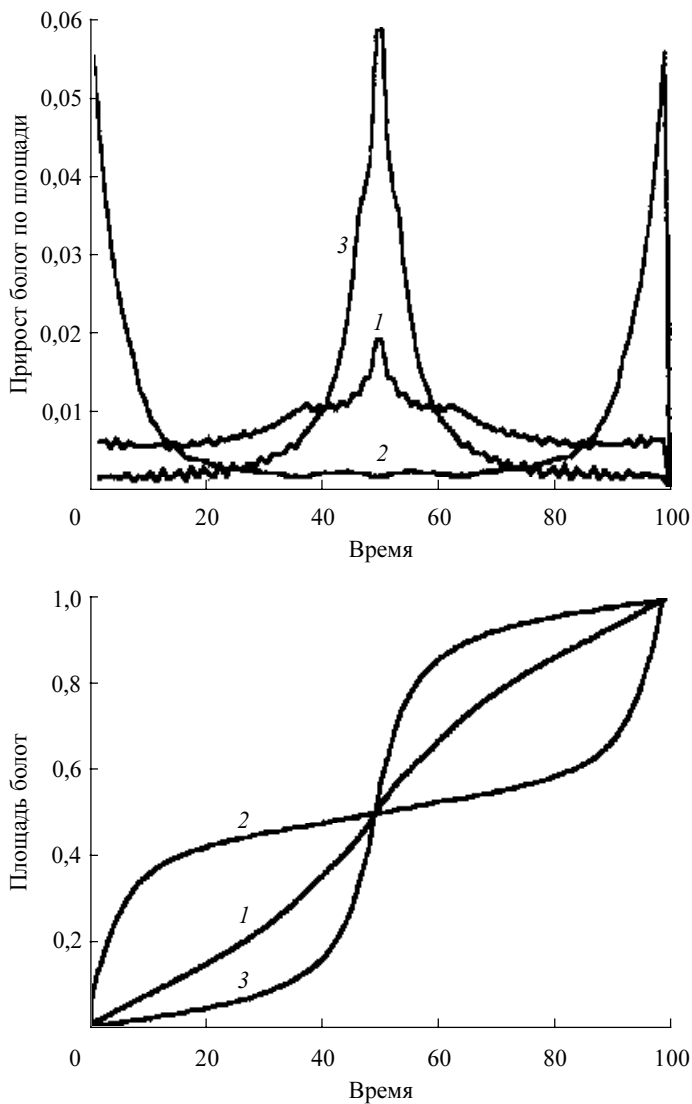


Рис. 13. Динамика заболачивания равномерного рельефа в квадратной решетке: 1 – синусоидального (рис. 4, А); 2 – плосковершинного (рис. 6, А); 3 – импульсного (рис. 6, Б)

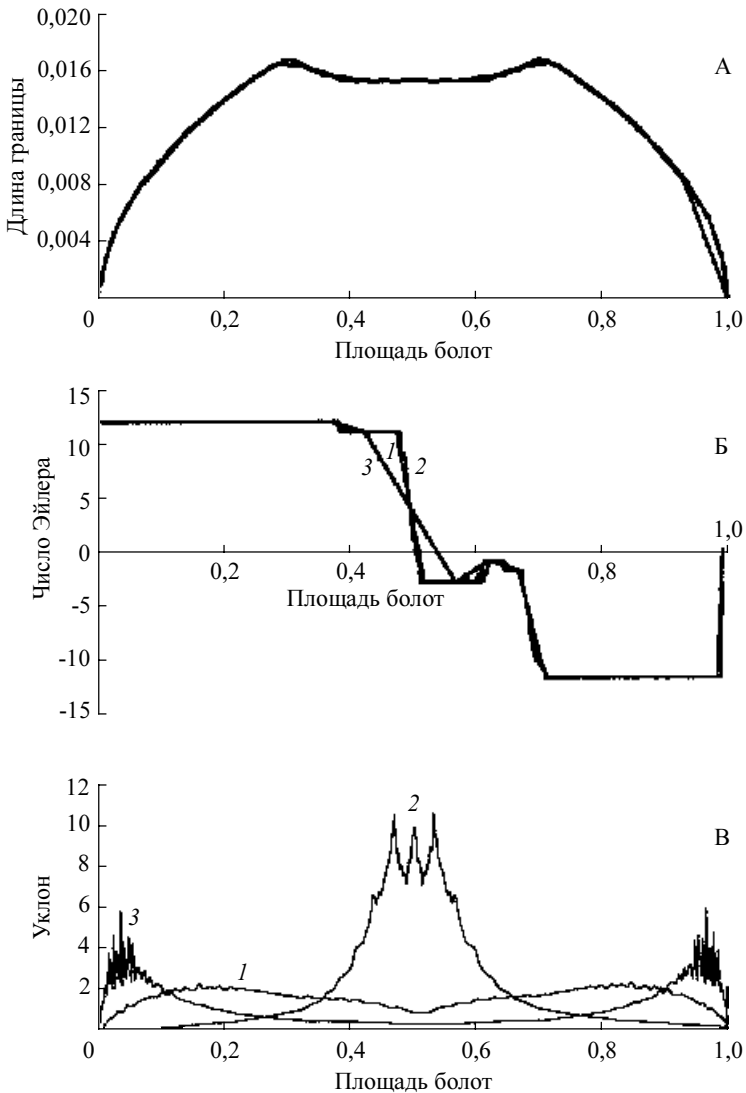


Рис. 14. Зависимость длины границы (А), числа Эйлера (Б) и уклона (В) от площади болот для равномерного рельефа в квадратной решетке: 1 – синусоидального (рис. 4, А), 2 – плосковершинного (рис. 6, А), 3 – импульсного (рис. 6, Б)

распределения времени, которое тратится на заболачивание 5% площади в различные стадии заболачивания (рис. 15). Эти распределения достаточно характерны, а поскольку их можно интерпретировать как площадные, они могут использоваться как диагностические при классификации реального рельефа.

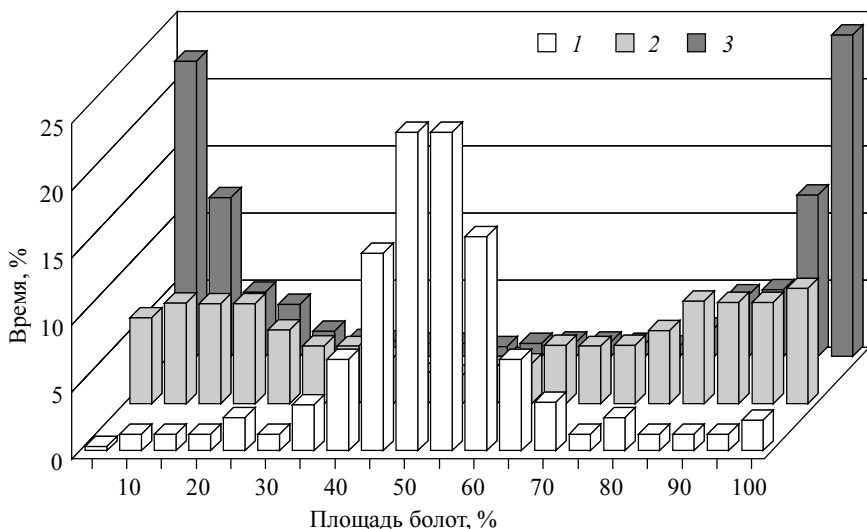


Рис. 15. Распределение времени, в течение которого территория находится в соответствующей стадии заболачивания плосковершинного (1), синусоидального (2) и импульсного (3) равномерного рельефа, определенного в квадратной решетке

Анализируя вышеизложенное, можно сказать, что используя простые определения и варьируя небольшое число параметров, можно построить большое число разнообразных типов рельефа, достаточно правдоподобных и реалистичных. Характер распределения по площади центров понижений и повышений от равномерного до случайного и группового может диагностироваться кривыми периметр – площадь и в меньшей степени – число Эйлера – площадь. Двухуровневый и многоуровневый рельеф хорошо различаются по кривым число Эйлера – площадь и плохо по кривым периметр – площадь. Впрочем, характер изменения уклонов с площадью различается также слабо. Асимметричность рельефа проявляется во всех наблюдаемых параметрах. Выположенность днищ понижений и вершин бугров никак не отражается на

кривых периметр – площадь и число Эйлера – площадь. Для диагностики этих типов рельефа следует строить распределение площади по степени заболоченности. Если сравнить рис. 15 и рис. 14, В, видно, что эти распределения фактически повторяют кривую уклон – площадь и могут быть использованы для ее аппроксимации. Итак, описанные типы рельефа могут быть определены по аэроснимкам путем построения кривых периметр – площадь, число Эйлера – площадь и распределения площади по степени заболоченности. Идентифицируя тип рельефа, используя реальные зависимости периметра и числа Эйлера от площади и заимствуя кривую изменения уклона с изменением площади, легко перейти к построению непрерывной модели заболачивания для данного типа рельефа.

## Водоразделы

Водоразделы среднетаежного Обь-Иртышья в верховьях местных рек представлены обширными выпуклыми болотами, имеющими мощность до 4 – 5 м. Их торфяники давно погребли под собой полого-бугристый рельеф – реликт, вероятно, поемных ландшафтов начала голоцена.

Заболачивание возникло вначале в плоских центральных частях водоразделов, которые имели слабое эрозионное расчленение и потому отсутствие достаточного дренажа для стока поверхностных вод. Этому способствовало, первоначально, наличие мерзлых пород. В краевых частях водоразделов, там, где они примыкают к разработанным долинам рек, дренаж протекал более успешно, в результате заболачивание этих территорий происходило уже во вторую очередь, за счет разрастания центральных выпуклых болотных массивов. В современный период в краевых частях водораздельных болотных массивов идет постепенное «затопление» торфяниками полого-бугристого рельефа за счет расширения болотного массива в стороны. Настоящий раздел посвящен оценке темпов подобного расширения.

## Методика

Общая идея оценки изложена выше. Она состоит из следующих моментов:

- определение кривых периметр – площадь и число Эйлера – площадь по аэрофотоизображениям;
- оценка распределения площади лесоболотных комплексов по степени заболачивания;

- определение типа рельефа и подбор кривой уклон – площадь по данным имитационного моделирования;
- построение временных кривых площадь болот – время.

Для проведения такой оценки было выбрано три участка в краевой части водоразделов на рис. 16, в зоне перехода болотного массива к краевым дренируемым участкам. На отдешифрированных аэроснимках масштаба 1 : 25 000 закладывались квадратные площадки площадью 25 га. Квадратной палеткой определялось соотношение болот и лесов по площади. Циркулем измерялась общая длина границы между болотом и лесом. Всего обмерено 140 площадок с различным соотношением болот и лесов по площади.

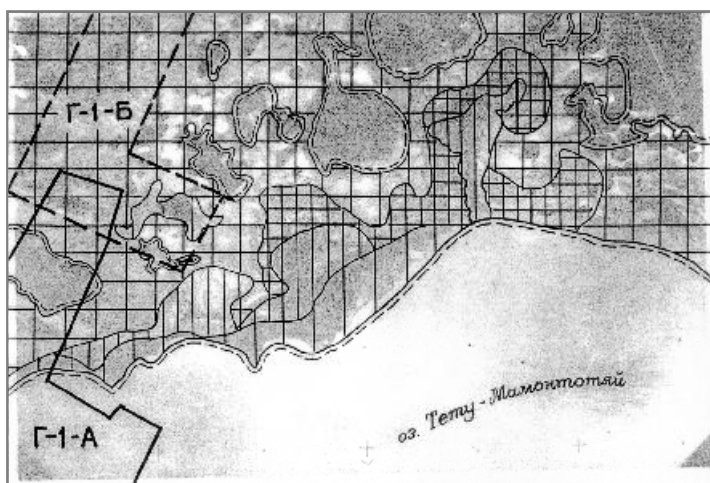


Рис. 16. Аэрофотоснимок масштаба 1 : 25 000, разделенный квадратной палеткой (4 канал МСК-4, дата съемки 12.07.89 г.)

Данные, полученные по этим обмерам, усреднялись, а полученные кривые  $U(S)$  и  $N(S)$  сравнивались с кривыми модельного рельефа, и подбирались кривая уклон – площадь  $i(S)$ . Для использования последней уклоны нормировались на максимально возможный уклон для данного вида рельефа. Значение этой величины было получено в результате оценки темпов заболачивания озерно-ингрессионной террасы, где значение уклона по периметру болот варьировало от 0,003 до 0,017. В качестве максимального уклона мы приняли величину 0,01, и затем варь-

ировали ее (от 0,002 до 0,018) для оценки влияния данного параметра на результаты прогнозирования .

По усредненным кривым строилась таблица, каждая строка которой отвечала определенному соотношению площадей леса и болота. Так как площадь элементарного обмеряемого участка равнялась 250 000 м<sup>2</sup>, в таблице использовался шаг в 1 000 м<sup>2</sup>. Таблица таким образом имела 250 строк.

Прирост болот по площади  $\Delta S$  рассчитывался по формуле (5) для каждого значения площади (для каждой строки). Величина  $\Delta r$  определялась по формуле (1). Прирост торфяников по мощности принимался равным 0,3 мм/год как средний для голоцена среднетаежной части Западной Сибири по данным Н.А. Лисс и О.Л. Березиной (1976) и затем варьировался в большую и меньшую сторону от 0,1 до 1,0 мм/год.

Так как в таблице был принят шаг в 1 000 м<sup>2</sup>, делением 1 000/ $\Delta S$ , определялось время  $t(S)$ , требуемое для заболачивания территории, площадью 1 000 м<sup>2</sup>. Последовательным суммированием определялось время, прошедшее с начала заболачивания к моменту наступления соответствующего этапа заболачивания, а вся сумма  $t(S)$  по таблице давала общее время заболачивания лесоболотного комплекса краевой полосы по периферии водораздельного болот (табл. 6).

Таблица 6

**Модель заболачивания участка водораздела с полого-бугристым рельефом (площадь – 250 000 м<sup>2</sup>)**

Площадь болот, м <sup>2</sup>	Периметр болот, м	Число Эйлера	Уклон по периметру	Прирост болот по радиусу, м	Прирост болот по площади, м <sup>2</sup>	Период времени, лет/1000 м <sup>2</sup>	Время заболачивания, годы
$S$	$U(S)$	$N(S)$	$i(S)$	$\Delta r$	$\Delta S$	$\Delta t$	$t$
1	2	3	4	5	6	7	8
0	0	0,00	0,0000				
1 000	48	0,08	0,0004	0,781	37	27	27
2 000	95	0,16	0,0008	0,390	37	27	54
3 000	143	0,19	0,0012	0,260	37	27	81
4 000	143	0,26	0,0021	0,140	20	50	130
5 000	226	0,29	0,0021	0,140	32	32	162
10 000	348	0,47	0,0042	0,071	25	40	368
20 000	658	0,57	0,0074	0,041	27	37	747
30 000	854	0,64	0,0090	0,033	28	35	1 114
40 000	1 052	0,65	0,0099	0,030	32	31	1 452

Продолжение табл. 6

1	2	3	4	5	6	7	8
50 000	1 308	0,27	0,0100	0,030	39	25	1 736
60 000	1 593	0,01	0,0097	0,031	49	20	1 962
70 000	1 900	0,13	0,0091	0,033	63	16	2 139
80 000	2 003	0,34	0,0085	0,035	71	14	2 287
90 000	2 085	0,26	0,0079	0,038	79	13	2 419
100 000	2 241	-0,44	0,0073	0,041	92	11	2 534
110 000	2 175	-1,08	0,0068	0,044	96	10	2 640
120 000	2 134	-1,35	0,0066	0,045	97	10	2 744
130 000	2 215	-1,22	0,0065	0,046	102	10	2 845
140 000	2 271	-1,05	0,0066	0,045	103	10	2 942
150 000	2 064	-1,15	0,0070	0,043	89	11	3 046
160 000	1 716	-1,38	0,0075	0,040	69	15	3 177
170 000	1 534	-1,68	0,0081	0,037	57	18	3 339
180 000	1 349	-1,95	0,0087	0,034	46	22	3 536
190 000	1 255	-2,10	0,0094	0,032	40	25	3 771
200 000	1 117	-2,10	0,0099	0,030	34	29	4 049
210 000	983	-1,94	0,0100	0,030	30	34	4 372
220 000	848	-1,64	0,0094	0,032	27	37	4 731
230 000	651	-1,27	0,0077	0,039	25	40	5 126
240 000	406	-0,63	0,0047	0,064	26	38	5 555
249 000	116	-0,02	0,0011	0,280	32	31	5 960
250 000	0	0,00	0,0000				

Примечания:  $U(S)$ ,  $N(S)$  – сглаженные фактические данные,  $N(S) = Nb - Nf$ , где  $Nb$  – число болотных, а  $Nf$  – число лесных замкнутых контуров;  $i(S)$  – аппроксимация данными из имитационной модели;  $\Delta r = \Delta h / i(S)$ , где  $\Delta h = 0,3$  мм/год – средний прирост торфяников в высоту;  $\Delta S = (U(S) + \pi N(S) \Delta r) \Delta r$ ;  $\Delta t = 1000 / \Delta S$  – время, требуемое для заболачивания  $1000 \text{ м}^2$  в пределах участка.

## Результаты

Кривые периметр – площадь и число Эйлера – площадь (рис. 17, А, Б), полученные по данным измерений, а также распределение площади лесоболотных комплексов по степени заболоченности (рис. 18) показывают, что полого-бугристый тип рельефа периферической части водораздельных лесоболотных комплексов северного Обь-Иртышья является:

- многоуровневым;
- близким к равномерному;
- слабо ассиметричным или симметричным;
- близким к синусоидальному.

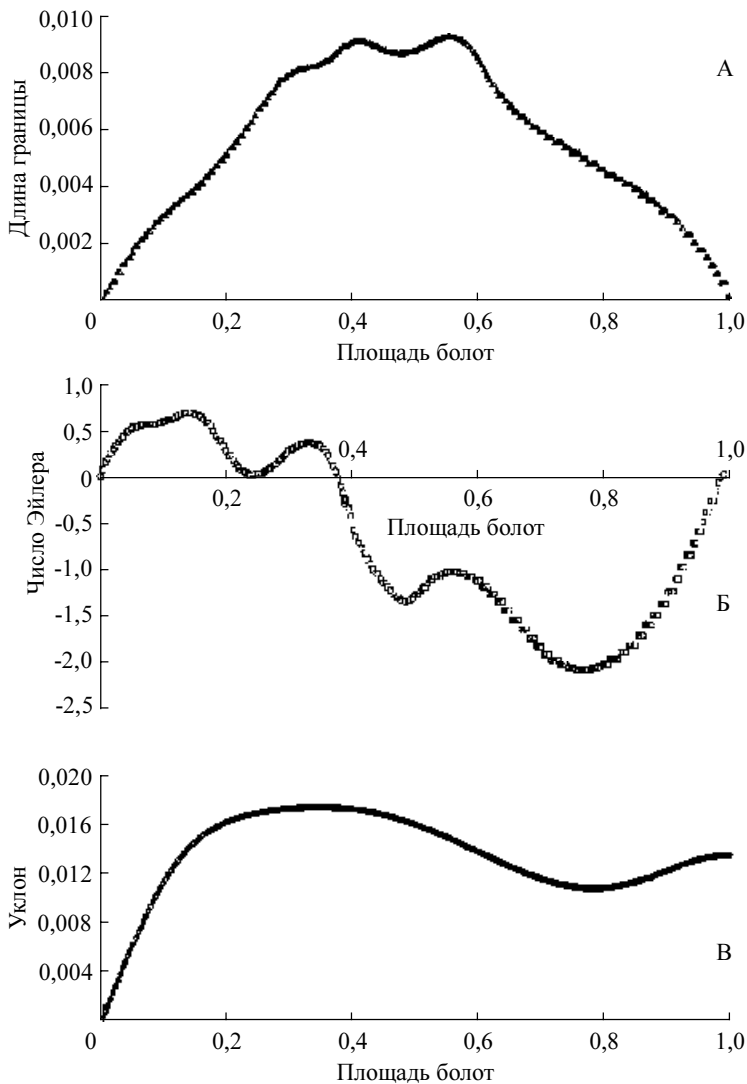


Рис. 17. Зависимость длины границы (А), числа Эйлера (Б) и уклона (В) от площади болот для полого бугристого рельефа в краевой части междуречья верховий Ларьеган – Ильяк. А и Б – сглаженные наблюдаемые данные, В – данные из модели для равномерного синусоидального рельефа



Из анализа моделей было видно, что кривая уклон – площадь многоуровневого рельефа сходна с таковой двухуровневого, это дает возможность использовать в оценке гладкие кривые уклон – площадь, полученные для синусоидального равномерного рельефа, определенного в квадратной решетке (рис. 7, В). Кроме того, основанием для построения оригинальной кривой уклон – площадь (рис. 17, В) служит распределение площади по степени заболоченности (рис. 18).

С использованием этих данных получены оценочные таблицы для различных кривых уклон – площадь, различных величин нормирующего максимального уклона и различных величин скорости роста торфяной залежи. Фрагмент одной такой таблицы, приведенный здесь (табл. 6), использует величину нормирующего максимального уклона = 0,01, кривую уклон – площадь из модели синусоидального равномерного рельефа и скорость роста торфяной залежи равную 0,03 мм/год. Согласно этой модели, заболачивание протекает по симметричной кривой (рис. 18). Максимум прироста болот по площади приходится на середину периода. Полное заболачивание завершается за время 5 960 лет, что является вполне реалистичной оценкой. Второй вариант оценки приведен на рисунке (рис. 19). Для ее проведения использовались максимальный нормирующий уклон – 0,017 и оригинальная кривая уклон – площадь при той же скорости роста торфяной залежи. Оценка при данных параметрах уже выходит за рамки реализма.

Варьирование различных кривых уклон – площадь при равных значениях максимального нормирующего уклона малой степени влияет на результаты прогноза. Так, при том же значении максимального уклона – 0,01, по второму варианту общее время заболачивания увеличивается от 5 960 до 6 229 лет, что несущественно при прогнозах такой длительности, и ошибка от выбора кривой составляет 4,3 – 4,5% при любых прочих входных параметрах модели. Таким образом, для данного типа рельефа влияющими остаются только два параметра – уклон и прирост торфяника по толщине.

Варьирование скорости торфонакопления  $\Delta h/\Delta t$  показывает, что оценка общего времени торфонакопления нелинейно возрастает с уменьшением скорости, а в области больших значений  $\Delta h/\Delta t$  изменяется мало. От величины максимального нормирующего уклона оценка общего времени заболачивания зависит линейно. Расчет в области наиболее реалистичных значений скорости вертикального торфонакопления и уклонов позволил построить номограмму для определения

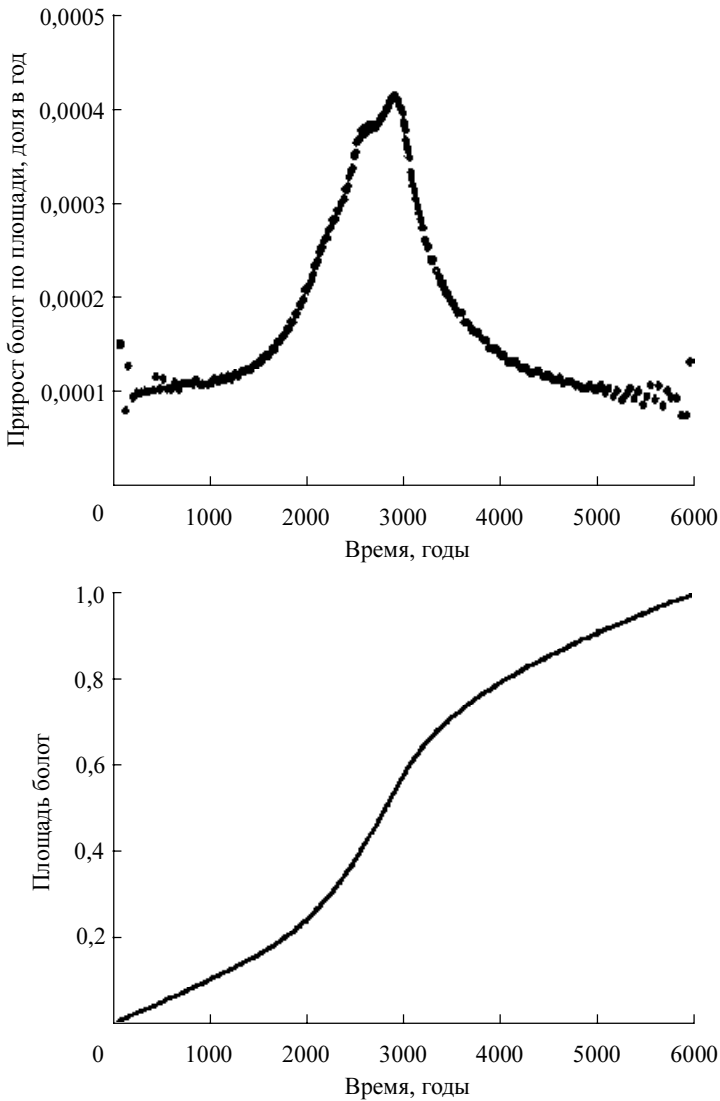


Рис. 18. Вероятная динамика заболачивания полого бугристого рельефа в краевой части междуречья в верховьях рек Ларьеган и Ильяк

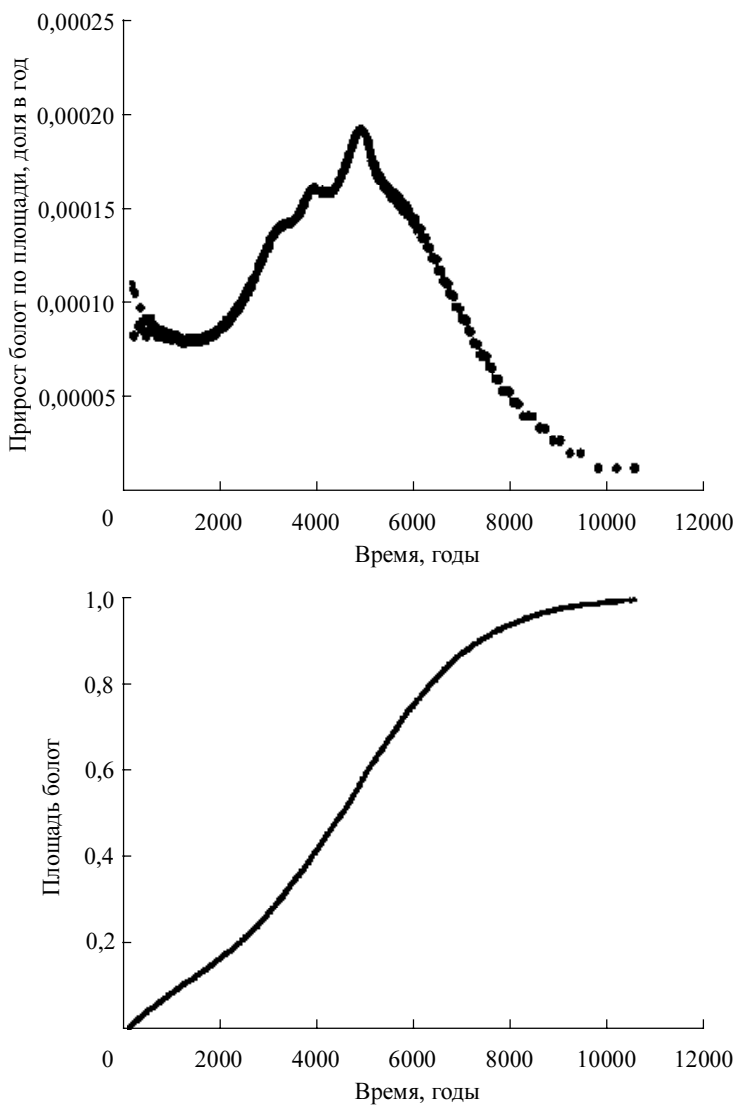


Рис. 20. Вероятная динамика заболачивания полого бугристого рельефа в краевой части междуречья в верховьях рек Ларьеган и Ильяк. Вариант 2

времени общего заболачивания данного типа рельефа (рис. 20). Собственная оценка на рисунке помечена квадратом. В случае возникновения сомнений в правильности определения максимального уклона или в правильности выбора средней скорости торфонакопления общую оценку всегда можно скорректировать, используя приведенные кривые.

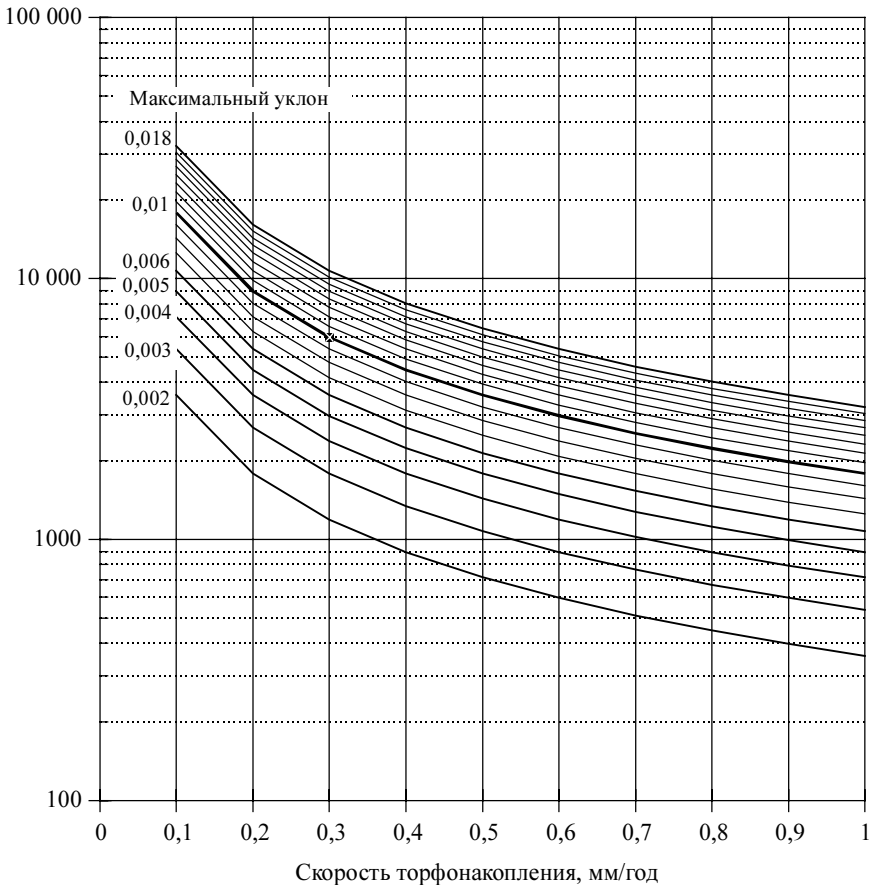


Рис. 20. Оценка общего времени заболачивания полого-бугристого рельефа краевой части водоразделов северного Обь-Иртышья (ордината) при различных значениях скорости торфонакопления (абсцисса) и при различных значениях максимального нормирующего уклона (различные кривые). Предпочтительная оценка выделена квадратом

### Обсуждение

Полученная оценка темпов аллохтонного заболачивания краевой части водораздельных лесоболотных комплексов междуречий среднетаежного Обь-Иртышья в районе верховий рек Ларьеган – Ильяк представляется нам вполне реалистичной. Она означает, что для заболачивания полосы комплексов, показанной на рис. 21, требуется в среднем около 6 000 лет. При скорости торфонакопления 0,3 мм в год это возможно, если средняя амплитуда рельефа составляет 1,8 метра, что вполне правдоподобно.

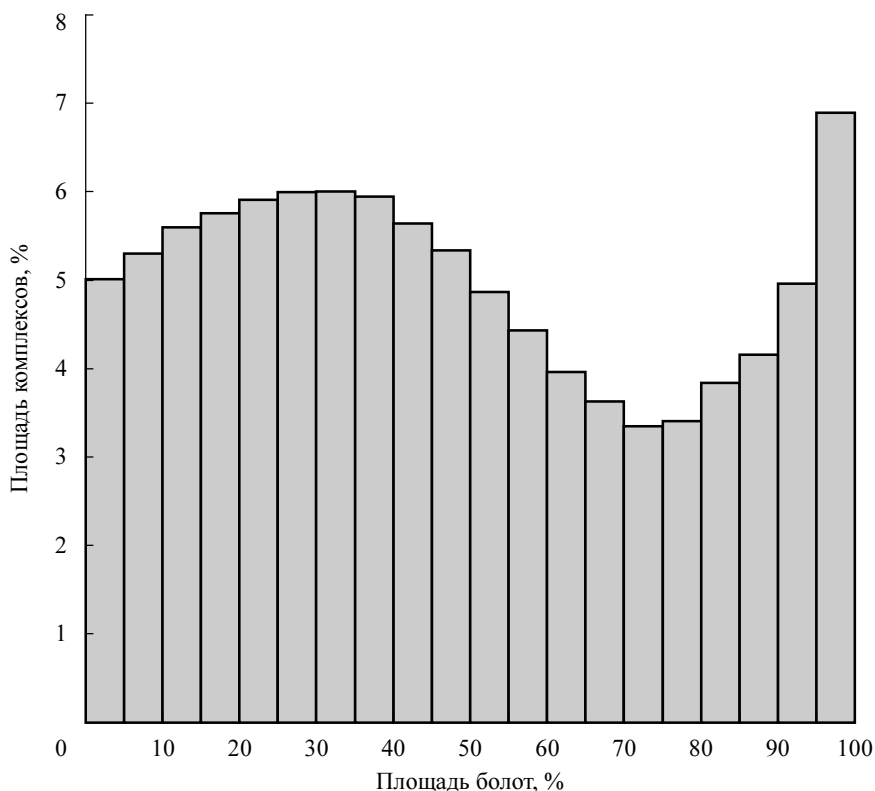


Рис. 21. Распределение площади лесоболотных комплексов периферической части водоразделов северного Обь-Иртышья по степени заболаченности. Сглаженные данные по массиву 140 определений

Если предполагать, что истинное время заболачивания меньше, например 4 000 лет, то это означает, что или скорость торфонакопления существенно выше (порядка 0,45 мм/год), или меньше уклоны и амплитуда рельефа (около 1,2 м). И то и другое маловероятно. Действительно, максимум торфонакопления приходится на середину голоцена и современные скорости торфонакопления могут быть только меньше, а не больше среднегоценовых, и скорость торфонакопления можно только уменьшать, а не увеличивать.

Другое предположение о том, что истинное время заболачивания больше, например, 7 – 8 тыс. лет, может показаться близким к реальности, но это означает, что такой возраст имеют торфяники внутреннего края лесоболотных комплексов, обращенного к болоту, что непохоже на правду. В действительности, контроль этого возраста радиоуглеродными датировками мог бы существенно уточнить полученную оценку.

Общий сценарий заболачивания этих комплексов вырисовывается примерно следующим образом. При таких темпах заболачивания невозможно, чтобы болотный массив водораздела развивался только за счет расползания по периферии. Первоначальный этап заболачивания охватывал сразу крупную поверхность. Расширение болот в сторону к долинам началось *почти сразу*, а не после накопления достаточной торфяной массы и не после того, как общий профиль болота стал выпуклым. Внешние границы территории, подвергавшейся первоначальному заболачиванию, можно грубо оценить, отступая внутрь болотного массива от края лесоболотного комплекса на ширину этого комплекса. Предполагая скорость торфонакопления постоянной, время для заболачивания этой воображаемой полосы также должно быть равным 6 тыс. лет, а время заболачивания современной полосы лесоболотного комплекса следует оценить как 3 тыс. лет, так как он заболочен только наполовину. Общее время расползания, таким образом, становится равным около 9 тыс. лет, что примерно соответствует началу тофообразования в среднетаежной подзоне.

Возможен и другой вариант развития процесса. Заболачивание началось сразу и повсеместно, но на периферии торфонакопление шло (и идет) существенно меньшими темпами, за счет дренирующего действия рек. Подтвердить или опровергнуть эти сценарии можно, только используя радиоуглеродный и спорово-пыльцевой анализ наряду с анализом морфологии днища водораздельных болот.

## Выводы

Анализ существующих моделей оценки темпов заболачивания показывает, что каждая из моделей вынуждена анализировать два типа соотношений: а) стереометрическое, связывающее вертикальный прирост торфяников с радиальным через уклон рельефа на периферии и б) планиметрическое, связывающее радиальный прирост болот с их приростом по площади через периметр и связность. В оценке М.И. Нейштадта (1977) оба аспекта выражены неявно, а в качестве соотношений использованы эмпирические гипсометрические кривые днища Бакчарского болотного массива. В модели Ф.З. Глебова и К.К. Джансеитова (1986, 1988) стереометрическое соотношение не обсуждается, радиальный прирост принят постоянным, а это означает, что для понижений в рельефе принята форма кругового конуса. Модель отличается большим числом маловероятных гипотез, что делает ее слабой. В модели В.А. Коломывцева (1986) для Карелии использовано стереометрическое соотношение (1), а в аспекте планиметрии – представление о круговой форме болот.

Анализ геометрии процесса заболачивания позволил определить простые стереометрическое и планиметрическое соотношения, которые содержат в себе 6 параметров:  $\Delta h/\Delta t$  – прирост торфяников по мощности;  $k_h$  – отношение среднего прироста торфяников по мощности на всей площади болотного массива к таковому на периферии;  $i$  – средний уклон на периферии болот;  $\Delta r/\Delta t$  – линейный прирост болот по радиусу;  $U$  – периметр болот и  $N$  – показатель связности. Значительная часть этих параметров может и должна определяться с использованием аэрокосмических снимков, желателен крупный масштаб. В плане их использования представляется перспективным исследование фазовых соотношений между периметром и связностью, с одной стороны, и площадью болот – с другой, для конкретных типов ландшафтов, что может существенно ускорить последующую обработку материала, если опираться на определение площади болот  $S$ -планиметрического параметра, в явном виде не участвующего ни в одном соотношении, но определение которого существенно проще определения периметра и связности.

Показатель связности или число Эйлера входит в формулу поправки на определение прироста болот по площади, Эта поправка составляет по оценкам не более 1% от определяемой величины прироста. Но поскольку длительные по времени прогнозы составляются суммированием (интегрированием) большого числа элементарных определений, эта поправка может выливаться в существенные погрешности.

Длина границы сильно зависит от того, насколько генерализовано изображение лесоболотного комплекса. Простые соотношения позволяют переходить от одного масштаба к другому, если определены коэффициенты извилистости. Это существенно влияет на оценку радиального прироста. При переходе от масштаба аэрофотоснимков 1 : 25 000 к масштабу телевизионных снимков масштаба 1 : 2 500 000, скорость радиального движения фронта заболачивания может возрасти в 4 – 18 раз.

Методом определения фациального уклона проведена оценка темпов заболачивания лесоболотных комплексов озерно-ингрессионной террасы. Предполагая скорость торфонакопления примерно равной 0,3 мм/год, средняя скорость прироста болот по радиусу составляет для озерно-ингрессионной террасы 0,2 – 1,1 см/год, уклоны на периферии болота варьируют от 0,003 – 0,017, а средняя скорость заболачивания наполовину заторфованных территорий изменяется от 0,7 м<sup>2</sup>/га в год для правобережной и до 2,6 м<sup>2</sup>/га в год для левобережной озерных террас.

Имитационное моделирование рельефа и его заторфовывания позволило определить основные морфометрические признаки, важные для идентификации типа рельефа. К таким признакам относятся: кривая периметр – площадь, кривая число Эйлера – площадь и распределение площади комплекса по степеням заболоченности. Все эти характеристики доступны для определения на аэрокосмических снимках. С помощью этих кривых грубо выделяются следующие типы рельефа по категориям:

- 1) синусоидальный, плосковершинный и импульсный;
- 2) равномерный и случайный;
- 3) двухуровневый и многоуровневый;
- 4) симметричный и асимметричный.

Все перечисленные типы характеризуются своим типом изменения площади болот во времени и своей зависимостью уклона от площади болот.

Оценка темпов заболачивания лесоболотных комплексов периферической части водораздельных болотных массивов среднетаежного Обь-Иртышья в верховьях Ларьган – Ильяк позволила определить, что полого бугристый рельеф, широко распространенный по суглинкам в этой подзоне, относится к симметричному, равномерному, многоуровневому синусоидальному типу. Это позволило использовать при прогнозе заболачивания кривую уклон – площадь болот из модели равномерного синусоидального рельефа.



Нормируя эту кривую максимальным значением уклона для данного типа комплексов (0,01) и предполагая скорость заболачивания постоянной и равной средней по голоцену (0,3 мм/год), получаем, что для полного заболачивания подобного типа рельефа требуется около 6 тыс. лет. Эта оценка представляется вполне правдоподобной. Отмечено, что на величину этой оценки характер кривой уклон – площадь влияет мало. Существенно больше влияние на оценку оказывает выбор максимального нормирующего уклона и среднего прироста торфяника по высоте.

Используя полученную оценку, можно кое-что сказать о сроке «полного заболачивания» Западной Сибири или, как минимум, ее водоразделов. 6 тыс. лет – срок, необходимый для того, чтобы заболачивание продвинулось в сторону к речным долинам только на один шаг – шириной в одну полосу периферического комплекса. Но после этого останется, как минимум (т.е. в самых узких местах), еще полоса такой же ширины, наполовину заболоченная. Таким образом, только для заболачивания самой узкой части периферии потребуется около 9 тыс. лет, а в широких частях существенно больше. Более того, следует учитывать и замедление процесса заболачивания по мере продвижения к долинам. Такие числа для прогнозов подобного рода являются «астрономическими». Весьма вероятно, что за этот период изменится и климатическая, и гидрологическая обстановка в Западной Сибири, а вместе с ними и темпы прироста торфяников в высоту.

Общим результатом проведенной работы является построение геометрической модели заболачивания и алгоритма оценки темпов заболачивания реальных территорий, как на короткие сроки, так и на длительные периоды. Существенными переменными для оценки являются уклон и прирост торфяников в высоту, которые можно легко варьировать. Перспективным представляется варьирование темпов прироста торфяников по мощности во времени и в зависимости от изменений климата, что сделает модель более гибкой и улучшит ее прогностические свойства. Эти работы приобретают особенную актуальность в связи с предполагаемым потеплением климата.

Работа выполнялась в течение 1993 – 1995 гг. в рамках тематики сектора лесоболотных комплексов и продолжалась после прекращения его деятельности. В работе были задействованы ст.н.с., кандидат биологических наук С.В. Васильев и студенты Сибирской государственной геодезической академии. По теме раздела защищено 3 дипломные работы.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Нейштадт М.И.* Возникновение и скорость развития процесса заболачивания // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. – М.: Наука, 1977. – С. 39 – 48.
2. *Нейштадт М.И.* Мировой природный феномен – заболоченность Западно-Сибирской равнины // Изв. АН СССР. Сер. географическая. – 1971. – № 1. – С. 21 – 34.
3. *Глебов Ф.З.* Взаимоотношения леса и болота в таежной зоне. – Новосибирск: Наука, 1988. – 184 с.
4. *Глебов Ф.З., Джансеитов К.К.* О скорости заболачивания Западно-Сибирской равнины // География и природные ресурсы. – 1983. – № 3. – С. 144 – 147.
5. *Коломыцев В.А.* Моделирование процесса заболачивания в лесных ландшафтах среднетаежной подзоны Карелии // География и природные ресурсы. – 1986. – № 1. – С. 66 – 71.
6. *Serra J.* Image Analysis and Mathematical Morphology. – London: Academic Press, 1982. – 610 p.
7. *Березина Н.А., Лисс О.Л.* Развитие болот таежной зоны Западно-Сибирской равнины // Ритмика природных явлений. – Л.: Наука, 1976. – С. 137 – 138.

## Глава 6

### **СКОРОСТЬ ТОРФОНАКОПЛЕНИЯ**

Анализ скорости торфонакопления в различных регионах показал, что полученные кривые изменения средней скорости торфонакопления в течение голоцена отражают реальные процессы, происходившие в течение этого времени. Выявлено закономерное снижение скорости торфонакопления на севере и повышение скорости торфонакопления на юге. В современный период наблюдается минимум торфонакопления на севере и максимум на юге. По длительности эта фаза должна подходить к концу, и, если выявленная цикличность с периодом 3 000 – 4 000 лет не случайна, в ближайшие 1 000 лет можно прогнозировать рост скорости торфонакопления на севере и снижение скорости торфонакопления на юге. В климате это будет выражено увеличением увлажнения на севере и аридизацией на юге

*Analysis on peat accumulation rates in different regions has shown that the obtained curves of changing an average rate of peat accumulation in Holocene reflect real processes taking place during this time. The objective descending of pat accumulation rate at the north and its increasing at the south was detected. In the modern period the minimum of peat accumulation at the north and its maximum at the south is observed. The duration of this phase should approach to the end, and, if the detected cyclicality with the term 3 000 – 4 000 years is not accidental, it is possible to forecast in the in nearest 1 000 years the growth of peat accumulation rate at the north and its descending at the south. In a climate it will be expressed by warming, increase of moistering at the north and aridization at the south.*

В предшествующей главе обсуждалась геометрическая модель оценки скорости заболачивания. В эту модель в качестве одного из параметров входит скорость торфонакопления. В отличие от других параметров, входящих в уравнение, этот параметр не может быть определен какими-либо дистанционными методами. Выявление реальных скоростей торфонакопления для каждого болотного массива, например, методом радиоуглеродного датирования может обеспечить более или менее точный ретроспективный прогноз. Тем не менее, для получения оценки перспектив заболачивания на будущее необходима, по меньшей мере,

качественная модель, подсказывающая хотя бы направление изменения скорости торфонакопления.

Возможность использования в модели некоторой средней величины скорости торфонакопления для данного района обеспечивает весьма грубый прогноз. Выше было показано, что варьирование скорости в пределах  $\pm 0,1$  мм/год обеспечивает ошибку от 1,5 до 3 тыс. лет (25 – 30%) при оценке времени заболачивания полого-бугристого среднетаежного рельефа с амплитудой высот в 2 – 3 м. Таким образом, скорость торфонакопления – скорость прироста торфяников по мощности – один из наиболее важных параметров оценки интенсивности заболачивания. Ориентируясь именно на этот показатель, сделаны основные выводы о прогрессирующем характере заболачивания Западной Сибири (Лисс, Березина, 1981; Лисс, Березина, Куликова, 1976). На нем же основываются основные возражения оппонентов (Глебов, 1988). В то же время сводки и обобщающие работы по динамике торфонакопления отсутствуют.

Краткую сводку по результатам измерения скорости торфонакопления дает М.С. Боч (1978) на основе обзора мировой болотоведческой литературы. Она отмечает, что скорость торфонакопления варьирует в целом в пределах от 0,1 до 1,0 мм/год и зависит от типа болот, периода торфонакопления и зонального положения болота.

О.Л. Лисс и Н.А. Березина (1981), основываясь на данных радиоуглеродного датирования торфяников, определили, что скорость торфонакопления в голоцене Западной Сибири варьировала в довольно широких пределах. В среднетаежной и южно-таежной подзонах она изменялась в пределах 0,17 – 0,76 мм/год, в среднем составляя 0,67 мм/год. В то же время, в исключительных случаях были определены скорости более 5 мм/год. В торфяниках Среднего Приобья средняя скорость торфонакопления в голоцене составляла 0,36 мм/год, в зоне крупнобугристых болот – 0,5 мм/год. Установлено (Лисс, Березина, Куликова, 1976), что в течение голоцена скорость торфонакопления в среднем увеличивалась и была наибольшей в лесостепной и южно-таежной подзонах и минимальной – в лесотундровой и северотаежной подзонах Западной Сибири.

Несколько иную картину для среднетаежных торфяников отмечают Ф.З. Глебов и Л. Карпенко (Глебов, 1988; Глебов, Карпенко, 1989; Карпенко, 1996): в торфяниках среднего Приобья и Тугуланской котловине приенисейской Сибири скорость торфонакопления в целом снижалась и имела максимум в атлантический и бореальный периоды голоцена.

Анализ скорости торфонакопления в болотах Карелии содержится в работе Г.А. Елиной (1981). Ею отмечен максимум в начале атлантического периода (1 – 1,2 мм/год) и минимум в суббореальный период (0,5 – 0,63 мм/год).

Для построения перспективных моделей изменения скорости торфонакопления важным является и выявление причин ее изменчивости. Среди причин, вызывающих периодические изменения скорости торфонакопления, основной, по общему признанию, является климат. Однако здесь нет единого мнения. Ф.З. Глебов (1988) считает, что скорость торфонакопления снижается в ксеротермические периоды (теплые и сухие), когда процессы лесообразования начинают преобладать над процессами болотообразования. В то же время Н.А. Хотинский (1989) считает общепризнанным, что скорость торфонакопления возрастает во влажные периоды, когда климат смягчается (Хотинский, 1989) и снижается в периоды похолоданий и возрастания континентальности.

Помимо варьирования скорости торфонакопления наблюдаются и ее закономерные изменения. Ф.З. Глебов (1988) отмечает, что скорость торфонакопления в таежной зоне закономерно снижается не только за счет влияния климата, но и за счет уменьшения возможности расширения болот по мере заполнения депрессий рельефа. Автор отмечает и показывает на примере моделей, что снижение скорости торфонакопления сопровождается усилением лесообразовательного процесса, который может стать настолько доминирующим, что процесс разблачивания станет необратимым.

Другие причины закономерного снижения скорости объясняются с использованием модели акротельма<sup>1</sup> – катотельма<sup>2</sup> (Climo, 1984; Belyea, Warner, 1996). Согласно авторам, в верхнем деятельном слое (в акротельме) происходит интенсивное разложение торфа. То, что остается, с течением времени переходит в нижние мертвые слои торфяника (в катотельме). В катотельме также идет разложение торфа, но существенно медленнее. Объем биомассы, переходящей из акротельма в катотельм, за минусом того, что разлагается в самом катотельме, обеспечивает его

---

<sup>1</sup> Акротельм – (acrotelm – Ingram, 1978) аэрируемый верхний слой торфа мощностью около 50 см с подвижной водой, в котором разложение торфа происходит с наибольшей скоростью. Аналог деятельного слоя по К.Я. Иванову (1958, 1978).

<sup>2</sup> Катотельм – (catotelm – Ingram, 1978) слабоаэрируемый слой торфа, залегающий ниже акротельма, в котором процессы разложения торфа минимальны и биологическая активность близка к нулю.

прирост по массе. С течением времени мощность катотельма становится велика настолько, что суммарное разложение торфа по всей толще катотельма компенсирует объем поступающего вещества из акротельма. В этот момент, по мнению автора, рост торфяника в высоту прекращается. Таким образом, снижение скорости торфонакопления по мере развития торфяников объясняется простой системой сообщающихся слоев торфа без привлечения внешних причин.

Разумеется, прямое использование имеющихся сведений по скорости торфонакопления в оценочных моделях едва ли возможно. Вместе с тем к настоящему времени уже накоплен некоторый материал по радиоуглеродным датировкам торфяников, который постоянно пополняется и доступен для обобщения. Это позволило построить некоторый средний ряд изменений скорости торфонакопления в голоцене для таежной зоны Западной Сибири.

Такой ряд несомненно имеет определенную предсказательную ценность, но он основан на недостаточном большом числе наблюдений, чтобы исключить случайные вариации и локальные различия торфяников. Имеющиеся данные не обеспечивают надлежащей статистической точности. Для того чтобы убедиться в неслучайном характере временного ряда изменений скорости торфонакопления, необходимы иные методы. Для этой цели проведено следующее:

- 1) построены аналогичные ряды для других районов Западной Сибири и Евразии, что позволяет провести сравнение и определить общие тенденции и закономерности;
- 2) проведен анализ связи скорости торфонакопления с климатом, что позволяет построить качественную модель взаимодействия климата и торфонакопления в северных регионах Западной Сибири,
- 3) проведен стратиграфический анализ северных торфяников для определения типов растительных сообществ, соответствующих определенным стадиям торфонакопления и его современному состоянию.

## **Временные ряды**

Для построения временных рядов изменений скорости торфонакопления по литературным данным (Величко, 1994; Глебов, 1988; Горецкий, 1992; Дервиц, 1966; Елина, 1981; Жуков, 1977; Золиксон, 1971; Илометс М.А.; Ильвейс и др. 1974; Карпенко, 1996; Климанов и др., 1987; Левина и др., 1987; Нейштадт, 1977; Фирсова, Орлова 1985 ; Хо-

тинский, Климанов, 1985; Хотинский, 1977) собрана коллекция радиоуглеродных датировок из разрезов торфяников. Сюда вошли разрезы, описанные для европейской части России, зарубежной Европы и азиатской части России, описанные в различных подзонах, от лесостепи до Арктики. Всего было проанализировано 69 разрезов.

Отбирались преимущественно те разрезы, для которых было получено, по меньшей мере, две радиоуглеродные датировки. В ходе анализа из множества разрезов по разным причинам было исключено 15 разрезов – в основном горные торфяники и торфяники с явно аномальными высокими или низкими скоростями торфонакопления. Таким образом в конечную обработку вошло 54 разреза.

Все разрезы были разбиты на несколько групп:

- **Внеарктическая Евразия (ES)** – 22 разреза из торфяников умеренных широт Европы и Дальнего Востока, исключая Западную Сибирь;
- **Северная Евразия (EN)** – 7 разрезов из торфяников северной тайги, лесотундры и тундры, исключая Карелию и Западную Сибирь;
- **Карелия (K)** – 8 разрезов выделены в отдельную группу из торфяников Карелии (Елина, 1981);
- **Юг Сибири (SS)** – 6 разрезов из торфяников лесостепи и южной тайги Прииртышья;
- **Тайга Сибири (ST)** – 6 разрезов из торфяников средней и северной тайги центральной и приенисейской части Западной Сибири;
- **Север Сибири (SN)** – 5 разрезов из северной тайги, лесотундры и тундры центральной и приенисейской частей Западной Сибири.

Все приросты торфяной залежи, рассчитанные Г.А. Елиной (1981), для Карелии примерно в 2 раза превышают средние приросты для севера Евразии, хотя общая тенденция изменения приростов в течение голоцена здесь оставалась сходной с ними. Это послужило основанием для выделения карельских разрезов в отдельную группу.

Основой выделения групп торфяников по Сибири послужили построенные для них временные профили разрезов (рис. 1). Классификация торфяников по временным профилям не всегда строго следует зональному делению, но в целом хорошо укладывается в нее. Группы *a* и *d* не вошли в последующую обработку. Группы *b*, *v* и *z* в дальнейшем обозначены как *SS*, *ST* и *SN*.

По каждому разрезу на периоды между радиоуглеродными датировками рассчитывался средний прирост торфяной залежи по мощности. Так как периоды между датировками были различны, в целях обеспечения

сравнимости рядов все они были приведены к единому масштабу. Для этого шкала времени была разбита на равные интервалы. Каждому интервалу времени из каждого разреза сопоставлялся прирост торфяника по мощности, соответствующий тому периоду, куда попадает выбранный интервал. Таким образом, по каждому разрезу были получены равнопромежуточные временные ряды приростов на период торфообразования.

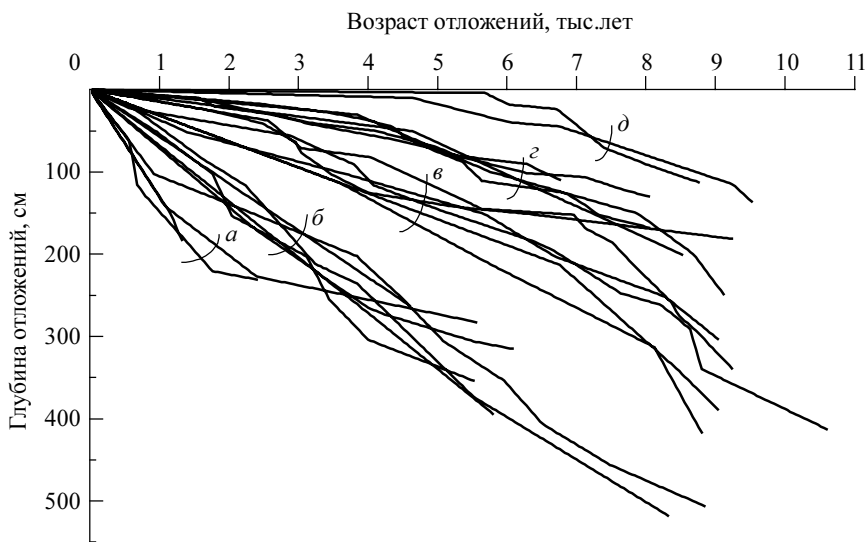


Рис. 1. Временные профили торфяников Сибири. Условные обозначения: *а* – приозерные торфяники лесостепи и степи Западной Сибири (Новосибирская область); *б* – торфяники лесостепи (Новосибирская область) и южной тайги (Прииртышье) Западной Сибири (SS); *в* – торфяники средней тайги Западной Сибири (Тюменская, Томская области и Красноярский край) (ST); *г* – торфяники северной тайги и лесотундры Западной Сибири (Тюменская область и Красноярский край) (SN); *д* – торфяники лесотундры Западной Сибири (Красноярский край)

Величина интервала разбиения временной шкалы эмпирически выбрана 40-летней. Выбор слишком малого интервала приводит к чрезмерно длинным рядам, что неоправданно усложняет расчеты. Выбор слишком большого интервала также опасен. Временной интервал между датировками может быть сколь угодно малым. Если он попадает внутрь 40-летнего интервала, вариации прироста, которые выявляются при этом, могут быть потеряны.



По каждой группе разрезов для каждого временного интервала рассчитывались средние арифметические приростов торфяников по мощности. Ввиду малого числа разрезов в группе стандартные ошибки определения средних не вычислялись. Более серьезная причина игнорирования стандартных ошибок связана с тем, что ошибки самих определенных среднего прироста по радиоуглеродным датировкам заведомо намного их превышают. Можно указать несколько источников таких ошибок.

**Систематические ошибки радиоуглеродного датирования** зависят от объема анализируемого образца и его возраста. По множеству проанализированных датировок систематические ошибки, как правило, составляют от нескольких десятков до сотен лет. Как это отражается на среднем приросте, легко показать на примере. Э.М. Зеликсон (1971) по данным Б. Фредскилля приводит датировки по торфянику Сермермиут из Западной Гренландии. Торфяник отличается резким возрастанием скорости торфонакопления в период от 2330 до 2350 лет назад на глубинах соответственно 420 и 600 см. Это дает оценку скорости торфонакопления на этот период 9 мм/год при средней скорости за период от 1 910 до 2 830 лет назад – 0,66 мм/год. Датировки на глубинах 420 и 600 см имеют систематические ошибки в  $\pm 60$  лет. Следовательно, истинная средняя скорость торфонакопления в период от 2 330 до 2 350 лет назад будет лежать в диапазоне от 1,29 до бесконечности или может быть даже отрицательной. Таким образом, оценка скорости торфонакопления, определяемая по радиоуглеродным датировкам, весьма и весьма приближительна, а систематическая ошибка радиоуглеродного датирования в несколько десятков лет определяет гигантский диапазон неопределенности при оценке прироста торфяников по мощности.

**Несистематические ошибки радиоуглеродного датирования** связаны с различного рода природными процессами, изменяющими концентрацию  $^{14}\text{C}$  в ископаемых органических остатках или последовательность их залегания в разрезах. Весьма обычен случай, когда вышележащие отложения датируются более старым возрастом, а нижележащие – более молодым (см. например: Стариков, Жидовленко, 1981; Хотинский, Климанов, 1985). В этих случаях оценка скорости торфонакопления становится бессмысленной. Такая реверсия дат обнаруживается легко. В случаях же, когда реверсии дат не выявлено, обнаружить такие ошибки невозможно и потому неизвестно, сколько их включено в анализируемые разрезы.

**Ошибки определения скорости современного торфонакопления** не связаны с ошибками собственно датирования. Определение скорости торфонакопления верхних слоев торфа производится в интервале от современности до даты, полученной по верхнему образцу. Сравнить эту скорость со скоростью накопления нижележащих слоев опасно. Во-первых, верхние слои торфа в лесной зоне, как правило, менее спрессованы и мало разложены. Поэтому скорость торфообразования, определенная для них, всегда завышена. Подъем кривой скорости торфонакопления в последние 200, 500 или 1 000 лет следует интерпретировать с крайней осторожностью. Во-вторых, существует возможность эрозии и деградации верхнего слоя торфяной залежи. Определить величину «смытого» верхнего слоя не представляется возможным. В этом случае скорость торфонакопления верхнего слоя окажется существенно заниженной. Единственный способ избежать ошибок – просто исключать подобные случаи из анализа. Тем не менее, сохраняется возможность того, что древние слои эрозии торфа и перерыва торфонакопления перекрыты более молодыми слоями торфа. Выявление этих стратиграфических границ представляет определенную трудность и здесь также кроется одна из неустраняемых ошибок.

**Ошибки осреднения** другого рода и связаны с особенностью математической обработки. Они возникают по той причине, что средняя скорость торфонакопления, вычисленная для некоторого интервала между датировками, скрывает истинное варьирование скорости в этом интервале. В том случае, когда истинная скорость торфонакопления изменяется однонаправленно, например, возрастает, средняя скорость завышает оценку в начале и снижает ее в конце интервала оценивания, хотя в целом для интервала является точной. Однако такое завышение и занижение по краям интервала накапливается при определении средней скорости торфонакопления по нескольким разрезам (рис. 2).

Несмотря на столь высокую неопределенность оценки скорости торфонакопления по радиоуглеродному датированию не следует отказываться от ее анализа вообще. Обзор основных типов ошибок сделан, главным образом, для того, чтобы уберечься от абсолютизации построенных рядов скорости торфонакопления и подчеркнуть необходимость обработки массового материала. Следует признать, что построенные ряды на основе 5 – 7 разрезов не в полной мере удовлетворяют этому требованию, но все же, следует надеяться, отражают реальный ход процессов.

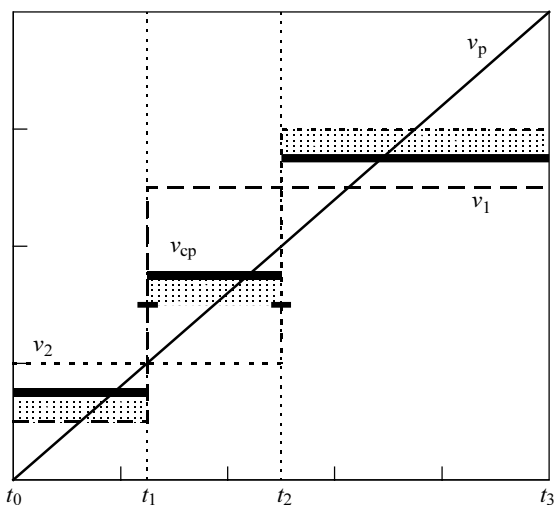


Рис. 2. Вычисление средней скорости торфонакопления по двум разрезам и ошибки определения. Условные обозначения:  $t_0$  и  $t_3$  – начало и конец интервала оценивания,  $t_1$  и  $t_2$  – датировки в двух различных разрезах,  $v_p$  – изменение скорости торфонакопления, одинаковое в обоих разрезах,  $v_1$  – точная средняя скорость торфонакопления, определенная для разреза 1 на интервалах  $t_0 - t_1$  и  $t_1 - t_3$ ,  $v_2$  – точная средняя скорость торфонакопления, определенная для разреза 2 на интервалах  $t_0 - t_2$  и  $t_2 - t_3$ ,  $v_{сп}$  – средняя скорость торфонакопления, определенная по двум разрезам на интервалах  $t_0 - t_1$ ,  $t_1 - t_2$  и  $t_2 - t_3$ , заштрихованная область показывает невязку, возникающую при осреднении на этих интервалах

Последующий анализ построенных рядов по группам включал в себя сглаживание, выделение трендов, корреляционный анализ, автокорреляционный анализ и анализ спектральной плотности.

**Сглаживание** – один из необходимых этапов обработки временных рядов, необходимый для выделения основных и срезания случайных элементов варьирования. **Выделение трендов** – сходный процесс, необходимый для выявления общего направления изменения процесса. Как в первом, так и во втором случаях широко употребляются методы аппроксимации с использованием полиномов различной степени, здесь, однако, имеется большой произвол при выборе степени полинома. Более естественным и простым методом является сглаживание скользящими средними.

При сглаживании скользящими средними для середины каждой группы элементов ряда длиной  $n$  рассчитывают или простую среднюю арифметическую этих элементов, или взвешенную среднюю. В последнем случае каждый элемент группы умножается на некоторый весовой коэффициент, а сумма таких произведений делится на сумму коэффициентов. Весовые коэффициенты подбираются таким образом, чтобы набор элементов в каждой группе аппроксимировался полиномом некоторой степени. М. Кендалл и А. Стюарт (1976) предлагают целый набор таких коэффициентов для полиномов степени 3 и 5 для групп, содержащих от 5 до 21 точки. Они отмечают также, что, увеличивая количество точек в группе осреднения, весовые коэффициенты быстро растут, и это становится мало удобным при расчетах.

Альтернативой использования весовых коэффициентов является многократное повторное сглаживание ряда простой средней арифметической. Этот метод использован при выделении трендов и сглаживании рядов, полученных по каждой группе разрезов. Скользящие средние каждый раз вычислялись по 7 точкам. Так как каждая точка отвечала временному интервалу в 40 лет, сглаживание велось на интервале 280 лет. Вычисление на краях ряда велось соответственно по 5 точкам (для третьего от края элемента) и по трем точкам (для второго от края элемента). Крайние точки оставались без изменений.

Применяя указанный процесс сглаживания к одному и тому же ряду многократно, при бесконечном числе итераций можно получить прямую, аппроксимирующую этот ряд и проходящую через две крайние точки исходного ряда. Это является недостатком, если процесс сглаживания применять непосредственно к ряду приростов. Можно поступить и иначе.

Указанная выше процедура при сглаживании применялась не непосредственно к ряду приростов торфяной залежи, а к идеальному временному профилю торфяной залежи, построенному на этом ряде. В этом случае неизменность крайних точек ряда служит преимуществом. Действительно, глубина залежи и ее возраст (нижняя точка ряда) должны в процессе осреднения оставаться неизменными. То же самое справедливо и для верхней точки ряда, отвечающей настоящему времени и нулевой глубине залежи. Последовательное сглаживание такого ряда постепенно приводит к его выпрямлению. На временном профиле разреза это малозаметно (рис. 3, А), но на графике приростов торфяной залежи весьма ошутимо (рис. 3, Б).

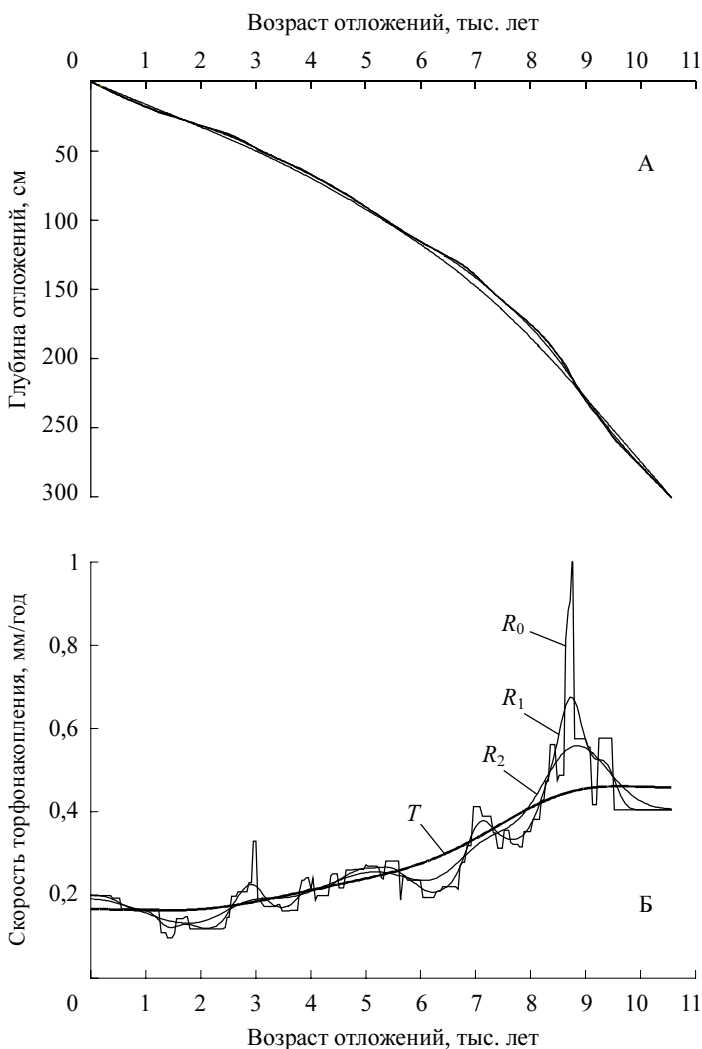


Рис. 3. Сглаживание и выделение тренда для ряда приростов по объединенной группе разрезов севера и тайги Сибири ( $SN + ST$ ). А – временной профиль разреза, Б – ряд приростов. Ломаная кривая ( $R_0$ ) – исходный ряд средних приростов, плавные кривые – результаты повторного сглаживания:  $R_2$  – после 4,  $R_1$  – после 32 и  $T$  – после 256 итераций (последняя выделена жирным)

В последующей обработке исходные ряды не использовались. Для каждой группы разрезов были выделены сглаженные ряды после четырех итераций ( $R_1$ ), после 32 итераций ( $R_2$ ) и после 256 итераций ( $R_3$ ). Для обеспечения равных условий сравнения и расчета корреляций все ряды были укорочены по длительности самого короткого ряда до 8 800 лет.

## Тренды и вариации

Ряды  $R_3$  послужили основой для описания трендов:  $T = R_3$ . Разница между рядами  $R_2$  и  $R_3$  послужила основой описания вариаций первого порядка:  $V_1 = R_2 - R_3$ . Вариации второго порядка определены как разница  $V_2 = R_1 - R_2$ . Сумма вариаций и тренда дает сглаженный ряд  $R_1 = V_1 + V_2 + T$ . Сглаженные ряды  $R_1$  (рис. 4) отражают общую динамику изменения скорости торфонакопления в голоцене.

Непосредственный анализ рядов скорости торфонакопления (рис. 4) показывает, что в современный период скорость торфонакопления снижается от южных районов к северным. В северных районах средняя скорость торфонакопления только в бореальном периоде превышала таковую в южных. Во всех остальных начиная с 8 000 лет южные торфяники росли быстрее северных. В лесотундре и северо-таежной подзоне Западной Сибири (рис. 4, Б) средняя скорость торфонакопления в течение последних 9 000 лет снизилась от 1 до 0,1 мм/год; в таежной зоне – от 0,9 до 0,3 мм/год; в южной части Западной Сибири возросла от 0,4 до 0,8 мм/год.

В этот же период за пределами Сибири (рис. 4, А) на севере средняя скорость торфонакопления снижалась от 0,75 до 0,15 мм/год и от 0,9 до 0,6 мм/год – в Карелии. В южной части скорость возросла от 0,35 до 0,6 мм/год.

Абсолютный максимум торфонакопления в северных регионах, как в Сибири, так и за ее пределами, наблюдался в середине и в конце бореального периода (9 000 – 8 000 лет назад). Скорость торфонакопления в лесотундре (рис. 4, Б) временно возрастала, но уже не так сильно, в начале атлантического периода (7 000 лет назад), в конце атлантического периода (климатический оптимум – 6 000 – 4 000 лет назад) и еще менее – в середине субатлантического периода (1 700 – 1 500 лет назад). В таежной зоне локальные максимумы торфонакопления наблюдаются в суббореальном периоде около 3 000 и 4 000 лет назад.

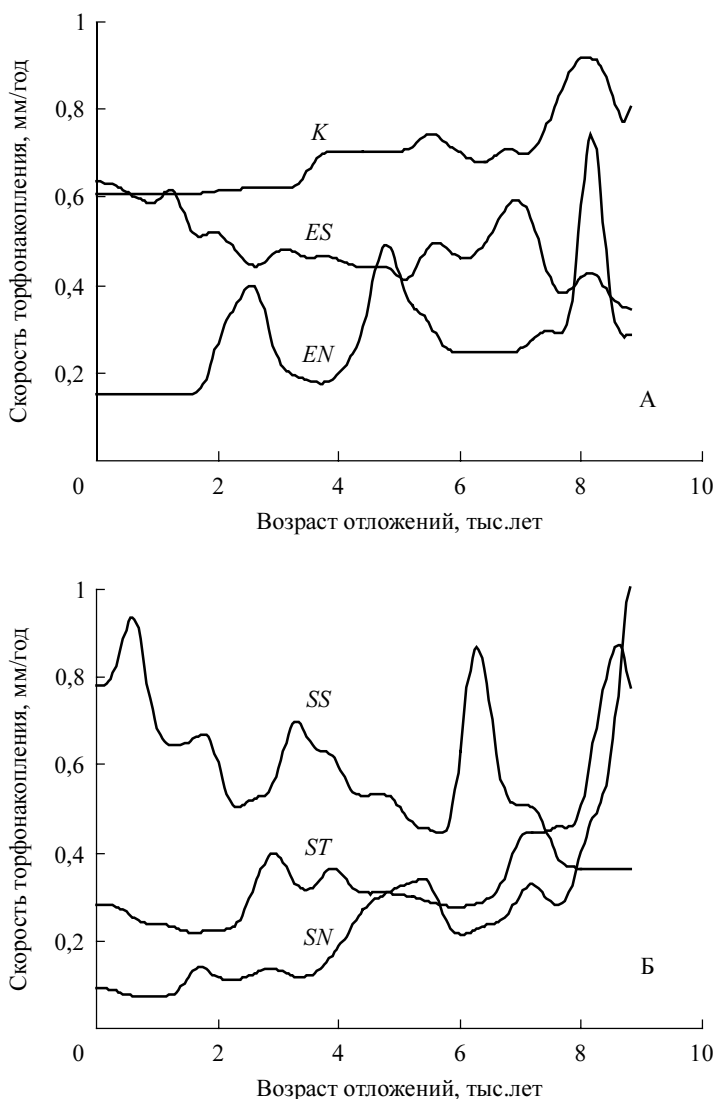


Рис. 4. Скорость торфонакопления в голоцене. Сглаженные ряды  $R_1$ . А – Евразия без Сибири. Б – Сибирь. Условные обозначения: *ES* – Внеарктическая Евразия, *EN* – Север Евразии, *K* – Карелия, *SS* – Юг Сибири, *ST* – Тайга Сибири, *SN* – Север Сибири

На юге Сибири скорость торфонакопления варьировала существенно больше. Выделяются по меньшей мере три периода интенсивного торфонакопления: 6 500 – 6 000 лет назад, 4 000 – 3 000 лет назад и 800 – 400 лет назад («малый ледниковый период»). В период климатического оптимума – 6 000 – 4 000 лет назад, скорость торфонакопления была низкой, хотя и выше, чем на юге.

За пределами Сибири на севере (рис. 4, А), помимо бореального максимума скорости торфонакопления, наблюдаются атлантический (в период оптимума – 6 000 – 4 000 лет назад) и суббореальный-субатлантический (3 000 – 2 000 лет назад). В эти периоды на юге за пределами Сибири скорость торфонакопления снижалась. В Карелии локальные максимумы скорости торфонакопления выражены слабо, но, тем не менее, выделяются в период климатического оптимума (6 000 – 4 000 лет назад).

Средние приросты по Карелии в 2 – 3 раза превышают приросты других северных районов Евразии. Чем это объясняется – неизвестно. Весьма возможны систематические ошибки определения радиоуглеродного возраста, но возможны и связи с региональными особенностями карельского климата. Тем не менее, общий тренд снижения приростов для них столь же очевиден, как и для других районов севера.

Для последующего анализа целесообразно обратиться к трендам и вариациям.

На совмещенном графике трендов, где отображены результаты сглаживания после 256 итераций (рис. 5), хорошо видно, что скорость торфонакопления для южных районов в целом возрастает. Это прослеживается как для Евразии в целом (*ES*), так и для Сибири (*SS*). Для северных районов, напротив, характерно снижение скорости торфонакопления. Эти выводы можно считать в достаточной мере достоверными, так как они подтверждаются сходством кривых для таежной и лесотундровой зон Западной Сибири (*ST*, *SN*), для Карелии (*K*) и Северной Евразии в целом (*EN*). Сходство настолько очевидно, что фактически нет нужды апеллировать к коэффициентам корреляции (табл. 1).

Вариации первого порядка (рис. 6) позволяют более отчетливо определить периоды снижения и повышения скорости торфонакопления. Синусоидальный характер кривых определяется методикой многократного сглаживания скользящими средними (Кендалл, Стюарт, 1976) и не связан с природой вариаций, но расположение максимумов и минимумов на шкале времени определяется исключительно природой изучаемого явления.



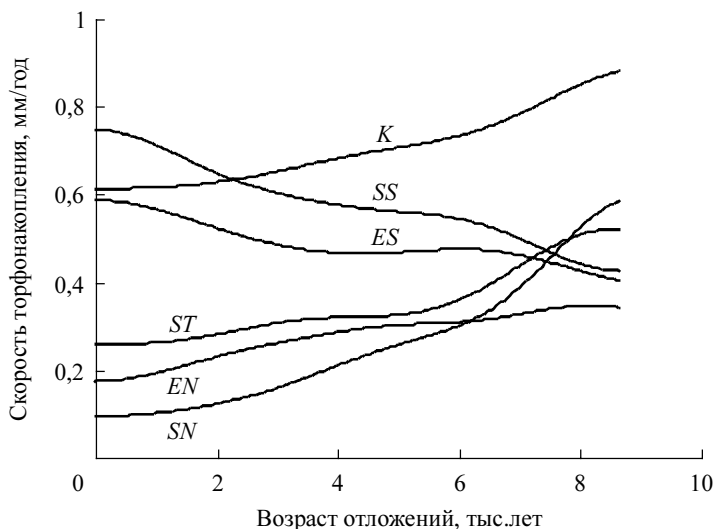


Рис. 5. Скорость торфонакопления в голоцене. Тренды  $T$ .  
Условные обозначения на рис. 4.

Таблица 1

**Коэффициенты парной корреляции между трендами ( $T$ ) скорости торфонакопления в голоцене для различных районов Евразии**

	$ES^*$	$EN$	$K$	$SS$	$ST + SN$	$ST$	$SN$
$ES$	1						
$EN$	-0,967	1					
$K$	-0,859	0,906	1				
$SS$	0,969	-0,984	-0,949	1			
$ST + SN$	-0,802	0,854	0,994	-0,912	1		
$ST$	-0,828	0,866	0,987	-0,929	0,991	1	
$SN$	-0,850	0,893	0,999	-0,942	0,996	0,988	1

\* Обозначения рядов см. на рис. 4 и в тексте.

Ориентируясь на кривые, отражающие варьирование севера и юга Евразии ( $EN$  и  $ES$ ), а также севера и юга Сибири ( $SN$  и  $SS$ ) и, частично, таежной зоны Сибири ( $ST$ ), по точкам их взаимного пересечения легко определить шесть почти синхронных периодов голоцена, в которых скорость торфонакопления в указанных регионах изменялась сходным образом.

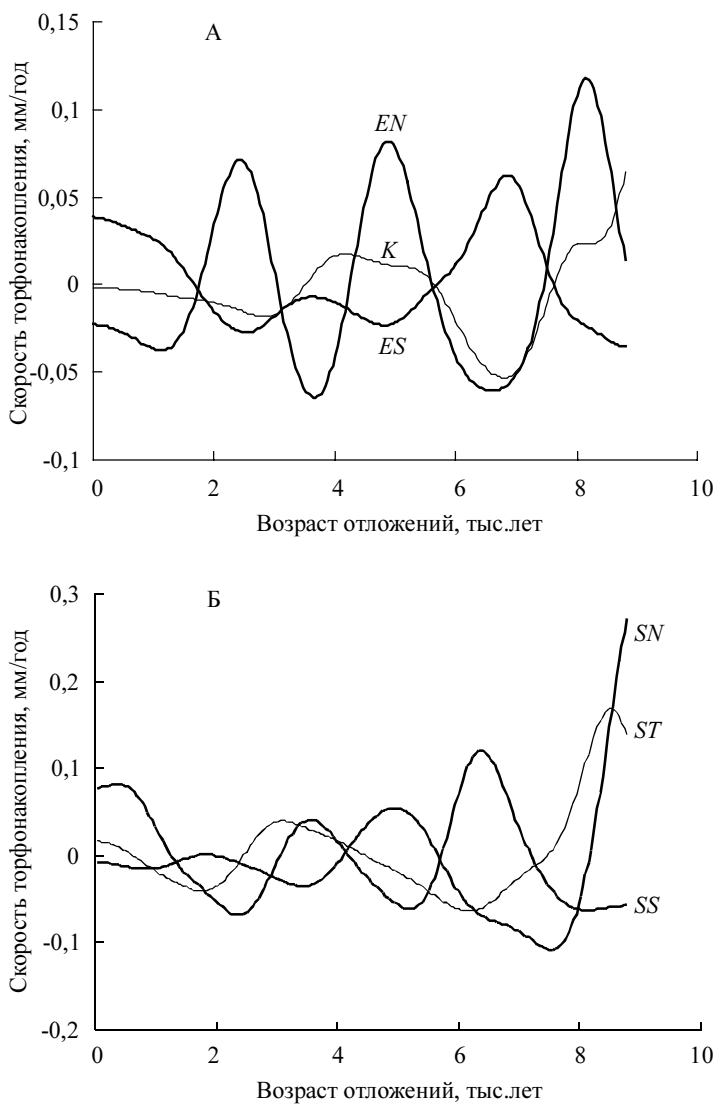


Рис. 6. Вариации скорости торфонакопления в голоцене первого порядка ( $V_1$ ). Условные обозначения на рис. 4

Максимумы скорости торфонакопления на севере совпадают с минимумами скорости торфонакопления на юге, и наоборот. Менее четко эти периоды выделяются в начале и конце голоцена, более четко – в середине. Менее четко эти периоды определяются по кривым таежной зоны Сибири и Карелии, более четко – по кривым контрастных по климату регионов севера и юга.

Противоположный характер варьирования кривых скорости на севере и юге подтверждают рассчитанные между ними коэффициенты корреляции (табл. 2). Все корреляции высокие и достоверные. Все отрицательные связи наблюдаются между северными и южными рядами вариаций. Все положительные связи – среди северных рядов и среди южных (*ES* и *SS*). Это говорит о зональном характере вариаций (как и трендов).

Таблица 2

**Коэффициенты парной корреляции между вариациями первого порядка ( $V_1$ ) скорости торфонакопления в голоцене для различных районов Евразии**

	<i>ES</i> *	<i>EN</i>	<i>K</i>	<i>SS</i>	<i>ST+SN</i>	<i>ST</i>	<i>SN</i>
<i>ES</i>	1						
<i>EN</i>	-0,732	1					
<i>K</i>	-0,710	0,550	1				
<i>SS</i>	0,783	-0,831	-0,544	1			
<i>ST + SN</i>	-0,441	0,435	0,740	-0,331	1		
<i>ST</i>	-0,503	0,485	0,653	-0,389	0,811	1	
<i>SN</i>	-0,565	0,408	0,718	-0,412	0,783	0,505	1

\* Обозначения рядов см. на рис. 4 и в тексте.

Основные экстремумы на графиках вариаций второго порядка (рис. 7) соответствуют экстремумам вариаций первого порядка. Это остаточные вариации, связанные с тем, что при осреднении амплитуда варьирования сокращается и пики кривых срезаются. Тем не менее, кроме максимумов и минимумов, совпадающих на кривых вариаций первого и второго порядка, выявляются новые нюансы изменения скорости торфонакопления. Коэффициенты корреляции, рассчитанные между кривыми вариаций второго порядка (табл. 3), низкие. Сравнительно высокие положительные связи наблюдаются между вариациями в таежной и субарктической зонах Западной Сибири, между Карельскими и северными евразийскими рядами. Обращает на себя внимание наличие положительной связи между севером и югом Евразии (*ES*, *EN*).

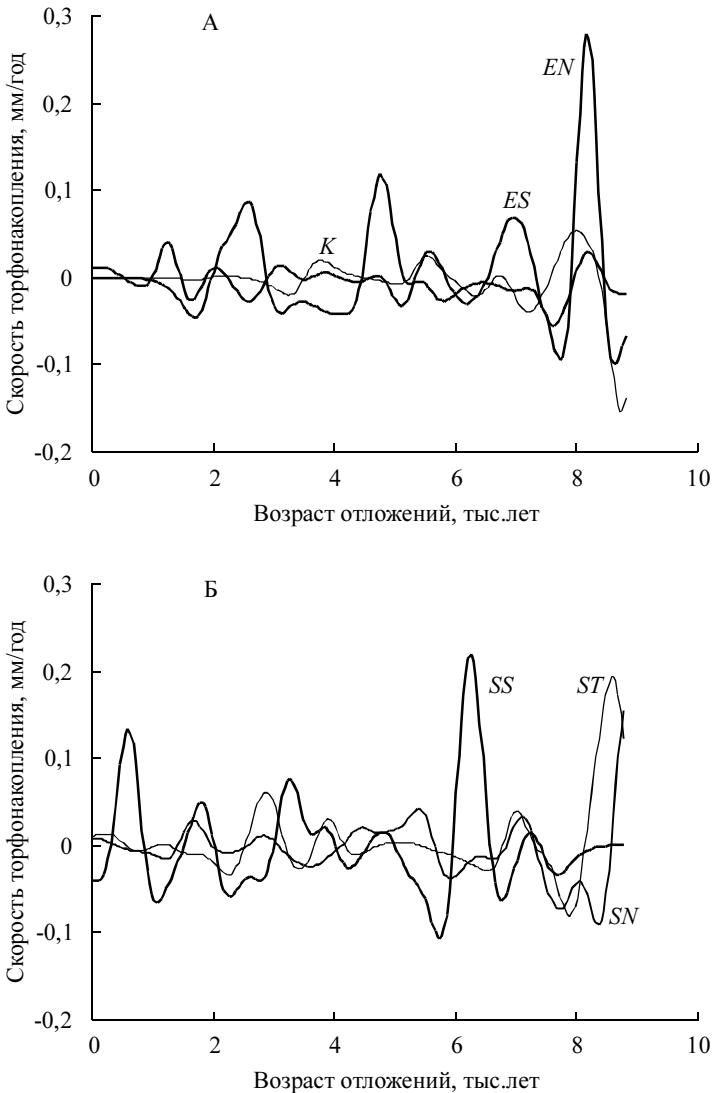


Рис. 7. Вариации скорости торфонакопления в голоцене второго порядка ( $V_2$ ). Условные обозначения на рис. 4

Таблица 3

Коэффициенты парной корреляции между вариациями второго порядка ( $V_2$ ) скорости торфонакопления в голоцене для различных районов Евразии

	<i>ES*</i>	<i>EN</i>	<i>K</i>	<i>SS</i>	<i>ST + SN</i>	<i>ST</i>	<i>SN</i>
<i>ES</i>	1						
<i>EN</i>	0,187	1					
<i>K</i>	0,085	0,394	1				
<i>SS</i>	-0,270	-0,069	-0,183	1			
<i>ST+SN</i>	0,179	-0,259	-0,780	-0,181	1		
<i>ST</i>	0,084	-0,156	-0,740	-0,059	0,860	1	
<i>SN</i>	0,119	-0,185	-0,508	-0,047	0,632	0,258	1

\* Обозначения рядов см. на рис. 4 и в тексте.

Сильные отрицательные связи обнаруживаются между севером Западной Сибири и севером Евразии и Карелии. Все это показывает региональный характер вариаций второго порядка.

Следует обсудить вопрос о возможной периодичности колебаний скорости торфонакопления.

### Периодичность

Для выявления того, имеют ли полученные ряды некоторую периодичность, использованы традиционно применяемые для этих целей методы спектрального анализа и автокорреляций (Кендалл, Стюарт, 1976).

Спектральный анализ проведен для сглаженных рядов скорости торфонакопления, свободных от трендов ( $R_1 - T$ ), по каждой из выделенных групп разрезов (рис. 8). Для этого использовалось преобразование Фурье, точнее, его дискретная аппроксимация по стандартным программам, составленным для персональных ЭВМ. Известно, что практически любую функцию можно с достаточной точностью описать как сумму гармоник. Если предположить, что ряды скорости торфонакопления во времени имеют некоторую периодичность, ее можно описать гармоническим членом вида

$$a_{\omega} \cos\left(\frac{2\pi\omega t}{N}\right) + b_{\omega} \sin\left(\frac{2\pi\omega t}{N}\right),$$

где  $N$  – длина ряда,  $t$  – момент времени,  $\omega$  – частота,  $a_{\omega}$ ,  $b_{\omega}$  – коэффициенты. Величина коэффициентов определяет амплитуду колебаний, а их отношение – фазу колебаний соответствующей частоты. Частота зада-

ется числом колебаний, укладываемых по длине ряда. Суммой достаточно большого числа гармоник для различных частот можно описать ряд с любой заданной степенью точности. Период колебаний с частотой 1 будет соответствовать длине ряда, с частотой 2 – половине длины ряда и т.д. Период колебаний с частотой 0 равен бесконечности. Гармонический член с частотой 0 определяется просто как постоянная, равная средней арифметической ряда. Так как здесь подвергнуты анализу ряды вариаций, то есть отклонений скорости торфонакопления от кривой тренда, свободный член должен быть равен нулю. В нашем случае, он отличен от нуля, хотя и достаточно мал. Это связано со способом выделения тренда методом повторного многократного сглаживания скользящими средними. Тем не менее, такой метод его выделения можно считать вполне приемлемым.

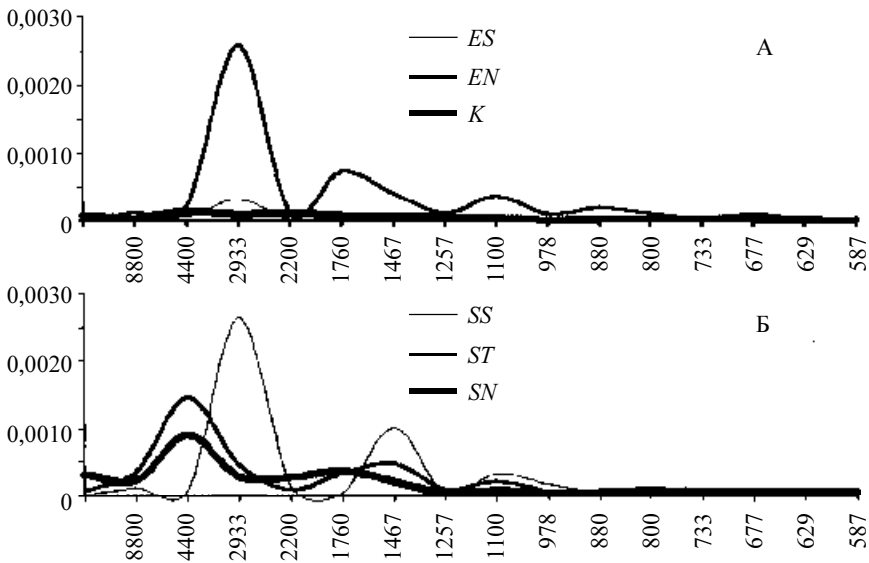


Рис. 8. Спектральная плотность  $W(\omega)$  для рядов, свободных от трендов ( $R_1 - T$ ). А – для Евразии за пределами Сибири, Б – для Сибири. Условные обозначения:  $ES$  – Юг Евразии,  $EN$  – Север Евразии,  $K$  – Карелия,  $SS$  – Юг Сибири,  $ST$  – Тайга Сибири,  $SN$  – Север Сибири. На абсциссе значения частот заменены соответствующими им величинами периодов в годах, на оси ординат значения  $W^2(\omega)$ . Функция  $W^2(\omega)$  дискретна, то есть ее не существует в промежутке между выделенными на оси абсцисс частотами (периодами). Гладкие линии в этом случае – лишь элемент графического оформления

Результатом спектрального анализа является определение спектральной плотности, которая, условно говоря, показывает, какова величина коэффициентов  $a_\omega$ ,  $b_\omega$ , для каждой из частот:

$$W(\omega) = \sqrt{a_\omega^2 + b_\omega^2}.$$

Если ряд действительно имеет некоторые колебания с периодом  $l$ , спектральным анализом выявится некоторая гармоника с частотой  $l/N$ , коэффициенты которой будут сравнительно велики по отношению к таковым для других частот. Это отразится на величине спектральной плотности для соответствующей частоты.

К недостаткам метода относится его дискретный характер. Спектральным анализом можно оценить только частоты, которые кратны длине ряда. Если в ряду имеется некоторая цикличность с периодом, длиннее имеющегося ряда, или с достаточно большим периодом, не укладывающимся целое число раз по длине ряда, спектральный анализ аппроксимирует ее или целым набором частот, которые могут не иметь ничего общего с визуальной оценкой ряда, или выявит близкие частоты, величины которых будут отличаться от реальной. Такие же результаты покажет спектральный анализ ряда, имеющего тренд.

Спектральный анализ часто используется для прогноза различных процессов, для которых высока вероятность цикличности. К сожалению, мы не можем использовать данный метод для прогноза скорости торфонакопления, так как в этом случае пришлось бы предполагать наступление перигляциальных условий послеледниковья следом за настоящим временем.

Автокорреляционный анализ прост и более понятен. Для оценки периодичности рассчитывают коэффициенты корреляции  $\rho(\tau)$  между членами ряда, отстоящими друг от друга на некоторую величину ( $\tau$ ), которая называется смещением, или лагом. Если в исследуемом ряду имеется некоторая цикличность с периодом  $l$ , при смещении ряда на эту величину максимумы и минимумы совпадут, что определит высокое значение коэффициента корреляции. Величина коэффициента корреляции покажет степень такого совпадения. Рассчитанные коэффициенты корреляции для последовательных смещений образуют коррелограмму. При определенных величинах смещения они образуют максимумы. Смещение в этих случаях соответствует длине выявляемого периода, а величина коэффициента корреляции показывает меру схожести отдельных его циклов друг с другом.

Проведенный спектральный анализ позволил определить два типа циклов – длительнопериодные, наиболее мощные, продолжительностью 3 000 – 4 500 лет и короткопериодные, слабые по мощности, продолжительностью 1 400 – 1 800 лет. Наиболее отчетливо периодичность порядка 3 тыс. лет выражена на юге Сибири и на севере Евразии. Ее легко обнаружить и непосредственно по рядам  $R_1$ . Менее очевидна периодичность на севере Сибири и в таежной зоне – порядка 4,5 тыс. лет. В целом, почти для всех рядов выделяется периодичность порядка 1 400 – 1 700 лет, но менее выраженная. Таким образом, скорости торфонакопления свойственна в первую очередь периодичность порядка 3 – 4 тыс. лет, а менее мощным вариациям отвечают циклы с периодом около 1 500 лет.

Долгопериодные циклы выделяются и по коррелограммам (рис. 9, А), определенным по этим же рядам, свободным от тренда. Короткопериодные циклы здесь не видны, что вполне объяснимо их малой мощностью. Более ярко и более точно долгопериодные циклы отражены вариациями первого порядка (коррелограммы для  $V_1$ , рис. 9, Б), а короткопериодные циклы – вариациями второго порядка (коррелограммы для  $V_2$ , рис. 9, В). Большая мощность длительнопериодных циклов подтверждается и здесь тем, что кривые коррелограмм, построенные по вариациям первого порядка (рис. 9, Б), практически повторяют кривые, построенные по сглаженным рядам (рис. 9, А). Анализируя коррелограммы, легко выписать примерные значения длительности периодов, свойственные варьированию скорости торфонакопления как по регионам, так и в целом по Евразии (табл. 4).

Таблица 4

**Длительность периодов варьирования скорости торфонакопления  
по регионам и в целом по Евразии**

Регион	Обозначение	Вариации 1 порядка ( $V_1$ )*	Вариации 2 порядка ( $V_2$ )**
Юг Евразии	<i>ES</i>	не опр.	<i>1 300</i>
Север Евразии	<i>EN</i>	<b>3 000</b>	2 200
Карелия	<i>K</i>	4 200	1 400
Юг Сибири	<i>SS</i>	<b>3 000</b>	<i>1 300</i>
Тайга Сибири	<i>ST</i>	4 500	1 400
Север Сибири	<i>SN</i>	4 100	1 700
Среднее по Евразии***		3 760	1 550

\*Жирным шрифтом выделены наиболее мощные циклы; \*\*курсивом выделены слабовыраженные циклы; \*\*\*среднее определялось без учета мощности спектра.



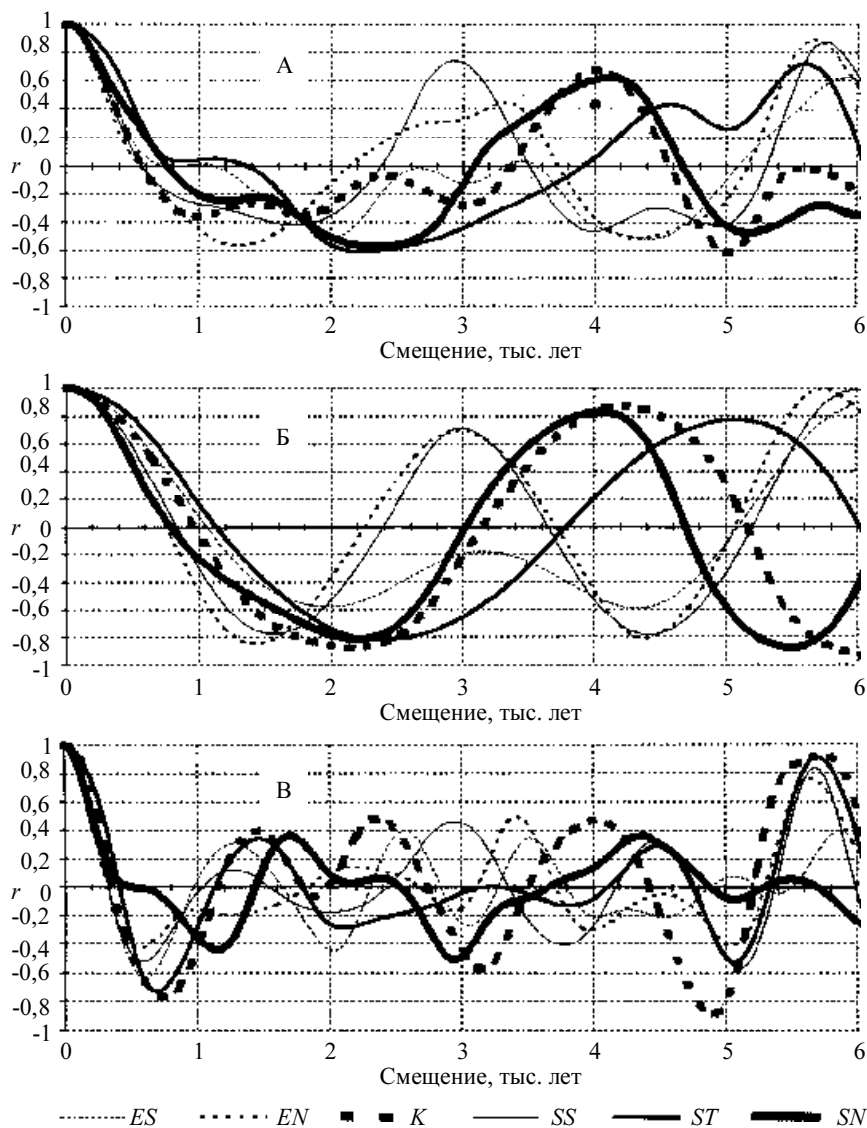


Рис. 9. Коррелограммы: А – для сглаженных рядов скорости торфообразования ( $R_1$ ), Б – для вариаций первого порядка ( $V_1$ ), В – для вариаций второго порядка ( $V_2$ ). Остальные обозначения см. рис. 8

Результаты проведенного анализа показывают, что выделенные вариации первого порядка обладают цикличностью порядка 3 800 лет. Вариации этого порядка доминируют и являются существенно более мощными в сравнении с вариациями второго порядка. Вариации второго порядка имеют длительность цикла порядка 1 600 лет. Эти вариации существенно меньше по амплитуде. Выявленная периодичность, несомненно, не связана с какими-либо внутренними процессами торфонакопления. Наиболее вероятная их причина – климатические вариации.

### Статистическая связь с климатом

Взаимные коррелограммы (Кендалл и Стюарт, 1976) используются для анализа связи между временными рядами, отражающими процессы, между которыми возможны взаимодействия, проявляющиеся через некоторый промежуток времени. Взаимные коррелограммы (cross-corellogramms) использованы, например, Д. Грином (Green, 1981) для оценки воздействия пожаров на количество древесной пыли в разрезах четвертичных отложений. Их естественно использовать и при анализе воздействия климатических переменных на скорость торфонакопления. Действительно, вариации скорости торфонакопления могут прямо не следовать температурным вариациям или вариациям увлажненности, а несколько запаздывать. Это предположение можно проверить, вычисляя парные коэффициенты корреляции между временными рядами климатических переменных и рядом скорости торфонакопления, постепенно смещая их относительно друг друга в обе стороны. Множество коэффициентов корреляции, в зависимости от величины смещения, образуют взаимную коррелограмму.

Так, определенные коэффициенты корреляции  $r_{x,y}(k)$  измеряют связь величин некоторого временного ряда  $X$  (здесь  $X$  – скорость торфонакопления) с величинами другого ряда  $Y$  (здесь  $Y$  – климатические переменные), которые смещены относительно величин  $X$  на некоторое время  $k$  в прошлое или будущее. Смещение  $k$  условно считается положительным, если климатические ряды сдвинуты относительно ряда прироста в будущее. Таким образом,  $r_{x,y}(k)$ , при смещении  $k > 0$ , оценивает влияние климата на последующие значения скорости торфонакопления. При нулевом смещении на взаимных коррелограммах размещаются обычные парные коэффициенты корреляции.

Между климатическими вариациями и скоростью торфонакопления возможно множество типов взаимодействия. Рассмотрим два из них: **запаздывание реакции** и **модуляция** скорости торфонакопления. В первом случае (рис. 10, А) при идеальной положительной связи скорость торфонакопления в точности повторяет климатическую кривую, но несколько позже, отставая на время  $k$ . Коррелограмма, отвечающая этому типу взаимодействия, имеет локальный положительный максимум в области положительных смещений. Максимум будет отрицательным, если предположить обратно пропорциональную связь скорости торфонакопления с климатической кривой, то есть коррелограмма станет перевернутой относительно оси  $x$ . Величина смещения этого максимума в точности соответствует величине запаздывания реакции. Коррелограмма симметрична и кроме основного максимума наблюдаются два отрицательных в половину меньшей амплитуды.

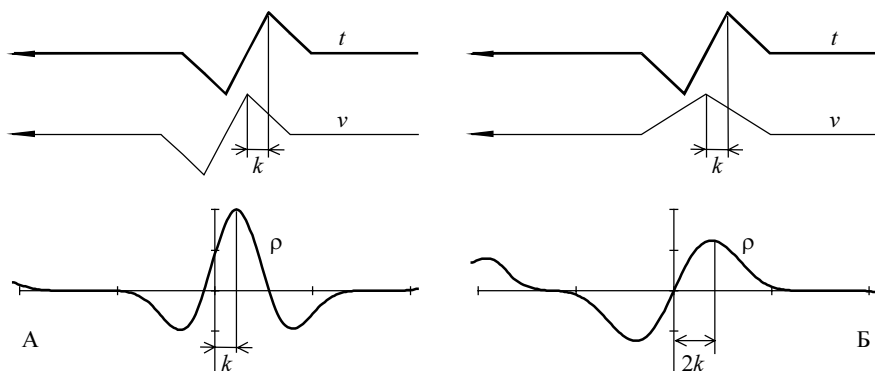


Рис. 10. Два типа взаимодействия климатических переменных ( $t$ ) и скорости торфонакопления ( $v$ ) и соответствующие им взаимные коррелограммы ( $r$ ): А – запаздывание при положительной связи, Б – модуляция без запаздывания при положительной связи;  $k$  – смещение, стрелками обозначено направление времени

Модуляцией при положительной связи назовем такой тип взаимодействия, когда в периоды положительных вариаций климата происходит постепенное увеличение скорости, а в периоды отрицательных вариаций – снижение скорости торфонакопления (рис. 10, Б). Взаимная коррелограмма, отвечающая этому типу взаимодействия, будет иметь форму, близкую к одиночной затухающей синусоидальной волне, имея одинаковые положительный и отрицательный максимумы. При поло-

жительной связи положительный максимум коррелограммы смещен вправо на величину  $\approx 2k$ , как показано на рис. 10, Б. Модуляция без запаздывания, показанная здесь, имеет симметричную коррелограмму. Когда же возрастание скорости торфонакопления запаздывает относительно вариаций климата, кривая корреляций будет сильнее смещена вправо, а левый минимум сместится ближе к ее центральной части.

В случае отрицательной связи, когда при положительных вариациях климата скорость торфонакопления снижается, а при отрицательных вариациях – увеличивается, коррелограмма будет инвертирована и положительный максимум смещен влево. Эксперименты на искусственных рядах позволяют сравнить различные варианты этого типа взаимодействия при положительной (рис. 11, А) и отрицательной (рис. 11, Б) связях. Отрицательная связь обнаруживается тогда, когда при положительных вариациях климата скорость торфонакопления постепенно снижается. Коррелограмма при отрицательной связи зеркально симметрична коррелограмме при положительной связи.

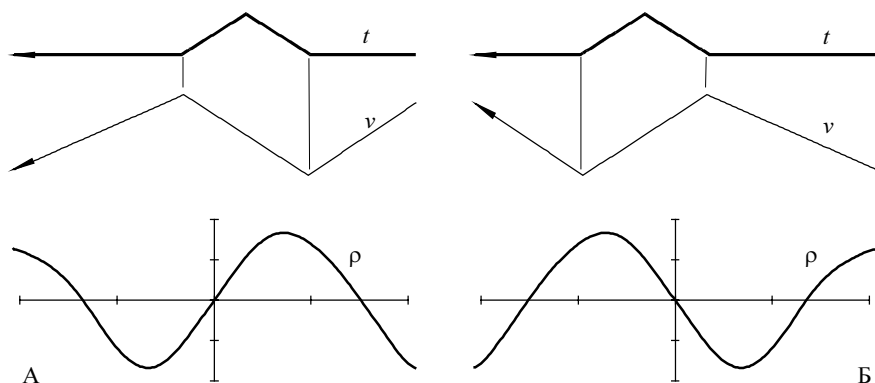


Рис. 11. Варианты модуляции скорости торфонакопления климатом при положительной (А) и отрицательной (Б) связи. Остальные обозначения см. рис. 10

Анализ взаимных корреляций проведен для рядов прироста торфяников и для лишенных трендов рядов вариаций прироста первого и второго порядков. В качестве климатических переменных взяты ряды температур в июле и ряды годового количества осадков (рис. 12), составленные для голоцена В.С. Волковой (Архипов, Волкова, 1994; Волкова и др., 1989).

Длина рядов ограничена 8,8 тыс. лет. Ряды были разбиты на отрезки по 40 лет, таким образом один ряд состоял из 220 наблюдений. Расчет корреляций при нулевом смещении проводился по полному набору пар, но при возрастании смещения в ту или другую сторону длина рядов, по которым определялась корреляция, сокращалась на  $k/40$  пар. При положительном смещении, то есть при сдвиге рядов климатических переменных в будущее, отсекались и соответственно не учитывались при расчете корреляций более древняя часть ряда приростов торфяников и противоположные части рядов климата. При отрицательном смещении терялась информация древней части рядов климата и молодая часть ряда приростов.

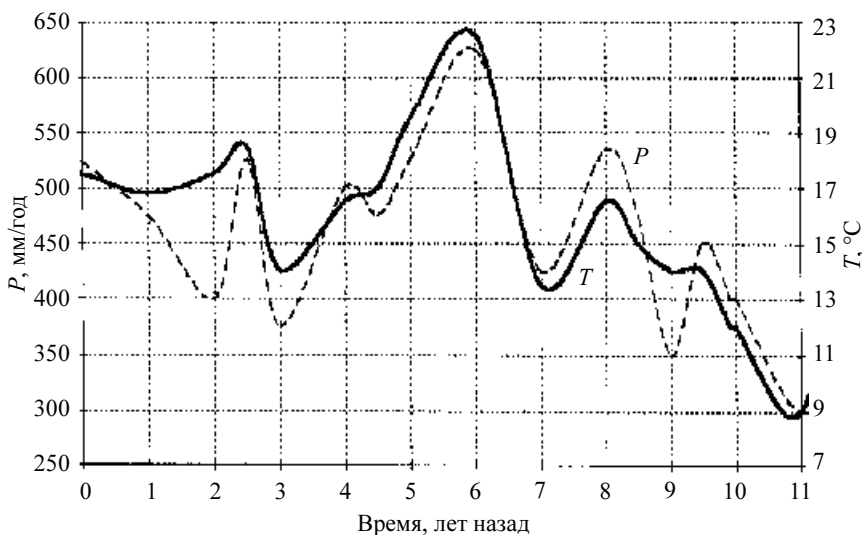


Рис. 12. Климатические кривые (Волкова и др., 1989).

Условные обозначения:  $T$  — температура июля,  $P$  — годовое количество осадков

Коррелограммы рассчитаны для небольшого диапазона смещений:  $\pm 2,5$  тыс. лет. Анализ больших смещений имеет мало смысла. С одной стороны, сокращается длина ряда и снижается ценность полученных значений коэффициентов. С другой стороны, определяемые коэффициенты корреляции при больших смещениях, хотя и велики (реальные значения достигают по модулю 0,8), отражают не реальную связь явле-

ний, а скорее сходство ритмики явлений (см. предшествующий раздел). При анализе взаимных корреляций большую ценность имеют ближайшие к нулевому смещению (к центру коррелограммы) экстремумы.

Корреляции ряда приростов торфяников лесотундры с климатическими переменными (рис. 13, левая колонка) при нулевом смещении близки к нулю, но постепенно возрастают и становятся положительными при положительном смещении. При этом связь с осадками ( $r \approx 0,6 - 0,7$  при  $k \approx 1,0$  тыс. лет) оказывается существенно выше, чем связь с температурой ( $\rho \approx 0,2$ ). Связь с осадками возрастает и при отрицательных смещениях, но в меньшей степени. Вариации как первого так и второго порядка обнаруживают более высокую связь с температурами ( $r \approx 0,6 - 0,7$ ), которая проявляется при положительном смещении  $k \approx 0,5 - 0,7$  тыс. лет.

Кривые коррелограмм в идеальном случае (см. рис. 13) должны быть гладкими. Здесь же при нулевом смещении имеется излом, который, по-видимому, связан с постепенным усечением сравниваемых рядов при сдвиге. Он особенно заметен в коррелограммах для лесотундры. Соответствующий ей ряд приростов торфа имеет резко выраженный максимум в древней части ряда.

В целом форма коррелограмм для лесотундры более или менее сходна с коррелограммами, отвечающими первому типу взаимодействия с запаздыванием  $0,5 - 1,0$  тыс. лет. Однако запаздывание реакции в скорости торфонакопления такой продолжительности трудно обосновать. Действительно, для изменения скорости торфонакопления требуется перестройка растительных сообществ, гибель древесного яруса или, напротив, его формирование. На реализацию всего этого в полной мере вполне достаточно  $150 - 200$  лет.

Следует учесть инерционность системы. Небольшие изменения климата первоначально могут не отразиться на поведении болот, имеющих достаточно мощную торфяную залежь. Последние могут обладать большим запасом устойчивости и отличаются высокой степенью саморегуляции. Чтобы удовлетворить модели запаздывания, следует предположить, что для накопления климатических изменений достаточной силы требуется около  $500 - 800$  лет. Эта оценка представляется сильно завышенной.

Таким образом, более адекватной для описания характера взаимодействия скорости торфонакопления и климата представляется модель модуляции.

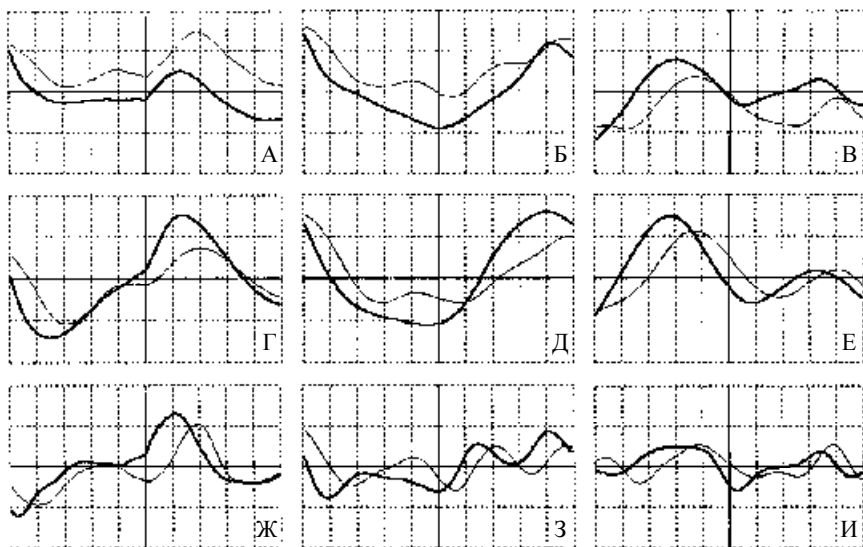


Рис. 13. Взаимные коррелограммы связи прироста торфяников по мощности в голоцене Западной Сибири с температурой в июле (жирные кривые) и годовым количеством осадков (тонкие кривые). Левая колонка (А,Г,Ж) – лесотундра, средняя колонка (Б,Д,З) – таежная зона, правая колонка (В,Е,И) – лесостепь. Верхний ряд (А,Б,В) – сглаженный ряд приростов, средний ряд (Г,Д,Е) – вариации первого порядка, нижний ряд (Ж,З,И) – вариации второго порядка. По оси ординат – коэффициенты корреляции,  $\pm 1,0$ . По оси абсцисс – смещение,  $\pm 2,5$  тыс.лет. Положительное смещение означает, что измеряется связь климатических переменных с будущими значениями прироста торфяников

Торфяники таежной зоны (рис. 13, средняя колонка) обнаруживают слабые корреляции скорости торфонакопления с климатическими переменными. Ближайшими к центру коррелограммы оказываются отрицательные экстремумы. Более высокие корреляции ( $r \approx 0,5 - 0,75$ ) обнаруживаются с вариациями первого порядка (3-тысячелетними) при положительном смещении 2 – 2,5 тыс. лет. Вариации первого порядка имеют и более высокие отрицательные корреляции при нулевом смещении. Вариации второго порядка (тысячелетний) обнаруживают слабую связь с климатом.

Коррелограммы для таежной зоны не отвечают ни одному из определенных выше типов взаимодействия. Более подходит вариант модуляции с запаздыванием на 0,5 – 0,7 тыс. лет, при котором левый отрица-

тельный максимум сдвинут в центр коррелограммы. Учитывая сравнительно большие по модулю отрицательные корреляции при нулевом смещении, можно говорить, что скорость торфонакопления или, по крайней мере, ее 3-тысячелетние вариации находятся практически в противофазе с колебаниями климатических переменных.

Скорость торфонакопления в лесостепи (рис. 13, правая колонка) в целом слабо связана с климатом и имеет отрицательный характер при нулевом смещении. Коэффициенты корреляции возрастают и становятся положительными при отрицательном смещении, причем связь с температурой здесь выше ( $r \approx 0,4$ ), чем связь с осадками ( $r \approx 0,2$ ). Существенно возрастание корреляций с вариациями скорости торфонакопления первого порядка ( $r \approx 0,5 - 0,75$ ), которые возрастают в области отрицательных смещений ( $k \approx 0,6 - 1,5$  тыс. лет.). Вариации скорости торфонакопления второго порядка низкие и имеют отрицательный максимум в области положительных смещений, близкой к нулю.

Коррелограммы для тысячелетних вариаций скорости торфонакопления в лесостепи (рис. 13, коррелограмма И) в целом соответствуют модели запаздывания при слабой отрицательной связи. Форма кривых на коррелограммах прироста и его вариаций первого порядка для лесостепи в некоторой мере является зеркальным отражением коррелограмм для лесотундры. В целом они соответствуют модели запаздывания, но запаздывания обратного, когда вариации скорости торфонакопления предшествуют вариациям климата. Такой факт, несомненно, нельзя интерпретировать как «предвидение» торфяниками грядущих климатических вариаций. По всей вероятности здесь проявляется модуляция при отрицательной связи, когда монотонное возрастание скорости торфонакопления в голоцене прерывалось положительными вариациями температуры, как это показано на схеме (рис. 11, Б).

К сожалению, нет возможности провести статистическое оценивание значимости коэффициентов корреляции. Формально проведение такой процедуры возможно, но тот факт, что сравниваемые ряды построены методом интерполяции, то есть их равнопромежуточный характер был обеспечен искусственным преобразованием, делает такое оценивание бессмысленным. Действительно, мы могли бы использовать промежутки в рядах не 40 лет, а мельче. В этом случае количество сравниваемых пар наблюдений должно было существенно возрасти, что изменило бы критерии значимости. Таким образом, критерии значимости, какие бы мы не применяли, зависели бы не от природы исследуемых случайных



величин, а от алгоритма построения сравниваемых временных рядов. Тем не менее, проведенный анализ позволяет обнаружить некоторые закономерности, по крайней мере, качественного характера. Это дает основание сформулировать выводы о взаимодействии климата и скорости торфонакопления на уровне гипотезы.

Вариации климата в голоцене, описываемые изменениями июльских температур и годовым количеством осадков, более всего отражаются на скорости торфонакопления северных и южных болот. Болота таежной зоны реагируют на вариации климата неоднозначно.

Скорость торфонакопления на севере Западной Сибири положительно связана с возрастанием летних температур и возрастанием годового количества осадков. В периоды их максимальных значений (климатические оптимумы) наблюдается постепенное увеличение, а в периоды минимумов температур и увлажнения (климатические пессимумы) – постепенное снижение скорости торфонакопления.

Скорость торфонакопления в лесостепи имеет отрицательную связь с температурой и увлажнением. Она возрастает в периоды климатических пессимумов и рстет в периоды климатических оптимумов.

Такой характер поведения скорости торфонакопления в лесотундре и лесостепи говорит о том, что кривые увлажненности, составленные В.С. Волковой, вероятнее всего, отвечают гумидным зонам Западной Сибири.

В периоды относительного повышения температур в гумидных зонах происходит увеличение увлажненности, что благоприятствует росту торфяников севера. В то же время в лесостепи происходит снижение увлажненности и усиление аридности климата, приводящее к обсыханию торфяников. Снижение увлажненности происходит или за счет сокращения количества осадков, или за счет увеличения испаряемости, или за счет того и другого.

В периоды относительного снижения температур происходит снижение увлажненности на севере. Наблюдается обсыхание торфяников с одновременным усилением мерзлотных процессов, что снижает скорость торфонакопления. В зоне лесостепи в это время происходит снижение испаряемости при одновременном увеличении количества выпадающих годовых осадков. Мерзлотные явления здесь не развиты. Все это способствует росту скорости торфонакопления.

Скорость торфонакопления в таежной зоне (в подзонах средней и южной тайги) неоднозначно реагирует на вариации климата. Это впол-

не естественно, так как они занимают географически промежуточное положение между торфяниками лесотундры и лесостепи. Достаточно ясной модели для объяснения изменчивости скорости торфонакопления в таежной зоне на основе анализа взаимных коррелограмм выработать не представляется возможным.

Проверим полученные выводы более детальным анализом отношений климата и торфонакопления.

### Палеоклиматический анализ

В предыдущем разделе показано, что скорости торфонакопления свойственна периодичность порядка 3 – 4 тыс. лет, наиболее выраженная вариациями первого порядка (см. рис. 6). Используя их, легко выделить периоды торфонакопления в голоцене, синхронные для севера и юга, для Сибири и Евразии. Этим периодам точнее будет соответствовать понятие фаз, так как в них происходит смена направлений изменения скорости торфонакопления. По длительности и смыслу они будут соответствовать полупериодам. В дальнейшем с понятием период мы будем понимать или просто некоторый отрезок времени, или период голоцена, определенный по Блитту – Сернандеру. Понятие фазы торфонакопления определим как период времени, в течение которого знак вариаций торфонакопления остается постоянным.

Анализ сразу нескольких кривых для их выделения, как это представлено выше (рис. 6), вызывает определенные трудности. Поэтому для упрощения дальнейших рассуждений построены два сводных ряда по объединенным выборкам юга ( $S = SS + ES$ ) и севера ( $N = EN + K + ST + SN$ ) (рис. 14, А). После их сглаживания и выделения тренда определены вариации первого порядка ( $V_1$ ) (рис. 14, Б). Кривые, которые им отвечают, находятся в противофазе, что легко позволяет определить 7 фаз торфонакопления, отвечающих нашему понятию. Нечетные фазы (I, III, V, VII) соответствуют периодам с максимумом скорости торфонакопления на юге, то есть в лесостепной и южно-таежной подзонах. Четные фазы (II, IV, VI) – периодам с максимумом торфонакопления на севере, то есть в тундровой, лесотундровой, средне- и северо-таежной подзонах. Нулевой период, отвечающий дриасу, нами не рассматривается. Даже для пребореального периода число разрезов и радиоуглеродных датировок в торфяниках крайне ограничено. Период после 9 тыс. лет охарактеризован по единичным разрезам, что видно по грубым ломаным кривым этой части графика.

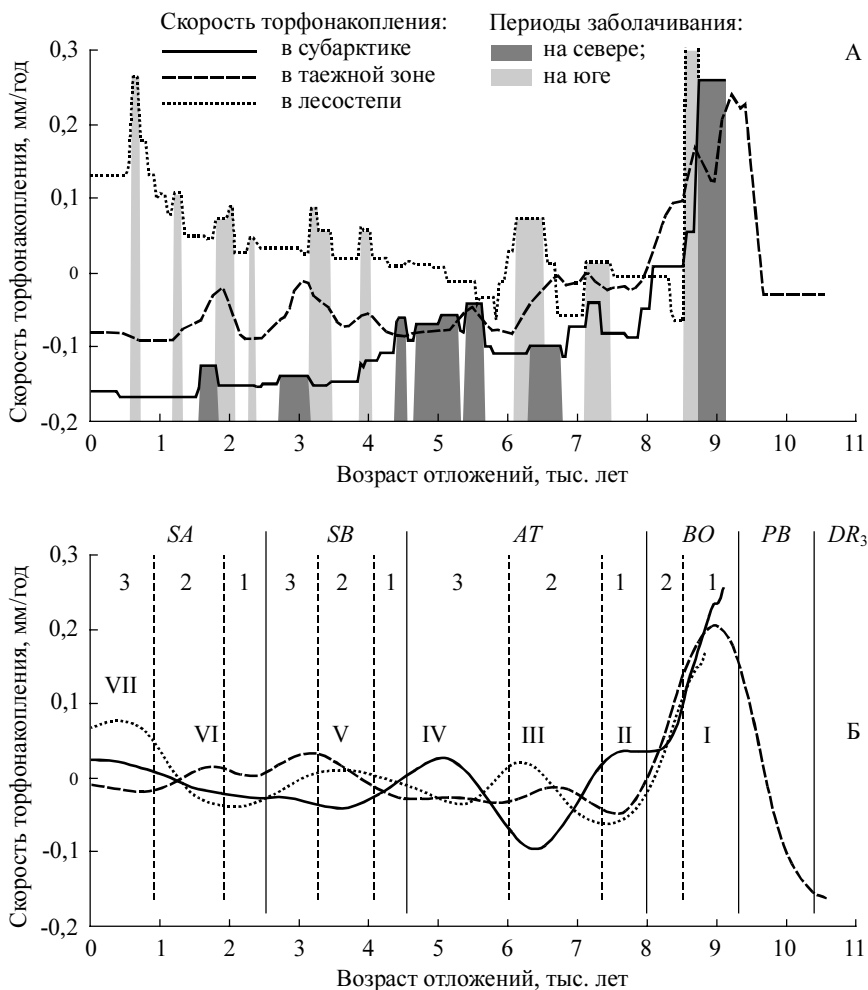


Рис. 14. Сводные кривые средней скорости торфообразования для севера и юга Евразии. А – скорость торфообразования для севера и юга Евразии, заштрихованы – периоды похолоданий (по литературным данным). Б – вариации первого порядка, определенные по сводным кривым, DR<sub>3</sub> – SA – периодизация голоцена по Блитту – Сернандеру, 1 – 3 – подразделение периодов согласно В.С. Волковой (1989), I – VII – фазы изменения скорости торфообразования, N – торфяники средней и северной тайги, лесотундры и тундры Евразии, S – торфяники южной тайги, лиственных лесов, лесостепи и степи Евразии

Обсуждение будет строиться на особенностях кривых скорости торфонакопления, показанных здесь (рис. 14) и выше (см. рис. 4 – 7). Ссылка на эти рисунки в дальнейшем приводиться не будет, если в этом не возникнет особенной нужды. Для удобства ориентации во времени обсуждение построено по периодам голоцена, соответствующим периодизации Блитта-Сернандера.

### Пребореальный период

Пребореальный период выделяется на отрезке 10 300 (10 500) – 9 300. Ему соответствует **фаза I** торфонакопления. В этот период наблюдаются максимум торфонакопления в наиболее древних торфяниках в зоне лиственных лесов Европы и Дальнего Востока (ряд *N*) (Величко, 1994; Хотинский, 1977; Ильвейс и др., 1974). Торфяных отложений этого периода почти нет, и приводимые сведения касаются большей частью органоминеральных отложений. Максимум торфонакопления совпадает с потеплением раннего пребореала. Климат был холоднее современного, происходит смена безлесных перигляциальных ландшафтов лесными. Развитие болот происходило в условиях постепенной деградации мерзлоты. Наличие водоупора и обильное увлажнение при ее вытаивании способствовали быстрому накоплению органических отложений в низинах и озерах. На севере происходит постепенная деградация перигляциальной растительности и, возможно, первое проникновение древесных растений. Этим периодом датированы отдельные сапропелевые отложения в Карелии. На севере Западной Сибири наиболее древние слои под торфяниками датируются 10 560 по древесине, однако осадконакопление преимущественно минеральное. На юге Западной Сибири болот нет.

Пребореальный период заканчивается похолоданием (10 000 – 9 500 лет назад), согласно Н.В. Кинд (1974, 1979), глобального характера. Северу, вероятно, была свойственна регенерация мерзлоты, формирование тундровой растительности. В разрезах таежной части Западной Сибири этим временем датируются суглинки.

### Бореальный период

Бореальному периоду соответствует **фаза II**. Время начала фазы – 9 500 лет. Окончание фазы приходится на начало атлантического периода ( $AT_1$ ) – 7 500 лет назад за пределами Сибири и 8 000 – 7 200 лет назад – в Западной Сибири.

Бореальным периодом датируется основание торфа большинства разрезов таежной и северо-таежной Сибири. Скорость торфонакопления в северных регионах в этот период намного превышает таковую на юге и достигает в среднем 0,8 – 1,1 мм/год. В отдельных разрезах торфонакопление носило катастрофический характер. Максимум торфонакопления на севере Сибири приходится на 8 500 – 9 000 лет, за пределами Сибири – на 8 000 – 8 200 лет. К концу периода скорость торфонакопления на севере за пределами Сибири резко падает, а на севере Западной Сибири достигает локального минимума, приходящегося на период 7 500 – 7 800 лет.

Климат этого времени (9 200 – 8 500 лет назад) в Сибири большинством исследователей считается теплым и связан с распространением лесных сообществ на севере, главным образом, ели и березы (Хотинский, 1977; Климанов, 1989). В основании торфяников на севере лежат древесные и древесно-пушициевые торфа (Пьявченко, 1963, 1971; Нейштадт, 1977; Глебов, 1988; Карпенко, 1996). На Енисее (Пьявченко, 1963, 1971; Кошкарлова, 1989) климат был, вероятно, даже теплее, чем современный, в Западной Сибири (Волкова, 1989; Жуков, 1977) климат этой фазы был, вероятно, холоднее современного и соответствовал условиям лесотундры или северной тайги, но теплее, чем предшествующий и последующий. Потепление, отвечающее этому периоду, заключено между двумя глобальными похолоданиями 9 500 и 8 300 лет назад (Кинд, 1979, 1969). Это говорит о том, что потепление между ними должно было быть достаточно резким, что отражено в отдельных вариантах климатических кривых (Архипов, Волкова, 1994; Волкова, 1996).

Влажность климата в этом периоде – наиболее противоречиво оцениваемый параметр. Ф.З. Глебов трактует этот период как ксеротермический, т.е. есть теплый и сухой. Сухость климата отмечается другими исследователями для приенисейской Сибири. Сухость климата основывается на высокой степени разложения торфов этого времени и на большом количестве остатков древесины. В то же время предположение о сухости климата плохо сочетается с данными о максимуме скорости торфонакопления, которые получены по данным из тех же разрезов. Так, в опорном разрезе Лукашкин Яр (Глебов, 1988), который наиболее детально изучен и интерпретирован, скорость торфонакопления за период 9 200 – 7 720 достигала 1,4 – 0,7 мм/год. То же самое наблюдается и в других разрезах этой зоны и севернее.

В эпоху первого похолодания (9 300 лет назад), в период не до конца установившейся зональности, а в Западной Сибири в стадии лесотунд-

ры и северной тайги на месте лесной зоны, вполне возможно происходила регенерация многолетней мерзлоты и тундровых условий. Резкое потепление на севере при наличии водоупора из многолетнемерзлых пород создало как нельзя лучшие условия для начала торфонакопления на севере лесной зоны. Увлажнение поверхности при таком сочетании факторов играло существенную роль, вне зависимости от того, увеличивалось ли количество осадков в это время или нет. Большинство торфяных разрезов, изученных в настоящей работе, имеют возраст именно этого времени. Становление болот в этот период, после похолодания 9 500 лет назад, по крайней мере, в Западной Сибири, происходило одновременно с распространением лесов, а не после них. В изученных разрезах среднетаежной части Западной Сибири (Глебов, 1988; Нейштадт, 1977; Жуков, 1977) ничто не говорит против этого. На маломощных торфах присутствие древесостая естественно. Ниже древесного торфа обычно залегают отложения хвощовых топей.

Последующее уменьшение скорости торфонакопления на севере, как в Сибири, так и за ее пределами, определенно связывается с похолоданием периода 8 300 – 7 900 лет, что в отложениях многих болот отмечается сменой древесного торфа сфагновым (Глебов, 1988; Глебов, Карпенко, 1989; Карпенко, 1996). Таким образом, по времени периоду интенсивного торфонакопления соответствует отложение древесно-пушицевого торфа, а периоду снижения скорости торфонакопления – отложение шейхцериево-сфагнового и сфагнового торфа.

В целом в бореальный период южным торфяникам свойствен был минимум торфонакопления, наиболее глубокий за весь период голоцена (0,3 – 0,35 мм/год). Только в конце бореала ( $BO_2$ ), в связи с похолоданием, скорость торфонакопления незначительно возросла (до 0,45 мм/год). Это говорит об аридизации климата в первую половину бореала и о его гумидизации во вторую половину в подзонах южной тайги, лиственных лесов и лесостепи.

В конце фазы, в начале атлантического периода (7 500 – 8 000) на юге скорость торфонакопления вновь снижается. Известно (Хотинский, 1977; Кинд, 1974), что бореальный период завершился новосанчуговским похолоданием 8 300 – 7 900 лет назад. В.С. Волкова в отрезке 6 500 – 7 200 лет выделяет новое похолодание. Между этими похолоданиями прошли сотни лет. Если эти похолодания не одно и то же, то между ними, весьма вероятно, был короткий период потепления. Это и нашло отражение в снижении скорости торфонакопления на юге (ари-

дизация), а также в повышении скорости торфонакопления на севере Западной Сибири (гумидизация). В этот же период (гумидизация и потепление) в таежной зоне и за пределами Сибири резко сократились темпы снижения скорости торфонакопления.

### Атлантический период

Середине атлантического периода ( $AT_2 - 7\ 400 - 6\ 000$  лет) соответствует **фаза III** торфонакопления ( $7\ 500 - 5\ 600$  лет назад). Верхняя граница периода ( $5\ 600 - 5\ 800$  лет) определяется как в Сибири, так и за ее пределами одинаково. В середине этого периода скорость торфонакопления на юге достигает максимума. В эту фазу на юге отмечается максимум средней скорости торфонакопления ( $0,8 - 0,9$  мм/год), который приходится на  $6\ 300 - 6\ 400$  лет. За пределами Сибири максимум ( $0,6$  мм/год) отмечается раньше –  $6\ 900$  лет назад. Следует отметить, что это касается, в основном, торфяников южной тайги. В лесостепи Западной Сибири и южнее торфяники еще не получили достаточного распространения. На севере Сибири и за ее пределами средняя скорость торфонакопления снижается до  $0,2 - 0,3$  мм/год и достигает минимума  $6\ 300 - 6\ 200$  лет назад.

Климат этого периода исследователями голоцена дифференцирован слабо. Как правило, этот отрезок времени рассматривается внутри общего продолжительного периода потепления атлантического времени (голоценовый оптимум). Тем не менее, максимум температур и влажности в лесной зоне Западной Сибири, согласно В.С. Волковой (1989), приходится на отрезок  $5\ 500 - 6\ 000$  лет. В.А. Климанов (1989) определяет оптимум в  $5\ 000$  лет. Таким образом, с максимумом потепления отчетливо идентифицируется не середина, а верхняя граница выделяемой фазы. То, что предшествовало этому в отрезке  $7\ 500 - 6\ 500$  лет В.С. Волкова (1989) определяет как похолодание, максимум которого приходится на  $6\ 500 - 7\ 200$  лет назад. В лесной зоне это сопровождалось развитием сфагновых болот и карликовой березки. Именно этому периоду отвечает максимум торфонакопления в южно-таежных торфяниках.

Вместе с тем, минимум торфонакопления на юге приходится не на период похолодания, а уже на начавшееся потепление. Похолоданию соответствует не минимум, а снижающаяся часть кривой скорости торфонакопления на севере. На юге снижение скорости торфонакопления, напротив, отвечает началу климатического оптимума голоцена – потеплению.

Период климатического оптимума (6 000 – 4 500 лет), обозначаемый В.С. Волковой как  $AT_3$ , захватывает окончание предшествующей фазы и большую часть **фазы IV**. Этот период характеризуется возрастанием скорости торфонакопления на севере Западной Сибири (в северной тайге и лесотундре до 0,3 – 0,35 мм/год) и на севере за ее пределами до 0,5 мм/год. В таежной зоне Западной Сибири вариации средней скорости торфонакопления не отмечены, лишь слабое повышение от 0,29 до 0,31 мм/год. Средняя скорость торфонакопления в лесотундре и в северной тайге Западной Сибири выше, чем в средней тайге. На юге этому периоду в целом соответствует минимум скорости торфонакопления, хотя она и не оставалась постоянной 0,4 – 0,5 мм/год.

Климат периода фазы IV – наиболее теплый в голоцене. Максимум потепления приходится на самое начало фазы (Волкова, 1989; Архипов, Волкова, 1994). На Енисее, в условиях континентального климата индекс сухости в 1,5 раза выше современного (Кошкарова, 1986, 1989). Аридизация климата отмечается в лесостепи Западной Сибири. Именно с этим отрезком времени (6 000 – 4 500 лет) связывается начало образования лесостепных болот, условия для которых возникали на месте обмелевших водоемов (Хотинский, 1977; Левина и др., 1987; Лисс и др., 1976).

В торфяниках лесной зоны Евразии с этим периодом связаны отложения древесного торфа, получившие название «пограничного горизонта» (Хотинский, 1977). В Сибири пограничный горизонт выражен слабее, но тем не менее выделяется в разрезах среднетаежных торфяников Западной Сибири и отличается высокой степенью разложения и насыщенностью древесиной. Он маркирован радиоуглеродными датами и привязан к периоду 5 500 – 5 200 лет. Ф.З. Глебов (1988) с этим периодом связывает ксеротермические условия.

Вместе с тем, именно в этом периоде в голоцене в северо-таежной подзоне и лесотундровой зоне Западной Сибири наблюдается максимум торфонакопления. То же характерно для Карелии. На севере Евразии за пределами Сибири наблюдается увеличение скорости торфонакопления (максимум наблюдается позже). В таежной зоне уменьшения скорости торфонакопления не зафиксировано. В разрезах среднетаежной части отмечается или локальный максимум торфонакопления (0,38 – 0,39 мм/год в период 5 600 – 4 700 лет в разрезе Лукашкин Яр), или тенденция к росту. Интенсивное торфонакопление этого периода отмечается и в приенисейских разрезах Западной Сибири (Карпенко, 1996). Таким образом, в этом периоде также отмечается рост скорости торфо-



накопления одновременно с возрастанием в торфе количества древесных остатков, как и бореальном периоде. По всей вероятности, образование древесных торфов в это время связано, скорее, с увеличением продуктивности биологических сообществ, чем с их обсыханием. Высокая степень разложения торфов, отлагаемых этим сообществами, говорит об увеличении биологической активности почвенной биоты, но количество поступающего в торф мертвого материала, вероятно, было столь велико, что даже после интенсивного их разложения мощность торфяного слоя была выше, нежели в предшествующий и последующий периоды.

Ускорение торфонакопления в таежной и лесотундровой зонах говорит и об увеличении влажности. Вряд ли в этом периоде переувлажнение почв было связано с деградацией мерзлоты, как это можно было объяснить в бореальном периоде. Скорее, следует согласиться с мнением, согласно которому повышение температур и изменение циклонической деятельности на севере влечет и увеличение количества осадков. Это отмечается не только для Сибири, но и для европейской части России (Волкова, 1989; Архипов, Волкова, 1994; Бляхарчук, Климанов, 1989; Елина, 1981 и др.). Таким образом, ксеротермические условия свойственны только лесостепной и степной областям и, вероятно, южной части Восточной Сибири с континентальным климатом.

Интересно отметить, что на фоне общего повышения скорости торфонакопления на севере и общего снижения ее на юге сводные кривые (рис. 14) на отрезке 5 700 – 4 500 лет показывают три почти синхронные вариации продолжительностью около 400 лет каждая. Два максимума, как на севере, так и на юге, в 5 500 и 4 800 лет разделены минимумом скорости торфонакопления в районе 5 100 лет. Они выражены, хотя и менее отчетливо, практически на всех групповых кривых (см. рис. 4). В климатическом отношении этот период дифференцирован крайне слабо. Детали вариаций климата в этом отрезке времени неизвестны, поэтому пока нет смысла строить какие-либо гипотезы для удовлетворительного объяснения этого факта.

### Суббореальный период

**Фаза IV** завершается в начале суббореального периода ( $SB_1$ ) – 4 500 – 4 000 лет. В это время происходит снижение скорости торфонакопления на севере и постепенный рост на юге и в таежной зоне. Этот период в климатическом отношении характеризуется как похолодание (4 600 – 4 200 лет назад и, может быть дальше, вплоть до 3 400 лет) (Хотинский,

1977; Кинд, 1974). Отмечается сокращение площади северо-таежных лесов, снижение обилия пихты и кедра, сокращается количество осадков в лесной зоне (Волкова, 1989). Сокращение количества осадков в лесной зоне при похолоданиях отмечается рядом других исследователей (Климанов и др., 1987; Бляхарчук, Климанов, 1989). Тем не менее в торфяных отложениях среднетаежной Сибири этого периода доминируют сфагновые мхи, шейхцерия (Глебов, 1988; Глебов, Карпенко, 1989; Карпенко, 1996) и лишь к концу периода наблюдается их смена пушицево-сфагновыми торфами. Можно предположить, что поверхностное увлажнение в таежной зоне, если оно действительно возросло в этот период, было связано с уменьшением испаряемости, что на фоне сокращения количества осадков могло определить и большую увлажненность почв. Одновременно с этим в условиях похолодания сокращалась продуктивность растительных сообществ, что приводило к смене лесных болот открытыми.

Дальнейшее развитие тенденции, наметившейся в этом периоде, наблюдается в **фазе V** (4 200 – 3 100 лет назад). Эта фаза соответствует середине суббореального периода ( $SB_2$ ). Скорость торфонакопления в различных зонах Евразии примерно такая же, как и в начале атлантического периода. Южным районам отвечает локальный максимум скорости торфонакопления – 0,65 – 0,7 мм/год в Сибири и 0,45 – 0,48 – за ее пределами. Минимум скорости торфонакопления отмечается для северо-таежной и лесотундровой подзон Евразии (0,12 – 0,18 мм/год). В среднетаежной Сибири локальный максимум (0,35 мм/год) сменяется локальным минимумом (0,31 мм/год). Снижение скорости торфонакопления отмечается к Карелии (от 0,7 до 0,62 мм/год), хотя она и намного выше, чем в остальных районах.

Судя по скорости торфонакопления для этого периода, можно предполагать некоторую гумидизацию климата на юге, похолодание и сухость климата в таежной и лесотундровой зонах. В.С. Волкова (1989) действительно говорит о продолжающемся похолодании, начавшемся 4 500 лет назад в предыдущем периоде. Похолодание 4 500 лет назад отмечает В.Л. Кошкарлова (1989). Похолодание для юга Томской области 4 100 – 3 650 лет назад отмечают Т.А. Бляхарчук и В.А. Климанов (1989), отмечая этот период как наиболее холодный. Хотя он и прерывается небольшими термическими максимумами с повышением влажности 3 500 и 3 800 лет назад, в целом период характеризуется сухостью климата даже в южнотаежной подзоне.

В торфяных залежах в таежной зоне Сибири этот период фиксируется развитием олиготрофных сфагновых и пушициево-сфагновых торфов и намечающейся тенденцией к накоплению древесного торфа. В мочажинных разрезах отмечается появление *Sphagnum fuscum*, увеличение пушицы, сокращение обилия мочажинных видов, периодические иссушения торфяной залежи. Таким образом, в этой фазе снижение скорости торфонакопления на севере в целом обусловлено похолоданием и сухостью климата. Иссушения торфяников приводят к накоплению олиготрофных сфагновых видов торфа с незначительным участием соснового. Увеличение скорости торфонакопления на юге связано с гумидизацией климата. Снижение испаряемости при похолодании вполне естественно, что могло компенсировать недостаточность выпадающих осадков, если их количество в это время не увеличивалось.

В конце суббореального периода начинается **фаза VI** торфонакопления. Она выделяется в пределах 3 300 – 1 700 (2 000) лет. В это время максимум скорости торфонакопления наблюдается в северных регионах, минимум – в южных. Фаза выделяется достаточно отчетливо за пределами Сибири и достаточно определена на сводных кривых.

В пределах конца суббореального периода ( $SB_3$ ) скорость торфонакопления на юге снижается до 0,45 – 0,5 мм/год. Скорость торфонакопления в таежной зоне Сибири растет и достигает локального максимума – 0,4 мм/год. На севере Сибири скорость повышается крайне незначительно – до 0,13 – 0,14 мм/год. За пределами Сибири на север отмечается интенсификация торфонакопления и ее локальный максимум 0,4 мм/год.

Этот отрезок времени в климатическом отношении, видимо, разнороден. В целом он характеризуется как похолодание, отмеченное по различным данным для южнотаежной подзоны Западной Сибири (3 300 – 2 500 лет – Бляхарчук, Климанов, 1989), лесной зоны Западной Сибири в целом (Волкова, 1989) и для Европы с увеличением влажности (3 400 – 2 500 лет назад – Хотинский, 1977). Противоречивы лишь данные В.Л. Кошкарновой (1986, 1989) для Енисея, где для этого времени отмечается теплый и сухой климат практически для всех зон Красноярского края (такие противоречия в выводах В.Л. Кошкарновой уже отмечены выше, когда для периода новосанчуговского похолодания, датированного периодом 8 300 – 8 000 лет, также отмечалось потепление и аридизация климата для всей приенисейской Сибири). Среди глобальных похолоданий период 3 300 – 2 500 не отмечен у Н.В. Кинд (1979) и не детали-

зирован у В.С. Волковой (1989). По всей вероятности, похолодание этого времени носило весьма относительный характер и было неглубоким. В Западной Сибири период завершается в 2 500 лет выделенным В.С. Волковой потеплением. В это время для юга характерно распространение широколиственных пород (по крайней мере, *Ulmus pumia*). Подводя итог, климат конца суббореального времени можно охарактеризовать сменой похолодания (3 300 – 3 000 лет) потеплением (2 500 лет), при этом максимум торфонакопления на юге сменяется минимумом, а на севере – минимум сменяется максимумом. Это соответствует постепенной аридизации климата юга и оптимизации климата севера.

Со сменой потепления и аридизации климата похолоданием связано образование части болот в лесостепи Западной Сибири (2 330, 2 500 лет назад – Климанов и др., 1987). Эти болота залегают на субаквальных (возможно – озерных) отложениях. Это означает, что болота этого времени образования формировались в днищах озер или водотоков. Условием для образования таких болот непременно должно было явиться их обмеление. Возможно, в период аридизации поверхностное увлажнение было недостаточным для накопления торфяных отложений, но последующее похолодание и увеличение количества осадков это обеспечили. Таким образом, начало торфонакопления на юге вновь, как и в климатический оптимум, происходит в период низкой скорости торфонакопления.

### Субатлантический период

В начале субатлантического периода ( $AT_3$ ) завершается **VI фаза** торфонакопления. В этом отрезке (2 500 – 1 900 лет назад) достигшая минимума скорость торфонакопления на юге начинает повышаться в среднем от 0,45 до 0,6 мм/год в различных регионах, а на севере наблюдается ее снижение до 0,1 – 0,21 мм/год в различных регионах. Слабое снижение скорости торфонакопления наблюдается и в Карелии. Эта тенденция в целом сохраняется и в оставшуюся часть атлантического периода ( $AT_2 - AT_3$ ) и характеризует **фазу VII** торфонакопления.

Согласно этому, климат данного отрезка времени должен характеризоваться как похолодание и сопровождаться гумидизацией южных районов. Так он и рассматривается большинством исследователей (Хотинский, 1977 и др.). Тем не менее климат субатлантического периода достаточно разнороден, и череда похолоданий прерывается локальными повышениями температуры.

Кратковременное суровое похолодание в районе 2 500 лет в Западной Сибири, в течение которого в пыльцевых спектрах исчезает *Ulmus pumila*, произрастающий ныне существенно южнее, отмечает В.С. Волкова (1989). Ею же отмечается похолодание в период 1 400 – 1 200 лет, менее сильное, но более продолжительное. И наконец, похолодание 600 – 700 лет, называемое часто малой ледниковой эпохой и зафиксированное историческими сводками. Кроме перечисленных, отмечается похолодание 2 000 лет назад (Кинд, 1974, 1979) и на климатических кривых у В.С. Волковой (Архипов, Волкова, 1994; Волкова, 1989). С похолоданиями в этом периоде многими исследователями связывается понижение влажности таежной зоны и северных регионов, а повышение влажности – с потеплениями. Потепления, так же как перерывы между похолоданиями, были незначительными по амплитуде. На основе интерпретации южно-таежных торфяников получена детальная кривая с термическими максимумами и влажным климатом в 300 – 500 лет, 800 – 1 200 лет, 2 000 лет. Надо думать таким же был период и в отрезок 1 800 – 1 400 лет, о чем свидетельствует небольшое повышение скорости торфонакопления на севере Сибири.

Периоды указанных похолоданий удивительно точно совпадают с максимумами скорости торфонакопления в южных регионах. Локальные повышения скорости торфонакопления в эти периоды достигали в это время 0,1 мм/год. Это однозначно свидетельствует о гумидизации климата в периоды похолоданий на юге.

Для северных торфяников вариации скорости торфонакопления затухают (как и в целом по голоцену). Слабое повышение скорости торфонакопления в настоящее время, отраженное кривой, может быть следствием искажения данных низкой степенью разложения и слабой уплотненностью поверхностных слоев торфяной залежи.

## Выводы

Резюмируя проведенный анализ кривых скорости торфонакопления, можно сделать ряд общих выводов, которые подтверждаются статистическими экспериментами, повторяемостью в различных регионах и палеогеографическими реконструкциями.

1. Полученные кривые изменения средней скорости торфонакопления в течение голоцена вполне отражают реальные процессы, происшедшие в это время. В целом для голоцена выявлено закономерное

снижение скорости торфонакопления на севере и повышение скорости торфонакопления на юге. Современная скорость роста торфяников в зонах лиственных лесов, лесостепи и южной тайги намного выше, чем в торфяниках среднетаежной зоны и лесотундры. Обратное соотношение наблюдалось только в бореальном периоде и относительно короткий промежуток времени в начале атлантического периода. Исключение составляют, по непонятной пока причине, карельские торфяники, скорость роста которых почти в 2 раза превышает таковую для других районов севера. Обозначенные тренды и соотношения наблюдаются как в Сибири, так и за ее пределами.

2. В пределах голоцена выявляются отчетливые вариации скорости торфонакопления с периодичностью около 3 000 – 4 000 лет. Фазы снижения и роста скорости торфонакопления оказались синхронными для торфяников в Сибири и за ее пределами и в то же время противоположными по направлению между торфяниками южных и северных районов. Неотчетливо эти фазы выражены в среднетаежной зоне Западной Сибири, ввиду ее географически промежуточного положения. Сглаживание двух сводных кривых, построенных по совокупной выборке разрезов из южных и северных районов позволило определить семь фаз снижения и роста скорости торфонакопления в период голоцена, включая пребореальный период.

3. На севере, в северо-таежной подзоне, тундре и лесотундре скорость торфонакопления достигала максимума в бореальный (9 300 – 8 000 лет), в атлантический (5 600 – 4 300 лет) и суббореальный/субатлантический периоды (3 000 – 1 900 лет), совпадая по времени с потеплениями. Периоды снижения скорости, следующие сразу же за этими максимумами приходились на время похолоданий: новосанчужовского (8 300 лет), раннесуббореального (4 500 лет) и раннесубатлантических (2 400, 2 000 лет).

4. В то время как на севере скорость торфонакопления возрастала, на юге (в южной тайге и лесостепи) она была минимальна. В отличие от северных, в южных торфяниках скорость торфонакопления возрастала в периоды похолоданий: раннеатлантического (7 300 – 6 500 лет), суббореального (серия похолоданий от 4 500 до 3 000 лет назад) и субатлантического (серия похолоданий 2 000, 1 300, 700 лет назад). Синхронность похолоданий и локальных максимумов торфонакопления проявляется также и в деталях, на уровне короткопериодных вариаций. Связь вариаций скорости торфонакопления с климатом не случайна и обна-

руживается также взаимными корреляциями скорости торфонакопления с климатическими кривыми.

5. В периоды относительного повышения температур в гумидных зонах происходит увеличение увлажненности, что благоприятствует росту торфяников севера. В то же время в лесостепи происходит снижение увлажненности и усиление аридности климата приводящее к обсыханию торфяников. Снижение увлажненности происходит или за счет сокращения количества осадков, или за счет увеличения испаряемости, или за счет того и другого.

6. В периоды относительного снижения температур происходит снижение увлажненности на севере. Наблюдается обсыхание торфяников с одновременным усилением мерзлотных процессов, что снижает скорость торфонакопления. В зоне лесостепи в это время происходит снижение испаряемости при одновременном увеличении количества выпадающих годовых осадков. Мерзлотные явления здесь не развиты. Все это способствует росту скорости торфонакопления.

7. Возникновению болот на севере и их интенсивному росту в бореальный период способствовала мерзлота. Их развитие в это время происходило в условиях ее деградации. На месте лесной зоны в то время были развиты тундровые сообщества. Деградирующая мерзлота, с одной стороны, создавала региональный водоупор, а с другой – обеспечивала обильное поверхностное увлажнение. Сходные условия наблюдались на юге, но существенно раньше – в период раннепредбореального потепления.

8. В современный период в целом наблюдается минимум торфонакопления на севере и максимум на юге. По длительности эта фаза должна подходить к концу, и, если выявленная цикличность с периодом 3 000 – 4 000 не случайна, в ближайшие 1 000 лет можно прогнозировать рост скорости торфонакопления на севере и снижение скорости торфонакопления на юге. В климате это будет выражено потеплением, увеличением увлажненности на севере и аридизацией на юге. Вместе с тем, амплитуда таких всплесков и снижений скорости торфонакопления будет невелика. В среднем, амплитуда вариаций первого порядка за периоды  $AT - SB - SA$  не превышает  $\pm 0,05$  мм/год. Это означает, что при современной средней скорости торфонакопления на севере для всей Евразии в целом 0,3 мм/год она может возрасти максимум до 0,4 мм/год. В северной тайге и лесотундре, если их рассматривать отдельно, скорость может возрасти от 0,1 до 0,2 мм/год, в таежной зоне – 0,2 до

0,3 мм/год, в Карелии – от 0,6 до 0,7 мм/год. Такой же амплитуды снижения скорости следует ожидать в южных регионах.

9. В рамках короткопериодных циклов в современное время наблюдается небольшое потепление (после малой ледниковой эпохи 600 – 800 лет назад). На севере колебания этого порядка в субатлантическом периоде не выражены, но отчетливо прослеживаются на юге. Период локального потепления подходит к концу, и, если наметившийся цикл похолоданий (2 400, 2 000, 1 300, 700 лет назад) сохранится, весьма вероятно, в ближайшие 200 – 300 лет, если это не наблюдается уже сегодня, скорость торфонакопления на юге будет велика и достигнет 0,8 мм/год в среднем по Евразии, а в Западной Сибири может быть выше (0,9 мм/год).

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Архипов С.А., Волкова В.С.* Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1994. – 106 с.
2. *Бляхарчук Т.А., Климанов В.А.* Сукцессии болотной растительности и климат по данным исследования двух торфяников на юге Западной Сибири // Структура и развитие болотных экосистем и реконструкция палеогеографических условий: Тез. докл. X Всесоюзного семинара-экскурсии (30.08. – 03.09.1989 г., Эстонская ССР). – Таллин: АН ЭССР, 1989. – С. 45 – 49.
3. *Боч М.С.* Достижения современного болотоведения // Итоги науки и техники. Сер. Ботаника. Т. 2. Современное болотоведение и тундроведение. – М.: ВИНТИ, 1978. – С. 5 – 66.
4. *Величко А.А.* Палеогеографическая основа современных ландшафтов. – М.: Наука, 1994. – 205 с.
5. *Волкова В.С., Бахарева В.А., Левина Т.П.* Растительность и климат голоцена Западной Сибири // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. – М.: Наука, 1989. – С. 90 – 95.
6. *Глебов Ф.З.* Взаимоотношения леса и болота в таежной зоне. – Новосибирск: Наука, 1988. – 184 с.
7. *Глебов Ф.З., Карпенко Л.В.* Сравнение истории развития и палинологический анализ девственного и естественно-дренированного участков верхового болота // Структура и развитие болотных экосистем и реконструкция палеогеографических условий: Тез. докл. X Всесоюзного семинара-экскурсии (30.08. – 03.09.1989 г., Эстонская ССР). – Таллин: АН ЭССР, 1989. – С. 55 – 59.
8. *Горецкий Г.Н.* Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М., 1992. – 270 с.
9. *Дервиц А.Л.* Газовый метод счета природного C14 и его применение для расшифровки абсолютной хронологии позднечетвертичного времени: Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук. – М., 1966. – 30 с.



10. *Елина Г.А.* Принципы и методы реконструкции и картирования растительности голоцена. К XI конгрессу INQUA. – Л.: Наука, 1981. – 159 с.
11. *Жуков В.М.* Климат и процесс болотообразования // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. – М.: Наука, 1977. – С. 13 – 29.
12. *Зеликсон Э.М.* Палинологические исследования голоценового торфяника на Шпицбергене // Палинология голоцена. – М.: АН СССР, 1971. – С. 199 – 212.
13. *Ильвейс Э., Лийва А., Пуннинг Я.-М.* Радиоуглеродный метод и его применение в четвертичной геологии и археологии Эстонии. – Таллин, 1974. – 232 с.
14. *Карпенко Л.В.* Динамика растительного покрова, торфонакопления и углерода в Тугуланской котловине // География и природные ресурсы. – 1996. – № 3. – С. 74 – 81.
15. *Кендалл М., Стюарт А.* Многомерный статистический анализ и временные ряды. – М.: Наука, 1976. – 736 с.
16. *Кинд Н.В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным // Труды ГИН АН СССР. – 1974. – Вып. 257. – 251 с.
17. *Кинд Н.В.* О методах изучения климатов голоцена // Частные методы изучения истории современных экосистем. – М.: Наука, 1979. – С. 252 – 260.
18. *Кинд Н.В.* Поздне- и послеледниковье Сибири (новые материалы по абсолютной хронологии) // Голоцен. – М.: Наука, 1969.
19. *Климанов В.А.* Палеоклиматические реконструкции на территории СССР в главные термические максимумы голоцена (по палинологическим данным) // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 131 – 136.
20. *Климанов В.А., Левина Т.П., Орлова Л.А., Панычев В.А.* Изменение климата на территории барабинской равнины в субатлантическом периоде голоцена по данным изучения торфяника Суминского займища // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск: Наука, 1987. – С. 143 – 149.
21. *Кошкарлова В.Л.* Семенные флоры торфяников Сибири. – Новосибирск: Наука, 1986. – 121 с.
22. *Кошкарлова В.Л.* Изменение климата голоцена в Приенисейской Сибири (по палеокарпологическим данным). Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. – М.: Наука, 1989. – С. 96 – 98.
23. *Левина Т.П., Орлова Л.А., Панычев В.А., Пономарева Е.А.* Радиохронометрия и пыльцевая стратиграфия голоценового торфяника Каякского займища (Барабинская лесостепь) // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск: Наука, 1987. – С. 136 – 143.
24. *Лисс О.Л., Березина Н.А.* Болота Западно-Сибирской равнины. – М.: МГУ, 1981. – 208 с.
25. *Лисс О.Л., Березина Н.А., Куликова Г.Г.* Возраст болот центральной части Западно-Сибирской равнины // Природные условия Западной Сибири. – М.: МГУ, 1976. – Вып. 6. – С. 69 – 85.
26. *Нейштадт М.И.* Возникновение и скорость развития процесса заболачивания // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. – М.: Наука, 1977. – С. 39 – 47.

27. Пьявченко Н.И. К изучению болот Красноярского края // Заболоченные леса и болота Сибири. – М.: АН СССР, 1963. – С. 5 – 32.
28. Пьявченко Н.И. К изучению палеогеографии севера Западной Сибири в голоцене // Палинология голоцена. – М.: АН СССР, 1971. – С. 139 – 157.
29. Фирсова Л.В., Орлова Л.А. Каталог радиоуглеродных дат. – Новосибирск: Наука, 1985. – 88 с.
30. Хотинский Н.А. Голоцен северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 200 с.
31. Хотинский Н.А. Дискуссионные проблемы реконструкции и корреляции палеоклиматов голоцена // Палеоклиматы позднеледникового и голоцена. – М.: Наука, 1989. – С. 12 – 17.
32. Хотинский Н.А., Климанов В.А. Радиоуглеродный возраст и климатические условия развития бугристых торфяников Надым-Казымского междуречья в голоцене // Вопросы экологии растений и болот, болотных и торфяных залежей. – Петрозаводск: Институт биологии, 1985. – С. 132 – 140.
33. Belyea L.R., Warner B.G. Temporal scale and accumulation of peat in a *Sphagnum* bog // Canadian Journal of Botany. – 1996. – V. 74. – No. 3. – P. 366 – 377.
34. Climo R.S. The limits to peat bog growth // Philos. Trans. R Soc. London, Ser. B. Biol. Sci. – 1984. – V. 303. – P. 605 – 654.
35. Стариков Э.В. Жидовленко В.А. Радиоуглеродные датировки голоценовых образцов Средней и Восточной Сибири (индекс КРИЛ) // Палеоботанические исследования в лесах Северной Азии. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 158 – 161.
36. Green D.G. Time Series and Postglacial Forest Ecology // Quaternary research. – 1981. – V. 15. – No. 3. – P. 265 – 277.
37. Ingram H.A.P. Soil layers in mires: function and terminology // Journal of Soil Science. – 1978. – V. 29. – P. 224 – 227.

## Глава 7

### **ПРИРОДА КОМПЛЕКСНОСТИ НА ТОРФЯНЫХ БОЛОТАХ**

В данной главе проведен анализ гидрологических связей условий стока, уклонов, коэффициентов фильтрации и соотношений, которым они подчиняются. Система мочажин и гряд оказывается устойчивой в определенном диапазоне уклонов и при различных соотношениях по площади, что определяется внешними условиями стока: количеством осадков, испаряемостью, наличием или отсутствием грунтового стока и площадью водосбора, сток с которого проходит через конкретный участок комплекса. Мерзлотные процессы – лишь один из механизмов формирования первичной неоднородности. Грядово-мочажинные комплексы могут формироваться без участия мерзлотных процессов.

In the chapter it was carried out the analysis of hydrological relations of runoff, slopes, filtration coefficients and ratio conditions which they are obeyed to. The system of pools and ridges appears steady in a definite range of slopes, and at different ratio on the area, that is determined by runoff conditions: precipitation, evaporation, availability or absence of underground runoff and watershed area, runoff from the real site of a complex. Permafrost processes are only a mechanism of forming primary non-uniformity. String-patterned complexes can be formed without participation of permafrost processes.

Биогенный микрорельеф своеобразного строения и связанная с ним микрокомплексность растительных сообществ и пространственная неоднородность торфяников являются неперенными атрибутами болот лесной зоны. Наиболее распространены комплексы, образованные вытянутыми грядами, мочажинами и участками микросообществ на их месте. Гряды, высотой 0,2 – 0,5 м, покрыты более олиготрофными сообществами по сравнению с мочажинами и образованы толщей менее разложившегося торфа главным образом из *Sphagnum fuscum*. Мочажинны имеют, как правило, приповерхностный уровень болотных вод, покрыты травяными сообществами с участием сфагновых, гипновых или печеночных мхов. Торф в мочажинах – более разложившийся переход-

ный или низинный. Грядово-мочажинные комплексы различаются морфологией микрорельефа, плановым строением, ориентацией, величиной и площадью мочажин, гряд и бугорков (Ниценко, 1964), а также наличием и отсутствием озерков. По присутствию озерков и озер различают грядово-мочажинно-озерковые комплексы, которые формируются вдоль топей выклинивания и внутриболотного стока и грядово-мочажинно-озерковые и мочажинно-озерные комплексы, формирующиеся в центральной плоской части верховых болотных массивов.

Участки комплексов, так же как более или менее крупные участки с однородным растительным покровом и микрорельефом, выделяют как болотные фации (Галкина, 1946; Лопатин, 1954) или микроландшафты (Иванов, 1957; Болота..., 1976). Их существование и размещение в пределах болотного массива связано с рельефом минерального ложа болота и условиями его залегания (Галкина, 1985), с формой поверхности болота и с гидрологией болотного массива, которая закономерно изменяется по мере роста торфяной залежи и разрастания болотного массива в ширину (Иванов, 1956). При этом на выпуклых болотных массивах вследствие их саморазвития формируется определенная радиальная структура (Доктуровский, 1935; Богдановская-Гиенейф, 1969), где грядово-мочажинные комплексы занимают периферическую склоновую часть, окружая выпуклую облесенную или плоскую обводненную середину, занятую грядово-мочажинно-озерковыми комплексами. В краевой части грядово-мочажинные комплексы сменяются или топяными, или лесными сообществами. Таким образом, характер размещения комплексов в пространстве болота и само их существование определяются формой и гидрологией болота и стадией его развития. Тем не менее природа образования комплексов до сих пор остается неясной, несмотря на давний интерес болотоведов к их происхождению.

В работах, посвященных этой проблеме (Галкина, 1985; Карофельд, 1986; Конойко, 1989; Ниценко, 1960, 1964; Пьявченко, 1953), возникновение и существование комплексности часто рассматривалось вне связи со многими фактами и обобщениями, ставшими известными в последнее время. Детализирована палеогеографическая обстановка голоцена Европы и Сибири (Хотинский, 1977; Архипов, Волкова, 1994; Волкова, Левина, 1982), возросла изученность болот в географическом, стратиграфическом и ботаническом плане, как с использованием аэрофото съемки, так и наземными методами. Появились новые факты, которые не нашли достаточного отражения в литературе. Ряд гипотез, претен-

дующих на обобщение, строится на типологически и регионально ограниченном материале (Фриш, 1978, 1993; Foster et al., 1983).

Настоящая работа возникла в связи с вопросом о роли похолоданий климата голоцена в процессе формирования комплексности на болотах и, в первую очередь, о роли мерзлотных процессов в образовании грядово-мочажинных комплексов. Действительно, по мере того, как шло формирование современных болотных массивов и расширение их площади, они неизбежно переживали различные климатические перемены в течение голоцена. Масштабы похолоданий и потеплений были настолько велики, а их продолжительность настолько большой, что в эти периоды наблюдалось изменение широтной зональности. В период атлантического оптимума голоцена (6 – 4,5 тыс. лет назад) границы таежной зоны в Западной Сибири сдвигались на расстояние до 200 – 300 км на север по отношению к современному положению, а в периоды похолоданий – уходили на такие же расстояния на юг. Изменялись условия промерзания и оттаивания болот. В торфяной залежи то формировалась, то деградировала многолетняя мерзлота. Все это не могло не сказаться на ходе развития болотных массивов и на развитии болотных комплексов в их пределах.

Вопросы о том, в чем проявляются реликтовые черты, несущие отпечаток климатов прошлых эпох и как отражаются современные условия и процессы на формировании болот и их комплексов важны в плане познания палеоэкологических условий развития болот в прошлом и прогноза их развития в настоящем. Комплексность на болотах – один из богатых многопараметрических признаков, позволяющих дифференцировать их типы, широко используя при этом методы дистанционного зондирования. Последние, в свою очередь, дают возможность проводить широкие в географическом плане обобщения и исследования. В этом состоит наиболее важный прикладной аспект рассматриваемой ниже проблемы.

## **Существующие гипотезы образования комплексности на болотах**

### **Грядово-мочажинные комплексы**

Вопрос о генезисе грядово-мочажинных комплексов занимал исследователей с конца XIX в., в результате чего сформулировано множество гипотез их возникновения и развития (Ниценко, 1964; Foster et al., 1983).

Поскольку типичные грядово-мочажинные комплексы формируются на склоновых частях болотных массивов В.Ауэр (Auer, 1920) выдвинул гипотезу о солифлюкции – сползании оттаявшего, слабо разложившегося торфа по мерзлому слою более разложившегося, что возникает при неравномерном протаивании и промерзании, в результате чего должны образовываться валы и гряды, вытянутые в поперечном склону направлении. Сходные взгляды на образование мочажин и гряд высказывали Ю.Д. Цинзелинг (1938) и И.И. Краснов (1941), Н.Я. Кац и др. (1936), нередко добавляя к этому неравномерность распределения снежного покрова по возникающему микрорельефу (Гришин, 1977). Данная гипотеза не подтверждается имеющимися стратиграфическими анализами торфяных залежей, в том числе и опубликованными в ряде работ (Богдановская-Гиенеф, 1969; Пьявченко, 1953; Елина, 1981; Карофельд, 1986; Конойко, 1989; Кузьмин, 1993), а также фактами, свидетельствующими о том, что по мере нарастания торфа гряды и мочажины нередко постепенно перемещаются вверх по склону (масса грядового торфа в разрезе как бы «наклонена» к центральной части болотного массива) (Койко, 1989; Кузьмин, 1993) или варьируют по размерам, периодически частично или полностью замещая друг друга (Доктуровский, 1935; Ларгин; 1968; Карофельд, 1986) в связи с вариациями климата.

А.Л. Уошборн (1988) в своей работе, посвященной явлениям, связанным с мерзлотными процессами, рассмотрел в качестве таковых и грядово-мочажинные комплексы. Основанием для этого служит ряд гипотез, связывающих формирование гряд и мочажин действием вечной мерзлоты за счет поднятия гряд вследствие бокового морозного напора со стороны разделяющих водных участков и разрывы мерзлой поверхности болота (Helaakoski, 1912; Tantt, 1915) (цит по Уошборн, 1988), дифференцированного морозного пучения в сочетании с морозным напором (Tricart, 1967, 1969) и со сплавом участков растительности в ветровые полосы (Tantt, 1915; Auer, 1920; Drury, 1956), возникновение разрывов на болоте при росте ледяных шпиров в холодный климатический период с последующей солифлюкцией во время потепления климата (Hamelin, 1957), дифференцированное протаивание вечной мерзлоты и локальное проседание в пределах болот (Schenk, 1966).

Ряд исследователей формирование грядово-мочажинных комплексов объясняли и объясняют биологическими причинами. Разница в условиях существования растений на грядах и мочажинах очевидна: в мочажинах выше обводненность, теплопроводность, нередко выше скорость

тока болотных вод, в связи с чем растет обогаченность воды кислородом и скорость разложения растительных остатков. Все это определяет дифференциацию растительности болот по элементам комплекса, а также и их различие по продуктивности. Некоторые исследователи считают это главной причиной формирования болотной комплексности. Возникновение же первичных понижений связывается с постепенным обеднением торфяной залежи минеральными элементами по мере ее роста (Вильямс, 1949), с возрастающим обводнением или, напротив, иссушением (Богдановская – Гиенеф, 1969) торфа. Возникающий дефицит элементов минерального питания растений приводит к местной деградации моховых ковров из *Sphagnum fuscum*, поселению на них лишайников, печеночников, локальному прекращению торфонакопления, деградации торфа и возникновению вначале мелких, затем более крупных понижений.

В качестве причины возникновения вторичных мочажин на фоне однородного ковра из *Sphagnum fuscum* (регрессивный ход развития грядово-мочажинного комплекса) рассматривают неравномерное сезонное промерзание и протаивание торфа (Auer, 1920; Кац, 1941; Пьявченко, 1953). Накопление избытка влаги способствует локальной просадке торфа, а последующая дифференциация микрорельефа происходит по причине неравномерного прироста и разложения торфообразователей на повышениях и в мочажинах или полного прекращения торфонакопления в последних (мочажины-римпи).

Рассматривая формирование грядово-мочажинных мезотрофных болот типа аапа, развитых на пологих приозерных склонах в Северной Америке, Д.Р. Фостер и др. (Foster et al., 1983, 1988) предполагают, что мочажины возникают при подпруживании стока по мере роста болота вверх по склону. Первоначально возникающее торфонакопление при подпруживании стока прекращается и процессы разложения преобладают над процессами накопления растительного материала.

В аспекте гидрологической обусловленности грядово-мочажинных комплексов собран большой статистический материал (Иванов, 1957), в том числе и по западносибирским болотам (Болота..., 1976), на основе которого определено, что обязательным условием существования ориентированных грядово-мочажинных комплексов является наличие определенных величин уклонов от 0,004 до 0,0008 (0,00075 – (Валуцкий, Храмов, 1977)). При меньших уклонах с ростом обводненности грядово-мочажинный комплекс переходит в грядово-мочажинно-озерковый

или грядово-озерковый. При больших уклонах растет глубина деятельного слоя торфяника, сток происходит в более низких частях торфяной залежи и грядово-мочажинные комплексы сменяются рямовыми сообществами (сосново-кустарничково-сфагновыми микроландшафтами). В то же время механизм разрастания вторичных мочажин поперек направления стока с гидрологической точки зрения объяснен недостаточно. К.Е. Иванов (1957) считает, что это связано с возрастанием проточности в микропонижениях и снижением ее в боковых соседних частях за счет локального дренажа. Наглядно это отображается сгущением линий стекания в микропонижении и разреживанием их в прилегающих к ней сбоку участках. Там, где происходит ухудшение водообмена, происходит и ухудшение условий минерального питания. Рост моховой дернины в боковых частях микропонижения замедляется, и микропонижение увеличивает свои поперечные размеры. Вместе с тем следовало бы ожидать ускорения роста растений-торфообразователей в самой мочажине, что должно приводить к нивелировке рельефа. Сходным образом объясняется и формирование вторичных гряд. В слое более уплотненного торфа происходит задержка фильтрующейся воды. В этом случае линии стока на микроповышении расходятся, сгущаясь в боковых частях ее окружения. Улучшение минерального питания здесь должно вести к усилению роста торфообразователей и разрастанию микроповышения в направлении, перпендикулярном стоку. Но и здесь ухудшение водообмена в самой микрогряде должно было бы приводить к выравниванию скоростей торфонакопления. Этому противоречат также детальные наблюдения за проточностью, миграцией минеральных элементов и растворенных в воде кислорода и углерода. Возрастание проточности угнетает развитие сфагновых мхов и весьма способствует росту древесных растений благодаря повышению концентрации растворенного кислорода (Конойко, 1978, 1989; Романова, 1980; Глебов, 1988). Согласно этим наблюдениям, возрастание проточности в микропонижении в еще большей степени будет угнетать сфагновые мхи в микропонижении (в области сгущения линий стока) и способствовать их росту в его боковых частях, там, где наблюдается снижение проточности и разреживание линий стока. Следовательно, несмотря на достоверно установленную связь грядово-мочажинных комплексов с гидрологическими условиями стока, сам механизм образования мочажин и гряд в рамках этой теории остается необъясненным и не подтвержденным фактами.



Оригинальна гипотеза В.А. Фриша (1978, 1993), согласно которой в результате накопления метана в торфяной залежи торфяник приобретает выпуклый профиль, а в его толще создаются области разуплотненного торфа – «разрывы», которые способствуют проникновению метана на поверхность. Выходы метана на поверхность и области разуплотненного торфа как раз и являются причиной формирования мочажин. Такая гипотеза могла возникнуть в результате анализа резко выпуклых олиготрофных торфяников северо-запада России, имеющих небольшую площадь и глубокую залежь. Объяснить таким способом образование разрывов в западносибирских болотах, занимающих нередко тысячи гектар и имеющих торфяники до 2 – 3 м глубиной при ширине мочажин в 5 – 15 м, не представляется возможным. В справедливости такого объяснения природы мочажин сомневаются и исследователи болот Европы (Карофельд, 1989; Галкина, 1985).

В работе В.М. Бахнова (1986) высказано предположение о наследовании болотом рельефа минерального дна, основывающееся на отдельных наблюдениях С.М. Новикова с соавторами (Болота..., 1976), где ими показан профиль грядово-мочажинно-озеркового комплекса, на котором повышения минерального дна топографически соответствуют положению гряд.

### **Грядово-мочажинно-озерковые комплексы**

Грядово-мочажинно-озерковые комплексы в центральных частях болотных массивов рассматриваются часто как регрессивные явления (регрессивные комплексы) (Докутровский, 1935, Абрамова и др., 1972). Они наблюдаются только на крупных болотных массивах, где образованы прерывистой или связной цепью узких неориентированных гряд, крупными мочажинами неправильной формы, которые частично или полностью (в грядово-озерном комплексе) замещены озерами и озерами. Часто в такого рода комплексах встречаются «черные» мочажины (мочажин-римпи), поверхность которых образована открытым полуразложившимся торфом, печеночниками или водорослями и лишь иногда – более или менее развитой травянистой растительностью (осоковыми). Такие комплексы рассматривают или как завершающую стадию развития верховых болот, или как этап развития, за которым может наступить стадия регенерации первоначального типа сообщества, существовавшего до образования грядово-мочажинно-озеркового комплекса. В этом случае их называют регенерационными (Докутровский, 1935).

И.Д. Богдановская-Гиенев (1956) характеризует описанный ею на Полистово-Ловатском болотном массиве грядово-мочажинно-озерковый комплекс как озерно-денудационный, отличает его от регенерационных и не считает завершающим. Вслед за этим этапом должен последовать новый этап развития, ведущий к формированию иного комплекса растительности. Основой для такого заключения является аналогия, которую она проводит между торфяным слоем, формирующимся в условиях настоящего времени, и пограничным горизонтом, широко распространенным в торфяниках Европы (Хотинский, 1977), в чем с ней согласиться нельзя.

Согласно И.Д. Богдановской-Гиенев (1956), сделавшей детальный анализ этого явления и обсудившей возможные гипотезы его образования, считается, что озерно-денудационные комплексы возникают «при более или менее полном прекращении торфообразования, вызванном утратой сфагновыми мхами их эдификаторной мощи или, по крайней мере, ее значительным ослаблением» (1956. С. 90). Причины этого она видит в переувлажнении торфа, хотя существуют мнения Э.Гранлунда (Granlund, 1932), Г. Гросса (Gross, 1933) и Г.Гамса (Gams, 1927) (цит. по Богдановская-Гиенев, 1956) о самоосушении торфяников в центральной части при увеличивающемся дренаже в их выпуклой части. Кроме того, важным является естественная олиготрофизация грядового торфа с ростом мощности торфяной залежи (Вильямс, 1949), в связи с чем указанный тип комплексов В.Д. Лопатин (1954) назвал дистрофным.

Грядово-мочажинно-озерковые комплексы (микроландшафты) и внутриболотные озера К.Е. Ивановым (1975) рассматриваются совместно с остальными типами болотных микроландшафтов как элементы физического равновесия, возникновение и относительные размеры которых зависят от изменений водного баланса болота. Внешние элементы водного баланса зональны и определяются соотношением осадков и испарения, поэтому зональность распространения грядово-мочажинно-озерковых и грядово-озерковых комплексов вполне объяснима. Существование озер ограничивается на юге примерно полосой южной тайги и подтайги, южнее которой недостаток увлажнения лимитирует развитие озер на болотах. К северу относительная площадь озер и озерковых комплексов увеличивается, но в водный баланс северных болот вносит свои коррективы мерзлота, поэтому выведенные К.Е. Ивановым (1975) соотношения теряют свою силу. Тем не менее в Западной Сибири площадь и число внутри болотных озер и озерков в зоне лесотундры и северной тайги на мерзлых болотах чрезвычайно велика.

### **Бугристые торфяники**

Своеобразная комплексность возникает на северных болотах в зоне распространения мерзлоты. В северо-таежной зоне и зоне предтундровых лесов (Предтундровые леса..., 1976) мерзлота встречается почти исключительно на заторфованных землях. В центральном меридиональном секторе Западной Сибири в Сургутском Полесье мерзлые болота встречаются уже к северу от 62° с.ш. Болота с мерзлым торфом, именуемые обычно бугристыми торфяниками (Пьявченко, 1955), в южной части своего распространения сочетаются с грядово-мочажинными и грядово-мочажинно-озерковыми и часто занимают только отдельные части болотных массивов, образуя комплексные микроландшафты, главным образом во внутренних частях болотных массивов.

Долгое время бугристые болота рассматривались в рамках двух типов: крупнобугристые и плоскобугристые, детальный анализ строения и генезиса которых проведен Н.И. Пьявченко (1955). Первые образованы высокими (от 3 до 10 м) выпуклыми буграми без плоской средней части (на Сибирских Увалах автором в 1997 г. описаны бугры высотой до 15 м). Плоскобугристым болотам свойственны низкие до 3 м бугры с плоской вершиной. Н.И. Пьявченко (1955) усматривает генетическую связь последних с полигональными болотами, развитыми в тундровой зоне, а также описывает переходные формы от плоскобугристых торфяников к крупнобугристым. По преобладанию тех или иных торфяников Н.Я. Кацем (1971) в Западной Сибири выделены зона плоскобугристых болот в пределах 69 – 66° с.ш. и к югу – зона крупнобугристых болот, простирающаяся до широты Сибирских Увалов. Эти границы существенно уточнены работами Е.А. Романовой (1974).

Детальные обследования северных болот, предпринятые Государственным гидрологическим институтом в период 1960 – 1970-х гг., позволил также существенно детализировать типологию бугристых болот (Новиков, Усова, 1979а, 1979б; Усова, 1983). В развернутую классификацию введены признаки высоты и площади бугров, а также признаки формы и площади межбугорных топей. Выявлено большое разнообразие типов бугристых болот, что косвенно показывает разнообразие условий и форм их образования.

Наиболее подробный разбор гипотез образования бугров на мерзлых торфяниках приведен в работе Н.И. Пьявченко (1955), который, основываясь на доступных в то время фактах, убедительно доказывал роль эрозионных процессов в дифференциации мерзлотного рельефа, после-

довавших за периодом похолодания, в течение которого и сформировалась мерзлота. Этой же точки зрения придерживается и Ю.С. Прозоров (1985). Эрозионными процессами авторы объясняют существование «минерального ядра» торфяных бугров, а именно тот факт, что в границах мерзлоты под буграми наблюдается возвышение минерального дна.

Иная точка зрения, наиболее распространенная как сейчас, так и в то время, когда готовилась работа Н.И. Пьявченко, связывает возникновение выпуклых бугров с мерзлотным пучением. Сам механизм пучения необыкновенно сложен и до сих пор остается до конца не выясненным и спорным. Это и смущало Н.И. Пьявченко в многочисленных теориях, в которых попытки объяснить непосредственно механизм пучения оказывались в большинстве случаев несостоятельными. Согласно А.Л. Уошборну (1988), теперь считается почти доказанным факт, что процесс промерзания сопровождается процессом миграции поровой воды со стороны талого грунта к фронту промерзания вне зависимости от механизма сегрегационного льдообразования. Последнее протекает наиболее интенсивно в условиях доступной влаги и достаточной для ее миграции порозности грунта. Замечено, что наиболее крупные бугры приурочены к периферии болотных котловин, в придолинных понижениях или в области концентрации внутриболотного стока, а именно там, где имеется доступ подвижной влаги в холодный сезон. Многократные подсчеты массы ледяных шпиров показывают, что их суммарная мощность по всему мерзлому слою (как торфяному, так и минеральному) соответствует относительной высоте мерзлого бугра и чем больше высота бугра, тем выше наблюдается льдистость грунта (Шполянская, Евсеев, 1972; Попов, 1953). Совокупность накопленных в настоящее время наблюдений и экспериментов позволяет утверждать, что процессы образования сегрегационного льда (кристаллизация воды в порах дисперсной породы при миграции влаги к фронту промерзания) является одним из доминирующих процессов. Несомненно, что в одних случаях могла иметь место и скульптурная обработка сформировавшихся бугров водной или температурной эрозией, в других – пучение сопровождалось образованием инъекционных льдов, в третьих – «выпуклины» минерального дна под торфом могут оказаться краевыми образованиями, возникшими при просадке некогда выпуклой центральной части бугра. Различные осложняющие и дополняющие факторы и порождают многообразие форм мерзлых торфяников и показывают, что нет единого механизма их образования.

Обзор работ по природе комплексности на болотах показывает, что в вопросах ее происхождения и развития нет единства взглядов и окончательных объясняющих теорий. Больше всего полемики развернуто вокруг причин образования грядово-мочажинных комплексов. Грядово-мочажинно-озерковые и -озерные комплексы, связанные с регрессивными процессами на болотах, рассматриваются отдельно от грядово-мочажинных, хотя по ряду свойств они близки и должны иметь много общего в своей природе. На севере Западной Сибири широко распространены грядово-мочажинные комплексы с мерзлым торфом, а многие плоскобугристые болота имеют выраженный параллельно-грядовый микрорельеф. Эти факты в отечественной литературе не рассмотрены, да и литература, посвященная возникновению и развитию бугристых болот, проблему грядово-мочажинных комплексов не затрагивает. В то же время имеются свидетельства определенного влияния на них мерзлотных процессов.

### **Роль мерзлотных процессов в формировании грядово-мочажинных комплексов**

Гипотеза о роли мерзлотных процессов в образовании грядово-мочажинных комплексов, взятая в качестве рабочей, основывалась на ряде фактов.

В районе Сибирских Увалов (63° с.ш.) в зоне островного распространения многолетнемерзлых пород при аэровизуальных обследованиях были зафиксированы факты формирования параллельно-грядовой мозаики за счет вытаивания мерзлых бугров и просадки их центральной части с образованием мочажин. Наземные обследования этих образований подтвердили факт просадки. Вытаивание мерзлоты и просадка бугров, имеющих высоту 3 – 5 м, происходили со стороны обводненных мочажин. Достаточно крутые склоны бугров с трещинами оползания были покрыты лишайниками рода *Cladina* и *Cladonia*, мхами *Sphagnum fuscum*, *Sph. nemoreum*, кустарничками *Betula nana*, *Ledum palustre*, *Vaccinium vitis-idaea* и *V. uliginosum*, и вдоль склонов не наблюдалось сколько-нибудь заметных перемен в растительности сверху вниз. В мочажине, шириной около 5 м, доминировали *Sphagnum balticum*, *Sph. fallax*, *Eriophorum russeolum*, *Carex magellanica*. На расстоянии около 5 – 6 м от бугров в сфагновом ковре начинал доминировать *Sphagnum girarium*, который редел в непосредственной близости от бугров и на расстоянии всего 2 – 3 м оставались только окна открытой воды, по-

крывающей нижние части склонов бугров с мертвым лишайниковым и сфагновым покровом и мертвыми кустарничками. Высокие темпы просадки, при которых растительность бугров не успевала смениться более гидрофильной, делали факт деградации мерзлоты и термокарста очевидным. Образующиеся таким образом мочажины ограничивались грядами, которые имели в своей основе остаточный рельеф минерального дна.

Повышения минерального дна под грядами наблюдались не только в описанном выше случае, но и в иных географических ситуациях. Ряд профилей, опубликованных в работе «Болота Западной Сибири» (1976), один из которых перепечатан В.К. Бахновым (1986), характеризуют грядово-озерковые микроландшафты на болоте с тальм торфом мощностью 3 – 4 м на междуречье Агана и Тромагана. На профилях отчетливо видны повышения минерального дна амплитудой до 2 м, точно соответствующие грядам в плане. Обследования болот Сургутского Полесья также выявили повышения минерального дна под грядами с амплитудой до 0,5 – 1,0 м (см. рис. 10 и 23 в работе С.В. Васильева (1998)), но такие повышения отмечались не повсеместно и не выявлялись под узкими грядами (шириной менее 20 – 15 м).

Грядовый рельеф на минеральном грунте выявлен в районе г. Ноябрьска в краевой части плоскобугристого болота на контакте с незаболоченным лишайниковым лесом. Вытянутые (20 – 30 м) поперек склона понижения глубиной до 1,5 м и шириной 5 – 6 м окаймлены грядами до 1 м высотой. Гряды сложены мелкозернистым песком и покрыты незначительным слоем торфа (0,2 – 0,5 м), который отчасти смывает на склонах. Понижения заполнены водой до уровня грунтовых вод (0,5 – 0,6 м от среднего уровня поверхности), которая покрыта слабой плавающей дерниной из *Sphagnum girgenium* и *Sphagnum majus*. Характер рельефа позволяет предполагать, что в данном месте, возможно, происходило пучение грунта в одно из последних похолоданий голоцена. Краевая часть болота – весьма обычное место образования крупных бугров. Современный рельеф – результат просадки пучнистого грунта при последовавшем потеплении климата. Избыток грунта по периферии понижений образовался при его сползании по склоновым частям выпуклых бугров и эквивалентен емкости самих понижений.

При маршрутных обследованиях А.А. Сенькова и Б.А. Смоленцева 1998 г. в районе г. Ноябрьска обнаружен грядово-озерный ландшафт с крупными озерами, разделенными узкими 20 – 30 м грядами, основу ко-

торых составляет минеральный грунт, возвышающийся над уровнем воды до полуметра. Гряды покрыты торфом небольшой мощности. Все это позволяло предполагать, что повышения минерального дна на грядах связаны или с просадкой пучнистых грунтов и образованием краевых гряд, окаймляющих вытянутые понижения, как это описано выше, или с пучением грунта, по аналогии с образованием минерального ядра мерзлотных бугров.

Последнее предположение о возможной роли пучения в образовании гряд подкрепляется существованием грядово-мочажинных комплексов с многолетней мерзлотой. Этот факт в отечественной литературе не обсуждался. В зоне островной мерзлоты бугристые болота различной морфологии часто образуют закономерно сочетающиеся комплексы. В центральной части болотных массивов обычны или грядово-озерные, или плоскобугристые комплексы с мерзлыми торфяниками. Вдоль ложбин стока и по контакту с незаболоченными участками, где возможно движение воды, в зимний период могут формироваться крупнобугристые комплексы. На пологих склонах плоские нерасчлененные бугры, характерные для центральной части, могут сменяться комплексом плоских вытянутых бугров как ориентированных, так и неориентированных, разделенных обводненными мочажинами или мелкими озерами, среди которых нередко встречаются комплексы, морфологически точно отвечающие классическим грядово-мочажинным комплексами южной зоны.

Помимо перечисленных фактов гипотеза о происхождении грядово-мочажинного рельефа в результате мерзлотного пучения и термокарста подкреплялась мнением целого ряда исследователей, выдвинувших сходные гипотезы, обзор которых сделан А.Л. Уошборном (1988), и мнением самого Уошборна, отнесшего грядово-мочажинные комплексы к классу перигляциальных явлений. Несмотря на это такая гипотеза явно не универсальна, так как имеется множество фактов, которые с ней не согласуются.

В случае термокарстового происхождения мочажин, в толще их торфа должны сохраняться слои торфа, свойственного буграм пучения. Многочисленные литературные данные показывают, что этого не наблюдается. Такой стратиграфии не выявлено и ботаническим анализом торфов (19 разрезов мочажин) и при зондировочном бурении в торфяниках, как на широте Сургута, так и на широте Сибирских Увалов. Следовательно, образование мочажин в результате просадки мерзлых участков болота лишь частный случай.

Многочисленные нивелировки болот в среднетаежной части лесной зоны Западной Сибири, опубликованные в работе Ф.З. Глебова (1988), в южнотаежной части (Храмов, Валуцкий, 1977), в европейской части России (Кузьмин, 1993), показывают, что выпуклости минерального дна под грядами, возможно, встречаются только в северотаежной зоне и не являются атрибутами южнотаежных и среднетаежных болот. Они обязательно присутствуют в мерзлых болотах и то, что они обнаруживаются под грядами талого торфа, может быть признаком бывшего промерзания и пучения этих гряд.

Этот вывод дополняется простейшим анализом морфологии гряд и мочажин. Во всех случаях, где прямыми измерениями выявлено поднятие минерального дна болота под грядами, гряды имели ширину 20 – 30 м и более (болота 7 и 8 в табл. 1). Измерения ширины гряд и мочажин по аэроснимкам показали, что такую же ширину имеют мерзлые грядово-мочажинные комплексы из района г. Ноябрьска (болото 9 в табл. 1). На среднетаежных (болота 3 – 5 в табл. 1) и южнотаежных (болота 1 – 2 в табл. 1) торфяниках средняя ширина гряд варьирует мало – от 6,9 до 9,6 м. В северотаежной подзоне распространены не только мерзлые болота. Интенсивно разрастающиеся в стороны болотные массивы, там, где этому благоприятствует рельеф, на молодых и относительно недавно сформировавшихся участках также имеют грядово-мочажинные комплексы. Измерения ширины гряд и мочажин (болото 6 в табл. 1) показали, что такие комплексы по своей морфологии ничем не отличаются от среднетаежных и южно-таежных.

Приведенная статистика показывает, что промерзание гряд, сопровождающееся пучением минерального дна, ведет и к увеличению их ширины. Этот признак достаточно хорошо заметен и без тонких измерений. Относительно недавно образованные грядово-мочажинные комплексы имеют узкие гряды (6 – 9 м) и, как показывают наблюдения в Сургутском Полесье, не коррелируют с рельефом минерального дна. Мелкие гряды и мочажины могли образоваться в последующий период в результате дифференциации широких гряд, трансформированных в холодный период голоцена, или в результате «регенерации» на поверхности мочажин.

Таким образом, подробный анализ фактов заставляет отказаться от гипотезы мерзлотного образования грядово-мочажинных комплексов, хотя в немногих частных случаях такие процессы имели место. Грядово-мочажинные комплексы первичны по отношению к мерзлоте и фор-



мируются независимо от нее. Воздействие последующего промерзания приводит к формированию повышенный минерального дна болота под грядами (как в результате пучения, так и косвенно, в результате последующей деградации мерзлоты в непосредственно примыкающих участках). Эти процессы приводят к увеличению ширины гряд более чем в два и три раза. При последующем вытаивании мерзлоты эти изменения сохраняются на длительное время и позволяют судить об их мерзлотном прошлом.

Таблица 1

## Размеры гряд и мочажин на различных болотах

Болото	Число измерений	Среднее <sup>***</sup> , log(m)	Станд. отклонение, log(m)	Среднее, м	Минимум, м (95%)	Максимум, м (95%)
<b>Гряды</b>						
1. Иксинское болото*	110	0,84	0,29	6,9	1,9	25,6
2. Бакчарское болото	302	0,76	0,25	5,8	1,9	17,6
3. Самотлорское болото	90	0,92	0,14	8,3	4,4	15,5
4. Самотлорское болото	152	0,98	0,16	9,6	4,8	19,3
5. Самотлорское болото	207	0,98	0,15	9,6	4,9	18,9
6. Сибирские Увалы	199	0,92	0,18	8,4	3,7	18,8
7. Сургутское Полесье (талое)	198	1,32	0,23	21,1	7,5	59,6
8. Сургутское Полесье (талое)**	12	1,90	0,29	78,8	20,9	297,5
9. Сибирские Увалы (мерзлое)	556	1,48	0,24	30,1	10,2	89,0
<b>Мочажины</b>						
1. Иксинское болото*	108	0,92	0,40	8,2	1,4	49,4
2. Бакчарское болото	301	0,76	0,26	5,8	1,8	18,8
3. Самотлорское болото	90	1,22	0,21	16,6	6,5	42,4
4. Самотлорское болото	131	1,21	0,40	16,3	2,7	99,0
5. Самотлорское болото	201	1,20	0,33	15,8	3,6	69,8
6. Сибирские Увалы	214	1,03	0,20	10,6	4,2	26,7
7. Сургутское Полесье (талое)	226	1,36	0,27	22,9	6,6	79,0
8. Сургутское Полесье (талое)**	13	1,96	0,31	91,5	22,1	378,8
9. Сибирские Увалы (мерзлое)	504	1,36	0,25	22,9	7,4	70,7

Примечания: \* Храмов, Валуцкий, 1977; \*\* Болота Западной Сибири, 1976; \*\*\* Величины имеют логарифмически нормальное распределение, поэтому при расчете средних величин и стандартных отклонений расчет велся по логарифмически преобразованным данным.

## Гидрологическая теория существования грядово-мочажинных комплексов

Вопрос о природе грядово-мочажинных комплексов целесообразно разбить на два: условия существования и механизм образования. Согласно К.Е. Иванову (1957, 1975), тесная связь грядово-мочажинных комплексов с определенными уклонами поверхности болота и с потоком фильтрующейся влаги позволяет в качестве рабочей гипотезы предположить, что определяющим фактором их существования является гидрология.

Согласно закону Дарси, скорость фильтрации ( $v$ ) жидкости в пористой среде определяется пьезометрическим уклоном ( $i$ ) и коэффициентом фильтрации ( $k$ ):  $v = ki$ . Коэффициент фильтрации торфа зависит от его пористости, что определяется, в свою очередь, его ботаническим составом, степенью разложения и плотностью. На основе большой статистики (Иванов, 1957; Болота, 1976) установлено, что под грядами образуется торф, коэффициент фильтрации которого во много раз меньше, чем в мочажинах. В зависимости от типа растительности мочажин отношение коэффициентов фильтрации в мочажинах и в грядах на соответствующих глубинах может варьировать от 10 до 200 и шире (Иванов, 1957). Согласно условию неразрывности течения жидкости, расход воды по длине потока при отсутствии внешнего притока остается постоянным. Тогда, при неизменной толщине фильтрующегося слоя жидкости и отсутствии бокового расхода, скорость ее фильтрации в грядах и в мочажинах должна оставаться одинаковой, а именно:

$$v_0 = k_{\Gamma} i_{\Gamma} = k_{\text{М}} i_{\text{М}},$$

где  $v_0$  – скорость фильтрации воды в торфе,  $i_{\Gamma}$ ,  $i_{\text{М}}$  – уклоны поверхности потока в гряде и мочажине,  $k_{\Gamma}$ ,  $k_{\text{М}}$  – средние по толщине фильтрующего слоя коэффициенты фильтрации в торфе гряды и торфе мочажины. Так как коэффициенты фильтрации в грядах и в мочажинах различны, равенство может быть достигнуто только при эквивалентной разнице в уклонах. Иными словами, отношение уклона водного потока в гряде к уклону потока в мочажине обратно пропорционально отношению коэффициентов фильтрации:

$$c = \frac{i_{\Gamma}}{i_{\text{М}}} = \frac{k_{\text{М}}}{k_{\Gamma}}. \quad (1)$$

Это означает, что уклоны фильтрующегося потока воды в грядках в 10 – 200 раз больше, чем уклоны в мочажинах, а грядково-мочажинный комплекс представляет собой, условно говоря, каскад, где мочажины образуют «террасы», а гряды – «уступы». Как установлено нивелировкой (Иванов, 1957), уклоны в мочажинах настолько малы, что при общих гидрологических расчетах ими можно пренебречь.

Грядково-мочажинные комплексы развиваются при уклонах от 0,004 до 0,0008. Эти величины получены К.Е. Ивановым (1957) при многочисленных нивелировках болот и при картографических промерах и подтверждены многократно в исследованиях других авторов. При различных уклонах соотношение гряд и мочажин по площади, а равно и по суммарной длине в профиле стока различно. Чем определяется это соотношение? При любом общем уклоне конкретные уклоны водного потока в грядках и мочажинах могут варьировать в широких пределах при сохранении соотношения (1). В зависимости от того, каковы эти конкретные уклоны, меняется соотношение по площади (и по длине потока) гряд и мочажин. Простые геометрические рассуждения позволяют записать

$$p_{\Gamma} = \frac{ci_o - i_{\Gamma}}{ci_{\Gamma} - i_{\Gamma}}, \quad (2)$$

где  $p_{\Gamma}$  – доля гряд по длине профиля стока,  $c$  – отношение коэффициентов фильтрации и уклонов (1),  $i_o$ ,  $i_{\Gamma}$ ,  $i_M$  – уклоны водного потока общий, в гряде и мочажине. Учитывая, что  $c = i_{\Gamma}/i_M$ , отношение (2) можно записать иначе:

$$p_{\Gamma} = \frac{i_o - i_M}{i_{\Gamma} - i_M}. \quad (2a)$$

Отсюда следует тривиальный вывод, что отсутствие гряд в комплексах наблюдается тогда, когда общий уклон равен уклону в мочажинах, а отсутствие мочажин наблюдается тогда, когда общий уклон равен уклону водного потока в грядках.

При малых общих уклонах в комплексе преобладают мочажины, и при уклонах менее 0,0008 комплексы сменяются однородными осоково-сфагновыми топиями. Поскольку в таких комплексах все же присутствуют гряды, уклоны воды в мочажинах должны быть заведомо меньше, чем 0,0008. Последняя величина, по-видимому, является предельной для существования мочажин, так как при больших уклонах однородные осоково-сфагновые микроландшафты не встречаются.

При больших уклонах в комплексах преобладают гряды, а при уклонах, более чем 0,004, развиваются кустарничково-сфагновые сообщества обычно облесенные сосной. Растительность таких сообществ близка к растительности на грядах: *Ledum palustre*, *Chamaedaphne calyculata*, *Andromeda polifolia*, *Rubus chamaemorus*, *Vaccinium vitis-idaea*, *Vaccinium uliginosum*, *Oxycoccus microcarpus* и др., а основу торфа там и там составляет *Sphagnum fuscum*. Так как уклон в мочажинах крайне мал, уклон воды на грядах при общем уклоне 0,004 должен быть заведомо больше 0,004. Таким образом, уклоны на грядах не могут быть меньше 0,004, иначе сообщества гряд начнут сменяться мочажинными сообществами.

Используя величины  $i_T = 0,004$  и  $i_M = 0,0008$  в качестве предельных, мы получаем простую линейную зависимость, с помощью которой можно оценить как изменится соотношение гряд и мочажин по суммарной длине вдоль профиля стока. В табл. 2 приведены расчеты по формуле (2а) с использованием указанных выше предельных величин и данные К.Е. Иванова (1957), по которым на основе многочисленных наблюдений определены уклоны для грядово-мочажинных комплексов с различным соотношением гряд и мочажин по площади. При столь грубых рассуждениях, которые сделаны выше, полученное соответствие эмпирических и расчетных данных надо признать очень хорошим. За исключением первой точки, доля гряд по площади комплекса превышает долю гряд по длине профиля. Это объясняется тем, что гряды в пространстве комплекса образуют связную сеть и в площадь входят узлы сочленения отдельных гряд и перемычки между ними. Кроме того, при малых уклонах гряды, как правило, извилисты, что также дает превышение относительной площади над относительной шириной.

Таблица 2

**Доля гряд по площади и по длине профиля стока  
при различных средних уклонах**

Доля гряд в площади комплекса, %	Средний уклон, (по Иванову, 1957, 1975)	Доля гряд по длине профиля стока, %, по формуле (2а) при $i_M = 0,0008$ и $i_T = 0,004$
80	0,0037	91
70	0,0030	69
60	0,0025	53
30	0,0017	28
10	0,0009	3

Расхождения, наблюдаемые при уклонах, близких к 0,004, объясняются иными причинами и, в частности, тем, что мелкие мочажины существенно отличаются по водопроницаемости моховой дернины и торфа от крупных мочажин.

Несмотря на то, что полученное соответствие достаточно хорошее, его следует признать очень приближенным. Реальные уклоны в грядово-мочажинных комплексах существенно варьируют, значительно отличаясь от средних, приведенных в табл. 2. Дело в том, что фактором, определяющим соотношение гряд и мочажин, является водный баланс конкретного участка болота и, в конечном счете, – гидротермический баланс территории. Действительно, при одном и том же общем уклоне конкретный уклон водного потока в грядах может быть больше или меньше. Большой уклон на грядах соответствует большему уклону в мочажинах при сохранении условия (1). Это отвечает большей скорости потока фильтрующейся воды и большему расходу. Пропорциональный рост частных уклонов с увеличением стока при сохранении общего уклона согласно соотношению (2) влечет уменьшение доли гряд и увеличение доли мочажин. Сам же расход к конкретной точке профиля стока определяется внешними факторами, а именно: количеством падающих осадков, испарением, грунтовым стоком и площадью дренируемого бассейна.

Согласно этому, при неизменности климата расход воды в профиле стока возрастает вниз по склону, так как увеличивается площадь водосбора, сток с которого проходит через данный участок профиля. Увеличение расхода должно приводить к необходимости увеличения линейной скорости потока, а это сопровождается ростом общего уклона поверхности болота или увеличением конкретных уклонов водного потока в грядах и мочажинах. При неизменности общего уклона последнее приводит к уменьшению площади гряд и к увеличению площади мочажин, что и наблюдается во многих случаях. Возрастание общего уклона по ходу стока имеет обратный эффект: увеличение доли гряд и уменьшение доли мочажин. Совместное проявление эффектов может приводить к неизменности их площади по линии стока. В регуляции участвует и грунтовый сток, объем которого может возрасти к периферии выпуклых верховых болот (Иванов, 1975) и уменьшать долю поверхностного стока, что влечет снижение частных уклонов и возрастание роли гряд в общей площади комплекса.

Вариации гидротермического баланса, связанные с климатом, также могут быть предсказаны. Гумидизация климата приводит к возрастанию

доли стока в общем водном балансе болота, что при неизменности общих уклонов должно приводить к уменьшению доли гряд и увеличению доли мочажин. В работах Э.К. Карофельда (1986, 1989) и Г.Ф. Кузьмина такая отмечена. Большая часть мочажин на болоте Нигула в Эстонии (Карофельд, 1986, 1989) образовалась в два отрезка времени: 3 300 – 3 200 и 1 600 – 1 400 лет назад, что по многим реконструкциям европейского климата, происходило в фазы снижения теплообеспеченности и возрастания общей гумидности.

Сходный эффект имеют зональные и провинциальные различия климата. При равных условиях в более гумидных районах севера доля мочажин в площади комплексов выше. Это подтверждается географическими наблюдениями. На верховых болотах подтаежной зоны и северной лесостепи Западной Сибири, а также по южному краю Васюганского болота грядово-мочажинные комплексы не выражены, в то время как в районах средней и северной тайги они распространены повсеместно. Формирование грядово-мочажинных комплексов свойственно и гумидным районам приморского климата на Дальнем Востоке, в Прибалтике и Белоруссии, где они распространены гораздо южнее, чем в континентальном секторе Евразии.

Увеличение обводненности, рост частных уклонов потока фильтрующей воды на грядах и мочажинах и связанное с этим возрастание доли мочажин в площади комплексов сопровождаются ростом контрастности местообитаний на грядах и мочажинах. Контрастность выше в более северных и более гумидных районах, что и определяет характер географического распространения комплексности на болотах лесной зоны. Следовательно, в более гумидных районах предпосылки для возникновения комплексности выше, чем там, где доля поверхностного стока снижена. Это объясняет факт формирования комплексности на евтрофном фоне аапа болот Северной Европы и отсутствие комплексности на мезотрофном и евтрофном фоне большого Васюганского болота в его южной части.

При обсуждении намеренно выпущен ряд частных вопросов, касающихся изменения толщины слоя стока при изменении обводненности и зависимости коэффициентов фильтрации от глубины и свойств торфа. При резком, например, сезонном изменении объема стока, эти факторы несомненно имеют существенное значение, но когда сток изменяется постепенно настолько, что вслед за ним успевают происходить изменения ботанического состава торфа и образующих его растительных со-

обществ, характер фильтрации и мощность деятельного слоя торфа остаются примерно постоянными. Именно поэтому предложенные соотношения можно использовать при анализе изменения структуры грядово-мочажинных комплексов в результате медленных климатических вариаций.

Нет смысла в данной работе останавливаться и на деталях регуляции системы мочажина – гряда. Ее существование определяется наличием положительной обратной связи между условиями локальной проточности в грядах и мочажинах и растительностью, которая на них формируется. Локальные условия стока определяют характер растительности, условия разложения мертвого растительного вещества и тип откладываемого торфа, а последний, в свою очередь, определяет условия стока, которые индуцируют именно такой тип растительности. Рост контрастности местообитаний влечет и контраст в локальных условиях стока, который ограничивается внешними условиями, и в первую очередь гидротермическими условиями и водным балансом конкретного участка болота. Наличие такой регуляции позволяет предполагать, что конкретный механизм возникновения гряд и мочажин может резко различаться. Любая возникающая неоднородность стока, связанная с нарушением или неоднородным ростом растительности, с неоднородностью промерзания и протаивания, с неоднородностью снежного покрова и т.п., приводит к дифференциации уклонов потока фильтрующейся воды, а это провоцирует дальнейшую дифференциацию растительности и рост контраста в условиях местообитания. Таким образом, причина существования грядово-мочажинных комплексов одна, а пути, которыми эти комплексы формируются, могут быть самые разнообразные.

## **Выводы**

Отсутствие единообразия взглядов по вопросу природы грядово-мочажинных комплексов отчасти связано с тем, что в своих работах исследователи концентрировали усилия на проблеме механизма их возникновения, а не на проблеме их существования. Анализ гидрологических связей условий стока, уклонов, коэффициентов фильтрации и соотношений, которым они подчиняются, позволяет объяснить их существование как каскадной системы террас-мочажин и уступов-гряд. Система мочажин и гряд оказывается устойчивой в определенном диапазоне уклонов и при различных соотношениях по площади, что определя-

ется внешними условиями стока: количеством осадков, испаряемостью, наличием или отсутствием грунтового стока и площадью водосбора, сток с которого проходит через конкретный участок комплекса. Мерзлотные процессы – лишь один из механизмов формирования первичной неоднородности. Грядово-мочажинные комплексы могут формироваться и без их участия, что и наблюдается, вероятно, в большинстве случаев. Роль процессов пучения и просадки вторична. В результате этих процессов происходит метаморфоз, увеличение ширины гряд, формирование продольного стока по системе мочажин, образование выпуклостей в минеральном дне торфяника под грядами. Исследования морфометрии комплексов позволяют определить критерии отличия грядово-мочажинных комплексов, которые подверглись мерзлотной трансформации.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Anderson D.S., Davis R.B.* The eccentric bogs of Maine: a rare wetland type in United States. – Maine: University of Maine, 1991. – 168 p.
2. *Auer V.* Uber die Entstehung der Strange auf der Torfmooren // *Acta forestalia Fennica.* – 1920. – Issue. 12. – P. 1 – 145.
3. *Foster D.R., King G.A., Glaser P.H., Wright Jr. H.E.* Origin of string patterns in boreal peatlands // *Nature.* – 1983. – V. 306. – P. 256 – 258.
4. *Foster D.R., Wright Jr. H.E., Theläus M., King G.A.* Bog development and landform dynamics in central Sweden and south-eastern Labrador, Canada // *J. Ecology.* – 1988. – V. 76. – P. 1164 – 1185.
5. *Абрамова Л.И., Березина Н.А., Куликова Г.Г. и др.* Регрессивные явления на болотах Томской области // *Природные условия Западной Сибири.* – М.: МГУ, 1972. – Вып. 2. – С. 51 – 60.
6. *Архипов С.А., Волкова В.С.* Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1994. – 106 с.
7. *Бахнов В.К.* Биогеохимические аспекты болотообразовательного процесса. – Новосибирск: Наука, 1986. – 193 с.
8. *Богдановская-Гиенёф И.Д.* Закономерности формирования сфагновых болот верхового типа на примере Полистово-Ловатского массива. – Л.: Наука, 1969. – 188 с.
9. *Богдановская-Гиенёф И.Д.* О некоторых регрессивных явлениях на верховых болотах // Академику В.Н. Сукачеву к 75-летию со дня рождения. Сборник работ по геоботанике, лесоведению, палеогеографии и флористике. – М.-Л.: АН СССР, 1956. – С. 90 – 107.
10. *Болота Западной Сибири их строение и гидрологический режим.* – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 448 с.
11. *Васильев С.В.* Воздействие нефтегазодобывающей промышленности на лесные и болотные экосистемы. – Новосибирск: Наука, 1998. – 136 с.



12. *Валуцкий В.И., Лапина Е.И.* Структура растительного покрова средней тайги Обь-Иртышского междуречья (бассейн Бол. Салыма) // Геоботанические исследования в Западной и Средней Сибири. – Новосибирск: Наука, 1987. – С. 120 – 139.
13. *Вильямс В.Р.* Почвоведение. – М.: Сельхозгиз, 1949. – 471 с.
14. *Волкова В.С., Левина Т.П.* Растительность голоцена Западной Сибири по палинологическим данным // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 186 – 192.
15. *Галкина Е.А.* Болотные ландшафты и принципы их классификации // Сб. науч. работ. Ботан. института АН СССР (за 1941 – 1943 гг.). – Л.: АН СССР, 1946. – С. 139 – 156.
16. *Галкина Е.А.* К вопросу о природе грядово-мочажинных комплексов и связи их распространения с различными классами болотных урочищ // Вопросы экологии развития болот, болотных местообитаний и торфяных залежей. – Петрозаводск: Ин-т биологии КФ АН СССР, 1985. – С. 30 – 41.
17. *Глебов Ф.З.* Взаимоотношения леса и болота в таежной зоне. – Новосибирск: Наука, 1988. – 184 с.
18. *Гришин И.С.* Влияние снежного покрова на формирование микрорельефа торфяных месторождений верхового типа и их природных комплексов // Изучение состава и свойств торфа в целях его использования в народном хозяйстве. – М.: 1977. – С. 109 – 123.
19. *Доктуровский В.С.* Торфяные болота. Происхождение, природа и особенности болот СССР. – М.-Л.: Гл. ред. горнотопливной литературы, 1935. – 224 с.
20. *Иванов К.Е.* Водообмен в болотных ландшафтах. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 279 с.
21. *Иванов К.Е.* Образование грядово-мочажинного микрорельефа как следствие условий стекания влаги с болот // Вестник Ленингр. ун-та. Сер. геология и география. – 1956. – Вып. 2. – № 12. – С. 59 – 72.
22. *Иванов К.Е.* Основы гидрологии болот лесной зоны и расчеты водного режима болотных массивов. – Л.: Гидрометеиздат, 1957. – 500 с.
23. *Карофельд Э.К.* О временной динамике грядово-мочажинного комплекса на верховых болотах Эстонии // Ботанический журнал. – 1986. – Т. 71. – № 11. – С. 1535 – 1542.
24. *Карофельд Э.К.* Об образовании мочажин на верховых болотах Эстонии // Структура и развитие болотных экосистем и реконструкция палеогеографических условий: Тез. докл. X Всесоюзного семинара-экскурсии (30.08. – 03.09.1989 г., Эстонская ССР). – Таллин: АН ЭССР, 1989. – С. 70 – 74.
25. *Кац Н.Я., Кириллович М.М., Лебедева Н.В.* Движение поверхности сфагновых болот и формирование их микрорельефа // Землеведение. – 1936. – Т. 38. – Вып. 1. – С. 1 – 32.
26. *Кац Н.Я.* Болота и торфяники. – М.: Государственное учебно-педагогическое издательство, 1941. – 400 с.
27. *Кац Н.Я.* Типы болот СССР и Западной Европы и их географическое распространение. – М.: Географгиз, 1948. – 320 с.
28. *Кац Н.Я.* Болота Земного шара. – М.: Наука, 1971. – 295 с.

29. Конойко М.А. Методика и результаты исследований грядово-мочажинного комплекса // Структура и развитие болотных экосистем и реконструкция палеогеографических условий: Тез. докл. X Всесоюзного семинара-экскурсии (30.08. – 03.09.1989 г., Эстонская ССР). – Таллин: АН ЭССР, 1989. – С. 75 – 80.
30. Конойко М.А. Условия развития верховых болот Белоруссии // Генезис и динамика болот. Вып. 1. – М.: МГУ, 1978. – С. 157 – 162.
31. Краснов И.И. О болотной солифлюкции и современной трансгрессии болот на равнинах в зоне тайги // Проблемы физической географии. – 1941. – Вып. 10. – С. 3 – 34.
32. Кузьмин Г.Ф. Болота и их использование. – Спб.: ВНИИ торфяной промышленности, 1993. – 140 с.
33. Ларгин И.Ф. Основные свойства торфяных месторождений и закономерности их изменения: Автореф. дис. ... докт. техн. наук. – Калинин, 1968. – 43 с.
34. Лопатин В.Д. Гладкое болото (Торфяная залежь и болотные фации) // Ученые записки Ленинградского университета. Сер. геогр. – 1954. – Вып. 9. – № 166. – С. 95 – 181
35. Лопатин В.Д. Общие закономерности возникновения, развития и распространения микрокомплексного растительного покрова // Вопросы экологии развития болот, болотных местообитаний и торфяных залежей. – Петрозаводск: Ин-т биологии КФ АН СССР, 1985. – С. 5 – 29.
36. Ниценко А.А. О классификации болотных комплексов // Ботанический журнал. – 1960. – Т. 45. – № 11. – С. 1630 – 1639.
37. Ниценко А.А. О происхождении грядово-мочажинного рельефа на болотах // Вестник Ленинградского университета. Серия биолог. – 1964. – Вып. 4. – № 21. – С. 75 – 87.
38. Новиков С.М., Усова Л.И. О природе и классификации бугристых болот // Труды ГГИ. Вопросы гидрологии болот. – Вып. 261. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979а. – С. 3 – 13.
39. Новиков С.М., Усова Л.И. Дешифровочные признаки болотных микроландшафтов бугристых торфяников // Труды ГГИ. Вопросы гидрологии болот. – Вып. 261. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979б. – С. 14 – 26.
40. Прозоров Ю.С. Закономерности развития, классификация и использование болотных фитоценозов. – М.: Наука, 1985. – 209 с.
41. Пьявченко Н.И. К вопросу познания природы грядово-мочажинных комплексов карельского типа // Труды Ин-та леса АН СССР. – 1953. – Т. 13. – С. 130 – 147.
42. Пьявченко Н.И. Бугристые торфяники. – М.: АН СССР, 1955. – 280 с.
43. Романова Е.А. Роль гидрологического режима в развитии древесной растительности на верховых болотах Нечерноземья // Значение болот в биосфере. – М.: Наука, 1980. – С. 147 – 152.
44. Уошборн А.Л. Мир холода. Геокриологические исследования. – М.: Мир, 1988. – 384 с.
45. Усова Л.И. Бугристые болота северной части Западно-Сибирской равнины // Труды ГГИ. – 1983. – Вып. 303. – С. 3 – 11.
46. Фриш В.А. Торфяная тектоника // Известия ВГО. – 1978. – Т. 110. – Вып. 2. – С. 108 – 112.

47. *Фриш В.А.* Торфяная тектоника и динамика ландшафтов // Известия Русского географического общества. – 1993. – Т.125. – Вып.2. – С. 66 – 73.
48. *Хотинский Н.А.* Голоцен северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 200 с.
49. *Храмов А.А., Валуцкий В.И.* Лесные и болотные фитоценозы Восточного Васюганья. – Новосибирск: Наука, 1977. – 222 с.
50. *Цинзерлинг Ю.Д.* Растительность болот // Растительность СССР. – М.: АН СССР, 1938. – Т. 1. – С. 355 – 428.
51. *Шполянская Н.А., Евсеев В.П.* Выпуклобугристые торфяники северной тайги Западной Сибири // Природные условия Западной Сибири. – М.: МГУ, 1972. – Вып. 2. – С. 134 – 146.

## Глава 8

### **ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ, СКОРОСТЬ И ФАКТОРЫ ТОРФОНАКОПЛЕНИЯ**

В данной главе приведен краткий обзор литературы и библиография по проблеме торфонакопления, скорости и факторам торфонакопления, продуктивности растительных сообществ, а также по палеоэкологическим реконструкциям условий торфонакопления в голоцене. Приведенные цифры о масштабах заболачивания Западной Сибири относятся к площади заболоченных земель, определяемых по нулевой мощности торфяной залежи. Продуктивность растительных сообществ определяет объем исходного материала для торфообразования, а интенсивность разложения – объем возвращаемых в оборот минеральных веществ. Процессы разнонаправлены, но их интенсивность определяется сходными факторами.

*In the chapter the brief review of the literature and bibliography on the problem of peat accumulation, its rates and factors, productivity of vegetative communities, and also on reconstruction of paleoecological conditions of peat accumulation in Holocene are adduced. The reduced data on paludification scales in West Siberia regard to wetland areas determined by zero thickness of a peatland. Vegetative communities productivity determines a volume of initial material for peat accumulation. Decomposing intensity determines a volume of mineral matter returned into circulation. Processes are multidirected, but their intensity is determined by similar factors.*

Природные условия Западной Сибири, способствующие заболачиванию, достаточно хорошо рассмотрены во многих работах, однако наиболее подробный их обзор содержится в работе Н.А. Караваевой [116]\*. Среди главных факторов выделяются: равнинность и низкая эрозионная расчлененность территории, низкий базис эрозии, гумидность климата, слабая континентальность и широкое распространение суглинистых покровных отложений. Заболачивание происходит как в результате поверхностного переувлажнения, так и за счет поднятия уровня грунтовых

---

\* Вид ссылок на литературу в этой главе изменен для удобства восприятия основного текста в связи с большим объемом библиографии.

вод [285, 297, 117]. Это случается или благодаря формированию в почве биогенного горизонта и локального водоупора за счет ожелезнения, оглеения, или промерзания [177, 116, 117, 72], – и в этих случаях выделяется **автохтонный** тип заболачивания [75, 116], или за счет расширения болотных массивов в стороны, – и в этих случаях выделяется **аллохтонный** тип заболачивания [75, 116, 163].

Опыт изучения лесного покрова северной части Западной Сибири показывает, что в настоящее время торфонакопление отмечается почти во всех депрессиях рельефа. Автохтонный путь заболачивания, несомненно преобладавший в начале голоцена, в настоящее время играет крайне малую роль. Доминирующим процессом является аллохтонное заболачивание за счет радиального роста болотных массивов. Оценка масштабов такого заболачивания весьма различна [178, 199].

Существует и третий путь заболачивания – заторфовывание водоемов, хорошо описанный В.Н. Сукачевым [234]. Разумеется, он не столь экзотичен, как в Бельгии при зарастании крепостных рвов [270]. Таким путем заболачиваются пойменные озера, старицы и, кроме того, постоянно создается большое число антропогенных выемок, канав, карьеров. Тем не менее прирост болотной площади этим путем представляется нам крайне незначительным.

Болотообразование на территории Западной Сибири в северной и центральной частях началось около 9 000 лет назад [154, 157, 178], в южной части – около 5 000 лет назад [130, 151, 251]. Рассчитывая от 9 000 лет, получаем, что в среднем в течение голоцена заболачивалось около 8 800 га/год. Приведенные цифры весьма впечатляют и дают хорошее представление о масштабах и темпах заболачивания Западной Сибири.

Работы 1996 г. были сосредоточены на оценке темпов заболачивания Западной Сибири в ее северной части за счет аллохтонного заболачивания. В предыдущие годы были проведены исследования по морфометрии болотных массивов и лесоболотных комплексов, построена оценочная модель, определены основные параметры заболачивания. Ведущим среди них является **скорость торфонакопления** – скорость роста торфяников по мощности. В связи с этим основное внимание в исследованиях 1996 г. было сосредоточено на выявлении голоценовой динамики скорости торфонакопления и на определении факторов, которые на нее влияют.

Несомненную важность для прогноза скорости торфонакопления имеют зональные факторы. Именно вековые и сверхвековые вариации температуры и увлаженности определяли ее вариацию в течение голо-

цена. Поэтому большое внимание было уделено выяснению связей скорости торфонакопления с вариациями климатических переменных.

Литература по болотам и их развитию огромна, и мы намеренно отказались в обзоре от рассмотрения ряда вопросов. Не освещены вопросы типологии болот и болотной растительности [27 – 29, 214], районирования болот [29, 161, 120, 122, 156], их биосферной и биогеоэкологической роли [285, 293], моделирования [4, 50, 61, 65, 165, 263, 267], рационального использования [182, 181], охраны [29], осушения и дистанционной индикации. Ниже приведен краткий обзор литературы и библиография, главным образом, **по проблеме торфонакопления, скорости и факторам торфонакопления, продуктивности растительных сообществ**, а также по **палеоэкологическим реконструкциям условий торфонакопления в голоцене**. Мы не сочли нужным ограничиваться только материалом по Западной Сибири, так как по многим вопросам регионального материала явно недостаточно. Вместе с тем большая часть работ посвящена северной Евразии, территории России и бывшего СССР, меньшая – территории Северной Америки.

Приведенные цифры о масштабах заболачивания Западной Сибири относятся к площади заболоченных земель, определяемых по нулевой мощности торфяной залежи [108]. Примерно также оценивают заболоченную площадь в Канаде, но в других, например в странах Балтики, в эту площадь могут включать заболоченные земли только с торфяной залежью не менее 30 см [290]. Все это тесно связано с проблемами терминологии и определения понятия болот (bogs) и заболоченных земель (wetlands). Это обсуждается в ряде общих работ по болотоведению, в специальных обзорах и в ряде статей [24, 27, 57, 58, 107, 108, 158, 162, 202, 285, 290, 297, 302, 310].

## Скорость торфонакопления

В предшествующем отчете обсуждалась геометрическая модель оценки скорости заболачивания. В эту модель в качестве одного из параметров входит скорость торфонакопления. В отличие от других параметров, входящих в уравнение, этот не может быть определен какими-либо дистанционными методами. Выявление реальных скоростей торфонакопления для каждого болотного массива методом радиоуглеродного датирования может обеспечить более или менее точный ретроспективный прогноз. Для получения оценки перспектив заболачивания

на будущее необходима, по меньшей мере, качественная модель, подсказывающая хотя бы направление изменения скорости торфонакопления.

Возможность использования в модели некоторой средней величины скорости торфонакопления для данного района обеспечивает весьма грубый прогноз. Выше было показано, что варьирование скорости в пределах  $\pm 0,1$  мм/год обеспечивает ошибку от 1,5 до 3 тыс. лет (25 – 30%) при оценке времени заболачивания полого-бугристого среднетаежного рельефа с амплитудой высот в 2 – 3 м. Таким образом, скорость торфонакопления – скорость прироста торфяников по мощности – один из наиболее важных параметров оценки интенсивности заболачивания. Ориентируясь именно на этот показатель, сделаны основные выводы о прогрессирующем характере заболачивания Западной Сибири [154 – 157, 177, 178]. На нем же основываются основные возражения оппонентов [58]. В то же время сводки и обобщающие работы по динамике торфонакопления отсутствуют.

Краткую сводку по результатам измерения скорости торфонакопления дает М.С. Боч [24] на основе обзора мировой болотоведческой литературы. Особо выделяется работа [311], на которую ссылается также Н.И. Пьявченко [136]. К сожалению, нам она оказалась недоступной. М.С. Боч [24] отмечает, что скорость торфонакопления варьирует в целом в пределах от 0,1 до 1,0 мм/год и зависит от типа болот, периода торфонакопления и зонального положения болота.

О.Л. Лисс и Н.А. Березина [154 – 157], основываясь на данных радиоуглеродного датирования торфяников, определили, что скорость торфонакопления в голоцене Западной Сибири варьировала в довольно широких пределах. В среднетаежной и южнотаежной подзонах она изменялась в пределах 0,17 – 0,76 мм/год, в среднем составляя 0,67 мм/год. В то же время в исключительных случаях были определены скорости более 5 мм/год. В торфяниках Среднего Приобья средняя скорость торфонакопления в голоцене составляла 0,36 мм/год, в зоне крупнобугристых болот – 0,5 мм/год. Установлено [153 – 155, 157], что в течение голоцена скорость торфонакопления в среднем увеличивалась и была наибольшей в лесостепной и южнотаежной подзонах и минимальной – в лесотундровой и северотаежной подзонах Западной Сибири.

Несколько иную картину для среднетаежных торфяников отмечают Ф.З. Глебов и Л. Карпенко [58, 63, 119]. В торфяниках Среднего При-

обья и Тугуланской котловины приенисейской Сибири скорость торфонакопления в целом снижалась и имела максимум в атлантический и бореальный периоды голоцена.

Данные по скорости торфонакопления обсуждаются также в работах [97, 136, 182, 263, 274, 281, 282, 296, 147].

Анализ скорости торфонакопления в болотах Карелии содержится в ранней обобщающей работе Г.А. Елиной [85]. Ею отмечен максимум в начале атлантического периода (1 – 1,2 мм/год) и минимум – в суббореальный период (0,5 – 0,63 мм/год). В последнее время ею и коллегами проделан ряд интереснейших работ по детальному выявлению вариаций скорости торфонакопления и их связи с климатическими и палеоэкологическими обстоятельствами голоцена в южной Карелии и на Кольском полуострове [7, 87 – 89, 93, 23]. *Аналогичных по детальности и обстоятельности работ в Западной Сибири и где-либо в другом месте не проводилось.*

В упомянутых работах Г.А. Елиной и коллег [7, 87 – 89, 93, 23] на основе выявленных темпов торфонакопления делается прогноз заболачивания территории Карелии по площади. Сходные расчеты выполнены В.А. Коломыцевым [138 – 140]. Таким образом, для Южной и Восточной Карелии и отдельных ее районов получены достаточно правдоподобные оценки скорости радиального разрастания болот и изменения их площадного состава. *В Западной Сибири аналогичных по достоверности и правдоподобию оценок до сих пор получено не было.* Имеющиеся оценочные модели в расчетах используют среднюю скорость торфонакопления без учета ее вариаций или элементы геометрии единичного болотного массива [178], или крайне абстрактные представления об этом [58, 61].

Для построения перспективных моделей изменения скорости торфонакопления важным является и выявление причин ее изменчивости. Среди причин, вызывающих периодические изменения скорости торфонакопления, основной, по общему признанию, является климат. Однако здесь нет единого мнения. Ф.З. Глебов [58] считает, что скорость торфонакопления снижается в ксеротермические периоды (теплые и сухие), когда процессы лесообразования начинают преобладать над процессами болотообразования. В то же время Н.А. Хотинский [253] считает общепризнанным, что скорость торфонакопления возрастает во влажные периоды, когда климат смягчается и снижается в периоды похолоданий и возрастания континентальности.



Помимо варьирования скорости торфонакопления наблюдаются и ее закономерные изменения. Ф.З. Глебов [58] отмечает, что скорость торфонакопления в таежной зоне закономерно снижается не только за счет влияния климата, но и за счет уменьшения возможности расширения болот по мере заполнения депрессий рельефа. Автор отмечает и показывает на примере моделей, что снижение скорости торфонакопления сопровождается усилением лесообразовательного процесса, который может стать настолько доминирующим, что процесс разблачивания станет необратимым.

Другие причины закономерного снижения скорости объясняются с использованием модели акротельма – катотельма [263, 267]. Согласно авторам, в верхнем деятельном слое (в акротельме) происходит интенсивное разложение торфа. То, что остается, с течением времени переходит в нижние мертвые слои торфяника (в катотельме). В катотельме также идет разложение торфа, но существенно медленнее. Объем биомассы, переходящей из акротельма в катотельм, за минусом того, что разлагается в самом катотельме, обеспечивает его прирост по массе. С течением времени мощность катотельма становится велика настолько, что суммарное разложение торфа по всей толще катотельма компенсирует объем поступающего вещества из акротельма. В этот момент, по мнению автора, рост торфяника в высоту прекращается. Таким образом, снижение скорости торфонакопления по мере развития торфяников объясняется простой системой сообщающихся слоев торфа без привлечения внешних причин.

Разумеется, прямое использование имеющихся сведений по скорости торфонакопления в оценочных моделях едва ли возможно. Вместе с тем к настоящему времени уже накоплен некоторый материал по радиоуглеродным датировкам торфяников, который постоянно пополняется и доступен для обобщения. Это позволило построить некоторый средний ряд изменений скорости торфонакопления в голоцене для таежной зоны Западной Сибири.

Такой ряд, несомненно, имеет определенную предсказательную ценность, но он основан на недостаточно большом числе наблюдений, чтобы исключить случайные вариации и локальные различия торфяников. Имеющиеся данные не обеспечивают надлежащей статистической точности. Для того чтобы убедиться в неслучайном характере временного ряда изменений скорости торфонакопления, необходимы иные методы. Для этой цели проведено следующее:

1) построены аналогичные ряды для других районов Западной Сибири и Евразии, что позволяет провести сравнение и определить общие тенденции и закономерности;

2) проведен анализ связи скорости торфонакопления с климатом, что позволяет построить качественную модель взаимодействия климата и торфонакопления в северных регионах Западной Сибири;

3) проведен стратиграфический анализ северных торфяников для определения типов растительных сообществ, соответствующих определенным стадиям торфонакопления и его современному состоянию.

Для построения временных рядов изменений скорости торфонакопления по литературным данным [43, 58, 68, 69, 71, 76, 77, 85, 87 – 89, 99, 105, 112 – 114, 119, 130, 131, 151, 178, 227, 228, 243, 251, 256] собрана коллекция радиоуглеродных датировок из разрезов различных торфяников. Сюда вошли разрезы описанные для европейской части России, зарубежной Европы и азиатской России, описанные в различных подзонах, от лесостепи до арктики Евразии. Всего было проанализировано более 83 разрезов. Отбирались преимущественно те разрезы, для которых было получено по меньшей мере две радиоуглеродные датировки. В ходе анализа из множества разрезов по разным причинам часть разрезов была исключена – в основном горные торфяники и торфяники с явно аномальными высокими или низкими скоростями торфонакопления. Таким образом, в конечную обработку вошло 54 разреза.

Все разрезы были разбиты на несколько групп:

- **Внеарктическая Евразия (ES)** – 22 разреза из торфяников умеренных широт Европы и Дальнего Востока, исключая Западную Сибирь;

- **Северная Евразия (EN)** – 7 разрезов из торфяников северной тайги, лесотундры и тундры, исключая Карелию и Западную Сибирь;

- **Карелия (K)** – 8 разрезов выделены в отдельную группу из торфяников Карелии [7, 87 – 89, 93]. Все приросты торфяной залежи, рассчитанные для Карелии, примерно в 2 раза превышают средние приросты для севера Евразии, хотя общая тенденция изменения приростов в течение голоцена здесь оставалась сходной с ними. Это послужило основанием для выделения карельских разрезов в отдельную группу;

- **Юг Сибири (SS)** – 6 разрезов из торфяников лесостепи и южной тайги Прииртышья;

- **Тайга Сибири (ST)** – 6 разрезов из торфяников средней и северной тайги центральной и приенисейской части Западной Сибири;

• **Север Сибири** (*SN*) – 5 разрезов из северной тайги, лесотундры и тундры центральной и приенисейской частей Западной Сибири.

По выделенным группам разрезов построены зональные и региональные ряды изменения скорости торфонакопления в голоцене. Методом многократного сглаживания скользящими средними [124] выделены тренды и вариации. С использованием анализа сериальных корреляций и анализа Фурье [124] проведена оценка ритмичности изменений. Проанализированы взаимные корреляции и построены взаимные коррелограммы с климатическими кривыми голоцена [9, 45, 46].

Определено, что изменения скорости торфонакопления в голоцене у торфяников севера (среднетаежная, северотаежная, лесотундровая подзоны и зона тундр) и юга (зоны степи, лесостепи, южной тайги, подтайги, хвойно-широколиственных и широколиственных лесов) *находятся в противофазе. Фазы возрастания скорости торфонакопления на севере и снижения на юге в рамках вариаций совпадают с потеплениями климата. Выявлены закономерные общеголоценовые тренды снижения скорости торфонакопления на севере и возрастания на юге.* Имеющийся объем материала по динамике торфонакопления можно считать достаточным для построения регионального и зонального прогноза темпов заболачивания в Западной Сибири.

## Палеоэкология торфонакопления

Палеоэкологический анализ проведен на основе обширной литературы по палеогеографии голоцена Евразии [8, 9, 13, 15, 18, 20, 21, 31, 33 – 35, 37, 40, 39, 42, 43, 45, 46, 51, 52, 58, 63, 68, 69, 71, 73, 76, 77, 78, 80 – 89, 93 – 95, 99 – 106, 112 – 119, 121, 125 – 131, 141 – 146, 151, 153, 155, 174, 178, 184, 185, 188, 189, 192, 198, 200, 201, 204 – 208, 215, 219 – 222, 224, 235, 237, 243, 244, 248, 260, 262, 266, 268, 272, 276, 277, 282, 283, 286, 288, 296, 304, 307, 309]. В упомянутых работах определены общие для Евразии и Голарктики этапы развития ландшафтов, а также выявлены региональные особенности изменений климата. Значительная часть выводов, основанных на палинологических данных (вследствие общности методов интерпретации), непротиворечива. Вместе с тем данные палеокарпологии и ботанического анализа торфа не всегда интерпретируются согласно.

Более всего противоречий связано с интерпретацией условий возникновения слоев древесного торфа. В большинстве случаев их появле-

ние рассматривается как результат иссушения торфяной залежи [58]. Самые ранние работы на эту тему опубликованы Вебером в конце XIX в. (цит. по [235]) для болот Германии. Вслед за Вебером слои древесного сильно разложенного торфа получили наименование «пограничного горизонта». Наиболее подробное его описание для знаменитого Шуваловского торфяника дана В.Н. Сукачевым [235]. Впоследствии проблема пограничного горизонта неоднократно обсуждалась [206, 251], однако окончательного решения по вопросу его происхождения нет.

Пограничный горизонт развит преимущественно в Европе, описан на Урале, но в пределах Сибири, хотя сходные по строению горизонты и встречаются, полных его аналогов крайне мало. Более часто такие горизонты вскрываются в среднетаежных торфяниках [58, 99, 178], но не всегда они синхронны друг другу. Предполагается, что в периоды их формирования происходил сдвиг зон на север и формировались южнотаежные условия на месте северной и средней тайги. Вместе с тем, в южнотаежных и лесостепных торфяниках Западной Сибири, где бы они согласно традиционной палеогеографической интерпретации должны были быть развиты, они не обнаруживаются [33, 35, 181]. Таким образом, факты формирования лесных сообществ на олиготрофных торфяниках, часто интерпретирующиеся как факты *разболачивания*, требуют более детальных исследований, и, в частности, всестороннего изучения и обобщения данных о современных и палеоусловиях торфонакопления.

Другой круг вопросов, требующий более тщательной палеоэкологической проработки, связан с возникновением и развитием бугристых и мерзлых торфяников [72, 73, 88, 110, 188, 205, 207, 215, 200, 201, 231, 256], а также с возникновением регрессивных явлений на болотах [19] и комплексности [141, 118]. Мерзлота как фактор торфонакопления несомненно играла и играет одну из главных ролей в торфонакоплении на севере. Однако история ее возникновения в торфяниках описывается весьма различно. Несомненно ее влияние на современные процессы торфонакопления. Постепенное снижение скорости торфонакопления на северных болотах, вероятнее всего, связано именно с ее воздействием.

Мерзлотные явления на севере часто сочетаются с формированием лишайниковых ценозов на грядках [175]. Это явление издавна квалифицируется как регрессивное. Лишайники отличаются достаточно интенсивным ростом [3], хорошо восстанавливаются после пожаров [41], на-

капливают в себе высокие концентрации минеральных веществ (намного превосходящие концентрации в зеленой фитомассе мхов и травянистых растений), образуют плотные дернины и практически до нуля сокращают испарение с поверхности болота (бугра) [22]. Вся совокупность свойств показывает, что они не способствуют формированию древесной растительности и, вместе с тем, тормозят торфонакопление. По сути дела, формируются микроусловия южных лишайниковых тундр. В период господства лишайников, под их покровом, создается сильно и средней степени разложенный торф с обилием кустарников. Следы этого нередко фиксируются в торфяной залежи. Их наличие на поверхности говорит либо о прекращении торфонакопления, либо его замедлении.

Регрессивные явления другого типа – «черные мочажины», по своей природе тесно связаны с образованием комплексности на болотах. Здесь следует упомянуть работу Фриша [245], который образование грядово-мочажинных комплексов тесно связывает с метанообразованием. Эта проблема – одна из наиболее запутанных и старых.

В целом, несмотря на ряд противоречий, имеющийся материал по палеоэкологическим реконструкциям в достаточной мере может служить основой прогноза как скорости торфонакопления непосредственно, так и для предсказания форм и механизмов последующего заболачивания. Полученные автором кривые скорости торфонакопления по Западной Сибири показали хорошую связь с климатическими кривыми В.С. Волковой [9, 45, 46]. Проведенный анализ взаимных коррелограмм позволил обнаружить эффекты запаздывания разного знака для северных и южных торфяников соответственно.

## Факторы торфонакопления

Торфонакопление – сложный процесс, зависящий от многих факторов. В соответствии с этим прогноз изменения скорости торфонакопления необходимо строить с учетом не только климата. Среди **физических факторов**, определяющих процесс торфонакопления, ведущими являются характер минерального питания растений, температурный режим, обводненность местообитания, изменчивость водного режима. Все это в совокупности определяет **биологические факторы** торфонакопления: состав растений болотных фитоценозов и их продуктивность, состав микробоценозов, участвующих в разложении мертвой биомассы, и

их активность. Кроме того, болотным экосистемам свойственна динамика, вызванная не только внешними факторами, но и внутренними причинами. В этом отношении важно выяснить, не являются ли изменения скорости торфонакопления следствием саморазвития болотных экосистем.

Изучение факторов торфонакопления предпринято в плане уточнения интерпретации имеющихся оригинальных и опубликованных палеоботанических данных. Более всего нас интересовал вопрос о том, в каких условиях происходит интенсивное торфонакопление слаборазложившегося сфагнового торфа, а в каких – сильноразложившегося древесного или пушицевого торфа.

Н.И. Пьявченко определяет четыре стадии процесса торфонакопления [136]: 1) формирование биомассы, 2) ее отмирание (опад), 3) ее разложение гетеротрофными организмами и 4) аккумуляция не полностью разложившегося вещества в виде торфа. Подробное рассмотрение процесса торфонакопления не входит в задачу настоящей работы. Тем не менее, для того чтобы выделить ведущие факторы этого процесса, следует остановиться на некоторых моментах, а именно, на условиях формирования биомассы и условиях ее разложения.

### **Продукция органики**

Количество отмирающей биомассы (опада) в общем случае пропорционально объему нарастающей биомассы [10, 216], поэтому комплекс абиотических факторов, определяющих продуктивность биологического сообщества, определяет и количество опада. В целом, биологическая продуктивность сообществ заболоченных местообитаний зональна и определяется гидротермическим балансом – суммой эффектов тепла и влаги, что является общим положением для всех биологических сообществ [16]. В пределах зоны она лимитируется, главным образом, притоком питательных элементов – трофностью почвы, аэрируемостью почвы, типом растительных сообществ и ценотической значимостью эдификаторов [90, 91].

Рассмотреть действие зональных факторов в пределах Западной Сибири на продуктивность биологических сообществ лучше всего на примере лесных сообществ. Несмотря на трудности определения некоторых параметров биомассы древесных растений и мохового яруса, по лесным сообществам накоплен достаточно большой материал. Мы воспользуемся недавно опубликованной сводкой Н.И. Базилевич [11] по продуктивности наземных сообществ Евразии. Средняя продуктивность

лесных сообществ по всем типам суходольных лесов повышается от среднетаежной к подтаежной подзоне и далее снижается в лесостепи и степи. Оптимум наблюдается в умеренно теплых и умеренно влажных условиях. К северу лимитирующим продуктивность фактором выступает недостаток тепла, к югу – недостаток влаги. *При потеплениях и смещении зон на север, оптимум условий существования лесов смещается к северу, при похолоданиях – к югу.*

Выявленная здесь закономерность зонального распределения продуктивности характерна для зональных типов растительных сообществ и отличается от распределения продуктивности азональных [11]. Продуктивность болотных сообществ изучена существенно слабее. Это связано с большой трудностью определения подземной биомассы и годового прироста мхов [226]. В результате, имеющиеся данные о продуктивности болот крайне противоречивы и, к сожалению, не позволяют сделать столь очевидные выводы, как это можно сделать для лесных сообществ.

По данным той же сводки [11], из других источников [6, 58, 67, 90, 91, 136, 148, 149, 211, 212, 216, 217, 230, 258, 308, 301] можно сделать следующие выводы. Продуктивность заболоченных лесов несколько ниже, чем суходольных, но в целом они имеют достаточно близкую продуктивность. Для южнотаежной подзоны Западной Сибири по данным Н.И. Пьявченко [211, 212] продуктивность сосняка кустарничково-сфагнового составляет 3,8 т/га в год, сосняка с березой травяно-сфагнового – 6,0 т/га в год, кедрача кочкарно-осокового – 7,8 т/га в год. Сходные величины получены Г.А. Елиной и О.Л. Кузнецовым [90, 91] для среднетаежной подзоны Карелии, где в заболоченных лесах формируется 7,0 – 7,9 т/га в год и Ф.З. Глебовым [58, 67] для среднетаежной подзоны Западной Сибири, где в заболоченных лесах различного типа формируется от 4,5 до 7,2 т/га в год фитомассы. По сравнению с болотами, продуктивность заболоченных лесов выше, но на мезоевтрофных облесенных болотах, она может быть больше, чем в лесах.

Опад в сообществах заболоченных местообитаний пропорционален приросту фитомассы и составляет в среднем 80 – 85% от прироста в зависимости от типа. Превышение прироста над опадом теоретически означает накопление живой растительной массы в указанных сообществах. Это нормально для растущих и молодых древесных сообществ. На олиготрофных сосново-кустарничково-сфагновых болотах накопление живой фитомассы сомнительно. Другие возможные причины превыше-

ния прироста над опадом: экспорт части продукции на пределы экосистемы, ее потребление и вынос за пределы экосистемы животными и, наконец, возможная неточность методик учета.

В абсолютных величинах опад варьирует от 2,5 до 8,9 т/га в год. Иначе говоря, ежегодное поступление на поверхность почвы мертвого растительного материала в заболоченных лесах и на болотах равно 290 – 890 г/м<sup>2</sup>. Опад, как и прирост, неодинаков в различных сообществах. Количество опада снижается от евтрофных сообществ к олиготрофным и от заболоченных лесов к открытым болотам. Высокие приросты и большое количество опада образуется на облесенных болотах мезо-евтрофного типа. Связь продуктивности и опада с типами растительности на основе однофакторного дисперсионного анализа подтверждается на уровне 95% и выше, при силе связи около 0,45. К сожалению, данные таблицы собраны из различных регионов, поэтому величина выявленной связи весьма условна. Для анализа межрегионального варьирования данных мало, но можно отметить высокую продуктивность карельских олиготрофных болот и заболоченных лесов в сравнении даже с южно-таежными сообществами из района Вологды и Западной Сибири.

В зональном срезе прежде всего обсудим данные по продуктивности болот в подзоне субарктических типичных тундр, полученные по наблюдениям на Таймыре. Н.И. Базилевич [11], отмечает высокую продуктивность таймырских сообществ не только для болот, но и для зональной растительности. Здесь она выше даже для сообществ южных тундр Кольского полуострова, где климат заметно мягче. Этот феномен она объясняет действием орографии, а именно экранирующим действием гор Бырранга. Таким образом, данные по болотам субарктических тундр отражают региональную специфику сообществ в большей степени, чем зональную. Данные по остальным зонам более репрезентативны.

В евтрофных (низинных) болотах, по преимуществу травяного типа, обнаруживается возрастание продуктивности с юга на север, постепенное в пределах таежной зоны и резкое к югу от нее. Дефицит влаги, лимитирующий продуктивность лесных сообществ (как и зональных вообще), в районах с недостаточным увлажнением не проявляется, поскольку болотные сообщества низинного типа развиваются на переувлажненных местообитаниях – в приозерных котловинах, в поймах и иных депрессиях рельефа, накапливающих сток и увлажняющихся грунтовыми водами.



Олиготрофные и мезотрофные болота не обнаруживают столь строгой закономерности. Максимальная продуктивность в пределах лесной зоны наблюдается в среднетаежной подзоне. В южной тайге и подтайге их продуктивность существенно ниже. Этот эффект может быть вызван взаимодействием факторов климата, геологии и трофности.

Олиготрофные болота в южнотаежной подзоне, в подзоне подтайги и в подзоне лесостепи занимают местообитания в центральных частях сильно выпуклой поверхности мощных торфяников, где доступна почти исключительно атмосферная влага. Разумеется в таком «плакорном» положении они испытывают действие зональных климатических факторов гораздо острее, чем болота низин. По данным Гидрологического института [22] испарение с болот за вегетационный период составляет 290 – 340 мм в северотаежной подзоне, 340 – 380 мм в среднетаежной подзоне и 360 – 430 мм в южнотаежной подзоне, в то время как количество осадков за этот же период уменьшается от 400 мм/год в среднетаежной подзоне к 300 мм/год в подзоне лесостепи и подтайги. С ростом испаряемости на юг и уменьшением количества осадков от среднетаежной подзоны к югу они могут испытывать периодический недостаток влаги уже в южнотаежной подзоне. Это подтверждается и наблюдениями Н.Л. Линевиц, И.Е. Трофимовой [152], где отмечено, что *суммарное испарение за летний период на олиготрофных болотах превышает количество выпадающих за этот же период осадков уже в средней тайге* (Кондо-Сосьвинское Приобье) в сухие и средние по увлажненности годы. Дефицит влаги на болотах достигается использованием зимней влаги, накопленной в торфе. В южнотаежной подзоне превышение испарения над увлажнением может быть больше, и не исключено, что именно это ограничивает здесь продуктивность олиготрофных болот. В других местообитаниях, где постоянство увлажнения поддерживается подтоком грунтовых вод или подтягиванием влаги из нижележащих слоев торфяной залежи, сообщества получают дополнительный приток минеральных веществ. В этом случае олиготрофные болота просто не формируются, а их место занимают евтрофные. Данные по продуктивности относятся уже к другому типу болот.

Этого не происходит в среднетаежной подзоне вследствие крайне низкой минерализации поверхностных вод, а это, в свою очередь, зависит от минерализации почвообразующих пород, слагающих дно торфяной залежи. На своеобразную засоленность (карбонатность) подстилающих торфяники минеральных отложений обращали внимание мно-

гие исследователи [33, 34, 130, 181, 151]. Это несомненно связано с их своеобразной голоценовой историей [48, 251]. Влияние химизма подстилающих отложений на трофность болотных местообитаний прослеживается даже в пределах одного, хотя и крупного Васюганского болотного массива [34, 178], северная часть которого покрыта олиготрофными торфяниками на бескарбонатных породах, южная и центральная часть – переходными и низинными болотами на карбонатных породах. В среднетаежной подзоне грунтовые воды и верховодка беднее минеральными веществами [49, 116]. Незначительное повышение трофности почв за счет частичного грунтового питания здесь не приводит к смене олиготрофных болот евтрофными.

Этому, по-видимому, способствует и более прохладный климат, притормаживающий обменные процессы. Даже при наличии достаточного количества зольных веществ в органике торфа они не освобождаются и не вовлекаются в повторный оборот. Получается, что в более холодных условиях средней тайги трофический ареал олиготрофных болот шире и их растительность вполне возможно обнаруживает здесь свой экологический оптимум.

Краткий обзор данных о продуктивности болотных сообществ в зональном разрезе позволил выявить, что производство фитомассы на них в пределах лесной зоны растет с севера на юг, и здесь подчиняется общим правилам, действующим и для зональных (лесных) сообществ.

**Ресурсы тепла** ограничивают продуктивность на севере. Для евтрофных болот тренд увеличения продуктивности с севера на юг сохраняется и в зонах недостаточного увлажнения. Сухость климата в условиях постоянства грунтового увлажнения не приводит к снижению их производительности.

**Дефицит поверхностного увлажнения** сказывается на производительности лесов в зоне лесостепи и степи и, как это ни странно, ограничивает продуктивность олиготрофных болот. Последние ведут здесь себя подобно зональным сообществам, действительно занимая здесь наиболее приподнятые выпуклые части болотных массивов. Оптимум (по продуктивности) для последних наблюдается в подзоне средней тайги, а в южной тайге и подтайге продуктивность олиготрофных болот ниже. Причиной является своеобразное сочетание геологических факторов, охарактеризованное выше. Это подчеркивает значимость условий минерального питания растений, которые могут преломлять действие зональных факторов.

Сделанные выводы о воздействии зональных факторов на продуктивность растительных сообществ болот можно отчасти рассматривать и во временном аспекте, как о воздействии на продуктивность медленных колебаний температуры и увлажненности в течение голоцена.

Признаком большей продуктивности болотных сообществ является наличие древесного яруса. Заболоченные леса отличаются большей продуктивностью, чем открытые болота. Следовательно, факторами, определяющими продуктивность болотных сообществ, являются и факторы, обеспечивающие существование древостоя на болотах или протекание лесообразовательного процесса. Этому вопросу детально уделил внимание Н.И. Пьявченко в программной работе «Лесное болотоведение» [209]. В главе о взаимовлиянии лесообразовательного и болотообразовательного процессов выделен и охарактеризован целый ряд факторов, оказывающих влияние не только на продукционные процессы в растительных сообществах, но и на условия возобновления древесных пород. Факторы роста болот и условия существования растительности на болотах подробно рассмотрены В.Н. Сукачевым в его классическом руководстве [234]. Исключая пока различного рода взаимовлияния, можно выделить важнейшие условия продуктивности болотной растительности: 1) общее увлажнение местообитания, 2) аэрация корнеобитаемого слоя, 3) доступность минеральных веществ.

**Общее увлажнение местообитаний** в условиях недостатка определяется количеством доступной растениям влаги. В болотных сообществах, где наблюдается избыток влаги, мерой увлажнения часто служит уровень болотных вод [149, 269, 273]. Возрастание увлажнения в пределах заболоченных земель в лесной зоне снижает продуктивность растительных сообществ и тормозит лесообразование. Напротив, снижение увлажненности (до определенных пределов) – стимулирует его. Помимо сравнительного материала, это доказывает богатый опыт гидролесомелиорации и сам факт ее существования [17, 96, 111, 223, 229, 238 и др.]. Литература, посвященная этой теме, огромна, и здесь упоминаются только некоторые отечественные работы, вышедшие в последнее время.

Увеличение дренажа и понижение уровня болотных вод стимулирует лесообразование, но во многих случаях, и это известный факт, осушение само по себе не дает желаемого эффекта. В связи с этим разработаны различные шкалы и системы оценки пригодности болот к лесовыращиванию и системы мер содействия естественному возобновлению [47, 247, 290]. Наиболее пригодными для лесосошения считаются ев-

трофные (минеротрофные) болота [290]. Наименее эффективно осушение олиготрофных (омбротрофных) болот из-за недостатка грунтового минерального питания [194]. Этот факт весьма важен в плане интерпретации палеоботанических данных о возникновении лесных сообществ на поверхности олиготрофных болот на севере лесной зоны.

Разумеется, действие общего увлажнения местообитания проявляется многими путями прямо и косвенно, включая изменение микроклимата почв и сообщества в целом, снижение аэрации и т.д. Здесь рассмотрен только общий эффект.

*Аэрация корнеобитаемого слоя* – условие, прежде всего, определяющее кислородное дыхание корней древесных растений. Аэрация, также как и общая увлажненность, помимо прямого действия на рост растений имеет ряд вторичных и опосредованных другими факторами эффектов. Однако суммарный эффект состоит в том, что с увеличением аэрации корнеобитаемого слоя при равной увлажненности местообитания увеличивается рост древесных растений и продуктивность растительных сообществ. Аэрация корнеобитаемого слоя обеспечивается двумя путями: изменчивостью уровня грунтовых (болотных) вод и их проточностью.

В общем случае горизонтальная скорость движения болотных вод согласно закону Дарси пропорциональна уклону поверхности. В работах Е.А. Романовой [218] и К.Е. Иванова [107, 108] приводятся средние уклоны поверхности торфяников в различных болотных микроландшафтах. Эти данные свидетельствуют, что фации (микроландшафты) с элементами лесной растительности развиваются при больших уклонах поверхности, а открытые болота или болотные комплексы с преобладанием мочажин – на меньших уклонах. В другой работе [22] приводится уровневый режим для различных болотных фаций. В подзоне выпуклых олиготрофных болот в микроландшафтах, облесенных сосной, амплитуда годовых вариаций уровня (25 – 30 см) намного больше, чем в мочажинных и необлесенных фациях (10 – 20 см). Меньше эта зависимость обнаруживает себя в зоне евтрофных болот и в зонах с мерзлыми болотами, где ведущие факторы регуляции биологических процессов иные. Вопрос о воздействии проточности и колебаний уровня воды на продуктивность болотных древостоев рассмотрен Ф.З. Глебовым [62]. Им проведены детальные исследования на серии пробных площадей в южной тайге Западной Сибири. Результаты свидетельствуют о том, что ни проточность, ни изменчивость уровней в отдельности не определяют целиком продуктивность древесных сообществ на болотах, а имеется

некоторое интегральное воздействие. Авторы нашли корреляцию бонитета сосновых древостоев и их запаса с единичным расходом воды. Необходимо отметить, что параллельно изменениям уклонов, расходов воды и изменчивости уровней вдоль склона менялась и минерализация вод, которая также играет не последнюю роль в изменении продуктивности в изученных сообществах.

Уровневый режим на болотах, выражаемый кривой обеспеченности по глубинам, хорошо отражает оба показателя, как общую увлажненность, так и изменчивость уровней. В этом плане гидрологи накопили достаточно богатые данные [22]. К сожалению, анализа связи этих данных с продуктивностью биологических сообществ не проводилось.

**Минеральное питание растений**, пожалуй, наиболее сильный из региональных факторов продуктивности после увлажнения. В условиях достаточной влаги ничто так резко и сильно не меняет облик и продуктивность растительности, как наличие или недостаток минеральных веществ в почве. То же самое характерно и для переувлажненных местобитаний.

Минеральное питание растений в сообществах болот обеспечивается: 1) притоком минерализованных грунтовых вод, 2) минерализованными водами, поступающими с поверхности окружающих территорий или с паводками и 3) слабоминерализованными водами атмосферных осадков. В зарубежной литературе [290, 310] в случаях, когда преобладает водное питание типа (1) и (2), болота называются **минеротрофными**, в случае (3) – **омбротрофными**. В тех случаях, когда грунтовые и поверхностные воды застаиваются в замкнутых понижениях, болота называются **топогенными**; если грунтовые воды текущие, как в заторфованных долинах рек на севере Западной Сибири или в тыловой части террас, болота называются **солигенными**; в тех случаях, когда болота увлажняются речными паводками или озерными водами, выделяются **лимногенные** болота.

Отечественные принципы классификации болот сформировались на основе работ В.Н. Сукачева [234]. Минеротрофным болотам в отечественной терминологии соответствуют **низинные** болота, омбротрофным – **верховые** болота, при смешанном питании, когда доля грунтовых вод по сравнению с атмосферными мала, но она не исключена совсем, выделяются **переходные** болота. Согласно общей минерализации питающих вод, вне зависимости от их происхождения, а также согласно общей минерализации торфа, выделяются богатые минеральными веществ-

вами *евтрофные* болота (как правило, низинные), бедные минеральными веществами *олиготрофные* болота (как правило, верховые) и с некоторой промежуточной минерализацией *мезотрофные* болота (как правило, переходные). Такая классификация широко используется не только в отечественной, но и в зарубежной литературе, не только при различении болотных экосистем, но и суходольных и лесоболотных [26, 28, 74, 75, 280, 287, 295]. Распространенность классификаций болот и торфов, построенных именно на основе богатства торфа минеральными веществами, демонстрирует высокую значимость этого фактора в продуктивности и биологическом разнообразии болотных экосистем

Из материалов многих источников [32, 34, 97, 98, 159, 197, 171, 271, 275, 278, 299, 303, 305] видно, что в низинных торфах минеральных веществ содержится в 5 – 10 раз больше, чем в верховых. В направлении от верховых к низинным болотам растет и щелочность среды. Кислотность верховых почв – еще один фактор, снижающий их продуктивность. Количество минеральных веществ в торфе строго лимитирует и низкие темпы продукционных процессов на верховых болотах. Наиболее значимыми факторами низкой продуктивности олиготрофных болот являются дефицит кальция, азота и кислотность почв.

Анализ работ по минеральному питанию и продуктивности автоморфных лесов [67, 90, 91, 169, 173, 186, 187, 264, 284], работ по запасам минеральных веществ в олиготрофных залежах (перечислены выше), работ по минерализации грунтовых и атмосферных вод [17, 171, 232], оригинальных данных, полученных по болотным водам и почвам Сургутского Полесья и Сибирских Увалов, и простейшие расчеты показывают, что при формировании полноценного древостоя примерно IV класса бонитета на олиготрофном болоте растительности потребуется «съесть» около 2 метров торфяной залежи. Разумеется, необходим учет поступления минеральных веществ с осадками, а также учет потерь со внешним стоком. Такие масштабы «торфопоглощения» нереальны. Следовательно, в то время, когда на олиготрофных торфяниках формировались леса, дело не ограничивалось одним лишь иссушением торфяной залежи, должно было увеличиваться поступление минеральных веществ. Это возможно или при увеличении количества осадков, или при повышении их концентрации в осадках, или при появлении какого-либо дополнительного источника.

**Загрязнения** – еще один источник минеральных веществ. Минеральные вещества поступают в деятельный слой торфа не только с водой.

Своеобразным источником минеральных веществ являются аэрозоли, роль которых усилилась в антропогенный период развития болот [204, 292], при этом воздействие поступающих в экосистему азота и других веществ весьма неоднозначно [164, 36]. Другой источник – обилие жидких загрязнений при разливах технологических жидкостей и при различного рода других видах антропогенного нарушения [166 – 168, 172, 1, 196, 249, 250, 261]. Оригинальные наблюдения над воздействием растворов, выделяющихся из нефти на болотные фитоценозы, подтверждают ряд выводов А.И. Бузыкина и др. [36].

**Донный грунт** как источник минеральных веществ играет определенную роль на маломощных торфяниках. В работе В.К. Бахнова [14] рассматривается тезис о незначимости внешнего минерального питания для болотных экосистем. Он доказывает, что биогеохимический баланс экосистем на торфяниках целиком и полностью задается подстилающим минеральным грунтом. Объем мигрирующих снизу веществ ощутим на мелкозалежных торфяниках, и их запас постепенно расходуется по мере удаления деятельного слоя торфа от минерального грунта с ростом торфяной залежи. Именно этим, по мнению В.К. Бахнова, объясняется замедление скорости торфонакопления с возрастом болота.

**Пожары** также являются фактором, повышающим минерализацию торфяной залежи, высвобождающим минеральные элементы из сгоревшей органики. Н.И. Пьявченко [136] на примере Киргизного болота на юге Томской области иллюстрирует возможность формирования пограничного горизонта и лесного сообщества на месте олиготрофного торфяника в современное время вследствие воздействия пожара 120 лет назад. Произошедшие после пожара минерализация и гумификация торфа существенно обогатили его состав минеральными элементами, что отразилось на повышении продуктивности лесных сообществ в краевой части болота вплоть до V класса бонитета [60]. В то же время другие данные [97] показывают, что торфонакопление на этом же болоте после пожара 1950 г. не прекратилось и происходит со скоростью более чем 1,4 мм/год, что выше средней скорости для данной подзоны. Уголь – обычен во многих торфяных отложениях, характеризующихся средней или высокой степенью разложения и обилием древесных остатков. О пирогенном факторе говорит Г.А. Елина и др. при анализе торфяников Карелии [7, 87 – 89]. Анализируя послепожарные палеосукцессии, она отмечает перерывы в торфонакоплении достаточно большой длитель-

ности. Однако во многих случаях общая скорость торфонакопления не снижается.

Наличие углей в пограничном горизонте торфяников и связанные с пожаром перерывы торфонакопления и формирование древостоев на олиготрофных болотах отмечается и в других работах [236, 235, 251]. В то же время такой эффект наблюдается далеко не всегда. В работе Г.Я. Бронзовой [35] описаны послепожарные ситуации в Барабинских рьямах, мало изменяющие природную обстановку сообщества. Их стратиграфические последствия выглядят в виде крайне тонких прослоек сфагново-пушицевого торфа среднего разложения с угольками, но ни пограничных горизонтов, ни их аналогов в стратиграфии торфяников не зафиксировано.

Оригинальными наблюдениями автора на севере также не обнаружено формирования древостоев на олиготрофных торфяниках, хотя были описаны слои минерализованного торфа с углями. Такая прослойка на глубине 30 – 40 см вскрыта на сосново-кустарничково-сфагновом бугорковом болоте Сургутского Полесья. Это болото характеризуется наличием редких сухих и суховершинных кедров диаметром 12 – 24 см и высотой 8 – 12 м. Возраст одного из них на высоте  $\approx 0,5$  м от корневой шейки, затонувшей в торфе, определен в 498 лет. Если предполагать, что его возникновение связано с этим пожарным горизонтом, скорость послепожарного торфонакопления составит около 0,7 мм/год, что существенно выше средней скорости для данной зоны.

Происхождение этого слоя также не обычно. Пнистость горизонта не изменилась. Отсутствуют крупные угли и остатки древесины. Велико количество песка и пыли. Наиболее вероятный его генезис – надув углефицированной пыли ветром с близлежащих суходольных территорий.

Очевидно воздействие пожаров и на ранней стадии торфонакопления. Основная их роль – удаление накопившейся органики [246]. На маломощных торфах (до 0,3 м) пожары по сути возвращают процесс торфообразования на начальную стадию. Стратиграфическое следствие: наличие углей в придонном слое торфа в заболоченных лесах. Однако этот факт интерпретировался и иначе [234]. Возникновение торфяника причинно связывалось с пожаром. Окончательного решения этот вопрос пока не получил. В тематическом выпуске Сибирского экологического журнала 1996 г., посвященном лесным пожарам, вопрос о заболачивании не поднимался. Отмечена незначительная трофическая роль пожаров [2], о чем говорилось выше. Выделены гидротермические последст-



вия [79]. В условиях мерзлоты на южных склонах пожары приводят к иссушению, а на северных – к переувлажнению и заболачиванию. Охарактеризована связь пожаров с рядом климатических факторов [38]. При этом выявлено, что возникновение пожаров часто совпадает с неблагоприятными условиями для роста древесных растений, то есть в периоды снижения прироста. Как показано выше, пожары на торфяниках часто совпадают с лесной фазой развития. Этот вывод косвенно подтверждает тезис о том, что формирование древостоев на торфяниках происходит в фазы сухого климата.

Итак, по вопросу о факторах продуктивности болотных сообществ накоплен остаточный представительный материал, который может быть использован при построении оценочных балансовых моделей с учетом лимитирующих факторов для прогноза изменения продуктивности с изменением гидротермических условий. В то же время остается ряд противоречивых фактов, объяснение которых может потребовать дополнительного накопления исследовательского или фактологического материала.

### **Разложение органики**

Скорость торфонакопления определяется балансом поступающего с опадом и разлагающегося вещества [25, 225]. Вопросы о механизмах, скорости, формах и условиях разложения растительного опада в торфяных болотах существенно сложнее ввиду многофакторности и специфики микропроцессов. Им посвящено множество работ, среди которых выделяются работы Л.М. Загуральской, Л.С. Козловской, Р.А. Егоровой, Н.И. Германовой и др. [53, 136, 101, 54, 81, 150, 137, 100, 170, 82, 134, 142, 103, 102, 133, 135, 55, 83, 104] (*В этом комплексе вопросов также лидируют карельские ученые!*).

В разложении растительного опада участвуют очень различные группы организмов: аэробные и анаэробные бактерии, грибы, беспозвоночные, определяющие различные типы процессов детрификации и гумификации. При изменении условий один процесс тормозится, но получает преобладание другой. По совокупности работ можно заключить, что пока рано говорить более или менее определенно о характере влияния внешних факторов на процессы разложения растительного материала.

В общем случае факторы продуктивности растительных сообществ сходно действуют и на скорость разложения. При разрушении органики растет минерализация и объем доступных форм азота, кальция, фосфора и калия, что определяет большую продукцию органики. Повышение

температуры влечет как усиление продукционных процессов, так и ускорение разложения опада. Минерализация и аэрация торфа, снижение кислотности способствуют развитию микробоценозов. Однако определить, в каких случаях что будет превалировать: накопление или деструкция, с достаточной надежностью пока невозможно. Большую роль здесь играет увлажнение биотопа. А.А. Титляновой [239] на примере низинного болота показано, что в условиях избыточного увлажнения затраты микроэлементов из почвенного слоя превышают возврат. Процессы деструкции заторможены. Скорость обновления запасов минеральных веществ в живой фитомассе составляет 0,5 – 0,7 лет, а обновление тех же запасов в мертвой фитомассе – 1,5 года. В других работах [53] показана весьма неоднозначная роль увлажнения: в мочажинах происходит более полное и глубокое разложение растительных остатков, в то время как на грядах, хотя разложение идет первоначально более активно, по завершении оно оказывается менее успешным.

Просмотр доступного материала показывает, что данный раздел требует накопления дополнительных данных для более детальной проработки вопроса.

## Выводы

Проведенный обзор литературы по достаточно узкой теме заставил нас обратиться к ряду работ, смежных по тематике, и выйти за рамки регионального обзора. Это позволило полнее выявить проблему и определить «темные» и «белые» пятна в ее пространстве.

Суммарные мировые запасы торфа по данным II Международного конгресса по торфу 1963 г. [180] составляют около  $227 \cdot 10^9$  т, на долю территории бывшего СССР падает около  $158 \cdot 10^9$  т. По данным 1981 г. [290] мировые ресурсы торфа оцениваются в  $400 \cdot 10^9$  т, а в Западной Сибири по данным 1977 г. [182] в площади разведанных месторождений торфяные ресурсы составляют  $103,5 \cdot 10^9$  т (от 46 до 26% от мировых запасов и более 65% от запасов России). Таким образом, даже по скромной оценке более четверти мировых запасов торфа приходится на территорию Тюменской, Омской, Томской и Новосибирской областей.

Площадь болот (включая тропические) занимает около 3% суши Земного шара и оценивается до  $530 \cdot 10^6$  га [290], на долю бывшего СССР приходится около  $245 \cdot 10^6$  га, в Западной Сибири площадь промышленных залежей составляет около  $31 \cdot 10^6$  га (6% от общей площади), в то

время как общая площадь болот в границах нулевой мощности торфяной залежи [180] составляет около  $79 \cdot 10^6$  га или 15% от общей площади болот мира.

Средняя заболоченность Западной Сибири по нулевой мощности торфяной залежи в пределах Тюменской, Омской, Томской и Новосибирской областей составляет 38%, что превышает заболоченность Финляндии (31%), Эстонии (21%), Швеции (20%), Канады (19%) и других стран [290]. В отдельных районах средней и северной тайги Западной Сибири она возрастает до 50 – 60%.

Накоплен достаточно репрезентативный материал для характеристики изменений скорости торфонакопления в течение голоцена и построения прогноза ее дальнейших изменений. Определены тренды, вариации, связи с палеоклиматом, квазиритмичность.

Палеоэкологические реконструкции, проведенные различными авторами на обширном материале, в большинстве своем обнаруживают хорошую сходимость. Большая часть голоценового времени описана с подробностью в 1 000 – 500 лет. По отдельным регионам имеются более детальные реконструкции. Имеется ряд противоречий, касающихся изменений влажности в теплые периоды голоцена. Тем не менее полученный материал вполне достаточен для построения более или менее правдоподобного прогноза темпов торфонакопления в Западной Сибири, как для ее северной, так и для южной частей.

Продуктивность растительных сообществ определяет объем исходного материала для торфообразования. Интенсивность разложения определяет объем возвращаемых в оборот минеральных веществ. Процессы разнонаправлены, но их интенсивность определяется сходными факторами. Во многих случаях невозможно дать точное определение баланса между образованием мертвой органики и ее разложением.

Факторы продуктивности болотной растительности выявлены в достаточной для моделирования мере. К ним относятся температура, увлажнение, обводненность биотопа, аэрация торфяной залежи, доступность минеральных веществ растениям. Между ними существует ряд взаимодействий. Обводненность и температура нередко повышают трофность местообитания.

Условия для разложения органики выявлены существенно слабее, ввиду многофакторности, большого разнообразия процессов и их микростатуса. В общем случае они те же, что и для продуктивности, и по составу, и по направлению действия.

Ниже приведена библиография по обсуждавшимся выше проблемам. Несомненно, это только часть имеющейся в действительности литературы. Часть литературных источников автору была физически недоступна. Наверняка существуют и такие, возможно ключевые работы, которые остались незамеченными.

В связи с тем, что часть материалов готовится к публикации, автор будет благодарен за любую помощь в устранении замеченных недостатков и пробелов.

## БИБЛИОГРАФИЯ

1. *Новиков С.М.* Изменение условий обитания растений на болотах северных районов Западной Сибири при хозяйственном освоении территории // Устойчивость растительности к антропогенным факторам и биорекультивация в условиях севера. – Сыктывкар, 1984. – С. 23 – 27.
2. *Абаимов А.П., Прокушин С.Г., Зырянова О.А.* Эколого-фитоценотическая оценка воздействия пожаров на леса криолитозоны Средней Сибири // Сибирский экологический журнал. – 1996. – Т. III. – № 1. – С. 51 – 60.
3. *Аврамчик М.Н.* Прирост ягеля в центральной части бассейна реки Анадырь // Ботанический журнал. – 1954. – Т. 39. – № 3. – С. 437 – 441.
4. *Александров Г.А., Логофет Д.О., Свирижев Ю.М.* Моделирование болотных биогеоценозов // Вопросы динамики биогеоценозов. Доклады на 4-м Ежегодном чтении памяти академика В.Н. Сукачева, 18 ноября 1985 г. – М.: Наука, 1987. – С. 59 – 83.
5. *Андрienko Т.Л., Попович С.Ю., Шеляг-Сосонко Ю.Г.* Висячие болота Украинских Карпат // Ботанический журнал. – 1982. – Т. 67. – № 7. – С. 936 – 945.
6. *Антипин В.К., Грабовик С.И.* Продуктивность сфагновых мхов – эдификаторов растительного покрова болот Южной Карелии // Биологические проблемы Севера. 9-й симпозиум. Сыктывкар, 1981: Тез. докл. 4. I. – Сыктывкар, 1981. – С. 54.
7. *Антипин В.К., Елина Г.А., Токарев П.Н., Бразовская Т.И.* Болотные экосистемы национального природного парка «Водлозерский»: прошлое, настоящее и будущее // Ботанический журнал. – 1996. – Т. 81. – № 1. – С. 21 – 37.
8. *Архипов С.А.* Стратиграфия плейстоцена Сибири. – Новосибирск, 1985. – 137 с.
9. *Архипов С.А., Волкова В.С.* Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1994. – 106 с.
10. *Базилевич Н.И., Родин Л.Е.* Биологический круговорот азота и зольных элементов в растительных сообществах тропической и субтропической зон // Ботанический журнал. – 1964. – Т. 49. – № 2. – С. 185 – 209.
11. *Базилевич Н.И.* Биологическая продуктивность экосистем Северной Евразии. – М.: Наука, 1993. – 293 с.
12. *Балашев Л.С., Парахонская Н.А.* Пирогенные сукцессии на сфагновых болотах Южного Полесья // Генезис и динамика болот. – 1978. – Вып. 2. – С. 111 – 115.
13. *Барышников В.Г.* О природе болот Иркутской области // Труды Восточно-Сибирского биологического института СО АН СССР. – 1962. – № 1. – С. 61 – 69.

14. *Бахнов В.К.* Биогеохимические аспекты болотообразовательного процесса. – Новосибирск: Наука, 1986. – 193 с.
15. *Безусько Л.Г., Климанов В.А., Шеляг-Сосонко Ю.Р.* Климатические условия Украны в позднеледниковье и голоцене // Палеоклиматы голоцена Европейской территории СССР. – М.: Ин-т географии АН СССР, 1988. – С. 125 – 135.
16. *Бигон М., Харер Дж., Таунсенд К.* Экология. Особи, популяции и сообщества. Т. 2. – М.: Мир, 1989. – 479 с.
17. *Биогеоценологическое* изучение болотных лесов в связи с опытной гидроресомелиорацией. – М.: Наука, 1982. – 208 с.
18. *Бляхарчук Т.А., Климанов В.А.* Сукцессии болотной растительности и климат по данным исследования двух торфяников на юге Западной Сибири // Структура и развитие болотных экосистем и реконструкция палеогеографических условий: Тез. докл. X Всесоюзного семинара-экскурсии (30.08. – 03.09.1989 г., Эстонская ССР). – Таллин: АН ЭССР, 1989. – С. 45 – 49.
19. *Богдановская-Гиенеф И.Д.* О некоторых регрессивных явлениях на верховых болотах // Академику В.Н. Сукачеву к 75-летию со дня рождения. – М.; Л.: АН СССР, 1956. – С. 90 – 107.
20. *Болховская Н.С.* К истории растительности и климата Подмосковной Мещеры в голоцене // Палеоклиматы голоцена Европейской территории СССР. – М.: Ин-т географии АН СССР, 1988. – С. 76 – 85.
21. *Болховская Н.С., Болховский В.Ф., Климанов В.А.* Климатические и криогенные факторы развития торфяников европейского северо-востока СССР в голоцене // Палеоклиматы голоцена Европейской территории СССР. – М.: Ин-т географии АН СССР, 1988. – С. 36 – 43.
22. *Болота* Западной Сибири их строение и гидрологический режим / Ред. К.Я. Иванов, С.М. Новикова. – Л.: Гидрометеоздат, 1976. – 448 с.
23. *Болота* северо-западного Приладожья: темпы торфонакопления и индикация техногенного загрязнения атмосферы / Арсланов Х.А., Денисенков В.П., Исаченко Г.А. и др. // Длительные изменения и современное состояние ландшафтов Приладожья. – СПб.: Наука, 1995. – С.71 – 80.
24. *Боч М.С.* Достижения современного болотоведения // Итоги науки и техники. Сер. Ботаника. Т. 2. Современное болотоведение и тундроведение. – М.: ВИНТИ, 1978. – С. 5 – 66.
25. *Боч М.С.* Некоторые закономерности разложения растений на болотах как основа динамики болот // Генезис и динамика болот. – 1978. – Вып. 1. – С. 18 – 24.
26. *Боч М.С., Василевич В.И., Бибикова Т.В.* Растительные ассоциации якшинского профиля // Взаимосвязи компонентов лесных и болотных экосистем средней тайги Приуралья. – Л.: Наука, 1980. – С. 32 – 61.
27. *Боч М.С., Мазинг В.В.* Экосистемы болот СССР. – Л.: Наука, 1979.
28. *Боч М.С., Оленская Н.М.* Болота Якшинского участка // Взаимосвязи компонентов лесных и болотных экосистем средней тайги Приуралья. – Л.: Наука, 1980. – С. 65 – 86.
29. *Боч М.С., Смагин В.А.* Флора и растительность болот Северо-Запада России и принципы их охраны // Труды Ботанического института РАН. – СПб., 1993. – Вып. 7. – 225 с.

30. Боч М.С., Солоневич Н.Г. Болота восточно-европейской лесотундры и их особенности // Растительность Крайнего Севера и ее освоение. Вып. 7. Растительность лесотундры и пути ее освоения. – Л.: Наука, 1967. – С. 182 – 193.
31. Боярская Т.Д. О развитии растительности тихоокеанского побережья СССР в голоцене // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 202 – 207.
32. Бродис Е.М. Растительный покров болот как показатель их типа по условиям питания // Основные принципы изучения болотных биогеоценозов. – Л.: Наука, 1972. – С. 29 – 38.
33. Бронзов А.Я. Верховые болота Нарымского края (бассейн р.Васюгана) // Труды Научно-исследовательского торфяного института. – 1930. – Вып. 3. – 99 с.
34. Бронзов А.Я. Гипновые болота на южной окраине Западно-Сибирской равнинной тайги // Почвоведение. – 1936. – Т. 31. – № 2. – С. 224 – 245.
35. Бронзова Г.Я. Барабинские рямы // Почвоведение. – 1936. – Т. 31. – № 2. – С. 258 – 268.
36. Бузыкин А.И., Прокушин С.Г., Пшеничникова Л.С. Реакция сосняков на изменение условий азотного питания // Лесоведение. – 1966. – № 3. – С. 3 – 15.
37. Бурашников Т.А., Муратова М.В., Суетова И.А. Климатическая модель территории Советского Союза во время голоценового оптимума // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 245 – 251.
38. Ваганов Е.А., Арбатская М.К., Шашкин А.В. История климата и частота пожаров в центральной части Красноярского края. 2. Дендрохронологический анализ связи изменчивости прироста деревьев, климата и частоты пожаров // Сибирский экологический журнал. – 1996. – Т. III. – № 1. – С. 19 – 28.
39. Васильев С.В. Колебания водности Оби в голоцене // Человек и вода. – Томск: ТГУ, 1990.
40. Васильев С.В. Погребенные торфяники поймы Средней Оби // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1988.
41. Васильев С.В. Сосновые редколесья севера Западной Сибири // Ботанический журнал. – 1994. – Т. 79. – № 4. – С. 87 – 99.
42. Ведюшкин М.А., Колосов П.А., Минин А.А., Хлебопрос Р.Г. Климат и растительность суши: взгляд с позиций гистерезиса // Лесоведение. – 1995. – № 1. – С. 3 – 14.
43. Величко А.А. Палеогеографическая основа современных ландшафтов. – М.: Наука, 1994. – 205 с.
44. Вильямс В.Р. Почвоведение. – М.: Сельхозгиз, 1949. – 471 с.
45. Волкова В.С., Бахарева В.А., Левина Т.П. Растительность и климат голоцена Западной Сибири // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. – М.: Наука, 1989. – С. 90 – 95.
46. Волкова В.С., Левина Т.П. Растительность голоцена Западной Сибири по палинологическим данным // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 186 – 192.
47. Вомперский С.Э. Биологические основы эффективности лесосошения. – М.: Наука, 1968. – 311 с.

48. *Гаджиев И.М.* Эволюция почв южной тайги Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1982, 279 с.
49. *Гаджиев И.М., Овичников С.М.* Почвы средней тайги Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1977. – 152 с.
50. *Гелета И.Ф.* Моделирование функционирования болотных массивов в связи с перераспределением водных ресурсов Западной Сибири // Географические условия и особенности природы таежного Прииртышья. – Иркутск: Институт географии Сибири и Дальнего Востока, 1983. – С. 34 – 44.
51. *Герасимов Д.А.* К вопросу о возрасте русских болот // Известия ГБС СССР. – 1930. – Т. 29. – Вып. 3 – 4. – С. 361 – 381.
52. *Герасимов Д.А.* К вопросу об изменении ландшафта в послеледниковую эпоху // Почвоведение. – 1936. – Т. 31. – № 2. – С. 203 – 210.
53. *Германова Н.И.* Интенсивность процессов минерализации остатков растений-торфообразователей верховых болот при разной влажности // Болотные биогеоценозы и их изменения в результате антропогенного воздействия. – Л.: Наука, 1983. – С. 82 – 90.
54. *Германова Н.И.* Скорость разложения растительного опада в почве сосняков травяно-сфагновых при различной степени осушения // Изменение лесоболотных биогеоценозов под влиянием осушения. – Петрозаводск: Кар. фил. АН СССР, 1986. – С. 104 – 158.
55. *Германова Н.И., Яковлева В.И.* Динамика минерализации органического вещества верховых торфообразователей при внесении удобрений // Болотно-лесные экосистемы Карелии и их динамика. – Л.: Наука, 1980. – С. 156 – 166.
56. *Глебов Ф.З.* Болота и заболоченные леса восточной части бассейна р. Дубчес // Заболоченные леса и болота Сибири. – М.: АН СССР, 1963. – С. 33 – 64.
57. *Глебов Ф.З.* Болотоведение, его место в системе наук и связь с лесоведением // Методологические вопросы лесоведения: Материалы методологического семинара. – Новосибирск: Наука, 1975. – С. 38 – 57.
58. *Глебов Ф.З.* Взаимоотношения леса и болота в таежной зоне. – Новосибирск: Наука, 1988. – 184 с.
59. *Глебов Ф.З.* Некоторые особенности роста заболоченных древостоев в левобережье Енисея // Известия СО АН СССР. Сер. биолого-медицинских наук. – 1965. – Вып. 1. – № 4. – С. 27 – 36.
60. *Глебов Ф.З., Александрова С.Р.* Фитоценотическая характеристика, гидротермический режим и почвенная микрофлора некоторых типов болотных лесов Томского стационара в связи с микрорельефом // Комплексная оценка болот и заболоченных лесов в связи с их мелиорацией. – Новосибирск: Наука, 1974. – С. 93 – 94.
61. *Глебов Ф.З., Джансеитов К.К.* О скорости заболачивания Западно-Сибирской равнины // География и природные ресурсы. – 1983. – № 3. – С. 144 – 147.
62. *Глебов Ф.З., Зырянов Д.А., Толейко Л.С.* Зависимость производительности сосняков на верховом болоте от колебаний уровня воды и ее проточности // Теория и практика лесного болотоведения и гидролесомелиорации. – Красноярск: Институт леса и древесины СО АН СССР, 1976. – С. 82 – 98.
63. *Глебов Ф.З., Карпенко Л.В.* Сравнение истории развития и палинологический анализ девственного и естественнодренированного участков верхового болота //

- Структура и развитие болотных экосистем и реконструкция палеогеографических условий: Тез. докл. X Всесоюзного семинара-экскурсии (30.08. – 03.09.1989 г., Эстонская ССР). – Таллин: АН ЭССР, 1989. – С. 55 – 59.
64. Глебов Ф.З., Кобяков М.В. Влияние заболоченности и горимости древостоев на их развитие и продуктивность // Продуктивность лесных фитоценозов. – Красноярск: Лид СО АН СССР, 1984. – С. 133 – 142.
65. Глебов Ф.З., Корзухин М.Д. Биогеоценотическая модель взаимосмен леса и болота // Журнал общей биологии. – 1985. – Т. 46. – № 3. – С. 409 – 421.
66. Глебов Ф.З., Крафт Т.Н. О содержании микроэлементов в торфяно-болотных почвах Томской области // Почвоведение. – 1969. – № 6. – С. 135 – 138.
67. Глебов Ф.З., Толейко Л.С. О биологической продуктивности болотных лесов, лесообразовательном и болотообразовательном процессах // Ботанический журнал. – 1975. – Т. 60. – № 9. – С. 1336 – 1347.
68. Глебов Ф.З., Толейко Л.С., Стариков Э.В., Жидовленко В.А. Исследование взаимоотношений леса и болота на основе палеоботанического анализа торфяников Западной Сибири // Проблемы лесной биогеоценологии. – Новосибирск: Наука, 1980. – С. 115 – 140.
69. Глебов Ф.З., Толейко Л.С., Стариков Э.В., Жидовленко В.А. Палинологическая характеристика и датирование по  $C^{14}$  торфяника в Александровском районе Томской области (Среднетаежная подзона) // Типы болот СССР и принципы их классификации. – Л: Наука, 1974. – С. 194 – 199.
70. Глебов Ф.З., Ускова Л.М. Пространственные взаимоотношения леса и болота в таежной зоне Западно-Сибирской равнины // Ботанический журнал. – 1984. – Т. 69. – № 12. – С. 1634 – 1640.
71. Горецкий Г.Н. Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – 1992. – 270 с.
72. Городков Б.Н. Движение растительности на севере лесной зоны Западно-Сибирской низменности // Проблемы физической географии. – 1946. – Вып. 12. – С. 81 – 105.
73. Городков Б.Н. Крупнобугристые торфяники и их географическое распространение // Природа. – 1928. – № 6. – С. 599 – 601.
74. Горожанкина С.М. Опыт классификации биогеоценозов эколого-генетического ряда «лес – болото» // Гидроморфные лесо-болотных экосистемы. – Красноярск: Институт леса РАН, 1986. – С. 5 – 17.
75. Горожанкина С.М., Константинов В.Д. Заболоченные темнохвойные леса Среднего Приобья // Теория и практика лесного болотоведения и гидролесомелиорации. – Красноярск: ИЛИД СО АН СССР, 1976. – С. 19 – 36.
76. Гречук В.П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата Северного полушария в атлантический период голоцена // Голоцен. – М.: Наука, 1969. – С. 41 – 57.
77. Дервиц А.Л. Газовый метод счета природного  $C^{14}$  и его применение для расшифровки абсолютной хронологии позднечетвертичного времени: Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук. – М., 1966. – 30 с.
78. Доктуровский В.С. Материалы по изучению торфяников Закавказья // Почвоведение. – 1936. – Т. 31. – № 2. – С. 183 – 202.



79. *Евдокименко М.Д.* Послепожарная динамика микроклимата и гидротермического режима мерзлотных почв в лиственничниках Станового хребта // Сибирский экологический журнал. – 1996. – Т. III. – № 1. – С. 73 – 79.
80. *Егорова И.А.* // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 220 – 224.
81. *Егорова Р.А.* Деструкция растительного опада в сосняках на осушенных торфяно-глеевых почвах // Изменение лесоболотных биогеоценозов под влиянием осушения. – Петрозаводск: Кар. фил. АН СССР, 1986. – С. 174 – 193.
82. *Егорова Р.А.* Разложение опада хвои в сосновых биогеоценозах // Болотные биогеоценозы и их изменение в результате антропогенного воздействия. – Л.: Наука, 1983. – С. 56 – 81.
83. *Егорова Р.А., Егорова Н.В.* Изменение химического состава растительных остатков при разложении в торфяной почве // Болотно-лесные экосистемы Карелии и их динамика. – Л.: Наука, 1980. – С. 135 – 155.
84. *Елина Г.А.* О развитии болот в глубоких впадинах на севере Карелии // Голоцен. – М.: Наука, 1969. – С. 165 – 171.
85. *Елина Г.А.* Принципы и методы реконструкции и картирования растительности голоцена. К XI конгрессу INQUA. – Л.: Наука, 1981. – 159 с.
86. *Елина Г.А.* Реконструкция растительности болот по ботаническому и спорово-пыльцевому анализу // Общие методы изучения истории современных экосистем. – М.: Наука, 1979. – С. 62 – 75.
87. *Елина Г.А., Арсланов Х.А., Климанов В.А.* Этапы развития растительности голоцена в южной и восточной Карелии // Ботанический журнал. – 1996. – Т. 81. – № 3. – 17.
88. *Елина Г.А., Арсланов Х.А., Климанов В.А., Усова Л.И.* Растительность и климатохронология голоцена Ловозерской равнины Кольского полуострова (по спорово-пыльцевым диаграммам бугристо-топяного болота) // Ботанический журнал. – 1995. – Т.80. – № 3. – С. 1 – 16.
89. *Елина Г.А., Арсланов Х.А., Кузнецов О.Л. и др.* Хронология этапов развития растительности в голоцене, на юго-востоке Фенноскандии // Палинология в России. – СПб., 1995. – С. 37 – 55.
90. *Елина Г.А., Кузнецов О.Л.* Биологическая продуктивность болот южной Карелии // Стационарное изучение болот и заболоченных лесов в связи с мелиорацией. – Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1977. – С. 105 – 123.
91. *Елина Г.А., Кузнецов О.Л., Максимов А.И.* Структурно-функциональная организация и динамика болотных экосистем Карелии. – Л.: Наука, 1984. – 128 с.
92. *Елина Г.А., Лебедева Р.М.* Голоценовая динамика ландшафтных зон северозапада европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 148 – 154.
93. *Елина Г.А., Юрковская Т.К.* Методы определения палеогидрологического режима как основа объективизации причин сукцессий растительности болот // Ботанический журнал. – 1992. – Т. 77. – № 7. – 120 – 124.
94. *Еловичева Я.К., Богдель И.И., Зерницкая В.Н., Климанов В.А.* Климатические реконструкции голоцена Белоруссии по палинологическим данным // Палеокли-

- маты голоцена Европейской территории СССР. – М.: Ин-т географии АН СССР, 1988. – С. 86 – 87.
95. *Еловичева Я.К., Зименков О.И., Калиновский П.Ф. и др.* Климат голоцена Белоруссии (по материалам комплексных палеонтологических исследований) // Палеоклиматы голоцена Европейской территории СССР. – М.: Ин-т географии АН СССР, 1988. – С. 104 – 115.
96. *Ефремов С.П.* Пионерные древостои осушенных болот. – Новосибирск: Наука, 1987. – 249 с.
97. *Ефремова Т.Т., Ефремов С.П., Косых Н.П. и др.* Биологическая продуктивность и почвы болот южного Васюганья // Сибирский экологический журнал. – 1994. – № 3. – С. 253 – 267.
98. *Ефремова Т.Т., Ефремов С.П., Черкашин В.П.* Связь производительности болотных сосняков Западной Сибири с почвенными условиями // Лесоведение. – 1995. – № 2. – С. 50 – 59.
99. *Жуков В.М.* Климат и процесс болотообразования // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. – М.: Наука, 1977. – С. 13 – 29.
100. *Загуральская Л.М.* Микробиологические и биохимические свойства торфяных почв Карелии // Стационарное изучение болот и заболоченных лесов в связи с мелиорацией. – Петрозаводск: Кар. фил. АН СССР, 1977. – С. 88 – 104.
101. *Загуральская Л.М.* Микробиологические процессы в осушенных торфяных почвах при различной влажности // Изменение лесоболотных биогеоценозов под влиянием осушения. – Петрозаводск: Кар. фил. АН СССР, 1986. – С. 158 – 174.
102. *Загуральская Л.М.* Микронаселение торфяно-болотных почв Томской области // Взаимоотношения леса и болота по данным стационарных исследований. – М.: Наука, 1967. – С. 56 – 81.
103. *Загуральская Л.М.* Разложение некоторых растений торфообразователей в естественных условиях // Взаимоотношения леса и болота по данным стационарных исследований. – М.: Наука, 1967. – С. 82 – 88.
104. *Загуральская Л.М., Клейн Л.А., Демьянова Ф.Н.* Влияние температуры и влажности на микрофлору и азотный режим торфяной почвы переходного типа // Болотно-лесные экосистемы Карелии и их динамика. – Л.: Наука, 1980. – С. 114 – 124.
105. *Зеликсон Э.М.* Палинологические исследования голоценового торфяника на Шпицбергене // Палинология голоцена. – М.: АН СССР, 1971. – С. 199 – 212.
106. *Зубович С.Ф., Кокаровцев В.К., Успенская О.Н.* Климат севера лесной зоны Европейской части СССР в голоцене (на примере Архангельской области) // Палеоклиматы голоцена Европейской территории СССР. – М.: Ин-т географии АН СССР, 1988. – С. 29 – 35.
107. *Иванов К.Е.* Гидрология болот. – Л.: Гидрометеиздат, 1953. – 297 с.
108. *Иванов К.Е.* Основы гидрологии болот лесной зоны и расчеты водного режима болотных массивов. – Л.: Гидрометеиздат, 1957. – 500 с.
109. *Ивкович Е.Н.* Проявление экотонного эффекта в контактных зонах болото-суходол // Заповедники Белоруссии. – 1987. – № 11. – С. 82 – 89.
110. *Игошина К.Н.* Редколесья и мерзлые болота Ивдельского Зауралья // Ботанический журнал. – 1949. – Т. 34. – № 5. – С. 493 – 506.

111. *Изменение лесоболотных биогеоценозов под влиянием осушения.* – Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1986. – 212 с.
112. *Илометс М.А.* О динамике торфообразовательных процессов и аккумуляции торфа на верховых болотах Эстонии // Антропогенные изменения, охрана растительности болот и прилегающих территорий: Материалы 6-го Всесоюзного совещания, 1979. – Минск, 1981. – С. 220 – 224. [Реф. журн.]
113. *Илометс М.А.* Прирост и продуктивность сфагнового покрова в юго-западной Эстонии // Ботанический журнал. – 1981. – № 2. – С. 279 – 290.
114. *Ильвейс Э., Лийва А., Пуннинг Я.-М.* Радиоуглеродный метод и его применение в четвертичной геологии и археологии Эстонии. – Таллин, 1974. – 232 с.
115. *Каплина Т.Н., Ложкин А.В.* История развития растительности приморских низменностей Якутии в голоцене // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 207 – 220.
116. *Караваева Н.А.* Заболачивание и эволюция почв. – М.: Наука, 1982. – 196 с.
117. *Караваева Н.А.* Типы и механизмы современного заболачивания почв в лесной зоне // Научные предпосылки освоения болот в Западной Сибири. – М.: Наука, 1977. – С. 124 – 137.
118. *Карофельд Э.К.* Об образовании мочажин на верховых болотах Эстонии // Структура и развитие болотных экосистем и реконструкция палеогеографических условий: Тез. докл. X Всесоюзного семинара-экскурсии (30.08. – 03.09.1989 г., Эстонская ССР). – Таллин: АН ЭССР, 1989. – С. 70 – 74.
119. *Карпенко Л.В.* Динамика растительного покрова, торфонакопления и углерода в Тугуланской котловине // География и природные ресурсы. – 1996. – № 3. – С. 74 – 81.
120. *Кац Н.Я.* Типы болот СССР и Западной Европы и их географическое распространение. – М.: Географгиз, 1948. – 320 с.
121. *Кац Н.Я., Кац С.В.* Стратиграфия торфяников Приобского Севера // Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1948. – Т. 8. – Вып. 1. – С. 15 – 54.
122. *Кац Н.Я.* Болота Земного шара. – М.: Наука, 1971. – 295 с.
123. *Кац Н.Я., Нейштадт М.И.* Болота // Западная Сибирь. – М.: АН СССР, 1963. – С. 230 – 248.
124. *Кендалл М., Стюарт А.* Многомерный статистический анализ и временные ряды. – М.: Наука, 1976. – 736 с.
125. *Кинд Н.В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным // Труды / ГИН АН СССР. – 1974. – Вып.257. – 251 с.
126. *Кинд Н.В.* О методах изучения климатов голоцена // Частные методы изучения истории современных экосистем. – М.: Наука, 1979. – 252 – 260.
127. *Кинд Н.В.* Поздне- и послеледниковые Сибири (новые материалы по абсолютной хронологии) // Голоцен. – М.: Наука, 1969.
128. *Климанов В.А.* Климат Восточной Европы в климатическом оптимуме голоцена (по данным палинологии) // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 251 – 258.
129. *Климанов В.А.* Палеоклиматические реконструкции на территории СССР в главные термические максимумы голоцена (по палинологическим данным) // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. – Ново-

- сибирск: Наука, 1989. – С. 131 – 136.
130. *Климанов В.А., Левина Т.П., Орлова Л.А., Паньчев В.А.* Изменение климата на территории барабинской равнины в субатлантическом периоде голоцена по данным изучения торфяника Суминского займища // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск, Наука, 1987. – С. 143 – 149.
  131. *Климанов В.А., Немкова В.К.* Изменение климата Башкирии в голоцене // Палеоклиматы голоцена Европейской территории СССР. – М.: Ин-т географии АН СССР, 1988. – С. 45 – 51.
  132. *Кобяков М.В., Кобякова М.М.* Заболоченные леса верховья р. Тугулан // Гидроморфные лесо-болотных экосистемы. – Красноярск: Институт леса РАН, 1986. – 27 – 39 с.
  133. *Козловская Л.С.* Роль экскрементов беспозвоночных животных в активизации микрофлоры торфяно-болотных почв // Взаимоотношения леса и болота по данным стационарных исследований. – М.: Наука, 1967. – С. 105 – 127.
  134. *Козловская Л.С., Арчегова И.Б., Ракова Н.Н.* Биохимическое воздействие почвенных беспозвоночных на растительные остатки // Болотные биогеоценозы и их изменение в результате антропогенного воздействия. – Л.: Наука, 1983. – С. 24 – 46.
  135. *Козловская Л.С., Белоус А.П.* Изменение органической части растительных остатков под влиянием олигохет // Взаимоотношения леса и болота по данным стационарных исследований. – М.: Наука, 1967. – С. 43 – 55.
  136. *Козловская Л.С., Медведева В.М., Пьявченко Н.И.* Динамика органического вещества в процессе торфообразования. – Л.: Наука, 1978. – 173 с.
  137. *Козловская Л.С., Соловьева Г.И.* Микробиологические и биогеохимические свойства торфяных почв южной Карелии // Стационарное изучение болот и заболоченных лесов в связи с мелиорацией. – Петрозаводск: Кар. фил. АН СССР, 1977. – С. 67 – 88.
  138. *Коломыцев В.А.* Болотообразовательный процесс в среднетаежных ландшафтах восточной Фенноскандии. – Петрозаводск, 1993. – 172 с.
  139. *Коломыцев В.А.* Моделирование процесса заболачивания в лесных ландшафтах среднетаежной подзоны Карелии // География и природные ресурсы. – 1986. – № 1. – С. 66 – 71.
  140. *Коломыцев В.А.* Темпы заболачивания и их изменение под влиянием лесосоушения в ландшафтах бассейна Онежского озера // Изменение лесоболотных биогеоценозов под влиянием осушения. – Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1986. – С. 93 – 108.
  141. *Конойко М.А.* Методика и результаты исследований грядово-мочажинного комплекса // Структура и развитие болотных экосистем и реконструкция палеогеографических условий: Тез. докл. X Всесоюзного семинара-экскурсии (30.08. – 03.09.1989 г., Эстонская ССР). – Таллин: АН ЭССР, 1989. – С. 75 – 80.
  142. *Корчагина М.П.* Азотно-минеральное питание сосны обыкновенной на торфяной почве по данным хвое-листового анализа // Болотные биогеоценозы и их изменение в результате антропогенного воздействия. – Л.: Наука, 1983. – С. 149 – 164.

143. Кошкарлова В.Л. Изменение климата голоцена в Приенисейской Сибири (по палеокарпологическим данным) // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. – М.: Наука, 1989. – С. 96 – 98.
144. Кошкарлова В.Л. Палеокарпологическая характеристика долинного торфяника в подтаежной зоне // Гидроморфные лесо-болотных экосистемы. – Красноярск: Институт леса РАН, 1986. – С. 121 – 130.
145. Кошкарлова В.Л. Семенные флоры торфяников Сибири. – Новосибирск: Наука. – 1986. – 121 с.
146. Кремнецкий К.В., МакДональд Г.М., Галабала Р.О. и др. Об изменении северной границы ареалов некоторых видов деревьев и кустарников в голоцене // Ботанический журнал. – 1996. – Т. 81. – № 4. – С. 10 – 25.
147. Кузьмин Г.Ф. Болота и их использование. – СПб.: ВНИИ торфяной промышленности, 1993. – 140 с.
148. Кустова Н.В. Структура и продуктивность основных растительных комплексов олиготрофных сфагновых болот долины нижнего Иртыша // Географические исследования восточных районов СССР: Тез. докл. 8-й конф. мол. географов Сибири и Дальнего Востока. – Иркутск, 1981. – С. 71 – 73.
149. Кустова Н.В. Структура фитоценозов олиготрофных сфагновых болот и ее связь с условиями увлажнения // Растительность Западной Сибири и ее картографирование. – Новосибирск: Наука, 1984. – С. 76 – 106.
150. Ласкова Л.М. Состав и численность беспозвоночных торфяных почв в зависимости от степени осушения // Изменение лесоболотных биогеоценозов под влиянием осушения. – Петрозаводск: Кар. фил. АН СССР, 1986. – С. 193 – 204.
151. Левина Т.П., Орлова Л.А., Панычев В.А., Пономарева Е.А. Радиохронометрия и пыльцевая стратиграфия голоценового торяника Каякского займища (Барабинская лесостепь) // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск, Наука, 1987. – С. 136 – 143.
152. Линевич Н.Л., Трофимова И.Е. Испраение с болот лесной зоны Западной Сибири // Климат и воды Сибири. – Новосибирск: Наука, 1980. – С. 140 – 147.
153. Лисс О.Л. Закономерности развития болотных систем в голоцене (на примере Западной Сибири) // Структура и развитие болотных экосистем и реконструкция палеогеографических условий: Тез. докл. X Всесоюзного семинара-экскурсии (30.08. – 03.09.1989 г., Эстонская ССР). – Таллин: АН ЭССР, 1989. – С. 81 – 85.
154. Лисс О.Л., Березина Н.А. Болота Западно-Сибирской равнины. – М.: МГУ, 1981. – 208 с.
155. Лисс О.Л., Березина Н.А. Развитие болотообразовательного процесса в центральной части Западной Сибири // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 220 – 230.
156. Лисс О.Л., Березина Н.А. Районирование болот центральной части Западной Сибири // Природ. и с.-х. районир. СССР. Материалы 7-й Всесоюзной научной конф. по природ. и экон-геогр. районир. СССР для с.-х., Москва, 1975. – М., 1981. – С. 86 – 91.
157. Лисс О.Л., Березина Н.А., Куликова Г.Г. Возраст болот центральной части Западно-Сибирской равнины // Природные условия Западной Сибири. – М.: МГУ, 1976. – Вып. 6. – С. 69 – 85.

158. *Лопатин В.Д.* Некоторые теоретические вопросы болотоведения // Антропогенные изменения, охрана растительности болот и прилегающих территорий. Материалы 6-го Всесоюзного совещания., 1979 г. – Минск, 1981. – С. 217 – 220.
159. *Лопатин В.Д.* Об экологических условиях жизни растений на болотах // Комплексные исследования растительности Карелии. – Петрозаводск, 1982. – С. 4 – 13. [Реф. журн.]
160. *Львов Ю.А.* Болотный процесс как фактор среды обитания человека в Западной Сибири // Особенности естественной географической среды и исторический процесс в Западной Сибири. – Томск: ТГУ, 1979. – С. 12 – 18.
161. *Львов Ю.Л.* Географическая структура болотного покрова Западной Сибири // Флора, растительность и растительные ресурсы Сибири. К 100-летию Гербария им. П.Н. Крылова в Томском университете. – Томск: ТГУ, 1987. – С. 47 – 68.
162. *Львов Ю.Л.* Торфяное болото как система болотных фаций // Научные доклады высшей школы. Биологические науки. – 1977. – № 9. – С. 97 – 103.
163. *Любимова Е.Л., Симакова Л.А.* Современное заболачивание лесов // Научные предпосылки освоения болот в Западной Сибири. – М.: Наука, 1977. – С. 137 – 148.
164. *Мазинг В.В.* Проблемы изучения развития сфагновых болот // Генезис и динамика болот. – 1978. – Вып. 1. – С. 10 – 13.
165. *Макаренко Г.Л.* Математическое обоснование изменения границ биоценозов в процессе развития простого болотного массива // Структура и развитие болотных экосистем и реконструкция палеогеографических условий: Тез. докл. X Всесоюзного семинара-экскурсии (30.08. – 03.09.1989 г., Эстонская ССР). – Таллин: АН ЭССР, 1989. – С. 86 – 90.
166. *Маковский В.И.* Влияние нефтезагрязнений на растительный покров и торфяную залежь олиготрофных болот // Растительность в условиях техногенных ландшафтов Урала. – Свердловск, 1989. – С. 96 – 102.
167. *Маковский В.И.* Влияние нефтезагрязнений на состояние болотных экосистем в Сургутском Приобье // Экология нефтегазового комплекса: Тез. докл. 1-й Всес. конф., г. Надым, 3 – 5 октября 1988 г. – Надым, 1988.
168. *Маковский В.И., Новгородова Г.Г.* Влияние нефтезагрязнений на экологическое состояние болотных кедровников Западно-Сибирской равнины // Проблемы лесоведения и лесной экологии: Тез. докл. совещания (Минск, 20 – 23 сентября 1990 г.). Ч. 2. – Минск, 1990. – С. 589 – 591.
169. *Манаков К.Н., Никонов В.В.* Первичная биологическая продуктивность еловых лесов Кольского полуострова // Ботанический журнал. – 1979. – Т. 64. – № 2. – С. 232 – 241.
170. *Медведева В.М., Егорова Н.В., Антипин В.К.* Биологический круговорот азота и зольных элементов в некоторых типах заболоченных лесов и болот // Стационарное изучение болот и заболоченных лесов в связи с мелиорацией. – Петрозаводск: Кар. фил. АН СССР, 1977. – С. 123 – 147.
171. *Мелентьева Н.В.* Химический состав вод лесных болот (Томской области) // Гидроморфные лесо-болотные экосистемы. – Красноярск: ИЛид СО АН СССР, 1986. – С. 50 – 62.

172. Мельцер Л.И., Московченко Д.В. Фитоценологические и биогеохимические аспекты устойчивости экосистем лесоболотной зоны Западной Сибири // Пути и средства достижения сбалансированного эколого-экономического развития в нефтяных регионах Западной Сибири. – Екатеринбург, 1995. – 39 с.
173. Митрофанов Д.М. Оценка продуктивности северотаежных лесов Сибири // Продуктивность лесных фитоценозов. – Красноярск: Лид СО АН СССР, 1984. – С. 95 – 102.
174. Митт К.Л., Федорова Р.В. О генезисе и возрасте торфяников Анабаро-Оленекских тундр // Заболоченные леса и болота Сибири. – М.: АН СССР, 1963. – С. 96 – 127.
175. Москаленко Н.Г. Горизонтальная структура некоторых болотных и тундровых фитоценозов севера Западной Сибири // Бюллетень МОИП. Отд. биол. – 1976. – Т. 81. – № 3. – С. 129 – 143.
176. Надеждин Б.В. К вопросу о взаимодействии древесной растительности и почв в сосновых лесах южной части Средней Сибири // Известия Восточных филиалов АН СССР. – 1957. – № 3. – С. 117 – 125.
177. Нейштадт М.И. Болота Обь-Иртышского междуречья // Природные условия освоения междуречья Обь-Иртыш. – М., 1972. – С. 322 – 346.
178. Нейштадт М.И. Возникновение и скорость развития процесса заболачивания // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. – М.: Наука, 1977. – С. 39 – 47.
179. Нейштадт М.И. Полезные ресурсы голоцена // Голоцен. – М.: Наука, 1969. – С. 202 – 205.
180. Нейштадт М.И. Торф // Голоцен. – М.: Наука, 1969. – С. 206 – 215.
181. Нейштадт М.И. Торфяные болота Барабинской лесостепи // Торфяные болота Крайнего Севера и Азиатской части СССР: Труды Центральной торфяной опытной станции. – 1936. – Т. 1. – С. 75 – 87.
182. Нейштадт М.И. Торфяные ресурсы, их качество и особенности // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. – М.: Наука, 1977. – С. 175 – 180.
183. Нешатаев В.Ю., Коновалова И.В. Влияние осушения на растительность сфагновых сосняков на верховых торфях // Вестник ЛГУ. – 1986. – № 4. – С. 29 – 34.
184. Никифорова Л.Б. Динамика ландшафтных зон голоцена северо-востока Европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 154 – 162.
185. Никольская М.Я., Черкасова М.Н. Динамика голоценовых флор Таймыра (по палеофитологическим и геохронологическим данным) // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 192 – 201.
186. Никонов В.В., Манаков К.Н. Экологические и биогеохимические особенности северотаежных лесов Кольского полуострова // Экология. – 1979. – № 5. – С. 33 – 38.
187. Никонов В.В. Общие особенности первичной биологической продуктивности и биогеохимических циклов на Крайнем Севере (на примере Кольского полуострова) // Сообщества Крайнего Севера и человек. – М.: Наука, 1985. – С. 79 – 90.

188. Новиков С.М., Усов Л.И., Арсланов Х.А., Козырева М.Г. Генезис и возраст бугристых болот Западной Сибири // Изотопные и геохимические методы в биологии, геологии и археологии. – Тарту, 1981. – С. 87 – 91.
189. Орлов В.И. Ход развития природы лесоболотной зоны Западной Сибири. – Л.: Недра, 1968. – 172 с.
190. Орлов Е.Д. Типы окраек верховых болотных массивов и их гидроресомелиоративная оценка // Заболоченные лесные земли северо-запада СССР и их лесохозяйственное освоение. – Петрозаводск, 1981. – С. 19 – 31.
191. Орлова Л.А. Голоцен Барабы (стратиграфия и радиоуглеродная хронология). – Новосибирск: Наука, 1990. – 128 с.
192. Орлова Л.А., Панычев В.А. Радиоуглеродное датирование дерново-подзолистых почв со вторым гумусовым горизонтом // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск: Наука, 1987. – С. 125 – 135.
193. Островская Л.М. Смена фитоценозов в ходе заболачивания под влиянием антропогенных факторов в БССР // Экология биогеоценозов и их динамика. – М.: Наука, 1980. – С. 15 – 27.
194. Платонов Г.М. Болота северной части междуречья Оби и Томи // Заболоченные леса и болота Сибири. – М.: АН СССР, 1963. – С. 65 – 95.
195. Плешиков Ф.И., Батин С.Ю. Надземная фитомасса древостоев суходольных и заболоченных сосняков // Продуктивность лесных фитоценозов. – Красноярск: ИЛИД СО АН СССР, 1984. – С. 103 – 112.
196. Полкошников О.В., Суцень В.А. Изменения растительности болот Самотлора под влиянием инженерных сооружений // Известия АН СССР. Сер. геогр. – 1981. – № 4. – С. 47 – 56.
197. Потаевич Е.В., Кузнецов О.Л. Эколого-физиологические особенности болотных растений // Эколого-биологические особенности и продуктивность растительности болот. – Петрозаводск, 1982. – С. 187 – 195. [Реф. журн.]
198. Прейс Ю.И. Особенности реконструкций палеоклимата по ботаническому составу торфов грядово-мочажинных болот Енисейского Заполярья // Структура и развитие болотных экосистем и реконструкция палеогеографических условий: Тез. докл. X Всесоюзного семинара-экскурсии (30.08. – 03.09.1989 г., Эстонская ССР). – Таллин: АН ЭССР, 1989. – С. 91 – 95.
199. Природные ресурсы Томской области / Дюкарев А.Г., Львов Ю.А., Хмелев В.А. и др. – Новосибирск: Наука, 1991. – 176 с.
200. Прозоров Ю.С. Динамика и особенности заболачивания низменности в бассейне озера Болонь // Особенности болотообразования в некоторых лесных и предгорных районах Сибири и Дальнего Востока. – М.: Наука, 1965. – С. 47 – 74.
201. Прозоров Ю.С. Закономерности развития, классификация и использование болотных фитоценозов. – М.: Наука, 1985. – 209 с.
202. Прозоров Ю.С. Критерии разделения суходольных и заболоченных земель // Природные особенности болот Приамурья. – Новосибирск: Наука, 1973. – С. 142 – 147.
203. Пузаченко Ю.Г. Климатическая обусловленность южной границы тундры // Сообщества Крайнего Севера и человек. – М.: Наука, 1985. – С. 22 – 55.



204. *Пьявченко Н.И.* Антропогенные нарушения торфообразования в голоцене // Антропогенные факторы в истории развития современных экосистем. – М.: Наука, 1981. – С. 20 – 32.
205. *Пьявченко Н.И.* Бугристые торфяники. – М.: АН СССР, 1955. – 278 с.
206. *Пьявченко Н.И.* Изучение истории экологических систем по торфяникам // Общие методы изучения истории современных экосистем. – М.: Наука, 1979. – С. 40 – 62.
207. *Пьявченко Н.И.* К изучению болот Красноярского края // Заболоченные леса и болота Сибири. – М.: АН СССР, 1963а. – С. 5 – 32.
208. *Пьявченко Н.И.* К изучению палеогеографии севера Западной Сибири в голоцене // Палинология голоцена. – М.: АН СССР, 1971. – С. 139 – 157.
209. *Пьявченко Н.И.* Лесное болотоведение (основные вопросы). – М.: АН СССР, 1963б. – 192 с.
210. *Пьявченко Н.И.* Некоторые итоги стационарного изучения взаимоотношений леса и болота в Западной Сибири // Взаимоотношения леса и болота. – М.: Наука, 1967б. – 7 – 42 с.
211. *Пьявченко Н.И.* О продуктивности болот Западной Сибири // Растительные ресурсы. – 1967а. – Т. 3 – 4. – 523 – 532 с.
212. *Пьявченко Н.И., Сибирева З.А.* Некоторые результаты стационарного изучения взаимовлияния леса и болот в подзоне средней тайги // Труды Института леса и древесины АН СССР. – 1962. – Т. 53. – С. 174 – 203.
213. *Пьявченко Н.И., Коломыцев В.А.* Влияние осушительной мелиорации на лесные ландшафты Карелии // Болотно-лесные экосистемы Карелии и их динамика. – Л.: Наука, 1980. – С. 52 – 77.
214. *Растительный покров Западно-Сибирской равнины / Ильина И.С., Лапшина Е.И., Лавренко Н.И. и др.* – Новосибирск: Наука, 1985. – 251 с.
215. *Рейзмунд В.В.* Бугристые торфяники в лесоболотных системах Приангарья // География и природные ресурсы. – 1996. – № 3. – С. 81 – 87.
216. *Родин Л.Е., Базилиевич Н.И.* Динамика органического вещества и биологический круговорот зольных элементов и азота в основных типах растительности Земного шара. – М.; Л.: Наука, 1965. – 254 с.
217. *Романов В.С., Саевич К.Ф.* Биологическая продуктивность нижних ярусов растительности в сосняках на болотах. – Минск: Белорусский технологич. ин-т, 1985. – 12 с. [Рукопись деп. в ЦБНТИ лесхоз 24 июня 1985 г., № 397 лх-85 Деп.]
218. *Романова Е.А.* О связи между растительностью, верхними слоями торфяной залежи и водным режимом верховых болот Северо-Запада // Труды ГГИ. – 1960. – Вып. 89. – С. 92 – 122.
219. *Рыбакова Н.О.* Изменения растительного покрова и климата Колымской низменности в позднечетвертичное время // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 137 – 142.
220. *Савина Л.Н.* Таежные леса Северной Азии в голоцене. – Новосибирск: Наука, 1986. – 191 с.
221. *Савина С.С., Хотинский Н.А.* Зональный метод реконструкции палеоклиматов голоцена // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 231 – 244.

222. *Савукинене Н.П.* Климат субатлантического периода Западной Литвы по палеоботаническим данным // Палеоклиматы голоцена Европейской территории СССР. – М.: Ин-т географии АН СССР, 1988. – С. 70 – 76.
223. *Саковец В.И., Гаврилов В.Н.* Лесообразовательные процессы на осушенных болотах Карелии. – Петрозаводск: Институт леса Карел науч. центр РАН, 1994. – 102 с.
224. *Селиверстов Ю.П.* Некоторые проблемы изучения плейстоцена и голоцена // Палинология плейстоцена и голоцена. – Ленинград: ЛГУ, 1981. – С. 5 – 11.
225. *Смоляницкий Л.Я.* Метаболическая организация выпуклых олиготрофных болот // Антропогенные изменения, охрана растительности болот и прилегающих территорий: Материалы 6-го Всесоюзного совещания, 1979 г. – Минск, 1981. – С. 206 – 210.
226. *Солоневич Н.Г.* К методике определения биологической продуктивности болотных растительных сообществ // Ботанический журнал. – 1971. – Т. 56. – № 4. – С. 497 – 511.
227. *Стариков Э.В., Жидовленко В.А.* Радиоуглеродные датировки голоценовых образцов Средней и Восточной Сибири (индекс КРИЛ) // Палеоботанические исследования в лесах Северной Азии. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 158 – 161.
228. *Стариков Э.В., Жидовленко В.А.* Радиоуглеродные датировки органогенных образцов, взятых в гидроморфных экосистемах // Гидроморфные лесо-болотные экосистемы. – Красноярск: Институт леса РАН, 1986. – С. 130 – 139.
229. *Стационарное* изучение болот и заболоченных лесов в связи с мелиорацией. – Петрозаводск: Карел. фил. АН СССР, 1977. – 152 с.
230. *Степанова К.Д., Сокирка А.И., Рассохина Л.И.* Биологическая продуктивность и круговорот химических элементов в сообществах *Calamagrostis purpurea* ssp. *langsdorffii* (Poaceae) // Ботанический журнал. – 1981. – Т. 66. – № 2. – С. 247 – 254.
231. *Строение* и динамика растительного покрова плоскобугристых болот Надым-Пурского междуречья Западно-Сибирской равнины / Кирпотин С.Н., Воробьев С.Н., Хмыз В.Ф. и др. // Ботанический журнал. – 1995. – Т. 85. – № 8. – С. 29 – 39.
232. *Структура* и функционирование южнотаежных геосистем Прииртышья / Нечаева Е.Г., Антоненко А.М., Кустов Ю.В. и др. – Новосибирск: Наука, 1982. – 121 с.
233. *Структура*, эволюция и функционирование системы биогеоценозов Барабы: Том I. Биогеоценозы и их компоненты. – Новосибирск: Наука, 1974. – 308 с.; Том II. Биогеоценозические процессы. – Новосибирск: Наука, 1976. – 496 с.
234. *Сукачев В.Н.* Болота, их образование, развитие и свойства. – Л.: Ленинградский лесной институт, 1926. – 162 с.
235. *Сукачев В.Н.* О пограничном горизонте торфяников в связи с вопросом о колебании климата в послеледниковое время // Почвоведение. – 1914. – Т. 16. – № 1 – 2. – С. 47 – 74.
236. *Сукачев В.Н.* Экскурсия на торфяное болото. – Пгр.: Госиздат, 1921. – 36 с.
237. *Сурова Т.Г., Троцкий Л.С., Пуннинг Я.-М.К., Скобеева Е.И.* Реконструкция палеоклиматических условий Шпицбергена в голоцене // Палеоклиматы голоце-

- на Европейской территории СССР. – М.: Ин-т географии АН СССР, 1988. – С. 6 – 15.
238. *Теория и практика лесного болотоведения и гидроресомелиорации.* – Красноярск: Институт леса и древесины СО АН СССР, 1976. – 203 с.
239. *Титлянова А.А.* Обменные процессы азота и зольных элементов в подсистеме почва – растения // О почвах Сибири. – Новосибирск: Наука, 1978. – С. 191 – 198.
240. *Торфяные месторождения Западной Сибири.* – М.: Главное управление торфяного фонда, 1957. – 150 с.
241. *Тюремнов С.Н.* Торфяные месторождения. – М.: Недра, 1976. – 487 с.
242. *Ускова Л.М.* Анализ связи заболоченности речных бассейнов с физико-географическими условиями таежной зоны Западной Сибири // География и природные ресурсы. – 1982. – № 2. – С. 72 – 79.
243. *Фирсов Л.В., Орлова Л.А.* Каталог радиоуглеродных дат. – Новосибирск: Наука, 1985. – 88 с.
244. *Флеров А.Ф.* Растительность Кобулетских болот // Почвоведение. – 1936. – Т. 31. – № 2. – С. 211 – 223
245. *Фриш В.А.* Торфяная тектоника // Известия ВГО. – 1978. – Т. 110. – Вып. 2. – С. 108 – 112
246. *Фуряев В.В.* Роль пожаров в процессе лесообразования. – Новосибирск: Наука, 1996. – 253 с.
247. *Хейкурайнен Л.* Болота. – М.: Лесная промышленность, 1983. – 40 с.
248. *Хмелев К.В.* Динамика растительного покрова болот Центрального Черноземья // Генезис и динамика болот. – 1978. – Вып. 1. – С. 183 – 189.
249. *Хорошев П.И., Полкошников О.В.* Антропогенное влияние на развитие болот и торфонакопление // Влияние промышленных предприятий на окружающую среду. – Пущино, 1984. – С. 206 – 207.
250. *Хорошева О.В., Сизова Г.П., Горюхина Н.М.* Биоценозы верховых болот Среднего Приобья и их изменение в результате антропогенного воздействия // Биологические науки. – 1990. – № 5. – С. 72 – 79.
251. *Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 200 с.
252. *Хотинский Н.А.* Голоценовые хроносрезы: дискуссионные проблемы палеогеографии голоцена // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1982. – С. 142 – 147.
253. *Хотинский Н.А.* Дискуссионные проблемы реконструкции и корреляции палеоклиматов голоцена // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. – М.: Наука, 1989. – С. 12 – 17.
254. *Хотинский Н.А.* Итоги и перспективы изучения палеоклиматов голоцена Европейской части СССР // Палеоклиматы голоцена Европейской территории СССР. – М.: Ин-т географии АН СССР, 1988. – С. 192 – 193.
255. *Хотинский Н.А.* Корреляция голоценовых отложений и абсолютная хронология схемы Блитта-Сернандера // Голоцен. – М.: Наука, 1969. – С. 78 – 90.
256. *Хотинский Н.А., Климанов В.А.* Радиоуглеродный возраст и климатические условия развития бугристых торфяников Надым-Казымского междуречья в голоцене // Вопросы экологии растений и болот, болотных и торфяных залежей. – Петрозаводск: Институт биологии, 1985. – С. 132 – 140.

257. Хотинский Н.А., Савина С.С. Палеоклиматические схемы территории СССР в бореальном, атлантическом и суббореальном периодах голоцена // Известия АН СССР. Сер. геогр. – 1985. – № 4. – С. 18 – 34.
258. Храмов А.А., Валуцкий В.И. Лесные и болотные фитоценозы Восточного Васюганья. – Новосибирск: Наука, 1977. – 222 с.
259. Цобель М.Г. Некоторые соображения по поводу сукцессионной теории и сукцессий верховых болот // Структура и развитие болотных экосистем и реконструкция палеогеографических условий: Тез. докл. X Всес. сем.-экскурсии (30.08. – 03.09.1989 г., ЭССР). – Таллин: АН ЭССР, 1989. – С. 110 – 115.
260. Чередникова Ю.С., Савина Л.Н., Первозникова В.Д., Зубарев А.П. Растительность и спорово-пыльцевые спектры торфяника южной части Енисейского края // Гидроморфные лесо-болотные экосистемы. – Красноярск: Институт леса РАН, 1986. – С. 112 – 121.
261. Чижов Б.Е. Особенности рекультивации загрязненных нефтью лесных и болотных почв Среднего Приобья // Повышение технологической надежности процессов добычи нефти в условиях Западной Сибири. – Тюмень, 1990. – С. 154 – 160.
262. Юрьев М.М. Погребенные торфяники нижнего течения реки Мсты // Материалы по исследованию реки Волхова и его бассейна. – 1927. – Вып. 16. – С. 243 – 249.
263. Belyea L.R., Warner B.G. Temporal scale and accumulation of peat in a *Sphagnum* bog // Canadian Journal of Botany. – 1996. – V. 74. – No. 3. – P. 366 – 377.
264. Bormann F.H., Likens G.E., Melillo J.M. Nitrogen budget for an aggrading northern hardwood forest ecosystem // Science. – 1977. – No. 196. – P. 981 – 983.
265. Braekke F.H. Varmehusholding og mikroklima pe ulike myrtyper // Medd. Norske skogforsoksv. – 1972. – V. 30. – No. 1. – 134 s. [Реф. журн.]
266. Chambers F.M. Environmental history of Cefn Gwernffrd, near Rhandirmwyn, mid-Wales // New Phytologist. – 1982. – V. 92. – No. 4. – P. 607 – 615.
267. Climo R.S. The limits to peat bog growth // Philos. Trans. R Soc. London, Ser. B. Biol. Sci. – 1984. – V. 303. – P. 605 – 654.
268. Collins E.L., Lichyar R.W., Evert E.F. Description of only known fen-palsa in contiguous United States // Arctic and Alpin Research. – 1984. – V. 16. – No. 2. – P. 255 – 258. [Реф. журн.]
269. Conner W.H., Gosselink J.G., Parrondo R.T. Comparison of the vegetation of three Louisiana swamp sites with different flooding regimes // Amer. J. Bot. – 1981. – V. 68. – No. 3. – P. 320 – 331. [Реф. журн.]
270. Danneels P., Hermy M. Verlandingsgemeenschappen von de vestingsgrachten von Damme (prov. W-VI., Belgien) // Bull. Soc. Roy., bot. Belg. – 1986. – V. 119. – No. 1. – P. 47 – 62. [Реф. журн.]
271. Davis R.B., Anderson D.S. The eccentric bogs of Maine: a rare wetland type in United States. – Maine: University of Maine, 1991. – 168 p.
272. Delcourt H.R., Delcourt P.A., Webb III T. Dynamic plant ecology: The spectrum of vegetational change in space and time // Quaternary Science Review. – 1983. – V. 1. – No. 3. – P. 153 – 175.
273. Eggelsmann R. Grundwasser und Vegetation von Niedermooren // Abh. Naturwiss. Ver.Bremen. – 1982. – V. 39. – S. 313 – 331. [Реф. журн.]

274. *Fenton J.H.C.* The rate of peat accumulation in Antarctic moss banks // *J. Ecol.* – 1980. – V. 68. – No. 1. – P. 211 – 228. [Реф. журн.]
275. *Fitter A.H., Browne J., Dixon T., Tucker J.J.* Ecological studies at Askham Bog nature reserve. I. Interrelations of vegetation and environment // *Naturalist.* – 1980. – V. 105. – No. 954. – P. 89 – 101. [Реф. журн.]
276. *Green D.G.* Time Series and Postglacial Forest Ecology // *Quaternary research.* – 1981. – V. 15. – No. 3. – P. 265 – 277.
277. *Hansen K., Madsen K.J.* Vegetation changes of a Danish mire 1957 – 1981 // *Nord. J. Bot.* – 1984. – V. 4. – No. 4. – P. 481 – 490. [Реф. журн.]
278. *Heikkilä H.* The vegetation and ecology of mesotrophic and eutrophic fens in western Finland // *Ann. Bot. Fenn.* – 1987. – V. 24. – No. 2. – P. 155 – 175. [Реф. журн.]
279. *Ingram H.A.P.* Soil layers in mires: function and terminology // *Journal of Soil Science.* – 1978. – V. 29. – P. 224 – 227.
280. *Kenkel N.C.* Trends and interrelationships in boreal wetland vegetation // *Can. J. Bot.* – 1987. – V. 65. – No. 1. – P. 12 – 22. [Реф. журн.]
281. *Kratz T.K.* A new method for estimating horizontal growth of peat mat in basin-filling peatlands // *Can. J. Bot.* – 1988. – V. 66. – No. 5. – P. 826 – 862.
282. *Kubiw H., Hickman M., Vitt D.H.* The development history of peatlands at Muskiki and Maruerite lakes, Alberta // *Can. J. Bot.* – 1989. – V. 67. – No. 12. – P. 3534 – 3544.
283. *Kuhry P.* Transgression of a raised bog across a coversand ridge originally covered with an oak-lime forest. Paleoeological study of a Middle Holocene local vegetational succession in the Amtsven (Northwest Germany) // *Rev. Paleobot. And Palynol.* – 1985. – V. 44. – No. 3 – 4. – P. 303 – 353. [Реф. журн.]
284. *Likens G.E., Bormann F.H.* An experimental approach to New England landscapes // *Coupling of Land and Water Systems.* – London: Chapman and Hall, 1975. – P. 7 – 30.
285. *Malmer N.* Bog mires and their influence on landscapes // *Development of bog mires / Ecol. Stud.* – 1975. – V. 10. – P. 83 – 92. [Реф. журн.]
286. *Moore P.D.* Rise and fall of peat mounds // *Nature.* – 1984. – V. 310. – No. 5974. – P. 188. [Реф. журн.]
287. *Muller K.* Zur Frage der «Mineralbodenwasserzeiger» auf ombrogen Moorkomplexen // *Beitrag Biol. Pflanzen.* – 1976. – V. 52. – No. 1 – 3. – P. 311 – 318. [Реф. журн.]
288. *Nicolson B.J., Vitt D.N.* The paleoecology of a peatland complex in continental western Canada // *Can. J. Bot.* – 1990. – V. 68. – No. 1. – P. 121 – 138.
289. *Okrusko H.* Ecological conditions of a grassland ecosystem on the Wizna fen connected with the genesis and nature of peat deposit // *Pol. Ecol. Stud.* – 1977. – V. 3. – No. 3. – P. 7 – 16. [Реф. журн.]
290. *Paavilainen E., Pöyhönen J.* Peatland Forestry. Ecology and Principles. – Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. – 248 p.
291. *Pacowski R.* Succession of plant communities on distinguished sites of the Wizna fen // *Pol. Ecol. Stud.* – 1977. – V. 3. – No. 3. – P. 67 – 74. [Реф. журн.]
292. *Press M.C., Woodin S.J., Lee J.A.* The potential importance of an increased atmospheric nitrogen supply to the growth of ombrotrophic *Sphagnum* species // *New Phytologist.* – 1986. – V. 103. – No. 1. – P. 45 – 55. [Реф. журн.]

293. Reddy K.R. Wetland soils – opportunities and challenges // Soil Sci. Soc. Am. J. – V. 57. – No. 7 – 8. – P. 1145 – 1147.
294. Reddy K.R., DeLaume R.D., DeBusk W.F., Koch M.S. Long-term nutrient accumulation rates in the Everglades // Soil Sci. Soc. Am. J. – V. 57. – No. 7 – 8. – P. 1147 – 1155.
295. Riley J.L. Hudson bay lowland floristic inventory, wetlands catalogue and conservation strategy // Natur. Can. – 1982. – V. 109. – No. 3. – P. 543 – 555.
296. Ritchie J.C. Late-quaternary climatic and vegetational change in the lower maccken-sie basin, Northwest Canada // Ecology. – 1985. – V. 66. – No. 2. – P. 612 – 621.
297. Scheffler A. Die Metamorphose der Moore // Elem. Naturwiss. – 1981. – No. 1. – P. 23 – 38. [Реф. журн.]
298. Schmeidl H. Veränderung der Vegetation auf Dauerflächen eines rdalpinen Hochmoores // Telma. – 1977. – No. 7. – P. 65 – 76. [Реф. журн.]
299. Schwintzer C.R. Vegetation and nutrient status Michigan bogs and conifer swamps with a comparison to fens // Can. J. Bot. – 1981. – V. 59. – No. 5. – P. 842 – 853.
300. Shvidenko A., Nilsson S. What do we know about the Siberian forests? // AMBIO. – 1994. – V. 23. – No. 7. – P. 396 – 404. [Реф. журн.]
301. Silvola J. Rahkasuon kasvusta kaasunvaihtomittausten perustella // Suo. – 1980. – V. 31. – No. 1. – P. 15 – 25. [Реф. журн.]
302. Sjurs H. Myren som naturtyp // Finland natur. – 1976. – V. 35. – No. 2. – P. 3 – 7. [Реф. журн.]
303. Slobodda S. Beziehungen zwishen ausgewdhlen Standortfaktoren und цкологischen Aussagen der Vegetation, dargestellt an einigen Pflanzengesellschaften im NSG «Peenewiesen bei Gьtzkow» // Wiss. Z. E. M. Arndt-Univ. Griefswald, Math. naturwiss. R. – 1978. – V. 27. – No. 1 – 2. – P. 93 – 96. [Реф. журн.]
304. Smart P.J. Stratigraphy of a site in the Munsary Dubh-Lochs, Caithness, Northern Scotland: development of the present pattern // J. Ecol. – 1982. – V. 70. – No. 2. – P. 549 – 558. [Реф. журн.]
305. Stojcovic L. Relation d'interdйpendance entre les especies, les phytocйnoses et le substrat dans les marйcages oligo- et eutrophiques // Rev. roum. Sйr. biol. vйg. – 1978. – V. 23. – No. 1. – P. 11 – 16. [Реф. журн.]
306. Tchebakova N.M., Monserud R.A., Nasimova D.I. A Siberian vegetation model based on climatic parameters // Canadian Journal of Forest Research. – 1994. – V. 24. – No. 8. – P. 1597 – 1607 [Реф. журн.]
307. Thompson E. Origin of surface patterns in a subarctic peatland // Int. Symp. Peat. Util. Bemidji. 10 – 13 October, 1983. – Bemidji, 1983. – P. 5 – 12. [Реф. журн.]
308. Ullmann H. Biomasse und Dominanzgesellschaften in einem Hochmoor // Ber. Dtsch. bot. Ges. – 1971(1972). – V. 84. – No. 10. – S. 637 – 647. [Реф. журн.]
309. Webb III T. Is vegetation in equilibrium with climate? How to interpret late-Quaternary pollen data // Vegetatio. – 1986. – V. 67. – No. 2. – P. 75 – 91.
310. Wheeler B.D. Plant communities of rich-fen systems in England and Wales // Journal of Ecology. – 1980. – V. 68. – No. 2. – I. Introduction. Tall sedge and reed communities. – 365 – 395 p.; II. Communities of calcareous mires. – 405 – 420 p.
311. Zurek S. The problem of growth of the Eurasia peatlands in the Holocene // Proc. 5th Intern. peat congress. V. 2. – Warszawa, 1976. – P. 99 – 123. [Реф. журн.]

## Глава 9

### **КОЛЬЦЕВЫЕ МОРФОСКУЛЬПТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

В данной главе обсуждается проблема происхождения кольцевых морфоскульптур. Для этого приводится краткое описание морфологии, доступные данные по геологическому строению и распространению морфоскульптур и их характерного геоморфологического окружения. Геоморфологическая информация (величина, конфигурация и расположение различных форм рельефа), непосредственно получаемая на аэрокосмических снимках, несет косвенную геологическую информацию о строении поверхностных отложений и экологическую информацию о местообитаниях растительности. Получение такой информации обеспечивается, прежде всего, знанием истории образования форм рельефа различного типа.

*In the chapter the author tried to attract attention of geographers, the geomorphologists and geologists to mentioned forms of relief and to discuss a problem of their genesis. For this purpose the brief description of morphology, accessible data on a geological structure, distribution of ring morphosculptures and their character geomorphological environment is resulted. Geomorphological information (size, configuration and location of various forms of relief), received directly by aerospace images, bears indirect geologic information on surface deposits structure and ecological information on vegetation habitats. The obtaining of such information is supported first of all with the knowledge of formation, history of relief forms of a different type.*

Аэрокосмические снимки являются важным источником информации о земной поверхности. Картографирование с их помощью природных ресурсов и явлений для различных нужд развивающегося севера Западной Сибири требует точной интерпретации дистанционных данных. Геоморфологическая информация (величина, конфигурация и расположение различных форм рельефа), непосредственно получаемая на

аэрокосмических снимках, несет косвенную геологическую информацию о строении поверхностных отложений и экологическую информацию о местообитаниях растительности. Получение такой информации обеспечивается, прежде всего, знанием истории образования форм рельефа различного типа.

В районах Широкого Приобья значительную долю поверхности занимают эрозионные формы мезорельефа. Проблема происхождения аккумулятивных мезоформ, достаточно регулярно представленных в данном регионе, не получила должного внимания. Сюда относятся: I – полубугристый мезорельеф слабонаклонных озерных равнин и водоразделов (Седых и др., 1983), II – параллельно-грядный рельеф, описанный для юга Западной Сибири (Белецкая, 1979 и др.) и Прикаспийской низменности (бугры Бэра), но почти неисследованный в данном регионе (Волков, 1984), III – кольцевые мезоформы концентрического строения, являющиеся предметом настоящей статьи (литературные данные отсутствуют).

Авторы считают необходимым привлечь внимание географов, геоморфологов и геологов к названным формам рельефа и обсудить проблему их происхождения. Для этого приводится краткое описание морфологии, доступные данные по геологическому строению и распространению кольцевых морфоскульптур и их характерного геоморфологического окружения.

## Материал и район исследований

Основным источником информации послужили аэрокосмические снимки, на которых данные мезоформы хорошо читаются. Пониженные части покрыты болотами (светлый тон), повышенные, дренированные части – темнохвойными, сосновыми и производными лиственными лесами III и IV классов бонитета. Тональный контраст растительности и правильность очертаний легко обращают на себя внимание (рис. 1).

Район исследований – Среднее Приобье (рис. 2).

Геологические данные собраны на нивелировочном профиле, заложенном в районе среднего течения реки Мыгытын – правобережье Оби на Вах-Тымском отрезке (рис. 3, А, Б). Описано одно естественное обнажение придолинного аккумулятивного повышения и 20 скважин ручного бурения. Сильная обводненность разрезов не позволила провести описание более глубоких слоев осадков.



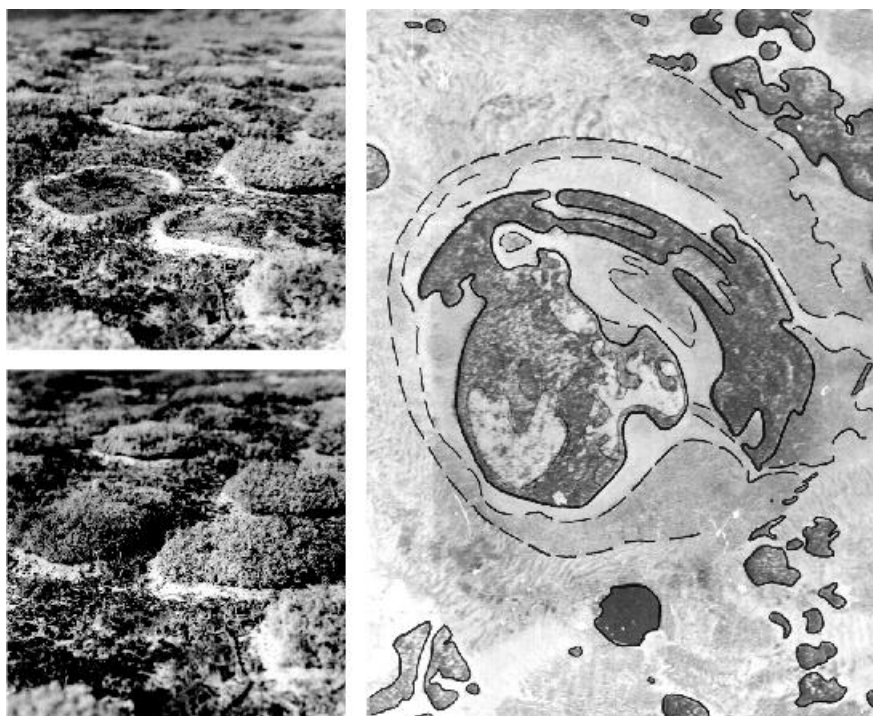


Рис. 1. Два фрагмента снимков, сделанных с вертолета (слева) и увеличенное отдешифрированное аэрофотоизображение морфоскульптуры (справа)

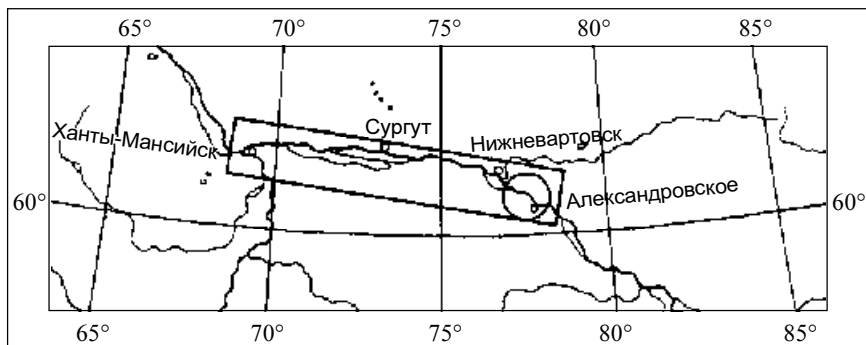


Рис. 2. Фрагмент контурной карты Западно-Сибирской низменности. Выделенный прямоугольник – район исследований

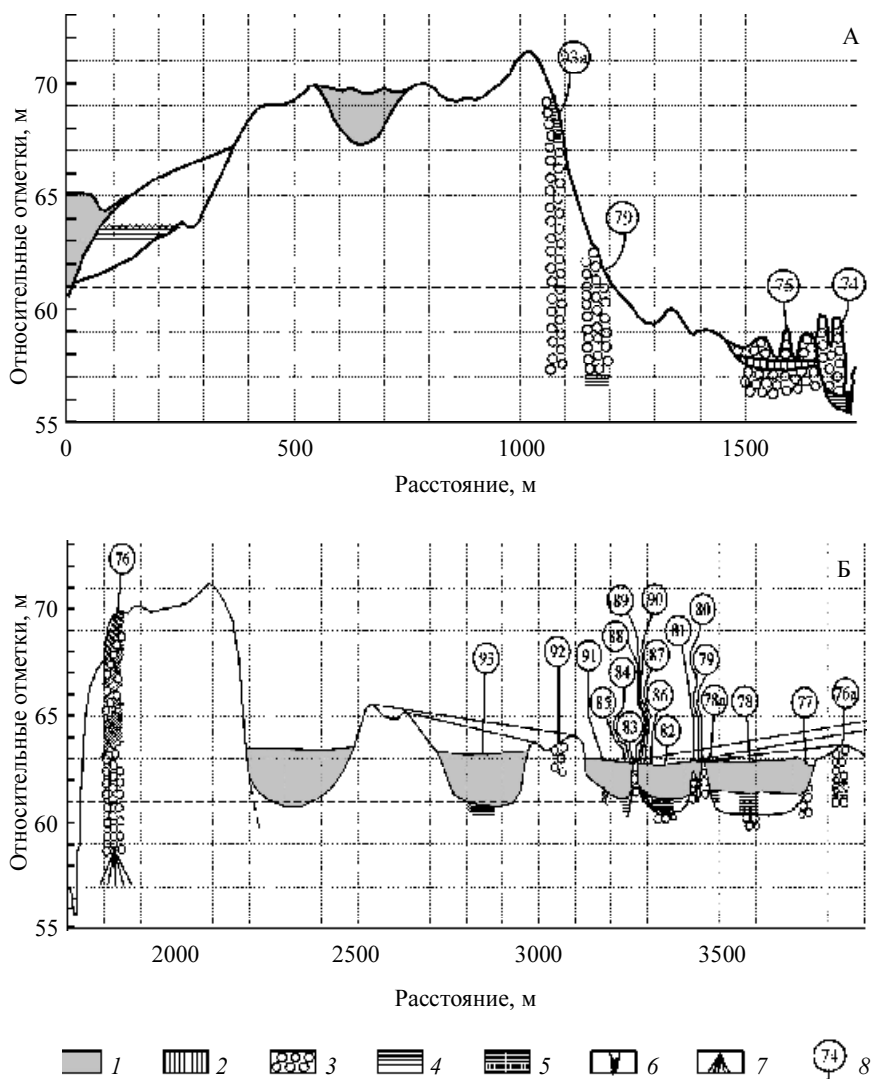


Рис. 3. Мыгитинский профиль: А – правый берег реки Мыгитан; Б – левый берег реки Мыгитан. На расстоянии 2 500 м и далее показан разрез парных кольцевых морфоскульптур и проекция дальней стороны глив на профиль. Условные обозначения: 1 – торф; 2 – пойменный суглинок; 3 – песок; 4 – прослой; 5 – легкий озерный суглинок; 6 – русло реки; 7 – осыпи; 8 – номера геологических разрезов

## Распространение и размещение

Просмотр аэрокосмических снимков позволил выявить четыре области развития описываемых форм: Кондинская низина, Салым-Юганская сквозная долина, Васюганский линеамент и правобережная терраса Оби на Вах-Тымском отрезке (Вах-Тымская терраса). Отмечены единичные местонахождения в среднем течении рек Ларьеган, Ильяк, Пакупур, Надым.

Выделенные области лежат в пределах  $59^{\circ}$  с. ш. и  $61^{\circ}$  з. д. Южнее данные мезоформы не обнаружены. Из устных сообщений – возможны их местонахождения севернее. Таким образом, все названные местонахождения лежат в перигляциальной области четвертичных оледенений.

В отмеченных областях данные мезоформы размещены различным образом: 1 – в пределах узких полос, почти цепочкой, образуя отчетливые линеаменты субширотного простирания (Кондинская низина, Салым-Юганская сквозная долина и Васюганский линеамент); 2 – рассеянно, случайным образом, но довольно часто в пределах обширной площади (Вах-Тымская терраса); и 3 – спорадически, единично или парами в изолированных местонахождениях (Ларьеган, Ильяк).

В кондинской низине кольцевые морфоскульптуры расположены в пределах линеамента на протяженности около 100 км. Простирание линеамента субширотное – примерный азимут  $85^{\circ}$ . Линеамент продолжается вдоль протоки Юганская Обь и по характерному изгибу р. Вах в нижнем течении. Южнее и восточнее линеамента расположена низменная область со своеобразным параллельно-гривным рельефом. Гривы сложены хорошо сортированными песками. Поверхность плоских грив с явными следами перевеваний. Гривы вытянуты в субширотном направлении с азимутом около  $70^{\circ}$ . Кольцевые формы расположены на отметках 60 – 70 м.

В Салым-Юганской долине кольцевые формы расположены в пределах линеамента, также субширотного простирания, продолжающегося в долину р. Вах и в западном направлении по широтному отрезку течения р. Конды. Примерный азимут –  $75^{\circ}$ . Кольцевые морфоскульптуры развиты на протяжении 120 км. С юга к ним примыкает область с параллельно-гривным рельефом, аналогичным Кондинскому. Азимут простирания грив около  $65^{\circ}$ . Межгривные пространства заняты болотами верхового типа с торфяной залежью около 4 – 5 м. Бурением в нижней части торфяника вскрыты сапропелевидные отложения. Кольцевые

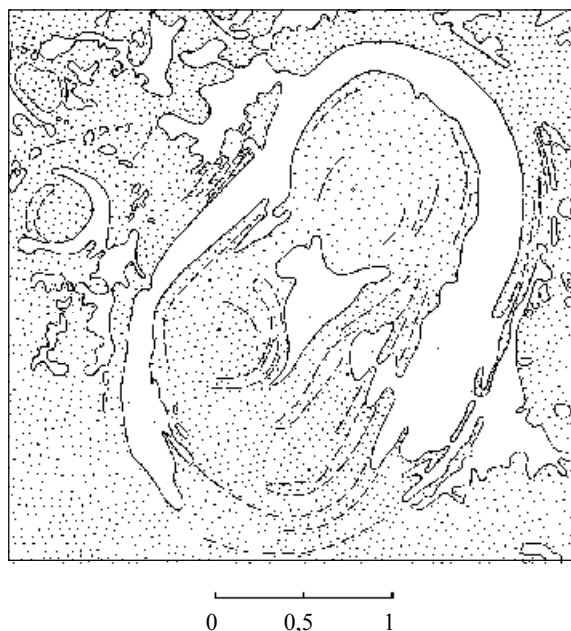


Рис. 4. Кольцевые морфоскульптуры в пределах комплекса молодой аллювиальной террасы. Правобережье Оби в районе Ватинского Егана. Условные обозначения: заштрихованы леса, пунктиром показаны мелкие ложбины, напоминающие складки

мезоформы развиты на отметках около 60 – 65 м, но отдельные формы поднимаются до отметок 75 – 80 м там, где линеамент пересекает выступы южной части балыкского водораздела.

Васюганский линеамент, на котором располагаются кольцевые морфоскульптуры, вытянут подобно Салым-Юганскому: азимут около  $75^\circ$ , протяженность – около 80 км. На западе он согласуется с изгибами р. Б. Юган и Демьянка, на востоке – с направлением долины р. Тым. Плотность колец меньше, поэтому линеамент выражен слабее. С юга к линеаменту также примыкает область параллельно-гривного рельефа. Гривы развиты слабее, располагаются на отметках 65 – 70 м. Кольцевые морфоскульптуры поднимаются до отметок 90 и 100 м. Область распространения кольцевых мезоформ на Вах-Тымском отрезке протягивается

вдоль правобережья Оби, расширяется к югу и переходит в долину Тыма, на север исчезает к устью Ваха. В пределах всей этой области кольца распределены довольно равномерно. Часто встречаются отчетливо «парные» кольца (также и на Васюганском линеаменте). Поверхность террасы не имеет параллельно-гивного рельефа, хотя в ее пределах выражены крупные эрозионные и водно-аккумулятивные формы северо-восточного направления. Для террасы более характерен мелко-изогнуто-гивистый рельеф, также встречающийся и на Васюганском линеаменте. Терраса имеет слабый наклон к руслу Оби. Кольцевые формы представлены на отметках 50 – 70 м (рис. 4).

Спорадически встречающиеся формы отмечены на правобережье рек Ларьеган и Ильяк близ сходных у обоих рек изгибов субширотного протирания. Отмеченные формы расположены на отметках 70 – 80 м.

## Морфология и геология

Кольцевые морфоскульптуры образованы концентрически расположенными гривами, которые могут объединяться в ровные или волнистые площадки. Концентр кольцевых гив может быть повышенным, также в виде площадки, или пониженным. Общие очертания кольцевых мезоформ – правильные овалы, большей частью разомкнутые со стороны, обращенной вниз согласно общему наклону террасы. Диаметр описываемых колец варьирует от 0,5 до 2 км.

Высота гив варьирует от 1 до 5 метров (см. рис. 3, Б). Некоторые гривы могут быть погребены торфом окружающего болота. Высота гив постепенно убывает от внешних колец к внутренним. В случае парных морфоскульптур, как показано на профиле (см. рис. 3, Б), одна и та же грива со стороны смежного кольца ниже, чем с противоположной стороны. Таким образом, условные верхние поверхности морфоскульптур (см. рис. 3 – показаны штриховой линией) как бы наклонены друг к другу.

Кольцевые морфоскульптуры часто окружает своеобразный рельеф – мелкие изогнутые гривы (рис. 5, А), которые также могут образовывать замкнутые и полузамкнутые овальной или неправильной формы фигуры. Они нередко являются продолжением внешних гив кольцевых морфоскульптур. На Вах-Тымской террасе распространены переходные, слабее выраженные, одиночные кольцевые гривы меньшего диаметра (см. рис. 5, Б).

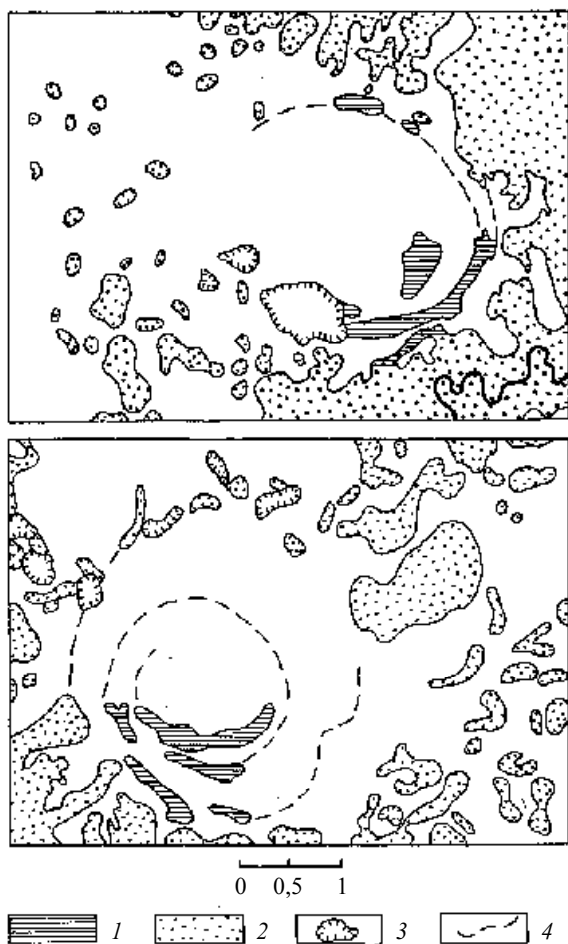


Рис. 5, А. Два представителя кольцевых морфоскульптур в пределах срединного комплекса средневысокой озерной террасы. Правобережье Оби в районе Урьевского Егана. Условные обозначения: 1 – валы кольцевых морфоскульптур с автоморфными лесами; 2 – массивы с пологобугристым рельефом и отдельные бугры с автоморфными лесами срединного комплекса; 3 – озера; 4 – следы кольцевой морфоскульптуры, прослеживаемые по структуре фаций болотного комплекса. Открытые болота не заштрихованы (Масштаб 1 : 25 000)

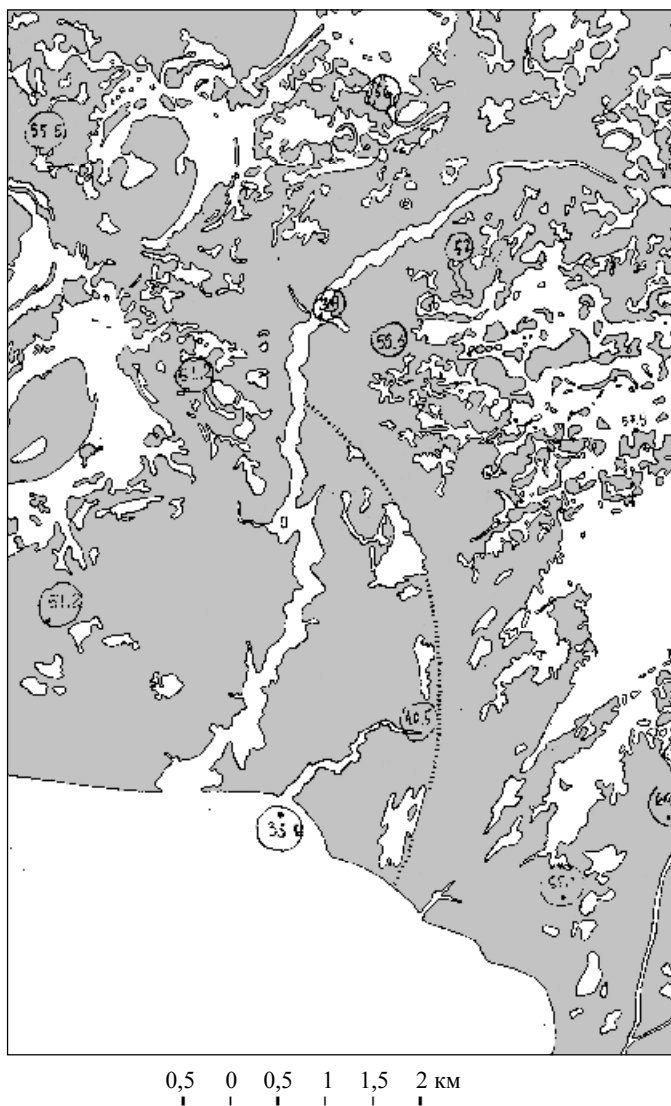


Рис. 5, Б. Кольцевые морфоскульптуры и сопровождающий их мелкогребнистый рельеф на правобережной террасе Оби Вах-Тымского отрезка. (Масштаб 1 : 25 000). Условные обозначения на рис. 5, А

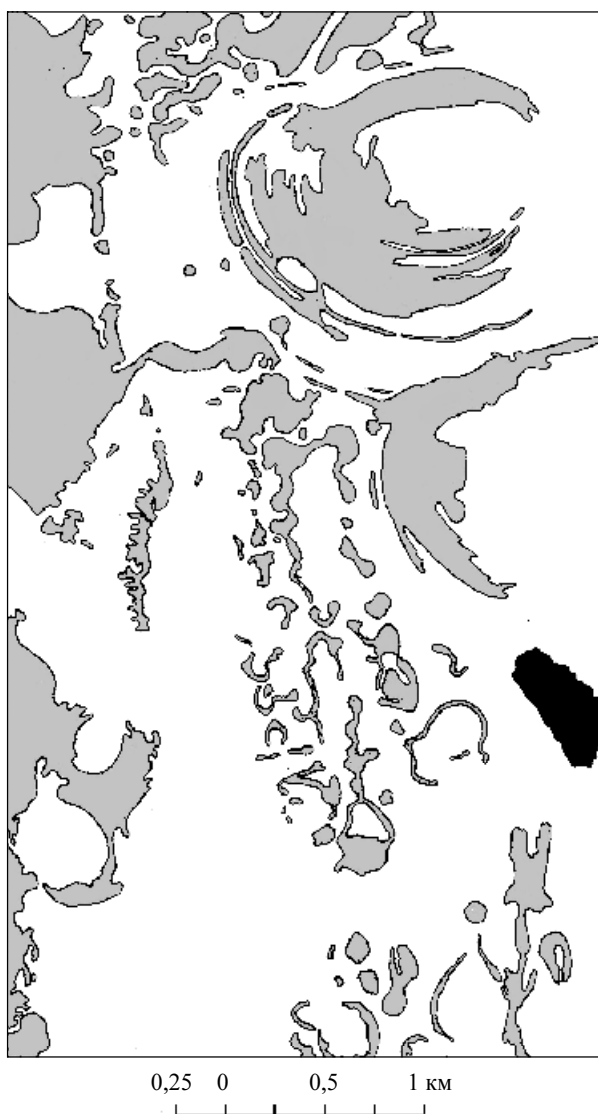


Рис. 5, В. Кольцевые морфоскульптуры и сопровождающий их мелкогивистый рельеф на Васюганском линейменте. (Масштаб 1 : 25 000). Условные обозначения на рис. 5, А



Правобережная терраса Оби на Вах-Тымском отрезке пересекается широкими (до 1 км) и вытянутыми плоскими повышениями, сопровождающими долины современных речек и такими же широкими эрозионными ложбинами прямолинейного стока. Ложбины в отдельных случаях подрезают кольцевые морфоскульптуры и являются, таким образом, более молодыми образованиями. Широкие повышения, сопровождающие долины речек с восточной стороны, имеют валообразные образования. На мыгытынском профиле (см. рис. 3, Б) показано общее строение таких повышений и геологический разрез, описанный по естественному обнажению. С внешней стороны по отношению к долине эти повышения в плановом изображении повторяют внешние очертания близ расположенных кольцевых мезоформ, что говорит об их одновозрастности или большей молодости кольцевых мезоформ.

На гривах кольцевых морфоструктур бурением от поверхности вскрыты пески, иногда переслаивающиеся с супесями и суглинками. Межгривные понижения заняты торфяниками, мощностью около 2 – 3 м. Ниже торфа в межгривных понижениях вскрываются суглинки мощностью до 1,5 м, залегающие на песках.

Дно межгривных понижений располагается примерно на одном уровне. Речная долина и пойма по отношению к ним переуглублены. Средний уровень поймы р. Мыгытын – на 2 м, а дно реки – на 5 м ниже дна межгривных понижений. Придолинные повышения, напротив, значительно выше кольцевых грив.

## **Происхождение**

Отсутствие на гривах кольцевых морфоскульптур характерных покровных суглинков, хотя они располагаются в пределах высот их распространения (Палеография..., 1990), их территориальные взаимоотношения с эрозионными ложбинами прямолинейного стока и аккумулятивными придолинными повышениями позволяют предполагать, что кольцевые морфоскульптуры формировались в период дегляциаций и спада уровня приледникового подпрудного бассейна (Волков, 1979; Волков, Волкова, 1981). Наличие в межгривных понижениях суглинков (возможно озерного происхождения) свидетельствует о мелководных условиях, в которых предположительно происходило их образование. Ориентируясь на радиоуглеродные датировки (Палеография..., 1990), их возраст можно оценить в 13 – 18 тыс. лет.

О происхождении описываемых форм рельефа существуют различные мнения (авторы основывались, главным образом, на устных сообщениях).

Наиболее распространена точка зрения, что данные формы являются спущенными озерами. Отсутствие террасированности, нередко повышенная центральная часть, значительная высота грив (у современных озер береговые валы не превышают 1 м высоты) – факты, которые говорят против этого.

Данные мезоформы не являются следами оставленных меандр: 1 – отсутствует староречье, 2 – кольцевые мезоформы нередко располагаются одиночно или парами на междуречных пространствах, при этом никаких древних долин, пойм и русел, с ними связанных, поблизости нет, 3 – отсутствует нормальная стратификация осадков, характерная для речных пойм. Против этого говорит также общий характер поперечного строения кольцевых грив.

Говорить о связи кольцевых мезоформ с локальными поднятиями земной коры пока нет никаких оснований.

Одна из гипотез их образования – грязевой вулканизм – выбрасывание текучих масс или газогидратов под эвстатическим давлением в условиях мелководья, когда происходило расталкивание выбрасываемого материала в водной среде, его отложение на некотором расстоянии от центра и снос вниз по уклону террасы.

Расстояние, на которое выносились выбрасываемые массы, определялось мощностью процесса, и при его затухании происходило снижение высоты грив и уменьшение их радиуса. Дискретный характер грив говорит о дискретном характере процесса – каждая грива говорит об отдельной порции выброшенного материала. Сопровождающий кольцевые морфоскульптуры мелко-изогнуто-гривистый рельеф и переходные к нему образования могут быть следствием «побочных», маломощных, разовых выбросов.

В пользу этой гипотезы свидетельствует их размещение в области основных линеаментов субширотного простирания, то есть возможна связь с зонами дробления и глубинными разломами.

Существующий материал по геологическому строению явно недостаточен, чтобы подтверждать или опровергать какую-либо из приведенных гипотез. Для формирования более надежных заключений о происхождении кольцевых морфоскульптур необходимы данные глубокого бурения и детальный литологический и палеоботанический анализ осадков.

Описанные мезоформы являются крайне своеобразным элементом таежных ландшафтов, специфическим местообитанием высокопродуктивных лесных сообществ и в инженерно-геологическом отношении связаны с залежами строительного сырья. Их дальнейшее изучение может дать богатый материал для детализации палеографической обстановки Западной Сибири в период поздне- и послеледниковья. Это значительно повысит качество инженерно-геологического и геоморфологического картографирования и эффективность целевого дешифрирования аэроснимков.

## Литература

1. *Седых В.Н., Волков И.А., Васильев С.В., Мозалевский В.Г.* Территориальные особенности размещения лесов северной части Обь-Иртышского междуречья // Возобновление и устойчивость лесов Западной Сибири. – М.: Наука, 1983. – С. 4 – 33.
2. *Белецкая Н.П.* Морфология и морфометрия гривного рельефа // История разв. речных долин и пробл. мелиорации земель Зап. Сибирь и Ср. Азия. – Новосибирск: Наука, 1979. – С. 148 – 156.
3. *Волков И.А.* Дистанционные методы и новейшие геологические образования центральной части Западной Сибири // Комплексные аэрокосмические исследования Сибири. – Новосибирск: Наука, 1984. – С. 79 – 85.
4. *Палеография* Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения / Архипов С.А., Астахов В.И. и др. // Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. – 1990. – Вып. 470. – 110 с.
5. *Волков И.А.* Климатические колебания четвертичного периода и этапность развития долин в южной части Западно-Сибирской равнины // История разв. речн. долин и пробл. мелиорации земель. Зап. Сибирь и Ср. Азия. – Новосибирск: Наука, 1979. – С. 55 – 61.
6. *Волков И.А., Волкова И.С.* Осадки трансгрессивных фаз плейстоценового мансийского озера и великая система стока ледниковых вод Сибири // Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей северного полушария. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 85 – 91.

## Глава 10

### **NEW DATA ON NET PRIMARY PRODUCTION OF WEST SIBIRIEN MIRES (Новые данные по первичной продукции западносибирских болот)**

Проведенные исследования по определению чистой первичной продукции (NPP) болотных экосистем средней и северной тайги резких различий в величинах не выявили. Широкий диапазон величин NPP определяется большим разнообразием типов болотных экосистем, встречающихся в каждой подзоне. Общая эмиссия в результате автотрофного и гетеротрофного дыхания составила 32% от величины чистой ассимиляции  $49 \cdot 10^{12}$  г/год.

*The main aim of this paper is the review of our new data on net primary production in West Siberia mires. During eight years of investigation storages of different phytomass fractions and net primary production in north and south taiga mires were evaluated. One of the goals of our investigation was to compare north and south mires in relation to net primary production and its structure reflecting different fraction contribution to net primary production value. The most interesting issue is the share of root production in the total production of mires.*

### **Sampling**

The storage of phytomass was determined by cropping of living and dead phytomass three times a season (June-July, August and September). Every time sampling have been done on different microsities (hollows, ridges or hummocks) in 10 replications on round or square plots. Total phytomass on depth to 50 cm was sampled. As it was impossible to count phytomass on depth 20 – 50 cm every time (it was restricted by high water table) the final calculations were taken in account only phytomass to 20 cm depth. The green phytomass (mosses and vascular plants) was sampled on square plots 1.0 or

0.25 m<sup>2</sup> of size, and total phytomass on round plots 10 cm<sup>2</sup> of size. Sampled phytomass was separated into fractions of live and dead, and on green (photosynthetic active) and wooded parts. The fractions were divided into species groups: lichens, mosses, herbs, shrubs and dwarf shrubs. The live parts of mosses were determined by green pigmentation. The cropped phytomass was drying with 80 °C and weighted to determine the absolutely dry weight. Sampled phytomass was separated into fractions of live and dead. Live fraction includes photosynthetic (G) active and wooded parts of plants located above the moss surface (AS-part) as well as stame bases, rhizomes and roots sunk in peat. (BS-part)-dead fraction consists of morphologically the same but duing organs of plants.

### **NPP estimation**

The part of NPP production by dwarf shrubs, sedges and herbs was determined as the difference between observed season maximum and minimum of these plants living phytomass (separately by fraction). A great part of NPP is creating by Sphagnum mosses. To establish the annual increment of mosses phytomass the linear growth of mosses was determined by fixation of heads position above peat level with thin steel wire and by control it next year. The multiplication of one-year increment weight of one moss specimen on plants density in plots gives NPP of mosses. (Kosykh N.P., 1999)

### **Objects**

The NPP and phytomass storage determination was done on ombrotrophic and minerotrophic bogs (sites P1 – P4) in a north taiga (Noyabrsk region) in 1998 – 2000 and in a south taiga (Plotnikovo region) in 1994 and 1999 – 2000.

P1 – Ombrotrophic bog with the ridge-hollows-pools complex on a periphery of a paludified watershed remote from industry and settlements, 75° 11' E, 62° 58' N;

P2 – Ombrotrophic bog with the flat palsa-hollows complex on permafrost in a local depression near the oil production area, 75° 29' E, 63° 17' N;

P3 – Ombrotrophic bog with the flat palsa-hollows-pools complex on permafrost on a periphery of a spread regional watershed remote from industry and settlements, 75° 40' E, 63° 12' N;

P4 – Meso-oligotrophic, minerotrophic sedge-sphagnum fen in a small river valley near the oil production area, 75° 29' E, 63° 16' N.

Sites P2 and P3 have similar vegetation and permafrost on palsas. P2 is situated near the oil production area to check anthropogenic impact, P3 – is a control one. On site P1 the bog has a similar pattern, but permafrost is absent, hollows have pools, and ridges are with a sparse tree layer (*Pinus sylvestris*). Site P4 is situated in a valley fen at the distance 30 – 50 m from a river channel. The fen has partly a ground water feed, rarely – a surface flooding. At a distance from a river channel the hummocks with oligotrophic vegetation alike on ridges of P1 may be found at this fen.

Sampling on sites P1 – P3 was carried out on ridges (palsas) and on hollows separately but on site P4 – mostly in a hollow-type community.

In Plotnikovo region in a south taiga subzone (82° 51' E, 56° 51' N) samplings are done on a periphery of ombrotrophic bog with a ridge-hollows complex. A topographic situation and first results were published earlier (Kosykh, 1999; Masytov, Inouoe and a. 1999; Shimoyama, Inouoe, Fukushima, 2000). The crop measurements were completed on (1) oligotrophic hummocks with dwarf shrubs and *Sphagnum* vegetation; (2) in transition hollows-type community with *Carex*-*Sphagnum* vegetation, and (3) in hollows with *Equisetum*-*Carex*-*Sphagnum* mesotrophic vegetation. The data from microsites (2) and (3) were combined as they were similar.

## Results

The average storage of live phytomass on opened ombrotrophic and minerotrophic bogs varies from 900 to 2 200 g/m<sup>2</sup>. Phytomass in hollows of southern bogs is more than twice higher of phytomass in hollows of northern bogs. On ridges phytomass of northern and southern bogs differs a little. A large part of live phytomass is made up by the vascular plants (50 – 75%). The live part of mosses in southern bogs makes up 40 – 45%, in northern bogs – 25 – 30%. The share of AS of vascular plants is low and changes from 5 – 10% (in the south) till 15 – 35% (in the north). Both in the south and in the north the AS fraction is higher on ridges than on hollows).

Below surface ground phytomass is formed by live) and dead mosses, live and dead roots and sunk perennial wooded parts of vascular plants.

The phytomass of live roots decreases along the depth of peat. It may be explained by declining of conditions for aerobic respiration. The maximum phytomass of live roots was observed on depth 10 – 20 cm. On the contrary the dead mass increases with the depth on the same cause: decreasing of oxygen concentration, which reduced the activity of decomposers.

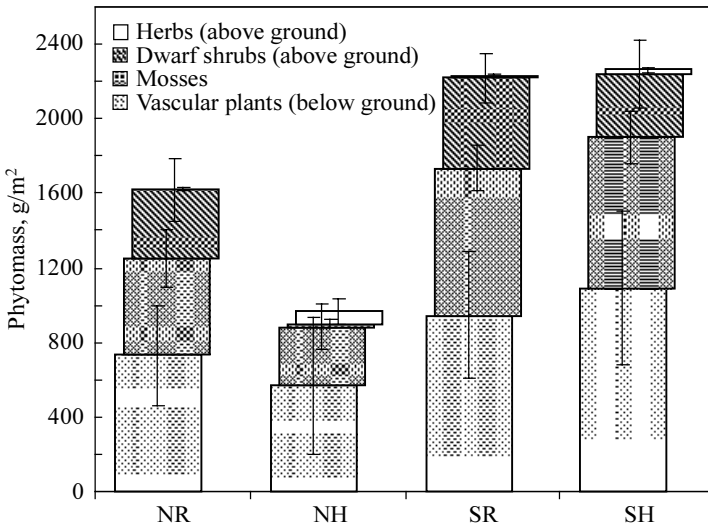


Fig. 1. Live phytomass of bog vegetation (absolutely dry matter) in northern taiga (NR – ridges, NH – hollows, Noyabrsk region) and in southern taiga (SR – ridges, SH – hollows, Plotnikovo region) subzones. Lines show standard deviations.

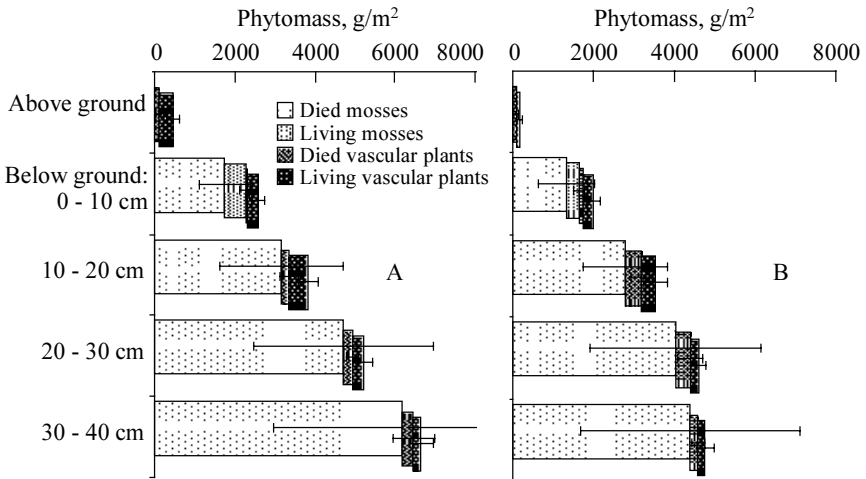


Fig. 2. Phytomass stratification (absolutely dry matter) on ridges (A) and hollows (B) of northern taiga subzone bog (Noyabrsk region).

NPP is on south taiga bogs in the average in 1.5 – 1.9 times more than NPP on north taiga bogs (Table 1) In 1999 NPP varied on bogs in Plotnikovo region varied from 1 142 – 1 710 g/m<sup>2</sup>/year in different microsites, and on north taiga bogs – from 353 – 1 126 g/m<sup>2</sup>/year in different bogs. The year-by-year NPP may differ almost twice. On southern bogs in 1998 NPP was 450 – 1 817 g/m<sup>2</sup>/year. It was in 2.5 – 1.7 times lower than in 1999. In 1994 NPP varied on the same sites from 775 to 850 g/m<sup>2</sup>/year and had intermediate values.

Table 1

**Net primary production (NPP) on bog ridges and hollows in north taiga (Noyabrsk region) and in south taiga (Plotnikovo region) subzones.**  
**The NPP in north was determined on 4 different sites in 1999,**  
**and in south – on one site in 1994, 1998, 1999**  
**(transition microsite and hollow microsite was combined together).**

NPP fractions	Average, g/m <sup>2</sup> /year				Standard deviation, g/m <sup>2</sup> /year			
	North		South		North		South	
	Ridges	Hollows	Ridges	Hollows	Ridges	Hollows	Ridges	Hollows
Vascular plants (BG)	208	360	592	584	74	246	303	383
Mosses	200	241	265	295	16	89	39	52
Dwarf shrubs (AG)	88	10	124	86	59	16	104	75
Herbs (AG)	10	41	5	45	7	33	2	48
Total	506	652	986	1 010	99	399	344	415
Numbers of measures	4	4	3	6	4	4	3	6

The greatest distinctions are connected with BS phytomass of vascular plants (roots), whose yearly production has the highest variation between both sites and years. Roots of vascular plants makes up 41 – 60% in total NPP of a peat ecosystem. Above surface NPP of herbs and dwarf shrubs has the highest relative variation between years and sites, but makes in summary only 4 – 19 % in whole NPP (herbs 1 – 6% only). The NPP of mosses and lichens (the mostly mosses) varies at the least degree, both on years and sites. It makes up 25 – 40% in whole production and has the smallest differences between southern and northern bogs: 200 – 241 g/m<sup>2</sup>/year in north taiga and 265 – 295 g/m<sup>2</sup>/year in a south taiga.



## Discussion

By data from Karelia (Elina, Kusnetsov, 1977, Koslovskaja, Medvedeva, Pjavchenko, 1978), Vologda (Kosykh, 1999), and West Siberia (Kosykh, 1999; Masytov, Inouoe and a. 1999; Shimoyama, Inouoe, Fukushima, 2000). (NPP on oligotrophic bogs is average 500 (STD = 165)  $\text{g/m}^2/\text{year}$ , on mesotrophic swamps and fens is about 570 (STD = 115)  $\text{g/m}^2/\text{year}$ , and in eutrophic swamps is 730 (STD = 186)  $\text{g/m}^2/\text{year}$ . By data of N.I. Basilevich [11] NPP in mires of Russia varies: in arctic tundra – 233 – 569  $\text{g/m}^2/\text{year}$ , in subarctic tundra – 182 – 814  $\text{g/m}^2/\text{year}$ , in forest-tundra and north taiga – from 199 (raised bogs) to 611 (swamps)  $\text{g/m}^2/\text{year}$ , in middle taiga – 298 – 629  $\text{g/m}^2/\text{year}$ , and in south taiga – 308 – 443  $\text{g/m}^2/\text{year}$  (raised bogs), 330 – 629  $\text{g/m}^2/\text{year}$  (fens), 278 – 810  $\text{g/m}^2/\text{year}$  (swamps and marshes). In continental Canada regions NPP on Sphagnum bogs determined in field experiments was 440 – 930  $\text{g/m}^2/\text{year}$ .

Our data () at least by south taiga exceed mentioned estimations, but this fact is no error. The early observations of BS NPP used some supposition on a ratio of below ground and above surface phytomass and NPP. It was explained by high difficulties of straight determination of living phytomass. However, as it is detected here, the Bs fraction of NPP makes up 40 – 60% of total NPP or 68 – 88% of vascular plants NPP.

The next source of errors in NPP determination is difficulties of estimation of moss annual increment. The straight measurements of linear grows of Sphagnum mosses usually were not included in NPP observations, and the annual increment was detected very approximately. In this aspect, as we can see, our estimations (Masytov, Inouoe and a. 1999). have more accuracy. It is important as the mosses NPP makes up 25 – 40% in total NPP of peat ecosystem.

## **ПЕРЕЧЕНЬ ВЫПОЛНЕННЫХ РАБОТ инициатора деятельности в области экологии и охраны окружающей среды канд. биол. наук ВАСИЛЬЕВА СЕРГЕЯ ВАЛЕРЬЕВИЧА**

### **Опубликованные работы**

1. *Алексеев А.С., Пяткин В.П., Седых В.Н., Васильев С.В., Сидорова В.С.* Возможности автоматизации обработки аэрокосмических снимков с целью освоения лесных ресурсов Сибири // Проблемы лесопромышленного комплекса Сибири. Часть 1. ДСП. – Новосибирск, 1980.
2. *Седых В.Н., Васильев С.В., Мозалевский В.Г., Парфиненко В.Д.* Методические особенности изучения лесов по аэрокосмическим снимкам // Развитие и использование аэрокосмических методов изучения природных ресурсов Сибири: Отчет научно-координационного совета по проблемам аэрокосмических исследований природных ресурсов. ДСП. – Новосибирск, 1980.
3. *Седых В.Н., Васильев С.В., Сидорова В.С.* Текстурный анализ аэрокосмических изображений на ЭВМ // Там же.
4. *Васильев С.В., Седых В.Н., Сидорова В.С.* Определение таксационных показателей разновозрастных фаз лесного сообщества по текстурным признакам на ЭВМ // Обработка изображений и дистанционные исследования. – Новосибирск, 1981.
5. *Алексеев А.С., Васильев С.В., Мозалевский В.Г. и др.* Автоматизация процесса обработки аэрокосмических снимков для целей инвентаризации лесов // Исследования Земли из космоса. – 1981. – № 6.
6. *Седых В.Н., Волков И.А., Васильев С.В., Мозалевский В.Г.* Территориальные особенности размещения лесов северной части Обь-Иртышского междуречья // Возобновление и устойчивость лесов Западной Сибири. – М.: Наука, 1983.
7. *Седых В.Н., Васильев С.В., Мозалевский В.Г.* Использование взаимосвязей растительности и рельефа при дешифрировании космических снимков // Космические исследования природных комплексов Сибири и ДВ. – Новосибирск, 1983.
8. *Васильев С.В.* Экологические группы видов растений в пойменных лесах Югана и Ларьегана // Исследования компонентов лесных БГЦ: Тез. докл. / Препринт. – Красноярск: ИЛИД, 1983.
9. *Васильев С.В., Седых В.Н.* Пойма Оби на аэрокосмических снимках / Препринт. – Красноярск: ИЛИД, 1984.
10. *Васильев С.В.* Рельефообразующая роль пойменных ивняков // Средообразующая роль леса (экологические проблемы). – Новосибирск, 1984.

11. *Васильев С.В.* Ход роста ивняков Средней Оби // Возобновление лесов Западной Сибири. – Красноярск, 1985.
12. *Васильев С.В.* Флористическая классификация метод классификации факторов продуктивности кедрачей // Продуктивность таежных БГЦ: Тез. докл. – Красноярск: ИЛИД, 1986.
13. *Васильев С.В., Ляцук Б.Н., Манькута А.И., Седых В.Н.* Исследование лесного покрова, как индикатора глубинного строения Земли // Дистанционные исследования природных ресурсов Сибири. – Новосибирск, 1987.
14. *Васильев С.В.* Эрозионно-аккумулятивная деятельность реки и лесной покров поймы Средней Оби // Вклад молодых ученых в решение вопросов продовольственной программы и охраны окружающей среды. – Улан-Удэ, 1987.
15. *Исаев А.С., Волков И.А., Седых В.Н., Васильев С.В. и др.* Дистанционные исследования ландшафтов. – Новосибирск: Наука, 1987.
16. *Васильев С.В.* Осинники поймы Средней Оби // Изучение, охрана и использование природных ресурсов: Тез. докл. – Уфа, 1987.
17. *Васильев С.В.* Лесообразование в пойме Средней Оби: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. – Красноярск, 1988.
18. *Васильев С.В.* Дистанционная оценка скорости размыва пойменных берегов Средней Оби // Хозяйственная оценка ландшафтов Томской области: Тез. докл. – Томск, 1988.
19. *Васильев С.В.* Картографирование пойменной растительности на ландшафтной основе (на примере Средней Оби) // География и природный ресурсы. – 1989. – № 2.
20. *Васильев С.В.* Картографирование динамики пойменных ландшафтов // География и природный ресурсы. – 1989. – № 4.
21. *Васильев С.В.* Экологическое действие лесных пожаров в северотаежных лесах // Экология и практика: Тез. докл. – Томск, 1989.
22. *Васильев С.В.* Изучение северотаежных лесов для целей аэрокосмического мониторинга // Изучение лесных биогеоценозов. – Красноярск: ИЛИД, 1989.
23. *Васильев С.В., Петренко А.И.* Изучение рельефа для целей аэрокосмического мониторинга северотаежных лесов // Изучение лесных биогеоценозов. – Красноярск: ИЛИД, 1989.
24. *Васильев С.В., Петренко А.И.* Фитоиндикация по аэроснимкам поверхностных отложений // Транспортное строительство. – 1990. – № 9.
25. *Васильев С.В.* Мониторинг природной среды в малоизученных районах севера Западной Сибири // Аэрокосмический мониторинг таежных лесов: Тез. докл. Всес. конф. Красноярск, 15 – 17 ноября 1990 г.). – Красноярск, 1990.
26. *Васильев С.В.* Колебания водности Оби в голоцене // Человек и вода. – Томск: ТГУ, 1990.
27. *Васильев С.В.* Подарок Куку // Молодость Сибири. – 1991. – № 5.
28. *Васильев С.В.* Зональные и региональные особенности лесообразования в таежных поймах // Тез. докл. Всес. совещ. «Теория лесообразовательного процесса». – Красноярск, 1991.
29. *Васильев С.В., Рыкова В.В.* Дистанционная оценка экологических условий водосборов малых озер поймы Средней Оби // Тез. докл. Межрегиональной научной

- конференции: «Эколого-экономические проблемы природопользования в Сибири». – Новосибирск, 1992.
30. *Васильев С.В.* Формальный анализ содержательных понятий о типе леса // Тез. докл. Всесоюзной конференции «Лесная типология в кадастровой оценке лесных ресурсов» (Днепропетровск, 21 – 25 октября 1991 г.). – Днепропетровск, 1991.
  31. *Рыкова В.В., Васильев С.В.* Экологические условия геосистем малых пойменных озер Средней Оби // Материалы Всесоюзного совещания «Антропогенные изменения экосистем малых озер» (Ленинград, 27 – 29 марта 1990 г.). – СПб., 1991.
  32. *Васильев С.В., Мозалевский В.Г.* Классификация сосновых лесов Среднего Приобья // Ботанический журнал. – 1991. – Т. 76. – № 10.
  33. *Васильев С.В.* Три типа ивняков прирусловой поймы Средней Оби // Леса Приобья. – Красноярск: ИЛИД, 1989.
  34. *Васильев С.В.* Основные редколесья севера Западной Сибири // Ботанический журнал. – 1994. – Т. 79. – № 4.
  35. *Васильев С.В.* Погребенные торфяники поймы средней Оби // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. – 1988. – № 57. – С. 131 – 136.
  36. *Васильев С.В.* Генетические типы древостоев лишайниково-зеленомошных лесов севера Западной Сибири // Проблемы динамической типологии лесов: Тез. докл. Всероссийского рабочего совещания. – Архангельск, 1995. – С. 71 – 73.
  37. *Васильев С.В., Козицкий Я.И., Махатков И.Д. и др.* Нулевой цикл мониторинга на нефтегазовых предприятиях севера Западной Сибири // О создании единой региональной системы мониторинга окружающей природной среды и здоровья населения Сибири: Тез. докл. (17 – 19 сентября 1996 г., Новосибирск). – Новосибирск, 1996. – С. 61 – 62.
  38. *Васильев С.В., Махатков И.Д., Гордина Н.М.* Оценка экологического риска при освоении нефтегазовых месторождений на севере Западной Сибири // О создании единой региональной системы мониторинга окружающей природной среды и здоровья населения Сибири: Тез. докл. (17 – 19 сентября 1996 г., Новосибирск). – Новосибирск, 1996. – С. 42 – 43.
  39. *Васильев С.В., Вовк Е.В.* Оценка нарушенности экосистем при освоении нефтегазовых месторождений севера Западной Сибири // О создании единой региональной системы мониторинга окружающей природной среды и здоровья населения Сибири: Тез. докл. (17 – 19 сентября 1996 г., Новосибирск). – Новосибирск, 1996. – С. 63 – 64.
  40. *Васильев С.В., Козицкий Я.И.* Растительные ресурсы левобережной части Нижневартовского района // Биологические ресурсы и природопользование. Вып. 1. – Нижневартовск: НПИ, 1997. – С. 5 – 20.
  41. *Васильев С.В., Вовк Е.В.* Классификация типов антропогенных нарушений при добыче нефти и газа // Труды экологического семинара «Социально-экономические и технические проблемы экологии Сибирского региона». – Новосибирск: НГАВТ, 1998. – С. 51 – 54.
  42. *Васильев С.В.* Ботанические критерии нарушенности болотных почв Сургутского Полесья (Западная Сибирь) // Антропогенная деградация почвенного покрова

- и меры ее предупреждения: Тезисы и доклады Всес. конф. (Москва, 16 – 18 июня 1998 г.). Т. 1. – М., 1998. – С. 30 – 33.
43. *Васильев С.В., Гаджиев И.М., Сеньков А.А., Смоленцев Б.А.* Мониторинг состояния почвенного покрова на ноябрьском экологическом полигоне (Западная Сибирь) // Антропогенная деградация почвенного покрова и меры ее предупреждения: Тезисы и доклады Всес. конф. (Москва, 16 – 18 июня 1998 г.). Т. 1. – М., 1998. – С. 159 – 160.
44. *Васильев С.В., Вовк Е.В.* Антропогенная нагрузка и нарушенность экосистем на Самотлорском месторождении нефти // Тез. докл. XLVIII Научно-технической конференции преподавателей СГГА (13 – 14 апреля 1998 г., Новосибирск). – Новосибирск: СГГА, 1998. – С. 128.
45. *Vasiliev S.V.* Holocene and recent peat accumulation rates in West Siberia // Dynamics of Mire Ecosystems of Northern Eurasia in Holocene: Materials of International Symposium (Petrozavodsk, 5 – 9 October, 1998). – Petrozavodsk, 1998. – P. 45 – 46.
46. *Васильев С.В.* Воздействие нефтегазодобывающей промышленности на лесные и болотные экосистемы. – Новосибирск: Наука, 1998. – 136 с.
47. *Махатков И.Д., Васильев С.В.* Использование ценопопуляционного подхода при анализе пространственного размещения деревьев методом радиальных функций распределения. – Новосибирск: ЦСБС СО РАН, 1998. – 25 стр. (Деп. ВИНТИ № 2670 25.08.98).
48. *Васильев С.В.* Дистанционные методы в палеоэкологии // Современные проблемы геодезии и оптики: Международная научно-техническая конференция, посвященная 65-летию СГГА-НИИГАиК (Новосибирск, 23 – 27 ноября 1998 г.). – Новосибирск: СГГА, 1998. – С. 247.
49. *Васильев С.В., Вовк Е.В.* Радиус воздействия нефтяных скважин на прилегающие экосистемы // Современные проблемы геодезии и оптики: Международная научно-техническая конференция, посвященная 65-летию СГГА-НИИГАиК (Новосибирск, 23 – 27 ноября 1998 г.). – Новосибирск: СГГА, 1998. – С. 248.
50. *Васильев С.В., Быкова О.Г.* Проблемы экологической интерпретации АКС // Современные проблемы геодезии и оптики: Международная научно-техническая конференция, посвященная 65-летию СГГА-НИИГАиК (Новосибирск, 23 – 27 ноября 1998 г.). – Новосибирск: СГГА, 1998. – С. 189.
51. *Васильев С.В., Титов Ю.В.* Пойменные леса таежной зоны Западной Сибири // Биологические ресурсы и природопользование. Вып. 2. – Нижневартовск: НПИ, 1998. – С. 3 – 21.
52. *Васильев С.В., Сеньков А.А.* Антропогенные изменения гидрохимии болотных почв и их экологические последствия // Экологическое состояние и ресурсный потенциал естественного и антропогенно-измененного почвенного покрова: Материалы науч. конф. (Владивосток, 10 – 12 февраля, 1998 г.). – Владивосток, 1998. – С. 75 – 80.
53. *Васильев С.В., Смоленцев Б.А.* История развития почвенной катены гидроморфных подзолов в центральной части Сибирских Увалов (Западная Сибирь) // Экологическое состояние и ресурсный потенциал естественного и антропогенно-измененного почвенного покрова: Материалы науч. конф. (Владивосток, 10

- 12 февраля, 1998 г.). – Владивосток, 1998. – С. 17 – 20.
54. *Vasiliev S.V., Peregon A.M.* Pine increment variability at bogged and drained areas of the northern taiga in West Siberia // Abstracts The Third Russian-Korean International Symposium on Science and Technology «CORUS, 99». – Novosibirsk, 1999. – P. 512.
55. *Maksyutov S., Inoue G., Sorokin M., Nakano T., Krasnov O., Kosykh N., Mironycheva-Tokareva N., Vasiliev S.* Methane fluxes from wetland in West Siberia during April-October 1998 // Proceeding of the Seventh Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Russia and Japan in 1998. – Japan, 1998. – P. 115 – 124
56. *Блейтен В.В., Латина Е.Д., Величко А.А., Гаджиев И.М., Васильев С.В. и др.* Торфяные болота Западной Сибири (Проект Российско-Голландских исследований) // Материалы симпозиума «Болота и заболоченные леса в свете задач устойчивого природопользования». – М.: ГЕОС, 1999. – С. 31 – 33.
57. *Васильев С.В.* О природе грядово-мочажинных комплексов // Материалы симпозиума «Болота и заболоченные леса в свете задач устойчивого природопользования». – М.: ГЕОС, 1999. – С. 35 – 39.
58. *Васильев С.В., Перегон А.М.* Радиальный прирост сосны обыкновенной на болотах и суходолах // Материалы симпозиума «Болота и заболоченные леса в свете задач устойчивого природопользования». – М.: ГЕОС, 1999. – С. 99 – 100.
59. *Васильев С.В., Перегон А.М.* Изменчивость радиального прироста сосны обыкновенной на болотах и суходолах северной тайги Западной Сибири // Биологические ресурсы и природопользование. – Нижневартовск: Нижневарт. пед. ун-т, 1999. – Вып. 3. – С. 38 – 51.

## Основные заказные работы

**По заказу АОЗТ «Институт природопользования – NDI, ltd.» (г. Нижневартовск) руководил следующими работами:**

1. *Характеристика* природных экосистем территории Кошильского месторождения и экологическое картографирование. – 1995 г.
2. *Характеристика* природных экосистем территории Нивагальского месторождения и экологическое картографирование. – 1995 г.
3. *Характеристика* природных экосистем территории Северо-Покачевского месторождения и экологическое картографирование. – 1995 г.
4. *Современное состояние* окружающей среды территории Рубинового месторождения и оценка влияния на нее объектов обустройства. – 1996 г.
5. *Характеристика* природных экосистем территории Ватинского месторождения и экологическое картографирование. – 1996 г.
6. *Характеристика* природных экосистем территории Северо-Ореховского месторождения и экологическое картографирование. – 1997 г.
7. *Создание* комплекта карт и характеристика природных экосистем на территории Южного месторождения. – 1997 г.
8. *Характеристика* природных экосистем территории месторождения «Самотлорское» в районе ДНС-24 и экологическое картографирование. – 1998 г.

9. Оценка воздействия на окружающую среду проектируемой автомобильной дороги Сургут – Нижневартовск на участке Сургут – Ульт-Ягун. – 1998 г.

**По заказам АОЗТ «ДИГЭР», г. Ноябрьск, Администрации г. Ноябрьска, АООТ «НоябрьскНефтегаз» и Государственного комитета по охране окружающей среды г. Ноябрьска руководил следующими работами:**

10. Предварительная эколого-экономическая оценка природных ресурсов и инвентаризации животного населения территории г. Ноябрьск. – 1995 г.
11. Характеристика природных экосистем и режимные наблюдения на территории Спорышевского месторождения. – 1997 г.
12. Характеристика природных экосистем и режимные наблюдения на территории Спорышевского месторождения. – 1998 г.
13. Специальное почвенное картографирование на территории Западно-Ноябрьского месторождения нефти. – 1999 г.
14. Ведение мониторинга на экологическом полигоне г. Ноябрьск. – 1999 г.

**По заказу Госкомитета по охране окружающей среды Новосибирской области выполнил экспертизу:**

15. По «Эколого-экономическому обоснованию организации национального парка «Караканский бор» в Новосибирской области». – 1996 г.
16. По материалам землеустроительного дела по отводу земель Новосибирской области под строительство ВЛ-500 кВ «Барабинск – Таврическая». – 1997 г.
17. По Инженерному проекту строительства федеральной автомобильной дороги Омск – Новосибирск на участке от с. Прокудское до пос. Сокур с мостовым переходом через р. Обь у пос. Красный Яр в Новосибирской области. – 1998 г.
18. По Рабочему проекту «Первоочередные объекты обустройства Верх-Тарского нефтяного месторождения и магистральный нефтепровод до НПС «Барабинская»» в части строительства магистрального нефтепровода. – 1998 г.
19. По материалам обоснования перевода лесных земель в нелесные в лесах первой группы для реализации проекта «Вынос магистрального нефтепровода Омск-Иркутск из зоны Заельцовского бора в обход г. Новосибирска». – 1998 г.
20. Областной целевой программы «Леса Новосибирской области» на 1999 – 2005 годы. – 1999 г.
21. Рабочего проекта строительства автомобильной дороги Новосибирск – Томск на участке Вьюны – Кандаурово в Кольванском районе Новосибирской области. – 1999 г.
22. Рабочего проекта строительства автомобильной дороги Новосибирск – Томск на участке «23 км а.д. Кольвань – Пихтовка» – Вьюны в Кольванском районе Новосибирской области. – 1999 г.
23. Рабочего проекта «Строительство РРЛ газопровода Омск – Новосибирск – Кузбасс», в части строительства радиорелейных станций (РРС), находящихся на территории Новосибирской области. – 2000 г.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ.....	5
<i>Сергей Валерьевич Васильев</i> .....	7
<i>Sergey V. Vasiliev</i> .....	10

### Р а з д е л I

#### РАСТИТЕЛЬНЫЙ ПОКРОВ ЭКОСИСТЕМ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Глава 1. <b>Топология растительного покрова</b> .....	15
Классификация-легенда.....	16
Синтаксономия.....	19
Парагенезис .....	24
Пространственная смежность.....	27
Выводы.....	28
Л и т е р а т у р а .....	29
Глава 2. <b>Абстрактное синтаксономическое пространство применительно к лесной типологии</b> .....	30
Синтаксономическое пространство.....	31
Иерархическая структура .....	35
Пространственная структура .....	36
Пространственно-временная структура.....	39
Л и т е р а т у р а .....	41
Глава 3. <b>Лишайниково-зеленомошные леса севера Западной Сибири</b> .....	42
Материал и методика .....	43
Результаты.....	47
Выводы.....	57
Л и т е р а т у р а .....	58



Глава 4. Сравнительный анализ рядов сопряженных фаций на границе леса и болота в среднетаежной и подтаежной зонах Западной Сибири.....	60
Объекты исследований и методы работ .....	61
Результаты.....	64
Обсуждение результатов.....	74
Выводы.....	76
Литература .....	76

## Р а з д е л  И I

### ТЕМПЫ ЗАБОЛАЧИВАНИЯ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Глава 5. Геометрия аллохтонного заболачивания .....	79
Существующие модели.....	79
Озерно-ингрессионная терраса.....	92
Имитационное моделирование .....	95
Водоразделы .....	116
Выводы.....	127
Литература .....	130
Глава 6. Скорость торфонакопления .....	131
Временные ряды.....	134
Тренды и вариации.....	142
Периодичность .....	149
Статистическая связь с климатом .....	154
Палеоклиматический анализ.....	162
Выводы.....	173
Литература .....	176
Глава 7. Природа комплексности на торфяных болотах.....	179
Существующие гипотезы образования комплексности на болотах.....	181
Гидрологическая теория существования грядово-мочажинных комплексов.....	194
Выводы.....	199
Литература .....	200

---

Глава 8. Палеоэкология, скорость и факторы торфонакопления.....	204
Скорость торфонакопления.....	206
Палеоэкология торфонакопления.....	211
Факторы торфонакопления.....	213
Выводы.....	226
Библиография.....	228
Глава 9. Кольцевые морфоскульптуры центральной части Западной Сибири.....	247
Материал и район исследований.....	248
Распространение и размещение.....	251
Морфология и геология.....	253
Происхождение.....	257
Литература.....	259
Глава 10. New data on net primary production of West Sibirien mires (Новые данные по первичной продукции западносибирских болот).....	260
Sampling.....	260
NPP estimation.....	261
Objects.....	261
Results.....	262
Discussion.....	265
<b>Перечень выполненных работ</b> инициатора деятельности в области экологии и охраны окружающей среды канд. биол. наук <b>Васильева Сергея Валерьевича</b> .....	266
Опубликованные работы.....	266
Основные заказные работы.....	270

## CONTENTS

FOREWORD .....	5
<i>Sergey V. Vasiliev</i> .....	10

### Section I

#### THE VEGETATIVE COVER OF WEST SIBERIAN ECOSYSTEMS

Chapter 1. <b>The vegetative cover topology</b> .....	15
Chapter 2. <b>The abstract syntaxonomic space with the reference to forest typology</b> .....	30
Chapter 3. <b>Lichen-greenmoss forests in northern West Siberia</b> .....	42
Chapter 4. <b>A comparative analysis of conjugate facies series on the border of forest and mire in middle-taiga and sub-taiga zones of West Siberia</b> .....	60

### Section II

#### SWAMPING RATES IN WEST SIBERIA

Chapter 5. <b>Geometry of allochthonous paludification</b> .....	79
Chapter 6. <b>Peat accumulation rates</b> .....	131
Chapter 7. <b>The nature of peatbogs complexity</b> .....	179
Chapter 8. <b>Paleoecology, rates and factors of peat accumulation</b> ....	204
Chapter 9. <b>Ring morphoscultures in central West Siberia</b> .....	247
Chapter 10. <b>New data on net primary production of West Sibirien mires</b> .....	260

<i>A list of scientific papers written by S.V. Vasiliev</i> .....	266
---	-----

*Сергей Валерьевич Васильев*

## **ЛЕСНЫЕ И БОЛОТНЫЕ ЛАНДШАФТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

Редактор *Т.С. Портнова*  
Дизайн, верстка *Д.В. Фортес*

К-ОКП ОК-005-93, код продукции 953360

---

Изд. лиц. ИД № 04000 от 12.02.2001. Подписано к печати 06.08.2007.  
Формат 60 × 84 <sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная. Печать офсетная. Гарнитура «Таймс».  
Усл. п. л. 16,04. Уч.-изд. л. 17,97. Тираж 200 экз. Заказ № 11.

---

ООО «Издательство научно-технической литературы»  
634050, Томск, пл. Ново-Соборная, 1, тел. (3822) 533-335

Отпечатано в типографии ЗАО «М-Принт», г. Томск, ул. Пролетарская, 38/1  
Переплет ОАО «Издательство Асиновское», г. Асино, ул. Проектная, 24