О. Л. Лисс, Л. И. Абрамова, Н. А. Аветов,
Н. А. Березина, Л. И. Инишева, Т. В. Курнишкова,
З. А. Слука, Т. Ю. Толпышева, Н. К. Шведчикова

БОЛОТНЫЕ СИСТЕМЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

И ИХ ПРИРОДООХРАННОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Под редакцией доктора биол. наук,
профессора В. Б. Куваева

МОСКВА - 2001

ББК 26.22
Б 79
УДК 581.526 (571.1)

Издание осуществлено при участии и поддержке Правительства Ханты-Мансийского автономного округа и НПЦ «Мониторинг» ХМАО

Редактор доктор биологических наук, профессор *В. Б. Куваев*
Рецензенты академик РАН *Г. В. Добровольский*
доктор биологических наук *К. Ф. Хмелёв*

Лисс О. Л., Абрамова Л. И., Аветов Н. А., Березина Н. А., Инишева Л. И., Курнишкова Т. В., Слука З. А., Толпышева **Т. 10., Шведчикова Н. К.**

Болотные системы Западной Сибири **и** их природоохранное значение. Под ред. д. б. н. профессора В. Б. Куваева.— Тула: Гриф **и** К°, 2001.- 584 с: ил.

ISBN 5-8125-0150-5

В монографии на примере Западной Сибири раскрыта единая концепция болотообразовательного процесса в голоцене, типичного для северного полушария. Авторами проанализированы физико-географические факторы болотообразования в голоцене, показаны зонально-подзональные варианты стратиграфии торфяных отложений, приведены описания 65 типов болотных биогеоценозов, в т. ч. их фитоценозов и торфяных отложений. В работе приведен флористический список, включающий 321 вид сосудистых растений, 176 моховидных и 85 лишайников. Осуществлена реконструкция болотообразовательного процесса по периодам голоцена, сформулированы пространственно-временные закономерности развития болотных систем, показаны их средообразующие и биосферные функции. Предложена схема районирования болот с учетом тенденций их развития. Затронуты вопросы структуры торфяных ресурсов, подсчитано количество депонированного углерода в зонально-подзональных типах болотных систем. Обоснован дифференцированный подход к рациональному использованию и охране болот Западной Сибири в зависимости от их средообразующих и биосферных функций, современных стадий и прогнозов развития.

Книга представляет интерес для широкого круга специалистов в области экологии, фитоценологии, географии, геологии, почвоведения, управления природопользованием.

Табл. 25. Ил. 79. Библ. 840 назв.

ISBN 5-8125-0150-5

© Кафедра геоботаники, МГУ, 2001

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 6

Глава 1. История изучения болотных систем Западно-Сибирской равнины 8

Глава 2. Физико-географические факторы болотообразовательного процесса в голоцене 14
2.1. Влияние климата на процесс болотообразования 15
2.1.1. Современные климатические условия 15
2.1.2. Климатические изменения в голоцене 22
2.2. Влияние геологической истории на болотообразовательный процесс 27
2.3. Влияние тектонических процессов на болотообразование. . 29
2.4. Влияние криогенных процессов на болотообразование. . . . 33
2.5. Взаимосвязь между гидрогеологическими условиями и заболачиванием 51
2.6. Особенности рельефа и заболачивания 57
2.7. Влияние гидрографической сети на процесс заболачивания 63
2.8. Влияние литологического состава подстилающих пород на генезис торфяных отложений 65
2.9. Взаимосвязь заболачивания и почвенного покрова 68
2.10. Ботанико-географическая зональность 72

Глава 3. Стратиграфия торфяных залежей 82
3.1. Виды торфа и их классификация 82
3.2. Особенности ботанического состава, водно-физических и физико-механических свойств видов торфа 105
3.2.1. Ботанический состав видов торфа 105
3.2.2. Степень разложения 106
3.2.3. Зольность 107
3.2.4. Состав минеральной части видов торфа 108
3.2.5. Состав органической массы видов торфа 109
3.2.6. Кислотность 111
3.2.7. Влажность **111**
3.2.8. Физико-механические свойства торфа 112

3.3. Виды строения торфяных залежей и их классификация . . 121
3.4. Опорные разрезы и их корреляция **131**
3.4.1. Опорные разрезы в северной тайге 131
3.4.2. Опорные разрезы в средней тайге 149
3.4.3. Опорные разрезы в южной тайге 160
3.4.4. Опорные разрезы в подзоне осиново-березовых лесов (подтайге) 168
3.4.5. Опорные разрезы в лесостепи **170**
3.5. Зонально-подзональные варианты строения торфяных отложений 185

Глава 4. Типы болотных биогеоценозов и пространственные закономерности их размещения 192
4.1. Принципы и схема классификации типов болотных биогеоценозов 192
4.2. Биогеоценозы эвтрофного типа 205
4.3. Биогеоценозы мезотрофного типа 225
4.4. Биогеоценозы олиготрофного типа 236
4.5. Биогеоценозы гетеротрофного типа 292
4.6. Растительный покров болот как индикатор генезиса, строения и глубины торфяных отложений **301**

Глава 5. Закономерности развития болотных систем в голоцене 325
5.1. Развитие болот на севере Западно-Сибирской равнины . . . 325
5.1.1. Развитие болот в арктической тундре 329
5.1.2. Развитие болот в типичной тундре 329
5.1.3. Развитие болот в южной тундре 330
5.1.4. Развитие болот в лесотундре 331
5.2. Развитие болот в центральной и южной частях Западно-Сибирской равнины 333
5.2.1. Развитие болот в северной тайге 333
5.2.2. Развитие болот в средней тайге 345
5.2.3. Развитие болот в южной тайге 351
5.2.4. Развитие болот в подзоне осиново-березовых лесов (подтайге) 355
5.2.5. Развитие болот в лесостепи 360
5.3. Динамика вертикальной скорости торфонакопления, биологической продуктивности болотных систем и темпов заболачивания 365
5.4. Реконструкция развития болотных систем в голоцене 379

5.5. Пространственно-временные закономерности развития болотных систем в голоцене **390**
5.6. Современные процессы заболачивания **397**

Глава 6. Средообразующие и биосферные функции болот **404**

Глава 7. Районирование и региональный прогноз развития болот **417**

Глава 8. Структура торфяных ресурсов Западно-Сибирской равнины и направления их использования **441**
Заключение 459
Conclusion **463**
Литература **467**
Приложение. Флора болотных систем Западной Сибири
I. Лишайники — Lichenes 532
II. Моховидные — Bryophyta 550
III. Сосудистые — Tracheophyta 563

ПРЕДИСЛОВИЕ

В жизни биосферы важная экологическая роль принадлежит таким уникальным природным образованиям, как болота. Она заключается прежде всего в том, что болота являются генераторами и резервуарами стока CO_2, хранителями биологического разнообразия. Кроме того, запасы аккумулированного в болотах торфа представляют собой мощный резерв сырья для разнообразного использования в химии, сельском хозяйстве, медицине. Растительный покров болот — источник ценных пищевых, лекарственных и кормовых ресурсов.

На территории России сосредоточено более трети мировых запасов торфа, по площади заболоченных территорий она занимает одно из первых мест в мире. Особенно высокой заболоченностью, которая в среднем превышает 30%, отличается территория Западной Сибири. Поэтому разработка единой концепции болотообразовательного процесса в голоцене на примере Западной Сибири имеет большое научное и прикладное значение.

Многоплановое изучение болот Западной Сибири группой сотрудников кафедры геоботаники биологического факультета МГУ началось в середине 60-х годов в рамках межфакультетских проблем «Природные ресурсы Западной Сибири и их народнохозяйственное использование» и «Природные условия Западной Сибири, прогноз их изменения, охрана и восстановление».

Сначала полевые и стационарные исследования осуществлялись под руководством одного из создателей отечественного болотоведения профессора С. Н. Тюремнова. После его кончины научным руководителем болотоведческих исследований на кафедре геоботаники стала О. Л. Лисс. Это были комплексные исследования с использованием геоботанических, стратиграфических, флористических, картографических, палинологических методов. Они осуществлялись на ключевых площадках и охватывали почти все ботанико-географические зоны Западной Сибири от тундры до лесостепи. В результате был собран огромный фактический материал, положенный в основу этой книги.

Анализ фондовых, картографических материалов, литературных источников в сочетании с оригинальными данными позволил воссоздать многоплановую историю прошлого болот Западной Сибири, рассмотреть их современное состояние и будущее развитие, впервые выявить и описать более 60 типов болотных биогеоценозов, разработать их классификацию. Личные сборы авторов, работа в гербариях, с литературными источниками легли в основу также впервые предложенных флористических списков сосудистых растений, моховидных и лишайников, произрастающих на болотах этой территории. Некоторые из них для Западной Сибири указываются впервые. Особенный интерес представляют главы, касающиеся площадей болот, заболоченности, запасов торфа, раскрывающие биосферные функции болот. Эти главы имеют прикладное значение для решения вопросов, связанных с охраной болот, их рациональным использованием, возможностями осуществления мелиоративных мероприятий.

Благодаря усилиям авторов книги в центральной части Обь-Иртышского междуречья в конце 1970-х годов был заложен стационар «Большое Каюково», где проводятся комплексные болотоведческие исследования, результаты которых также были использованы при написании этой книги. Стационарные исследования проходили в пределах Салымо-Юганской болотной системы, по размерам занимающей второе место после Большого Васюганского болота. Салымо-Юганская болотная система — ландшафт большой региональной значимости, отвечающий критериям Международной конвенции о водно-болотных угодьях. Она включена в опубликованный список ценных болот России (Wetlands International, 1999).

В настоящее время Правительством Ханты-Мансийского автономного округа и Минприродой РФ поставлен вопрос об организации природного парка «Пунси», который должен охватить территорию Салымо-Юганской болотной системы и прилегающие к ней леса и заболоченные земли. Территория будущего природного парка «Пунси» является эталоном для изучения биоразнообразия лесных и болотных систем ХМАО, незаменимым полигоном для проведения комплексного мониторинга окружающей среды.

ГЛАВА 1

История изучения болотных систем Западно-Сибирской равнины

За вековую историю изучения природы Западно-Сибирской равнины был накоплен огромный материал, касающийся таких неотъемлемых компонентов, как болотные системы: особенностей их происхождения, развития, строения, растительного покрова, флоры, районирования, ресурсов, рационального использования, биосферной роли.

В истории изучения болот Западно-Сибирской равнины выделяется несколько этапов. Первый — описательный. Он охватывает в основном первую половину XX столетия. В познание природы болот южной части Западной Сибири первый вклад внесли работы участников почвенно-ботанической экспедиции Переселенческого управления (Гордягин, 1901; Крылов, 1913; Городков, 1913, 1915, 1916; Кузнецов, 1915; Драницын, 1914, 1915). Исследования, проведенные под руководством И. И. Жилинского (1894—1904), содержат сведения о растительном покрове и строении болот Барабинской низменности, Нарымского края, предложения о возможных путях их осушения и хозяйственного освоения (Жилинский, 1907).

Планомерное изучение болот Западной Сибири началось в 20—30-е годы. В 1923—1930 гг. экспедиция под руководством А. Я. Бронзова, организованная Государственным луговым институтом, собрала материал о растительном покрове болот Обь-Иртышского междуречья, строении их торфяной залежи, геологии, почвах, гидрографии. Результаты исследования этой экспедиции опубликованы в работах А. Я. Бронзова (1930, 1936), Г.Я.Бронзовой (1932, 1936), М.К.Барышникова (1929), Р.С.Ильина (1930). В эти же годы была опубликована работа

Н. Я. Каца (1929) о типах болот Западно-Сибирской низменности. Его последующие работы (1939, 1941, 1946, 1948, 1971), статьи, написанные совместно с С.В.Кац (1946, 1948, 1949, 1950, 1958, 1971), а также статьи С.В.Кац (1953, 1957, 1969) освещают отдельные аспекты истории развития растительности Западной Сибири в голоцене.

В начале 30-х годов Центральная торфяная опытная станция направила в район Барабинской низменности экспедицию с участием М. И. Нейштадта (1932—1936), А.А.Генкеля и П.Н.Красовского (1937). Ими были исследованы болота Барабинской низменности, описана их растительность (Нейштадт, 1932, 1936), подсчитаны запасы торфа и площади заболоченных территорий (Нейштадт, 1938).

Одновременно начались экспедиционные исследования заболоченных территорий на севере Западно-Сибирской равнины (Говорухин, 1933; Городков, 1932, 1938, 1944; Андреев, 1932, 1934, 1938; Андреев, Игошина, Лесков, 1935; Кац, 1939, 1948; Пьявченко, 1955).

Следующий этап охватил 50—70-е годы. Его можно назвать каузальным. В 1944—1951 гг. Барабинская экспедиция, организованная Министерством сельского хозяйства СССР, совместно с рядом научно-исследовательских институтов (Почвенный институт АН СССР, Всесоюзный и Северный научно-исследовательские институты гидротехники и мелиорации) собрала материалы о физико-географических условиях Барабы, условиях образования и типах болот этой территории, основных закономерностях территориального размещения болот. Некоторые вопросы генезиса и развития займищно-рямовых болот Барабинской низменности рассматриваются и в работах М. С. Кузьминой (1949, 1953, 1957, 1961, 1967).

Первая обобщенная сводка о строении торфяных отложений, их свойствах, видах торфа центральной части Западной Сибири составлена Ю. В. Ерковой (1957), о растительном покрове болот — С. Н. Тюремновым (1957-6).

С 50-х годов в изучение болот Западной Сибири включается п/о Торфгеология. Основные результаты этих исследований (1957—1975) изложены в книге Е.И. Скобеевой, Г. В. Голгофской, О.Л.Лисс, Н.А.Березиной, Г.Г.Куликовой «Классификация растительного покрова болот и видов торфа центральной

части Западной Сибири» (1975), в публикациях А. В. Предтеченского и Е. И. Скобеевой (1974), А. В. Предтеченского (1981) и др.

В Томской области исследования по изучению растительного покрова, флоры, стратиграфии залежи, условий заболачивания, районирования выполнялись Томским университетом с участием Л.В.Шумиловой (1947, 1949, 1951, 1957, 1962, 1968, 1969, 1971), Л. В. Шумиловой и П.Н.Крылова (1951), Ю.А.Львова (1959, 1961, 1963, 1966, 1969, 1971, 1973, 1974, 1976, 1977, 1978), Ю. А. Львова и Е. Я. Мульдиярова (1973), Ю.А.Львова и Е. Ф. Таруниной (1964), Ю.А.Львова, А. Ф. Шепелевой, Е.Д.Лапшиной (1987), Е.Я.Мульдиярова (1989), Е.Д.Лапшиной (1982, 1985, 1986, 1987-а, б), Е.Д.Лапшиной и Н.А.Бекасовой (1983), Е.Д Лапшиной и Ю.А.Львова (1987), В.И.Валуцкого и Е.Д.Лапшиной (1987), В.А.Базанова (1988), Т.А.Бляхарчук (1980, 1987, 1988, 1989), Т. А. Бляхарчук и В. А. Климанова (1989). Особо следует отметить вклад Н. П. Крылова в изучение флоры болот как Томской области, так и всей Западной Сибири.

Немалый вклад в изучение болотных систем Томской области внесен и вносится Сибирским научно-исследовательским институтом торфа (Инишева, 1992, Инишева, Архипов, Маслов и др., 1995; Болота Западной Сибири..., 1998; Васюганское болото..., 2000; Торф в народном хозяйстве..., 1991).

Сотрудниками Института леса и древесины СО АН СССР уделялось внимание изучению возраста болот, региональных особенностей их формирования, проблемам мелиорации и взаимоотношения леса и болота (Пьявченко, 1953-а, б, 1954-а, б, 1955, 1957, 1962-а, б, 1963-а, б, 1965, 1966, 1967, 1968, 1971, 1972, 1973-а, б, 1974, 1976, 1978-а, б, 1979-а, б, 1980-а, б, в, г, 1981-а, 1983, 1985; Пьявченко, Сибирева, 1959, 1962; Пьявченко, Толейко, 1964, 1967; Глебов, 1963, 1965, 1966, 1971, 1976, 1977, 1978, 1984, 1988; Глебов, Александрова, 1973; Глебов, Горожанкина, 1979; Глебов, Джансеитов, 1983; Глебов, Зырянов, Толейко, 1976; Глебов, Ефремов, Ефремова и др., 1983; Глебов, Калашников (1981), Глебов, Корзухин, 1985; Глебов, Седых, 1985; Глебов, Толейко, 1975, 1977, 1981, 1982; Глебов, Толейко, Стариков и др.,1973, 1974, 1980; Елизарьева, 1951, 1957-а, б, 1959, 1961-а, 6, в, 1962, 1963-а, б, 1964).

Открытие в 1960-х годах на территории Западной Сибири запасов нефти и газа вызвало новую волну интенсивного и всестороннего изучения заболоченных земель этого региона, которое

ориентировалось на исследование гидрологических особенностей болот Западной Сибири, инженерно-геологических свойств торфа. В программу исследований Государственного гидрологического института входило изучение типологии и морфологии болот, их уровенного режима, стока с болот и малых речных водосборов, испарения, теплового режима, радиационного баланса, водоотдачи, торфяной залежи и метеорологического режима болот (Бавина, Романов, 1969; Воробьев, 1963, 1965, 1969, 1971, 1974; Иванов, 1965, 1969, 1972-а, б, 1974, 1975,, 1976; Иванов, Котова, 1964; Иванов, Новиков, 1970, 1976-а, б, 1981; Иванов, Новиков, Вассерман, 1969; Новиков, 1963, 1964, 1965, 1966, 1970, 1973, 1976, 1980; Новиков, Ремиш, 1973; Е. А. Романова, 1964-а,б, 1965, 1967-а, б, в, 1970, 1974, 1976-а, б, 1985; Е. А. Романова, Усова, 1969; И.М.Романова, 1975, 1976, 1977, 1978-а, б). Результаты комплексных гидрологических исследований, выполненные коллективом специалистов ГГИ, обобщены в монографии «Болота Западной Сибири, их строение и гидрологический режим» (1976).

В 60-е и 70-е годы появились работы по изучению инженерно-строительных свойств заболоченных территорий Среднего Приобья (Амарян, 1966, 1969; Амарян, Кукушкин, 1972; Амарян, Королев, Трофимов, 1972, Вассерман, Бредихина, 1971; Вассерман, Казаков, 1973; Каган, Вассерман, Горбатиков, Генис, 1969; Табаков, 1973).

При решении народнохозяйственных проблем, связанных с освоением заболоченных территорий Западной Сибири, не раз использовались результаты комплексных исследований коллектива Института географии РАН (Кац, Нейштадт, 1963; Нейштадт, 1963, 1965, 1967, 1969, 1971-а, б, 1972, 1976-а, б, 1977-а, б, 1979, 1985; Орлов, 1959, 1960, 1963, 1965-а, б, в, 1966-а, б, 1967, 1968, 1969-а, б, 1973, 1974, 1975, 1978; Вендров и др., 1966).

В монографии А. А. Храмова и В. И. Валуцкого (1977) изложены итоги изучения строения и биологической продуктивности темнохвойных и мелколиственных лесов, а также низинных осоково-гипновых и верховых сфагновых болот в бассейне реки Чаи.

С середины 60-х годов большой вклад в комплексное изучение природных условий Западно-Сибирской равнины внесли естественные факультеты Московского государственного университета в рамках комплексных межфакультетских проблем: «При-

родные ресурсы Западной Сибири и их народнохозяйственное использование», «Природные условия Западной Сибири, прогноз их изменения, охрана и восстановление».

Группа геоботаников-болотоведов биологического факультета МГУ собрала обширный фактический материал о факторах болотообразования, возрасте, происхождении, строении и свойствах торфяных отложений, об эколого-фитоценотических особенностях растительного покрова, флоре болот, сукцессиях болотных биогеоценозов. Результаты исследований этих экспедиций изложены в ряде статей, монографий, книг (Лисс, 1983, 1988-а, б, в, г, 1989-а, б, 1990, 1991-а, б, 1992, 1993, 1998-а, б, 1999-а, б; Лисс, Абрамова, Аветов и др., 2000; Лисс, Аветов, Курнишкова и др., 1996; Лисс, Астахова, 1982; Лисс, Березина, 1974, 1975-а, б, 1976-а, б, 1978, 1980-а, б, в, 1981-а, б, в, 1982, 2000; Лисс, Березина, Куликова, 1976; Лисс, Березина, Куликова и др., 1975, 1978; Лисс, Грибовская, 1988; Лисс, Куликова, 1967; Лисс, Полкошникова, 1978, 1979, 1983; Лисс, Трофимов, Кашперюк и др., 1988; Лисс, Тюремнов, 1968; Лисс, Хорошева, 1988; Абрамова, Березина, Куликова и др., 1972; Березина, Куликова, Лисс, 1973; Березина, Куликова, Лисс и др., 1973, 1974; Березина, Лисс, 1976, 1977, 1980,1983, 2000; Березина, Лисс, Аветов, 1996; Березина, Лисс, Самсонов, 1983; Тыртиков, 1969, 1974, 1979).

Немалый интерес представляют картографические публикации, посвященные типологии, районированию как болот, так и смежных ландшафтов Западной Сибири: серия геоботанических карт, составленная межобластной комплексной землеустроительной экспедицией МСХ РСФСР — геоботанические карты Ямальского (1960—1961), Пуровского (1960—1961), Надымского (1960—1961), Красноселькупского (1960—1961), Тазовского (1960—1961) районов Ямало-Ненецкого национального округа Тюменской области; карта «Типы болот» (1971); «Типологическая карта болот Западно-Сибирской равнины» (1976).

Современный этап в изучении болотных систем можно назвать концептуальным. Он ориентирован на решение ряда приоритетных проблем современного болотоведения. В условиях интенсивного техногенного воздействия на природную среду одной из таких проблем является стратегия сохранения болотных систем для поддержания равновесия в биосфере, в т.ч. их биоразнообразия, ресурсов, изучения их биосферной роли в глобальном цикле углерода. В свете задач устойчивого управления природопользованием, прежде всего необходим сбор и анализ комплексной информации о региональных (зонально-подзональных) моделях болотообразовательных процессов. Актуальность поставленных проблем подтверждается материалами конференций: Международная конференция «Болота и заболоченные леса в свете задач устойчивого управления природопользованием» (Западная Двина, 1999), Вторая Международная конференция «Особо охраняемые природные территории» (Санкт-Петербург, 2000), Первая Международная конференция «Биоразнообразие и динамика экосистем северной Евразии (Новосибирск, 2000). Эти же проблемы обсуждались на Всероссийской конференции «Стратегия сохранения водно-болотных угодий Российской Федерации» (Москва, 1999) и на координационном Совете МАСС по космическому мониторингу Сибири (Москва, 2000).

В настоящей монографии, на наш взгляд, осуществлена попытка разработки на примере болотных систем Западно-Сибирской равнины концепции развития болотообразовательного процесса в голоцене, типичного для северного полушария. Биотические и абиотические компоненты болотных биогеоценозов и образованных ими болотных систем рассматриваются в теснейшем взаимодействии с компонентами окружающей среды, что позволяет, во-первых, выявить разнообразные аспекты природоохранного значения болотных систем, во-вторых, зонально-подзональные варианты развития этих систем рассматривать в качестве региональных эталонов для организации проведения экологического мониторинга.

ГЛАВА 2

Физико-географические факторы болотообразовательного процесса в голоцене

Болотные системы относятся к древнейшим образованиям биосферы. Палеозойские и мезозойские болота явились основой для формирования месторождений каменного угля. Новый мощный импульс развитие болотных систем получило в антропогене, особенно в голоцене, когда происходило накопление торфа — отложения исходных сообществ, в которых доминантами были не древесные породы, а мхи и травы. В голоцене болотообразовательный процесс сконцентрировался в северном полушарии.

Болота — это особый тип аккумулирующих систем биосферы, которые характеризуются заторможенным обменом веществ и преобладанием накопления органической массы над её распадом (Пьявченко, Козловская, 1974). Исключение составляют лишь болота без торфа, формирующиеся, например, в поймах рек с интенсивным и продолжительным половодьем. Регионом, уникальнейшим в мире по масштабам проявления процессов заболачивания и торфонакопления, является Западно-Сибирская равнина. Протяженность этой территории с севера на юг более чем на 2400 км обусловливает четко выраженную природную зональность.

Соответственно и физико-географические факторы, благоприятствующие или не благоприятствующие развитию процессов заболачивания и торфонакопления, имеют четко выраженные зонально-подзональные особенности. При этом необходимо иметь в виду, что тенденции болотообразования определяются не приоритетным влиянием какого-либо одного из нижерассмотренных факторов, а характером взаимодействия всего их комплекса.

Зональные особенности физико-географических факторов болотообразования отражаются на генезисе болотных систем, темпах торфонакопления, стратиграфии торфяных отложений, составе и структуре современных растительных сообществ, пространственно-временных закономерностях взаимоотношения лесных и болотных систем.

Знание разнообразия взаимосвязей, существующих между биотическими и абиотическими компонентами болотных систем, с одной стороны, и окружающей средой, с другой стороны, необходимо для прогноза возможных изменений состояния болотных систем под влиянием разного рода хозяйственных мероприятий, особенно в таком сильно заболоченном и интенсивно осваиваемом регионе, как Западная Сибирь.

2.1. Влияние климата на процесс болотообразования

2.1.1. Современные климатические условия

Западная Сибирь — это территория крайне сложных климатических условий. Климат оказывает влияние на зональные закономерности размещения болот, определяя приуроченность болотных систем в различных климатических зонах к тем или иным элементам рельефа, а также господство определенных биоморф в растительном покрове болот. Вследствие исключительно равнинного рельефа междуречных пространств заболоченность отдельных регионов определяется соотношением климатических элементов водного баланса: осадков и испарения. Интенсивность торфонакопления и мощность торфа зависят от температурного режима и продолжительности вегетационного периода. Температурный режим в сочетании с увлажнённостью влияет на природные свойства торфа, например, на величину степени разложения, влажности.

В Западной Сибири чётко проявляется пространственная дифференциация её теплообеспеченности и увлажнённости. Согласно районированию Западной Сибири по этим показателям (Мезенцев, Карнацевич, 1969), недостаточной теплообеспеченностью и избытком влаги характеризуются зоны тундры, лесотундры, тайги. Подзона берёзово-осиновых лесов (подтайга) относится к зоне неустойчивого увлажнения и повышенной теплообеспеченности.

В зоне тундры при небольшом количестве осадков — 230 мм в год на севере и 300 мм на юге (Орлова, 1962) — избыточное увлажнение территории обусловлено низкой испаряемостью, достигающей всего 150—200 мм в год. На испаряемость затрачивается значительная часть тепла поступающей солнечной радиации, что усугубляет недостаточную теплообеспеченность территории в течение вегетационного периода.

В таежной зоне, входящей в бореальный умеренно-холодный климатический пояс, количество осадков составляет 450—500 мм в год (Анапольская, Мезенцев, Тюктик, 1971), что превышает величину испарения, колеблющегося в пределах 300—360 мм (Орлова, 1962). Испаряемость составляет 400—600 мм, норма поверхностного стока 140 мм (Мезенцев, Карнацевич, 1969). В этой зоне факторами, ограничивающими испарение, являются сравнительно малый дефицит влажности, более низкие температуры воздуха и влажных лесных, часто заболоченных почв и большая влагоёмкость мохового покрова (Орлова, 1962). Широкое распространение моховых болот с пониженными температурами почвы накладывает отпечаток в тёплое время года и на термический режим, способствуя возникновению заморозков, увеличению влажности воздуха и образованию радиационных туманов в ночные и утренние часы (Орлова, 1962). В северной тайге коэффициент увлажнения наибольший — 1,54. В лесостепи этот показатель равен 0,7. Наибольшее количество осадков (60—65%) приходится на тёплый период: особенно много их выпадает в июле-августе. В тёплый период количество осадков превышает испарение. В начале лета может быть обратное соотношение между ними. При таких показателях водного баланса создаются наиболее благоприятные условия для интенсивного развития процессов заболачивания на всех геоморфологических поверхностях. В северной тайге средняя заторфованность составляет 50%, в средней тайге этот показатель колеблется около 40%, в южной тайге заторфованность снижается до 30%.

В зоне неустойчивого увлажнения (подтайга) годовая сумма осадков снижается до 400—500 мм, испарение составляет 360 мм (наибольшее для таежной зоны). Испаряемость возрастает до 600 мм. В подтайге достаточно высокая испаряемость в значительной степени обусловлена широким распространением травяно-гипновых болот, которые испаряют больше, чем сфагновые (Орлова, 1962). В зоне неустойчивого увлажнения соответственно

изменению соотношения элементов водного и теплового балансов в сторону снижения увлажнённости заторфованность уменьшается до 25%, а болотные системы в основном приурочены к понижениям междуречных пространств и к речным долинам.

Лесостепь (зона недостаточного увлажнения) отличается превышением испарения над увлажнением и осадками, особенно весной и в первую половину лета: испарение почти в два раза превышает осадки. Во второй половине лета увлажнение достигает средней нормы. Отдача тепла в атмосферу по сравнению с таёжной зоной возрастает вдвое. Недостаточная влагообеспеченность особенно проявляется в годы, когда засухи и суховеи степного юга распространяются в лесостепные районы. В лесостепи отношение испаряемости к количеству осадков изменяется в пределах 1,0—1,7. Годовая величина испарения 230—300 мм, испаряемость — 500—600 мм, среднее количество осадков — 350 мм, из них в тёплый период выпадает почти 300 мм (Мезенцев, 1971). Норма поверхностного стока — 30 мм (Мезенцев, Карнацевич, 1969). В лесостепи процесс испарения лимитируется недостатком влаги. Весна и начало лета в лесостепи часто бывают засушливыми, а испарение в два раза превышает осадки. Во второй половине лета увлажнение в среднем нормально (Алисов, 1971).

В условиях недостаточного увлажнения средняя заторфованность падает до 8%. Болота занимают исключительно места повышенной аккумуляции в понижениях рельефа междуречий и речных долин.

Известно, что интенсивность торфонакопления определяется соотношением двух процессов: ежегодного прироста органической массы живого растительного покрова и неполного разложения отмирающих частей растительной массы в условиях усиления аккумуляции, повышенного увлажнения и недостатка кислорода. Соотношение этих процессов зависит от продолжительности вегетационного периода и его температурных показателей.

В тундре климат по температурным условиям достаточно суровый: среднегодовая температура колеблется от — 10,2° на севере полуострова Тазовский до -6° на юге (Яр-Сале). Самый холодный месяц — февраль: его температура от -24,4° до -27°. Несмотря на трёхмесячный полярный день территория получает мало тепла в вегетационный период: радиационный баланс в

тундре — 12—18 ккал/см^2 в год, т.е. примерно в 1,5 раза меньше, чем в подзоне средней тайги и в два раза меньше, чем в лесостепи Западной Сибири.

На севере Западной Сибири наибольшее влияние на климат оказывают своеобразие радиационного режима, непосредственная близость моря, отепляющего зимой и снижающего температуру воздуха летом, и сильно развитая циклоническая деятельность (Алисов, 1971).

Б тундре весенний переход температуры воздуха к положительным значениям подготавливается появлением отдельных дней со сменой в течение суток отрицательной и положительной температуры. В арктической тундре даты перехода средней суточной температуры воздуха через 0° — позднее второй декады июня, в южной тундре — в начале июня, в лесотундре — в конце второй декады мая (Конюкова, Мячкова, Орлова и др., 1971). Переход средней суточной температуры воздуха через +5° весной в арктической тундре происходит позднее 1 июля, в южной — в конце первой декады июня, в лесотундре — в начале июня. Период со средней суточной температурой выше +5° продолжается не более трёх месяцев (с половины июня до половины сентября)*. В редкие дни при вторжении теплых континентальных масс температура воздуха может достичь +25°. Наряду с этим, летом возможны отрицательные температуры, особенно в июне и августе. Колебания длительности вегетационного периода (в пределах месяца) обусловлены характером осеннего периода: либо ранним (ещё в августе) наступлением холодов, либо затягиванием безморозного периода, в течение которого продолжается протаивание грунтов, накопление торфа, процессы роста и развития растений.

Осенью переход к отрицательным температурам происходит быстрее, чем весной к положительным. Отдельные дни с переходом через 0° наблюдаются в августе; в сентябре число их приближается к 50%, а в октябре преобладают морозные дни; появляется снежный покров.

В таёжной зоне, по сравнению с тундрой, климат имеет более континентальный характер: выше температура и ниже влажность летних месяцев. Усиление континентальности к югу связано, главным образом, с выносом в передней части циклонов и по

* Для естественной растительности продолжительность вегетационного периода определяется устойчивым переходом среднесуточных температур через 5'.

западной периферии антициклонов воздушных масс континентального типа.

Весной погода с переходом температуры воздуха через 0° в течение суток наиболее часто наблюдается в апреле. Переход к суточным положительным температурам выше +5° происходит в середине мая.

Дата перехода средней суточной температуры воздуха осенью через +5" в северной тайге — конец сентября, в средней и южной тайге — начало октября (Анапольская, Гольцберг, Конюкова и др., 1971). Таким образом, средняя продолжительность вегетационного периода для естественной растительности в таёжной зоне более 130 дней.

Переход к суточным температурам воздуха выше +10° (начало активной вегетации) в центральной части таёжной зоны наступает в первых числах июня, и к тому времени в среднем прекращаются весенние заморозки. В южной части таёжной зоны температура переходит +10° около середины мая, а заморозки кончаются в конце месяца после начала активной вегетации.

Продолжительность периода со средней суточной температурой воздуха +10° на севере таёжной зоны составляет 80—90 дней, в южной тайге возрастает до 100—120 дней, в подтайге — до 120—125 дней. Безморозный период сильно колеблется по отдельным частям территории. Например, в Ханты-Мансийске он составляет 122 дня, в Угуте — 92 дня (средняя тайга). В некоторые годы безморозный период в северной тайге сокращается до 30—35 дней, а в северной половине южной тайги — до 55—60 дней. В её южной части он достигает 115—120 дней. В подтайге безморозный период составляет около 120 дней. Соответственно, сумма температур за период активной вегетации в северной тайге не превышает 1100°, в средней тайге возрастает до 1400°—1650°, в подтайге — до 1800°—1900°. Средняя температура воздуха в июле в таёжной зоне составляет +17° (Гольцберг, Конюкова, Мячкова, 1971). Снежный покров в таёжной зоне устанавливается с первой половины октября. Его глубина составляет 60—80 см. К середине ноября среднесуточная температура опускается в основном ниже — 10°. Средняя температура января колеблется в пределах -18° — -22° (Конюкова, Мячкова, Пупков, 1971). Глубина промерзания на большей части таёжной зоны менее 100 см. В её южной части глубина промерзания достигает 100—125 см, в подтайге увеличивается до 125—165 см (Анаполь-

ская, Мезенцев, Тюктик, 1971). Промерзание почв приводит к возникновению сезонно-мерзлого слоя и к созданию временных водоупоров, в значительной степени способствующих обильному увлажнению и заболачиванию.

В лесостепи период со средней суточной температурой +5° на месяц длиннее, чем в таёжной зоне. Он начинается в конце апреля. В середине мая средняя суточная температура превышает +10°, а в начале июня она поднимается до +15°. Наблюдаются в течение лета и жаркие дни со средней температурой выше +20°.

Осень протекает быстро. Переход средней суточной температуры через +10° происходит в конце сентября. В начале октября температура опускается в среднем ниже +5°, а через две недели ниже 0°. В конце октября появляется снежный покров. С конца ноября начинается период устойчивых морозов с температурой в среднем ниже -10°.

Таким образом, средняя продолжительность периода активной вегетации — 125—130 дней. Безморозный период в среднем составляет 110—130 дней. Сумма положительных температур за период активной вегетации превышает 1900° (Мезенцев, 1971). Средняя температура воздуха в июле выше +18°. Снежный покров формируется в ноябре и декабре, т. к. в период с января по март преобладает антициклональная погода. Снежный покров на открытых пространствах в среднем не превышает 30 см. В условиях малооблачной антициклональной погоды создаётся опасность глубокого промерзания почвы в местах с недостаточным снежным покровом; тем более, что средний минимум температуры воздуха достигает в это время — 20° (Алисов, 1971). Средняя температура января ниже — 18° (Конюкова, Мячкова, Пупков, 1971). Глубина промерзания достигает 145—165 см (Анапольская, Мезенцев, Тюктик, 1971), что обусловлено менее глубоким (до 50 см) по сравнению с таёжной зоной снежным покровом.

Соответственно изменению теплообеспеченности и увлажнённости изменяется мощность торфяных отложений. Наибольшая средняя глубина торфа (до 3 м) характерна для южной тайги. При этом в отдельных болотах глубина торфа достигает 10—12 м. По направлению к северу и югу этот показатель уменьшается: в северной тайге глубина торфа снижается до 1,8 м, в лесостепи — до 1,3 м.

При характеристике климата Западной Сибири следует иметь в виду, что в отдельные годы климатические характеристики

могут сильно отличаться от средних многолетних данных. Климат неустойчив, в частности, из-за значительных колебаний температурного режима по годам, в течение сезонов, по месяцам и т. п. Это обусловливает нестабильность гидрологических условий территории и её криологических особенностей. Климатические флуктуации усугубляют общую лабильность физико-географической обстановки, усиливая или ослабляя протекание современных геологических процессов, определяют особенности растительного покрова и накопление торфа, динамику мерзлотных явлений. Годичные флуктуации могут составить климатические ритмы большего масштаба.

Существует точка зрения об общем современном тренде к потеплению Субарктики, который может усилиться за счёт тепличного эффекта при повышении концентрации углекислого газа в атмосфере. Но явление это многофакторное, и некоторые климатологи обосновывают иную точку зрения о том, что на протяжении последних нескольких десятилетий высокие широты имеют тенденцию к охлаждению. Нельзя не согласиться с мнением академика Е. К. Фёдорова: «Изменения климата в будущем неизбежны. Они станут заметными и, может быть, необратимыми в ближайшие несколько десятилетий. В связи с этим очевидно, что необходимо было бы выработать некоторую стратегию, т. е. систему заранее спланированных действий, которые обеспечили бы для человечества избежание негативных последствий возможных изменений климата. Каковы основные элементы такой стратегии? Первым и основным является, разумеется, прогноз изменения климата...» (цит. по Будыко, 1980).

К настоящему времени накоплен обширный палеоклиматический материал, который необходим для прогнозов будущих естественных изменений природной обстановки. Знание прежних климатических ритмов позволяет понять и современную природную обстановку.

В течение голоцена (последние 10—12 тыс. лет) неоднократно были периоды потепления, когда граница леса продвигалась в глубь современной тундры. В эти периоды полуостров Тазовский представлял собой таёжную территорию с господством ели, кедра, лиственницы и сосны. Такие продвижения наступали в атлантическом периоде (около 7 тыс. лет тому назад) и в середине суббореального периода (около 4 тыс. лет назад). В эпохи облесения рассматриваемой территории шли характерные для

таёжной зоны процессы развития олиготрофных болот. С похолоданием климата, исчезновением лесов и установлением на их месте тундры развитие олиготрофных болот прекратилось. Ныне в зоне тундры они представляют собой сухие торфяники, приостановившие своё развитие, с редкой мохово-лишайниковой растительностью и следами современных морозных процессов. В IX—X веках н. э. потепление климата вновь привело к некоторому продвижению леса в глубь тундры. Последующее похолодание привело к современному состоянию природной среды. В ближайшее столетие крупных естественных климатических изменений не предвидится. Однако нельзя исключать антропогенные воздействия на состояние климата, которые могут быть катастрофическими. По этой причине климатические условия конца XXI века могут существенно отличаться от климата последних столетий (Будыко, 1980). Но в общем степень предсказуемости климатических флуктуаций очень низка.

2.1.2. Климатические изменения в голоцене

В природно-климатических изменениях антропогена (четвертичного периода) А.А.Величко (1973) установлены две главные закономерности: ритмичность и направленность. Соответственно этой концепции климат в голоцене оценивается как потепление межледникового ранга; настоящее время относится к концу этого потепления (Хотинский, 1982).

Климатические условия на протяжении голоцена не были стабильными. Впервые это было отмечено В.Н.Сукачёвым (1922). Затем Н. Я. Кац и С. В. Кац (1946, 1948) выделили в послеледниковой истории севера Западной Сибири два периода: климатический оптимум голоцена и период похолодания, когда температура вегетационного периода понизилась на 4°. Аналогичное подразделение голоцена проведено Н. В. Кинд (1971). В отличие от предшественников, Н. В. Кинд проводила переход между тёплым и холодным этапами голоцена не на суббореально-субатлантическом (2500 лет назад), а на атлантико-суббореальном рубеже (4500 лет назад).

Исследования, выполненные Н. А. Хотинским (1977, 1981, 1982-а, б, в), показывают, что общая тенденция в изменении климатических показателей последнего отрезка четвертичного периода наиболее чётко проявилась на четырёх рубежах: позд-

не-послеледниковом (около 10300 лет назад), когда глубокая температурная депрессия последнего оледенения сменилась повсеместным потеплением и смягчением континентальности, бореально-атлантическом (8000 лет назад), синхронном с новосанчуговским похолоданием (Кинд, 1974), атлантическо-суббореальном рубеже (около 4500 лет назад) и в последней трети суббореального периода, когда климат снова начал меняться в сторону похолодания.

По данным В.С.Волковой и Т.П.Левиной (1982), в позднеледниковье климат в Западной Сибири был достаточно суровым. В первой половине пребореального периода средняя температура июля составляла +11° - +13°, января — -30°, среднегодовая — -6°— -6,5°. Количество осадков — 400 мм в год. Во второй половине предбореального времени климат стал более влажным, но оставался холодным: средняя температура января равнялась -23° — -27°, июля — +12°. Климатическая обстановка в бореальном периоде, по данным этих авторов, была более суровая, чем современная.

Несколько иную климатическую обстановку в бореальном периоде в Западной Сибири отмечают Н. А. Хотинский и С. С. Савина (1985). По данным этих авторов, в бореальном периоде севернее 60° с. ш. зимой было теплее на 5°, а летом холоднее на 1°—2°, чем сейчас. Осадков выпадало на 100 мм больше, чем в настоящее время. Южнее 60° с. ш. зимой было холоднее на 5°, а летом теплее на 1°, чем теперь. Осадков выпадало на 100 мм меньше. Н. А. Хотинский и С. С. Савина (1985) считают, что в Сибири термический максимум бореального периода отличается самым значительным за весь голоцен уменьшением континентальности климата.

В этом отношении очень показательны радиоуглеродные датировки древесины, которые указывают на то, что облесение Ямальской тундры происходило в интервале 9280±70 (ЛУ-1152) — 4900±250 (БашГИ-67) лет назад (Васильчук и др., 1983). Таким образом, и на крайнем севере Западной Сибири первая половина голоцена характеризовалась более высокими, по сравнению с современными, температурными показателями.

Н. А. Хотинский и в более ранних работах (1977, 1981, 1982-а, б) придерживался мнения, что для Сибири и Дальнего Востока яснее прослеживается именно бореальный (9500—8000 лет назад) термический максимум, на Русской равнине —

среднесубореальный (3200—4200 лет назад). В связи с этим бореальный климатический оптимум Н. А. Хотинский (1982) называет региональным. Позднеатлантический (4700—6000 лет назад) термический максимум, который, напротив, одновременно проявился в большинстве районов лесной зоны севера Евразии, по его мнению, следует считать общерегиональным.

М. И. Нейштадт (1957) наиболее тёплым этапом голоцена считал средний голоцен, охватывающий атлантический и суббореальный периоды (2500—8000 лет назад). В. Н. Кинд (1974) относит климатический оптимум голоцена к бореальному и атлантическому периодам, а суббореальный и субатлантический периоды рассматривает как более или менее единый этап похолодания. Шведский исследователь Мёрнер (Morner, 1973) распространяет климатический оптимум на весь голоцен.

В атлантическом периоде, по данным В. С. Волковой и Т. П. Левиной (1985), климат таёжной зоны во вторую и особенно в третью фазу был теплее на 3,5°—4° и влажнее современного. Близкая характеристика климата в атлантическом периоде приведена Н.А.Хотинским и С.С.Савиной (1985): в январе было теплее на 2°—3° севернее 60° с. ш. и на 1°—2° южнее 60° с. ш. В июле было теплее на 1° в пределах всей центральной части исследуемой территории, относительное похолодание отмечается южнее 50° с. ш. Годовые суммы осадков в пределах 50°—60° с. ш. были на 50—100 мм меньше, южнее 50° с. ш. количество осадков было большим на 100 мм, чем в настоящее время. Однако, в отличие от Н. А. Хотинского (1982), именно с этим временем В. С. Волкова и Т. П. Левина (1985) связывают максимальный расцвет темнохвойных и широколиственных пород, а также смещение границ ландшафтных зон к северу на 500—600 км.

Климат в лесостепи в это время, по мнению Л. П. Левиной и др. (1987), был значительно суше, чем современный.

На севере Западной Сибири атлантический период отличался наиболее низкими зимними и наиболее высокими летними температурами. Это подтверждается, с одной стороны, интенсивным ростом повторножильных льдов, с другой стороны, проникновением на север древесной растительности. В конце бореального периода лесотундровая растительность (берёзовые редколесья) достигла широты посёлка Мыс Каменный. В начале атлантического периода берёзовые редколесья продвинулись ещё севернее — до широты пос. Тамбей, а в южной половине полуострова Ямал

появились северотаёжные виды — лиственница и кедр. К концу атлантического периода лиственница достигла широты пос. Мыс Каменный (Васильчук и др., 1983).

В атлантический период на севере Западной Сибири значительно усилились процессы заболачивания. Увеличение глубин летнего протаивания привело к оттаиванию сильнольдистых верхних горизонтов многолетнемёрзлых толщ и активизации термокарста. В дальнейшем происходило заболачивание термокарстовых озёр. Наряду с этим на юг продвинулась граница формирования сингенетических повторножильных льдов, одновременно происходила и деградация бугров пучения. Это было связано с увеличением глубин сезонного протаивания, которое, достигая сильнольдистых горизонтов в верхних частях разрезов бугров, вызывало прогрессирующий термокарст.

В суббореальном периоде, по данным Н. А. Хотинского и С.С.Савиной (1985), в июле температура была выше, чем в настоящее время, а годовые суммы осадков южнее 50° с. ш. были на 50—100 мм меньше, чем теперь.

В суббореальном периоде в лесостепи и в таёжной зоне, по данным Т. П. Левиной и др. (1987), климат стал более холодным и влажным, о чём свидетельствует облесение территории (в атлантическом периоде леса в лесостепи отсутствовали).

На севере Западной Сибири в суббореальном периоде северная граница леса сильно отступила к югу. Лесная растительность в южной половине Ямала сначала сменилась лесотундровой, а затем типично тундровой (Васильчук, 1978). Древесные породы сохранились лишь по долинам рек. Увеличение количества снега, уменьшение амплитуд температур зимнего периода, увеличение среднегодовых температур грунтов стало причиной уменьшения интенсивности морозобойного растрескивания. Повышение среднегодовых температур многолетнемёрзлых толщ вызвало продвижение на север многолетних бугров пучения сегрегационного типа (Васильчук и др., 1983).

Климат в субатлантическом периоде, по данным В. С. Волковой и Т.П.Левиной (1985), отмечается чередованием тёплых и холодных фаз. Первая волна потепления приходится на начало этого периода (2500 лет назад). Следующее менее глубокое потепление наступило 2000 лет назад. Оно длилось приблизительно 600 лет. В следующие два потепления (период между 1400 и

700 лет назад и 600—100 лет назад) климат был близок к современному климату центральной части Западной Сибири.

Похолодания климата отмечены и в интервалах между 2300 и 2000 лет, 1400—1200 лет, 700—600 лет назад. Последнее похолодание было наиболее сильным, оно известно под названием «малая ледниковая эпоха».

Анализ количественных общерегиональных характеристик палеоклиматов Западной Сибири, реконструированных Н. А. Хотинским и С. С. Савиной (1985), а также ход кривых теплообеспеченности и увлажнённости, составленных Н. А. Хотинским (1977) для голоцена северной Евразии, даёт представление о направленности и ритмичности климатических изменений последнего отрезка четвертичного периода.

В Западной Сибири первая половина голоцена характеризовалась влажным и тёплым климатом, во второй половине голоцена проявляется тенденция к похолоданию и уменьшению увлажнённости, что также подтверждается данными по снижению интенсивности вертикальной скорости торфонакопления. В северной части Западной Сибири изменение температур и осадков имело однонаправленный характер: с ростом температур увеличивалось количество осадков. В полосе между 50° и 60° с. ш., в позднеатлантическую и среднесуббореальную фазы голоцена рост температур сопровождался уменьшением количества осадков. Аналогичная тенденция отмечается и для климата лесостепи (Климанов и др., 1987; Левина и др., 1987). Сопоставление климатических изменений на протяжении голоцена с динамикой торфонакопления свидетельствует о теснейшей взаимосвязи, существующей между стратиграфией торфяных отложений и такими климатическими показателями, как теплообеспеченность и увлажнённость.

Анализ климатических изменений в голоцене показывает, что в оценке палеоклиматов один из наиболее дискуссионных вопросов заключается в датировке термического максимума. Ответ на поставленный вопрос, помимо палинологических исследований, даёт изучение интенсивности линейного прироста торфа по периодам голоцена.

2.2. Влияние геологической истории на болотообразовательный процесс

Особенности геологического развития Западно-Сибирской плиты в значительной степени повлияли на генезис и пространственно-временные закономерности развития болотообразовательного процесса в голоцене. Погружение северных частей равнины под уровень моря, неоднократные поднятия, оледенения создавали подпор речных и ледниковых вод, что привело к образованию обширных лагунно-озёрных водоёмов, впоследствии подвергшихся заболачиванию (Тюремнов, 1957-а). Очагами заболачивания стали и образовавшиеся в большом количестве озёра термокарстового происхождения.

Таяние в течение голоцена алтайских ледников способствовало полноводности сибирских рек, что при равнинности территории и низком базисе эрозии явилось фактором, также способствовавшим развитию заболачивания.

В среднеплейстоценовую эпоху морские трансгрессии неоднократно приводили к образованию обширного опреснённого полярного бассейна. Море распространялось вплоть до Сибирских Увалов. В конце среднего плейстоцена и в позднем плейстоцене понижения уровня мирового океана вызвали регрессию моря и его отступление до современной береговой линии (Гвоздецкий и др., 1973). В результате этих процессов сформировалась низменная слабодренированная равнина, в пределах которой наибольшие абсолютные отметки (до 70—100 м) зафиксированы в центре Тазовского полуострова.

Неоднократные морские трансгрессии и регрессии обусловили распространение на значительной части современной тундры и лесотундры морских отложений преимущественно супесчано-суглинистого состава, а также пылеватых суглинков с включением растительных остатков.

После отступления моря в позднем плейстоцене до современных границ началась сильная эрозионная деятельность, в результате чего стали формироваться рельеф и гидрографическая сеть. Эрозионные процессы идут и в настоящее время, продолжая формирование аллювиальных и озёрно-аллювиальных отложений. Небольшой врез речных долин и боковая эрозия обусловили формирование обширных речных долин. Пойменный аллювий представлен преимущественно песчаными отложениями. В русловой

фации среди разнообразных по гранулометрическому составу отложений (от пылеватых до крупнозернистых и гравелистых) преобладают среднезернистые пески. В пойменной фации преобладают мелкие и пылеватые пески, переслаивающиеся супесями и суглинками. Для пойм характерно обилие заторфованных участков и стариц, заполненных супесчаными и суглинистыми отложениями с торфом и прослоями песка.

Равнинность территории в сочетании с особенностями климата обусловила обилие озёр и широкое распространение болот. Многочисленные озёра сформировали мощные (до 2—6 м) иловатые песчано-глинистые отложения.

Континентальные условия осадконакопления в Западной Сибири преобладают с олигоцена. С конца этого периода происходят и существенные изменения характера тектонических движений. Северные районы, где ранее формировались мощные и своеобразные морские отложения (опоки, диатомиты и др.), становятся ареной широкого проявления денудации. На юге, где господствуют отрицательные тектонические движения, широкое распространение имеет аккумуляция в основном озёрных и аллювиально-озёрных отложений. Дифференцированные тектонические движения вместе с разнообразными экзогенными процессами (эрозионными, ледниковыми и др.) и неоднократными изменениями климата обусловили накопление разнообразных литолого-генетических толщ. На большей части территории Западной Сибири распространены четвертичные отложения лёгкого гранулометрического состава. Третичные отложения встречаются в виде обнажений по речным долинам и на юге территории.

В миоцен-раннечетвертичном периоде в средней части Западной Сибири сформировались глинистые, а в южной части — засоленные лёссовидные суглинистые отложения. Высокое гипсометрическое положение этих отложений в водораздельной части Обь-Иртышского междуречья обусловлено преобладанием положительных тектонических движений (Ружанский, 1972).

Наибольшее значение в формировании современных отложений территории имел позднеплиоцен-четвертичный этап — этап накопления толщи поверхностных отложений мощностью до 100—120 м, развития современного рельефа равнины, основных особенностей подземных вод верхнего гидрологического этажа, растительного и почвенного покровов (Инженерная геология СССР, т. И, 1976).

Четвертичное оледенение привело к возникновению в северной части флювиогляциальных песчано-глинистых отложений. В ледниковой зоне песчаные отложения слагают пространства междуречных равнин, речных долин и террас. В приледниковой зоне происходило накопление преимущественно суглинистых, южнее — лёссовых, реже — песчано-глинистых озёрно-аллювиальных осадков (Сергеев, Герасимова, Трофимов, 1972; Трофимов, 1980-6). Эти породы перекрыты покровными суглинками различной степени карбонатности, а в глубоких горизрнтах содержат легкорастворимые соли. Восточная часть Обь-Иртышского и Обь-Енисейского междуречий отличается широким распространением и высоким содержанием карбонатов на глубине 0,5—5,0 м, а легкорастворимые соли содержатся в несколько большем количестве. Высокая карбонатность Привасюганья обусловливается тяжелосуглинистым и глинистым механическим составом пород и малой расчленённостью рельефа. На Обь-Енисейском междуречье содержание карбонатов в породах уменьшается, а глубина их залегания увеличивается (1,5—6,0 м). Это связано с большей расчленённостью и лучшей дренированностью территории.

2.3. Влияние тектонических процессов на болотообразование

Тектонике принадлежит существенная роль в формировании природы Западно-Сибирской равнины. В пределах этой территории выделяются две зоны мезозойско-кайнозойской тектоники (Ростовцев, Трофимук, ред., 1963; Николаев, 1963). К первой, внешней зоне относятся все районы прибортовой части Западно-Сибирской плиты, непосредственно связанные с обнажёнными участками её палеозойского обрамления. Здесь положительные и «нейтральные» структуры преобладают над отрицательными. Ко второй, внутренней зоне мезозойско-кайнозойской тектоники относятся все центральные районы равнины. Эта территория отличается большой мощностью осадков. Здесь доминируют отрицательные структуры. Тектоника обусловила особенности циклического строения неогеновых и антропогеновых отложений, а также характер крупнейших элементов её рельефа — междуречий и речных долин.

Начиная с эоплейстоцена происходит перестройка структурного плана. Область прогибания и аккумуляции морских отло-

жений перемещается в северные районы. Нисходящие движения на юге сменяются восходящими. Медленные эпейрогенетические движения, а также локальное образование впадин, прогибов и положительных структур в пределах равнины происходят и в настоящее время. Они, по-видимому, во многом обусловлены тектоническими нарушениями и строением не только древнего фундамента плиты, но и мезозойско-кайнозойского чехла (Ростовцев, 1964).

С начала голоцена отмечается активизация тектонических движений. Хотя Западная Сибирь — это регион слабого проявления современных эпейрогенетических движений, тем не менее эти слабые современные тектонические движения привлекают внимание исследователей (Николаев, 1962-6; Ершова, 1971, 1976). Отмечена повсеместность проявления новейших и современных тектонических процессов. Н. И. Николаев (1962) отмечает, что хорошо доказываются и широко распространены упругие деформации. Они имеют разные пределы количественного выражения в зависимости от природы вызывающих их явлений. К ним относятся суточные и сезонные колебания температуры, обусловливающие «дыхание почвы», изменения атмосферного давления и явления «приливов в твёрдой Земле», обусловленных притяжением космических сил, аналогичных приливам океанов и морей. Н. И. Николаев (там же) указывает на то, что данные о градиентах скорости вертикальных тектонических движений, вызванных напряжениями, возникающими в земной коре, необходимо учитывать при решении ряда практических и теоретических вопросов, при проектировании различных крупных сооружений, рассчитанных на длительный срок эксплуатации, в т. ч. и линейных сооружений. Величина современных тектонических (эпейрогенетических) движений мала. Для центральной части Западной Сибири она оценивается в 4—6 мм/год (Ершова, 1971, 1976, 1977; Ершова и др., 1977). Результат их невелик, если движения разнонаправленны. Однако при многолетних однонаправленных движениях в сочетании с явлениями просадок грунта эффект их может быть ощутимым. При образовании новейших разломов наблюдались излияния подмерзлотных вод. Кроме того, длительная и интенсивная эксплуатация месторождений нефти и горючих газов вызывает прогибание земной поверхности. По имеющимся наблюдениям скорость оседания в год может достигать значительных величин (десятков сантиметров в год) и охватывать многие сотни квадратных километров площади.

Этот процесс сказывается и на преобразовании ландшафтов. Тектонические поднятия способствуют значительному врезанию рек как в центральной части равнины, так и на севере (Лазуков, 1972). Одновременно происходит формирование грубых песчаных аллювиальных отложений нижней части разреза поймы мощностью до 20—35 м. Интенсивная боковая эрозия обусловливает формирование поймы шириной до 20—40 км. Наибольшая ширина поймы характерна для Оби и Иртыша, где наблюдаются наименьшие суммарные скорости поднятий (2,4—3,1 мм/год), типичные для Ханты-Мансийской и Среднеобской синеклиз. В пределах Косовско-Таврического прогиба, где средние суммарные скорости поднятий возрастают до 4,4 мм/год, ширина пойменной долины Иртыша сокращается до 5—9 км, мощность аллювия падает до 12—16 м. Наибольшие скорости поднятий приурочены к Васюганской гряде (5—6 мм/год, Шанцер, 1951, 1966). В пределах сужающихся впадин значительные амплитуды и скорости голоценовых поднятий способствуют дальнейшему сокращению области аккумуляции и расчленению рельефа. Наиболее активное развитие процессов эрозионного расчленения равнины наблюдается на склонах современных поднятий, вблизи речных долин. Обширные междуречные пространства, расположенные вдали от главного базиса эрозии крупных рек, ещё не освоены эрозионными процессами. Это объясняется отставанием во времени экзогенных процессов от процессов тектонического развития (Ершова, 1977).

Современные тектонические поднятия и опускания участков равнины нередко полностью совпадают с положительными и отрицательными структурами мезозойско-кайнозойского чехла. С тектоническими нарушениями связаны коренные изменения некоторых взаимосвязей компонентов природы (Орлов, 1975). Выявленные изменения совпадают с особенностями тектонического развития отдельных участков равнины и соответствуют определённым знакам (+ или -) на современных тектонических схемах (Орлов, 1967). Например, верховья р. Большой Салым, относящиеся к западной части Юганской впадины, испытывали опускания за неоген и четвертичный период от 0 до 100 м (Николаев, 1964). В этом районе протекает процесс разрастания олиготрофных болот, совпадающий с контурами тектонического погруже-

ния. Противоположный процесс наблюдается в районе верховий бассейна р. Большого Югана. Эта территория испытывает медленное поднятие. Соответственно здесь уменьшается подтопление, понижаются базисы эрозии, увеличиваются возможности стока поверхностных и грунтовых вод. Приподнимающиеся участки плоских заболоченных водоразделов подвергаются расчленению (Орлов, 1975).

По данным Г. Ф. Лунгерсгаузена (1955), территория в среднем течении р. Конды в результате новейших отрицательных тектонических движений превратилась в Кондинскую впадину, настоящую озёрную страну. Здесь начинается резко локализованная подвижная зона, с осью которой совпадает долина Леушинского Тумана. Вдоль этой оси происходит современное прогибание поверхности, в результате чего отмечены явления спуска озёр (по создающимся уклонам) и болотных течений. Болота здесь в высшей степени обводнены. Это отражается на характере их растительного покрова и строении торфяной залежи (высокая влажность торфа, низкие показатели степени разложения). К областям современных интенсивных прогибов (Кондинская, Кеть-Тымская и Юганская впадины) приурочены и торфяные отложения с наибольшей мощностью (до 7—8 м) торфа.

Территории с небольшой амплитудой погружения (Сургутское полесье, левобережье Иртыша южнее р. Конды) характеризуются хотя и широким распространением болот, но с торфяными отложениями меньшей мощности.

Областям с интенсивным поднятием (Тобольский материк, положительная структура верхнего и среднего течения р. Ваха, структура Кеть-Тымского Приобья и др.) свойственно ограниченное распространение болот и озёр. Здесь болота приурочены к пониженным элементам рельефа и хорошо дренированы.

Возникновение пограничных горизонтов в торфяных отложениях в значительной степени связано с эпейрогенетическими движениями земной коры, а не только с ксеротермическими периодами в голоцене (Хотинский, **1971). В** связи с этим Е. П. Покрасс (1952), Е.П.Покрасс и Н.Я.Кац (1953) отмечают для отдельных регионов усиливающееся влияние на развитие болотообразовательного процесса именно положительных тектонических движений. Например, поднятие Барабинской низменности способствует омоложению крупных рек и в то же время — старению и заболачиванию мелких.

Таким образом, тектоническая активность влияет на интенсивность и направление процессов заболачивания, регулируя естественное осушение заболоченных территорий, изменяя уклоны поверхности болот, а, следовательно, степень их обводнённости, интенсивность и направление стока, динамику растительного покрова.

2.4. Влияние криогенных процессов на болотообразование

Западно-Сибирская плита — один из крупнейших геокриогенных регионов Евразии. Начало формирования многолетнемёрзлых пород в пределах Западно-Сибирского региона относится к самому концу плиоценового — началу четвертичного времени. К этому времени основные геолого-структурные элементы Западно-Сибирской плиты были уже сформированы.

В истории формирования геокриогенных условий Западно-Сибирской плиты выделяют четыре крупных этапа. В основу их выделения положены значительные палеоклиматические и палеогеографические изменения, которые приводили к формированию мёрзлых толщ различного строения и мощности на огромных площадях или к протаиванию мёрзлых пород на значительных территориях (Баулин, Белопухова, Дубиков и др., 1967).

Первый этап, охватывающий период от конца верхнего плиоцена до начала позднего плейстоцена — это этап появления и прогрессивно-регрессивного развития многолетнемёрзлых толщ. Их активное образование шло в холодные ледниковые эпохи, а деградация — в тёплые межледниковые. В этот этап благоприятные условия для прогрессивного развития многолетней мерзлоты были лишь на крайнем севере региона, на морском побережье и островах. Эпикриогенные породы сохранились в этих районах до настоящего времени. Протаивание их не происходило в более поздние тёплые эпохи плейстоцена и голоцена.

Второй этап, от начала зырянской ледниковой эпохи до среднего голоцена — это дальнейшее прогрессивно-регрессивное развитие вечной мерзлоты на большей части территории региона, прогрессивное развитие её на севере; в холодные эпохи многолетнемёрзлые породы активно формировались на юге до линии Тобольск-Енисейск (в зырянскую эпоху) и даже южнее (в сарматское время).

Третий этап, соответствующий времени климатического оп-

тимума голоцена, характеризуется регрессивным развитием толщ многолетнемёрзлых пород на большей части региона, стабильным или прогрессивным на Крайнем Севере. К концу оптимума многолетнемёрзлые породы протаяли южнее линии 60° с. ш. на западе и 58° с. ш.— на востоке.

Четвёртый этап, от конца климатического оптимума до наших дней — это этап прогрессивного развития многолетнемёрзлых толщ Западно-Сибирской плиты в связи с похолоданием в позднем голоцене. Это привело к формированию «своеобразного логического феномена» (Трофимов, 19806) — двухслойных по разрезу многолетнемёрзлых пород: верхний слой позднеголоценовый, нижний — реликтовый, преимущественно плейстоценовый. Последние два этапа в развитии многолетнемёрзлых пород представляют особое значение с точки зрения географии мерзлотных процессов, болотообразования и торфонакопления на территории Западной Сибири.

Климатический оптимум голоцена охватил его первую половину (Васильчук, 1982). Температура вегетационного периода в то время была на 4° выше современной. Быстрое и значительное потепление климата привело к трансформации природных зон. Так, граница леса продвинулась на север на расстояние до 600 км. Обширные пространства криолитозоны испытывали радикальную перестройку. Произошло глубокое протаивание многолетнемёрзлых толщ с поверхности. В то время зона развития талых с поверхности пород занимала большую часть территории. Зона прерывистого по площади и прерывистого по вертикали распространения вечной мерзлоты занимала по сравнению с современным её положением значительно меньшую территорию. Южная граница сплошной по площади мерзлоты размещалась несколько севернее её современной границы. Свидетельством протаивания многолетней мерзлоты в центральных и южных районах региона являются псевдоморфозы по повторно-жильным льдам, широко развитым к югу от Северного полярного круга, а также образование крупных бугров пучения на этих широтах.

Глубина оттаявших пород близ Северного полярного круга не превышала 30—55 м. Южнее (между 64° и 66° с. ш.) протаивание было глубоким и обширным по площади. Однако мощные торфяники оставались в мёрзлом состоянии и лишь в маломощных торфяных отложениях протаивание шло на глубину 40—50 м.

Южнее 64° с. ш. располагалась зона наиболее деградированной мерзлоты (Геокриология СССР. Западная Сибирь, 1989).

По данным В. В. Баулина, А. Л. Чеховского, С. Е. Суходольского **(1981)** мощность оттаявшего слоя мерзлоты в супесчано-суглинистых отложениях с влажностью 10—15% могла достигнуть 90—120 м в течение 4 и 5-го тысячелетий.

В торфяниках в период оптимума шло формирование сингенетических повторно-жильных льдов на широтах 66°—67°, а также на юге Ямальского и Гыданского полуостровов.

Повышенная активность повторно-жильного льдообразования характерна была и для минеральных грунтов. Увеличение глубин сезонного протаивания, которое привело к появлению термокарстовых котловин на поверхности торфяников, способствовало формированию инфильтрационно-сегрегационного льда в их толще. Усиление суровости зимнего периода (около 8 тысяч лет назад) привело к зарождению повторно-жильных льдов, которые развивались при непрерывном торфонакоплении до конца оптимального этапа.

Таким образом, в заполярных районах Западно-Сибирской плиты в голоценовый оптимум, несмотря на благоприятные условия вегетации (широкое расселение древесной растительности), криогенные процессы развивались активно вследствие суровости зимнего периода года.

В послеоптимальное время произошло похолодание климата, что способствовало развитию многолетнемёрзлых пород как по площади, так и в глубину. Расширение площади распространения вечной мерзлоты шло за счёт повторного эпигенетического промерзания ранее протаявших пород в южной половине современной криолитозоны.

Похолодание привело к отступлению на юг лесной растительности, сменяемой тундровыми сообществами. К северу от границы протаивания мёрзлых пород начали эпигенетически промерзать отложения на днищах *термокарстовых котловин — «хасыреев»,* окружённых мерзлыми породами. При промерзании *хасыреев* формировались многолетние бугры пучения, возобновился рост повторно-жильных льдов.

Южнее границы протаивания в период голоценового похолодания в первую очередь начали промерзать обширные торфяники, позднее — минеральные грунты суглинистого, затем и песчаного состава.

Вновь сформировавшаяся мёрзлая толща сомкнулась с не протаявшими во время климатического оптимума мёрзлыми толщами. В более южных широтах развития вечной мерзлоты смыкания не произошло, так как позднеголоценовые мёрзлые толщи не достигли глубоко залегающей кровли верхнеплейстоценовых мёрзлых пород. Таким образом, здесь сформировалась двухслойная толща многолетнемёрзлых образований. Южная граница сплошных по вертикали и по площади мёрзлых толщ установилась по 66° с. ш. К югу от этой широты существовала зона двухслойной мёрзлой толщи. На севере от неё, где шло интенсивное промерзание, наблюдались участки со сплошной мёрзлой толщей в пределах торфяников, а на юге верхний слой мерзлоты на песках часто отсутствовал. Здесь формировались бугры пучения за счёт миграции влаги к фронту промерзания. На севере зоны мёрзлые породы подвергались морозобойному растрескиванию, формировались жилы льда.

С потеплением климата (конец первого тысячелетия н. э.— вопрос о длительности этого периода остаётся спорным) повсеместно развивались термокарстовые процессы. К югу от Северного полярного круга в торфяниках вытаивали жильные льды, что привело к формированию плоско- и крупнобугристых торфяников, западинно-бугристого рельефа, разрушению многолетних бугров пучения.

В это же время происходило частичное вытаивание жильных льдов на плоских торфяниках на юге Ямала, Тазовского и Гыданского полуостровов.

Последующее формирование повторно-жильных льдов, приостановка развития термокарста в пределах молодого западинно-бугристого рельефа и на бугристых торфяниках, сокращение числа таликов было обусловлено наступившим похолоданием на протяжении второго тысячелетия нашей эры и до XVIII века. Граница распространения многолетнемёрзлых пород сместилась к югу и заняла положение, близкое к современному. Затем, с конца XVIII века, происходило смягчение климатических условий, что повлекло за собой погружение кровли мерзлых пород на севере зоны двухслойного строения мёрзлых пород до глубины 10—20 м, возобновление термокарста в пределах бугристых и плоских торфяников и усиление его на поймах рек. Возрастает глубина несквозных таликов под полосами стока и межблочными понижениями. В южной половине криолитозоны постепенно

деградирует микрорельеф пятен-медальонов и начинает формироваться бугристый микрорельеф. Смягчение климата почти не коснулось Ямало-Гыданской части Западной Сибири, криогенная обстановка сохраняется прежней.

На фоне общих деградационных процессов мерзлоты Западной Сибири отмечаются кратковременные интервалы прогрессирующего развития мёрзлых толщ. Так, даже на юге области вечной мерзлоты на высоких поймах по мере нарастания на их поверхности мохового покрова, на болотах в ходе «накопления торфа, в густых замшелых темнохвойных лесах (бассейны рек Пелыма, Салыма, Большого Балыка, Югана) происходит формирование мёрзлых пород. Они отличаются высокой льдистостью, мощность их здесь не превышает 10 м.

Формирование мерзлоты и нарастание её мощности под темнохвойными лесами приводит к ухудшению условий жизни ели, пихты и сибирской сосны и выпадению их из древостоя. Это в свою очередь приводит к более глубокому зимнему промерзанию и понижению температуры почв и грунтов, дальнейшей аградации (развитию) мерзлоты в глубину. В летнее же время обезлесенные участки быстрее протаивают, создаются условия переувлажнения, вследствие чего на месте темнохвойного леса развиваются заболоченные леса и далее моховые болота. Развитие на этих участках торфяной почвы и в дальнейшем торфяника способствует термоизоляции мёрзлых грунтов, их сохранению и дальнейшему развитию.

Основная особенность геокриологических условий в пределах Западной Сибири определяется четко выраженной широтной зональностью. На севере Западной Сибири выделяется несколько геокриологических зон и подзон, в пределах которых происходит закономерная смена основных характеристик мёрзлой толщи. Границы этих зон и подзон приблизительно совпадают с границами природных зон и подзон. В пределах тундры развиты исключительно сезоннопротаивающие многолетнемёрзлые породы с температурой в подзоне типичных тундр -2° - -5°, в подзоне южной тундры -5° — -1°. Глубина протаивания изменяется от 0,3—0,5 м в торфе до 1,0—1,5 м в супесчано-сутлинистых отложениях (Геокриология СССР. Западная Сибирь, 1989).

В лесотундре, наряду с сезоннопротаивающими, есть и сезоннопромерзающие или глубоко залегающие многолетнемёрзлые породы. Они занимают незначительные площади на прибро-

вочных участках речных террас. Средняя температура этих пород -5° — -10°. Протаивание на заторфованных участках и торфяниках составляет 0,4—0,6 м, на песках — до 2—2,5 м.

В подзоне северной тайги более половины территории составляют сезоннопромерзающие породы с температурой от -3° до +2°. Их индикаторами являются незалесенные плоские заторфованные участки и торфяники на высоких уровнях и речных террасах, а также бугры и гряды, откуда сдувается снежный покров.

На юге северной тайги вечная мерзлота имеет островное распространение. Её индикаторами являются залесенные замшелые заболоченные слабодренированные участки речных долин и водоразделов. Глубина протаивания на севере подзоны 2,5—3 м на суглинистых породах, 0,5—0,6 м на торфах. Мощность сезонномёрзлого слоя на талых участках 3—3,5 м. Таким образом, зональность в распределении глубин сезонного промерзания и протаивания характерна для минеральных грунтов. Торфяные участки в этом смысле азональны.

Изучение современного состояния криолитозоны и распространения вечномерзлых грунтов позволило выделить в пределах континентальной части региона три мерзлотные зоны (рис. 1) (Груздов, Трофимов, 1980).

Каждая зона характеризуется широким спектром криогенных геологических процессов и явлений, которые влияют на весь комплекс природных условий, в том числе, на характер современного болотообразования и динамику торфяной залежи. Наиболее интенсивно они протекают в верхних слоях пород до глубины 10—20 м.

Первая (северная) зона — в типологическом плане это зона преимущественно сплошного (монолитного) по разрезу строения толщ многолетнемёрзлых пород, мощность которых, как правило, от 300 м до 450 м и более.

Вторая (центральная) — это зона прерывистого, двухслойного строения толщ вечной мерзлоты. Мощность мёрзлых пород, залегающих с поверхности, очень различна в разных районах зоны: от 10—50 м (Северо-Сосьвинский) до 300—450 м (Пур-Таз — Енисейский и Игаркинский).

В первой и второй типологических зонах наиболее распространены полигональные торфяные массивы, составляющие примерно около 13% площади Западно-Сибирской плиты. Площадь, занятая полигональными торфяниками севернее 68° с. ш., не

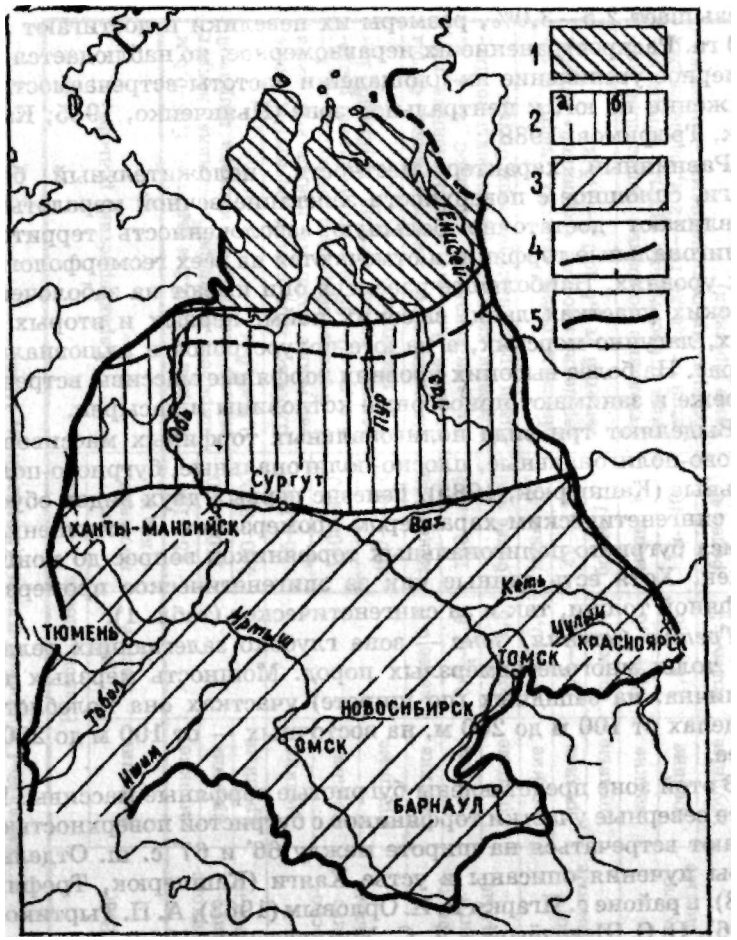


Рис. 1. Мерзлотные зоны Западно-Сибирской плиты (Груздов, Трофимов, 1980)

Зовы: 1 — практически сплошного распространения многолетнемерзлых пород; 2 — прерывистого по площади распространения многолетнемерзлых пород; 3 — распространения сезонномерзлых пород. Подзоны: а — развития многолетнемерзлых пород с островами талых (сезонномерзлых) пород; б — совместного широкого развития многолетне- и сезонномерзлых пород. Границы: 4 — мерзлотных зон; 5 — Западно-Сибирской плиты

превышает 2,5—3,0%, размеры их невелики и достигают 100—150 га. Распространение их неравномерное, но наблюдается закономерное увеличение их площадей и частоты встречаемости при движении на юг, к центральной зоне (Пьявченко, 1955; Кашперюк, Трофимов, 1988).

Равнинный характер местности, положительный баланс влаги, сплошное с поверхности залегание вечной мерзлоты обусловливают достаточно большую заболоченность территории. Полигональные торфяники отмечаются на всех геоморфологических уровнях. Наибольшее развитие они имеют на заболоченных плоских участках лайд, высоких пойм, первых и вторых морских, лагунно-морских, а на юге полуостровов и аллювиальных террас. На более высоких уровнях торфяные массивы встречаются реже и занимают приозёрные котловины и хасыреи.

Выделяют три вида полигональных торфяных массивов: валиково-полигональные, плоско-полигональные, бугристо-полигональные (Кашперюк, 1985). Генезис первых двух видов обусловлен сингенетическим характером промерзания. В отношении генезиса бугристо-полигональных торфяников вопрос до конца не решён. Хотя есть данные как за эпигенетическое промерзание торфяной толщи, так и за сингенетическое (табл. 1).

Третья (южная) зона — зона глубоко залегающих реликтовых толщ многолетнемёрзлых пород. Мощность мёрзлых толщ различна: на западных (по широте) участках она колеблется в пределах от 100 м до 200 м, на восточных — от 100 м до 200 м и более.

В этой зоне представлены бугристые торфяные массивы. Наиболее северные участки торфяников с бугристой поверхностью начинают встречаться на широте между 66° и 67° с. ш. Отдельные бугры пучения описаны в устье Хаяги (Кашперюк, Трофимов, 1988), в районе г. Игарки В. И. Орловым (1963), А. П. Тыртиковым (1966), Н. С. Шевелёвой и Л. С. Хомичевской (1967). К югу от 66° данный тип торфяной толщи становится господствующим вплоть до самых южных границ островного распространения вечной мерзлоты, где она представлена небольшими буграми пучения на обширных кочковатых или грядово-мочажинных торфяниках.

Бугристые торфяные массивы отличаются от полигональных крупными торфяными буграми высотой от 0,5—1,0 до 11—12 м округлой или овальной формы. Они включают в себя три морфологических вида: выпуклобугристый, пологобугристый и плос-

Таблица 1

Морфогенетическая классификация многолетнемерзлых торфяных массивов севера Западно-Сибирской плиты (Кашперюк, 1985)

Группа	Подгруппа	Тип	Вид	Разновидность: название	Разновидность: по высоте, м	Разновидность: по площади, кв. м	Характеристика рельефа
БОЛОТНЫЕ	Преимущественно эпигенетическое промерзание (эпикриогенные)	бугристые	Пологобугристые	мелкие	менее 0,8	менее 40*	Массивы очень пологих, часто с совершенно плоской «вершиной» бугров, высотой от 0,5 до 1,2—1,5 м
				средние	0,8—1,5	40—120*	
				крупные	более 1,5	более 120*	
			Выпуклобугристые	мелкие	0,5—1,5	менее 15*	Отдельные торфяные бугры или массивы относительно крутых бугров высотой от 1,5 до 10—12 м, разделенных обширными понижениями — мочажинами (ерсеями)
				средние	1,5—3,5	15—40*	
				крупные	более 3,5	более 40*	
	Преимущественно сингенетическое промерзание (сингкриогенные)	полигональные	Валиково-полигональные	мелкие	менее 0,6	15—150	Валики 0,5—0,2 м высотой, 1,0—0,5 м шириной, в центре мочажина, вокруг валика трещина — канавка шириной 0,5—2,0 м
				средние	0,6—1,5	150—400	
				крупные	более 1,5	400—3500	
			Плоско-полигональные	мелкие		15—150	Плоские или слегка вогнутые, реже выпуклые полигоны квадратной, реже 5—6-угольной формы, размером от 4—6 м до 40—60 м в поперечнике, разделенные сетью трещин глубиной 1—3 м, шириной 0,3—0,7 м
				средние		150—400	
				крупные		400—3500	
			Бугристо-полигональные	мелкие	менее 0,6	менее 150	Плоские или слабовыпуклые бугры высотой 0,5—3,0 м, разделенные трещинами-канавами шириной 2—4 м, местами канавы — мочажины по площади превышают размеры бугров
				средние	0,6—1,5	150—400	
				крупные	более 1,5	более 400	

* поперечные размеры бугров (м)

кий. Между ними нет зональных границ. Закономерности их распространения обусловлены в основном составом подстилающих торфяники пород. Различные формы морозного пучения (бугры, гряды) являются индикаторами либо неглубоко залегающих подземных вод, либо разрывных тектонических нарушений и всегда сильно льдистых многолетнемёрзлых грунтов, слагающих бугры и гряды с ледяным ядром.

Для равнинных природно-территориальных комплексов Западной Сибири, сложенных мёрзлыми породами, промерзающими или оттаивающими как минеральными грунтами, так и торфяниками, характерны криогенные геологические процессы и явления; ведущими из них являются термокарст, солифлюкция, криогенное пучение, криогенное растрескивание и рост полигонально-жильных льдов, ледообразование и некоторые другие. Эти процессы в большей или меньшей степени обусловливают в определённых ситуациях современное заболачивание и болотообразование территории и ведут к реконструкции поверхности и почвенно-растительного покрова.

Криогенные геологические процессы на территории криолитозоны Западной Сибири развиваются в определённых сочетаниях друг с другом, что зависит от условий конкретного природно-территориального комплекса — геосистемы. Поэтому границы распространения отдельных геокриологических процессов или их сочетаний совпадают с границами природно-территориальных комплексов.

На севере Западной Сибири одним из основных криогенных процессов, выражающихся в образовании провальных форм рельефа при вытаивании внутригрунтового (сегрегационного и залежеобразующего) льда под влиянием изменения условий теплообмена, является *термокарст.* Колебания условий теплообмена на поверхности связаны с образованием отрицательных форм рельефа с повышенным снегозадержанием, сменой растительных ассоциаций, пучением, накоплением торфа на окружающей территории и т. п. Термокарстовые формы представлены различными морфологическими видами, отличающимися своими размерами. Например, *термокарстовые озёра* имеют размеры от нескольких метров до сотен и тысяч в поперечнике, а глубина их — от 1 до 15 м; *хасыреи* — дренированные озёрные котловины, днища которых плоские, заболоченные, иногда с открытыми зеркалами воды и новообразованиями многолетнемёрзлых пород.

Плоскозападинные образования — термокарстовые формы диаметром от 3 до 70 м, глубиной от 0,2 до 1 м, с плоским, сухим или заболоченным днищем. *Скрытополигональные образования* — это обширные плоскодонные заболоченные понижения шириной от 30 до 100 м и более, глубиной до 1 м, представляют собой заключительную стадию плоскополигонального рельефа. *Полигонально-западинные образования* — это обводнённые или сухие западины и воронки на месте сочленения повторно-жильных льдов, имеют ширину 1—10 м и глубину до 3 м. *Полигонально-сетчатые образования* представляют собой систему заболоченных, чётко выраженных понижений глубиной от 0,6 до 2 м, шириной 1—3 м и полигонов, в плане образующих сеть. *Полигонально-ложбинные образования* — обычно это ложбины, тянущиеся на сотни метров по периферии торфяника, шириной от 10 до 100 м, глубиной не более 1,5 м. Днища их сильно заболочены (Гречищев, 1989).

Как видим, термокарстовые процессы, как правило, ведут к развитию заболачивания территории. Преобладание тех или иных форм термокарста и тенденции их развития определяются зональными теплофизическими факторами — инсоляцией, распределением снежного покрова. На северных побережьях полуостровов Ямал и Гыданского расположены преимущественно позднеголоценовые термокарстовые образования в минеральных грунтах по пластовым льдам. Распространённые здесь озёра и хасыреи — это позднеголоценовые образования, сформировавшиеся во время потеплений климата. Развитие современного термокарста практически невозможно из-за суровых климатических и геокриологических условий. В связи с этим и процессы болотообразования незначительны. В средней и южной частях полуостровов представлен наряду с позднеголоценовым и современный термокарст. Предпосылки для современного термокарста более благоприятны, чем в северных районах, однако развит он ограниченно и представлен в основном термоабразионным разрушением берегов озёрных котловин, что ведёт к заболачиванию приозёрных участков. Позднеголоценовые образования очень разнообразны: озёра, хасыреи, плоскозападинные, полигонально-овражные, провально-котловинные и полигонально-ложбинные формы. Все они осложняют картину структуры поверхности и процессов заболачивания.

Наиболее активное развитие современного термокарста харак-

терно для территории южнее широты устьев Оби и Таза до отрезка широтного простирания Оби. Южнее широтного течения Оби развит средне- и позднеголоценовый термокарст преимущественно в торфяниках. Просадочные формы рельефа здесь представлены реликтовыми образованиями — озёрными котловинами и обширными заболоченными депрессиями. Наличие крупных озёр обусловлено сильной льдонасыщенностью горизонтов верхнеплейстоценовых мёрзлых толщ, которые вероятно содержали значительное количество повторножильных льдов, а вытаивание льдов, содержащихся в песках, широко распространённых здесь, не могло привести к такой обширной по площади и глубине просадке грунтов.

На зональные особенности термокарстовых образований накладываются также и региональные факторы — геоморфологические условия и неотектоника. Так, на различных геоморфологических уровнях развитие термокарста и распространение различных его форм связаны с возрастом, историей развития, геологическим строением и дренированностью элементов рельефа. Морфологическое разнообразие и возраст термокарста увеличиваются от низких геоморфологических уровней к высоким и достигают максимума на слабодренированных озёрно-аллювиальных равнинах третьих террас. Однако на более высоких уровнях (IV и V террасы) вследствие их большей расчленённости и дренированности развитие термокарста уменьшается, также как и при приближении к долинам крупных водотоков.

Солифлюкция — оплывание оттаивающих пород на склонах — особенно развита на севере Западной Сибири (п-ова Ямал и Гыдан) на склонах крутизной от 5° до 20° при глубине протаивания 0,4—10 м. Солифлюкция происходит в супесчано-суглинистых грунтах. По скорости протекания процесса выделяют быструю и медленную солифлюкции, которые определяют образуемые ими формы микрорельефа. Важнейшими факторами развития этого процесса являются уклон склона, характер промерзания и протаивания почво-грунтов, избыточное переувлажнение верхнего слоя пород, характер растительности.

Медленные солифлюкционные процессы приурочены к подзоне средней и южной тундры. Оползание грунта на склонах образует характерные формы микрорельефа — террасы, потоки, валы, гряды, языки. Размеры таких образований в ширину от нескольких до сотен метров, а высота уступов — от 1 до 2 м.

Проявление медленных солифлюкционных процессов уменьшается к югу в лесотундре и северной тайге; это связано с большей сомкнутостью растительного покрова, со значительно большим протаиванием пород сезонноталого слоя (до 1,5—2,5 м) на минеральных грунтах и с более равномерным распределением влаги. Тем не менее здесь солифлюкция встречается часто, т. к. повсеместно развиты маломощные покровные супесчано-суглинистые отложения, обладающие тиксотропными свойствами (тягучестью) во влажном состоянии. Редки явления медленной солифлюкции в северной и особенно в средней тайге Западной Сибири.

Быстрая солифлюкция наблюдается на склонах в 15°—20°, сложенных сильнольдистыми супесчано-суглинистыми породами. Она особенно развита в северной тундре (северная половина Ямала и Гыдана). Основные формирования быстрой солифлюкции — это натёки в форме языков в нижних частях склонов и оползни — оплывины на склонах морских равнин, сложенных глинистыми породами при условии протаивания до 0,8—1,0 м. Такие оползни могут достигать 150—200 м в длину и 50—100 м в ширину.

Поскольку солифлюкционные формы сильно водонасыщены, то разложение скопившегося сползшего почвенно-растительного материала идёт медленно, т. е. развивается процесс заболачивания и торфонакопления. Так образуются, например, подсклоновые и даже висячие болота на склонах, если масса оплывшего материала задерживается выступом склона и деревьями.

Криогенное пучение пород развито при сезонном и многолетнем их промерзании. Сезонное криогенное пучение широко развито на всех геоморфологических уровнях и породах различного механического состава (глины, суглинки, супеси, тонкозернистые пески) на всех участках криолитозоны. Формы, образуемые сезонным пучением — это пятна-медальоны, мелкобугристый рельеф и сезонные бугры пучения (Васильчук, 1983).

Пятна-медальоны представляют собой овальные пятна минерального грунта без растительности от нескольких дециметров до 1—1,5 м, обрамленные грубообломочным материалом; развиваются они на относительно дренированных участках. Мелкобугристый рельеф формируется на плоских участках террас и междуречий — как безлесных, так и залесенных (угнетённые лиственничные леса). Сезонные бугры пучения встречаются на эвтрофных болотах, в поймах и хасыреях и имеют высоту до 1 м.

Процессы сезонного пучения наиболее широко представлены в пределах высокого уровня и особенно в арктических тундрах, где образуют особый тип пятнистой тундры. На низких уровнях и особенно в поймах, сложенных песками, криогенное пучение развито локально.

Многолетнее криогенное пучение формирует сегрегационные торфяно-минеральные и минеральные бугры, площади и гряды пучения, выпукло-бугристые и крупнобугристые торфяники, а также инъекционные бугры-гидролакколиты.

Сегрегационные бугры пучения образуются вследствие миграции влаги и образования линз и прослоек льда. Они сложены сильнольдистыми минеральными и торфяными отложениями и достигают от 2 до 10 м высоты, размеры их по площади от 15 до 100 м, на хасыреях высота бугров увеличивается по мере их промерзания и не превышает 3—4 м. Бугры часто образуют гряды и площади пучения. Большинство из них реликтового происхождения, и в настоящее время они не растут. Иногда отмечается их разрушение. Но на эвтрофных болотах, в поймах рек и хасыреях происходит формирование и рост минеральных и торфяных бугров и площадей пучения. Следствием площадного пучения грунтов является образование *выпукло-бугристых* и *крупнобугристых торфяников,* в пределах которых размеры отдельных бугров достигают 30—35 м в поперечнике и высоты 1,5—2 м, максимально до 3,5 м. Выпукло-бугристые торфяники образуются в настоящее время из грядово-мочажинных болот. Они распространены только в северной тайге, образуя незначительные площади в долинах малых рек и в пределах заболоченных тыловых частей пойм крупных рек. Крупнобугристые торфяники здесь представлены широко. В южной лесотундре крупнобугристые торфяники встречаются на днищах хасыреев, на IV и III озёрно-аллювиальных равнинах (Евсеев, 1976).

В отличие от сегрегационных бугров пучения *гидролакколиты* растут за счёт внедрения напорных вод. На хасыреях они достигают размеров до 150—200 м в поперечнике и 15 м высоты. Ледяное ядро залегает на глубине от 0,8 до 4 м от поверхности и имеет толщину от 3 до 10 м и более.

Наиболее крупные гидролакколиты (до 25—30 м выс.) образуются в местах разгрузки напорных подземных вод и приурочены к положительным тектоническим структурам, где выходят на поверхность породы палеогена. Наиболее известный для Западной Сибири гидролакколит — это сопка Парны-Седа, расположенная в тыловой части второй террасы реки Пур.

Криогенное растрескивание характерно для арктических (в песчаных грунтах) и типичных (в песках и торфах) тундр. Образование и рост трещин обусловлены понижением температуры в зимнее время ниже 0°С в мёрзлых грунтах. Сеть трещин образует полигоны — в плане прямоугольные блоки. Их формирование сопровождается развитием полигонально-жильных структур. В торфах глубина трещин может достигать нескольких метров, при ширине в несколько сантиметров. В Летнее время трещины заполняются водой, при замерзании их образуются жильные льды клиновидного сечения. Размеры полигонов — от нескольких метров до нескольких десятков метров. В зоне лесотундры отмечено явление активной деградации повторно-жильных льдов (Геокриологический прогноз..., 1983).

Наледеобразование проявляется в пределах Западной Сибири слабо, характерно в основном для речных долин лесотундры в местах слияния ручьёв или на участках впадения в ручьи оврагов с временным водотоком, или в верховьях рек, вытекающих из озёр. Под руслами этих рек и ручьёв прослеживаются талики. Днища рек плоские, широкие, борта долин крутые, слабозадернованнные. Несмотря на то, что наледи в летнее время являются дополнительными источниками влаги для окружающей территории речной поймы, тем не менее заболачивание не происходит вследствие хорошего дренажа.

Для криолитозоны Западной Сибири одним из самых активных современных процессов является заболачивание. Этому способствует равнинность территории, суровость климата, низкая испаряемость, отрицательные неотектонические движения, широкое распространение (супесчано-) суглинистых пород. Наименьшая заболоченность характерна для северной части тундры, здесь площадное заболачивание протекает на молодых засоленных болотах лайд и травяно-кустарничково-сфагновых болотах; локально — на плоских и вогнутых полигонах полигональных болот и в трещинах плоскобугристых торфяников. В лесотундре заболачивание возрастает и занимает до 30—40% и более водораздельных площадей. Характерны урочища «лапта» — сложные сочетания полигональных болот, плоскобугристых торфяников и в меньшей степени влажных моховых тундр. Интенсивное заболачивание идет по термокарстовым нарушениям полиго-

нальных плоскобугристых торфяников (Березина, Лисс, Самсонов, 1983).

Южнее лесотундры, в северной части северной тайги, где многолетнемёрзлые породы имеют прерывистое распространение и большую часть водоразделов занимают бугристые торфяники, распространены массивы аапа и олиготрофных болот, которые впервые появляются у южных границ этой зоны. Активное заболачивание протекает на разрушенных термокарстом эвтрофных болотах и в мочажинах между буграми выпукло-бугристых торфяников.

Своего максимума заболачивание достигает в зонах островного и локального распространения вечной мерзлоты (южная половина северной тайги и средняя тайга). Олиготрофные болота покрывают плащом водоразделы, оставляя только узкие дренированные приречные полосы. В районах активных неотектонических опусканий болота агрессивно наступают на незаболоченные пространства (низовья Конды, Пим-Аганское междуречье).

Таким образом, в области криолитозоны Западной Сибири одной из важных причин современного заболачивания являются мерзлотные процессы, особенно термокарст, в то время как за пределами её (средняя и южная тайга) главными являются геолого-литологические и гидрогеологические факторы в сочетании с климатом.

Мерзлотные процессы отличаются неустойчивым динамическим равновесием, и при нарушении целостности растительного покрова и почво-грунтов разнонаправленные мерзлотные процессы усиливаются. Хорошими термоизоляционными свойствами обладает покров из различных видов сфагновых мхов, а также толщи сфагнового торфа. Поэтому торфяники отличаются наибольшей стабильностью температурного режима: при глубоком промерзании характеризуются минимальным оттаиванием в течение вегетационного сезона (всего на 20—30 см) и минимальными температурными амплитудами в течение года. В современных развивающихся торфяниках по мере нарастания слоя торфа граница вечной мерзлоты поднимается, а глубина протаивания остается прежней. Температурный режим грунтов зависит и от характера растительного покрова. Отмечено разновременное промерзание почвы под разными растительными сообществами, а промерзание почв в островах леса и в зарослях кустарников зна-

чительно слабее, чем на оголённых участках и площадях, занятых мохово-лишайниковой и травяной растительностью. На облесенных участках и под кустарниками значительно слабее и протаивание (в 1,5 раза, т. е. примерно на 20 см) (Тыртиков, 1979).

Скорость развития криогенных геологических процессов значительно возрастает под влиянием антропогенного воздействия. Так, при постоянном воздействии на природу, особенно площадного и линейно-площадного типа, происходит реконструкция поверхности территории — уничтожение почвенно-растительного покрова, перевертывание слоев грунта, сглаживание микрорельефа или, наоборот, образование валов и т. п. Всё это ведёт к ускорению аградации вечной мерзлоты в суровых условиях тундры и лесотундры. В северной и отчасти средней тайге при более продолжительном лете изменяется тепловое состояние пород на большую глубину, идёт глубокое протаивание и, как следствие, ускоряется болотообразование. В средней тайге, в этом случае, возможно полное оттаивание мёрзлой толщи. Это зависит также от площади техногенного нарушения устанавливающихся положительных температур на поверхности грунта. Если ширина нарушенного участка превышает мощность мёрзлой толщи при температуре поверхности грунта +2°С, а окружающий массив мёрзлых пород имеет температуру не ниже -ГС, то развивается сквозной талик. Это ведёт на первых этапах к заболачиванию. Дальнейшее развитие болотообразования зависит от состояния окружающей участок среды и литологического состава пород, слагающих участок. Импульсное нарушение покрова, как правило, не вызывает изменений во всей толще мёрзлых пород, но приводит к изменениям слоя сезонного оттаивания пород (Кайнозойские отложения.., 1980).

Формирование мерзлоты и нарастание её мощности под тёмнохвойными лесами приводит к ухудшению условий жизни ели, пихты и кедра (сибирской сосны) и выпадению их из древостоя. Это в свою очередь приводит к более глубокому зимнему промерзанию и понижению температуры почв и грунтов, дальнейшей аградации (развитию) мерзлоты в глубину. В летнее же время обезлесенные участки быстрее протаивают, создаются условия переувлажнения, вследствие чего на месте темнохвойного леса развиваются мелколиственные с сосной заболоченные леса и далее моховые болота. Развитие на этих участках торфяной

почвы и в дальнейшем торфяника способствует усилению термоизоляции мерзлых грунтов, их сохранению и дальнейшему развитию.

Современная тенденция развития многолетнемёрзлых пород в пределах криолитозоны Западной Сибири — это гетеродинамичность, определяющая сложный характер современного развития криолитозоны. Главными причинами разнонаправленности динамики многолетнемёрзлых пород являются огромные пространства криолитозоны, большая мощность мёрзлых толщ в северных районах Западной Сибири и их большая теплоёмкость, неодинаковые изменения таких природных факторов, как климат, растительность, почвенный покров, гидрологические условия и т. п., определяющие развитие мёрзлых толщ в различных частях региона.

В северной части региона низкотемпературные и более мощные толщи мёрзлых пород в многолетнем цикле менее подвержены резким изменениям, чем на южной границе криолитозоны. На севере, в зоне сплошного распространения на древних элементах рельефа многолетнемёрзлые породы относительно стабильны, в пределах же молодых элементов рельефа (поймы лайд, низкие террасы, мелководья морей и губ) в настоящее время происходит активное промерзание, что приводит к мерзлотным новообразованиям или увеличению мощности мёрзлых толщ.

В зоне прерывистого распространения многолетнемёрзлых толщ в настоящее время процесс протаивания сверху чередуется по площади с процессами интенсивного промерзания вследствие нарушения теплообеспеченности на поверхности, вызываемого сменой состава растительных сообществ, короткопериодичными климатическими изменениями, колебаниями обводнённости и т. п. В этих районах массивы мёрзлых пород могут быстро исчезнуть, а также и достаточно быстро сформироваться.

В пределах южной половины криолитозоны с двухслойным залеганием вечной мерзлоты, глубокозалегающие толщи мёрзлых пород, находящиеся под слоем талых пород в несколько десятков и даже сотен метров, перекрытых сверху позднеголоценовыми мёрзлыми породами, имеют тенденцию к деградации. Наиболее она активна в юго-западных районах с большим тепловым потоком из недр Земли.

2.5. Взаимосвязь между гидрогеологическими условиями и заболачиванием

В гидрогеологическом отношении Западно-Сибирская плита — крупнейший артезианский бассейн Евразии (рис. 2). Основные его особенности — наличие большого количества водоносных горизонтов, пологое залегание слоев со слабым падением к центральным районам бассейна, широкое распространение в северной половине плиты многолетнемёрзлых пород, определяющих здесь гидрогеологическую обстановку. Подземные воды дренируются реками и разгружаются в них. Подземный сток подчинён поверхностному.

Глубина залегания грунтовых вод влияет на степень заболоченности (рис. 3). Химический состав растворённых в воде минеральных веществ и её жёсткость (качественная сторона водного режима) определяют экологический тип начальной стадии болотообразования. Классификация гидрологических факторов заболачивания на примере умеренного пояса достаточно подробно разработана Н. И. Пьявченко (1985). В зависимости от типа переувлажнения и заболачивания почвы Н. И. Пьявченко выделены следующие разновидности заболачивания суши: аллювиальное жестководно-грунтовое, мягководно-грунтовое и атмосферное.

Гидрогеологические структуры Крайнего Севера Западной Сибири — Прикарский, Гыданский бассейны стока, северные части Нижнеобского, Тазовского, Нижнеенисейского бассейнов представляют собой т. н. криобассейны, в которых вся зона пресных вод подвергалась коренному криогенному преобразованию в период формирования криолитозоны Западной Сибири. Поэтому в мёрзлой олигоцен-четвертичной толще нет выдержанных горизонтов пресных пластовых вод. Здесь имеются отдельные линзы и горизонты захороненных морских высокоминерализованных вод с отрицательной температурой. Области питания и разгрузки пресных вод ограничены мощными толщами многолетнемёрзлых пород и приурочены к сквозным бассейнам речных русел или озёр, обусловленным тектоническими нарушениями. В связи с этим процессы заболачивания развиты здесь ограниченно и приурочены к приозёрным понижениям и долинам рек.

Большая часть Западносибирского артезианского бассейна относится к Среднеобскому стоку подземных вод, расположенному в пределах таёжной зоны.

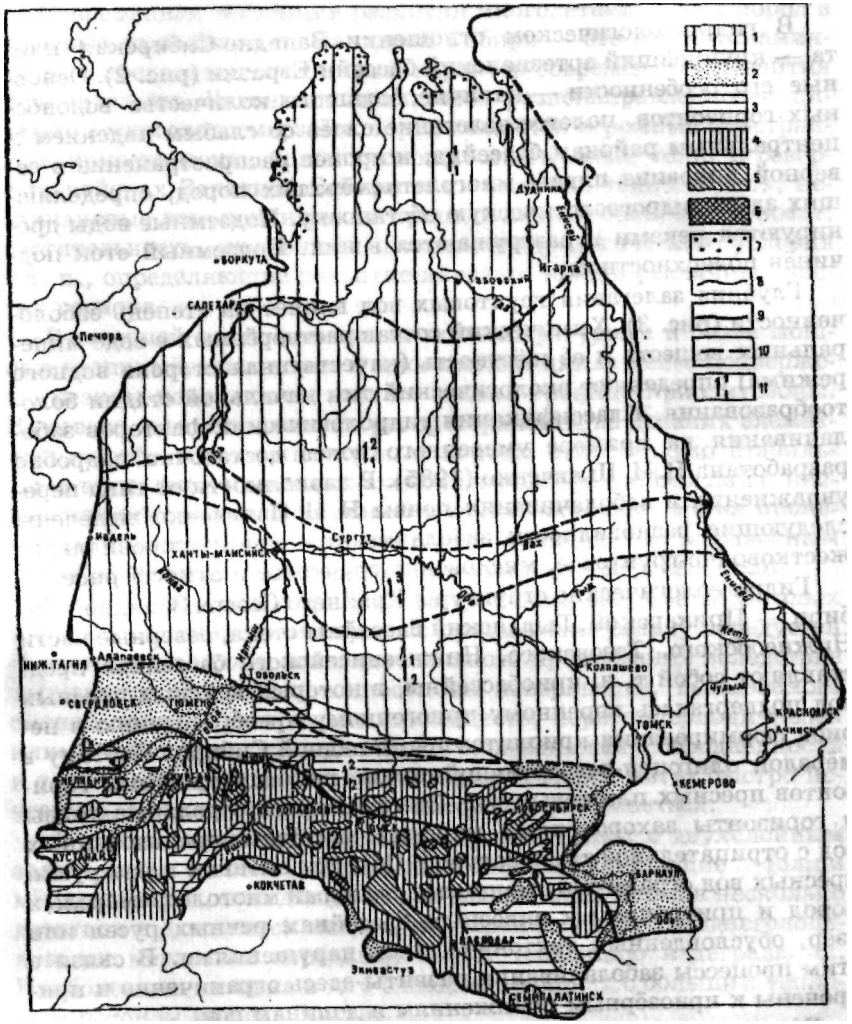


Рис. 2. Схема зональности подземных вод олигоцен-четвертичных отложений (первый гидрогеологический комплекс), преобладающая степень минерализации и химический состав грунтовых вод Западно-Сибирского артезианского бассейна (Трофимов, 1980-а), с изменениями и дополнениями

Преобладающая минерализация и состав подземных вод: Воды: 1 — пресные с минерализацией до 0,1—0,5 г/л, редко до 1 г/л, преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, редко магниевые и натриевые, часто с повышенным содержанием железа, органических соединений и кремнезема; 2 — пресные с минерализацией до 1 г/л, преимущественно гидрокарбонатно-натриевые и кальциевые, редко магниевые, в аридной зоне с локальными участками спабосолоноватых и солоноватых подземных вод; 3 — от пресных до слабосолоноватых с минерализацией до 3 г/л, от гидрокарбонатных натриевых, реже кальциевых и натриевых до хлоридных натриевых, реже сульфатных натриевых и магниевых; 4 — от пресных до солоноватых с минерализацией до 10 г/л, от гидрокарбонатных натриевых, реже кальциевых и магниевых до хлоридных натриевых; 5 — от пресных до слабых рассолов с минерализацией до 50 г/л, состав тот же; 6 — от пресных и слабосолоноватых до рассолов с минерализацией более 50 г/л, состав тот же. Районы: 7 — широкого развития неглубоко залегающих сильноминерализованных (до 100—115 г/л) хлоридных натриевых отрицательно температурных подземных вод в позднечетвертичных морских отложениях. Границы: 8 — участков с разными по степени минерализации водами; 9 — северная подземных вод аридной зоны; 10 — по\ясов подземных вод. Индексы поясов подземных вод: 1 i — распространения твердой фазы подземных вод и резко ослабленных низкой температурой процессов выщелачивания; 1 1 — развития как твердой, так и жидкой фазы подземных вод и ослабленных низкой температурой процессов выщелачивания; 1 j — преобладания жидкой фазы подземных вод и несколько ослабленных низкой температурой процессов выщелачивания; 1 2 — распространения жидкой фазы подземных вод и преобладающего развития процессов выщелачивания и выноса солей; 1 2 — распространения жидкой фазы подземных вод и развития процессов выщелачивания и континентального засоления; 2 — зона подземных вод аридной зоны с преобладающим развитием процессов континентального засоления

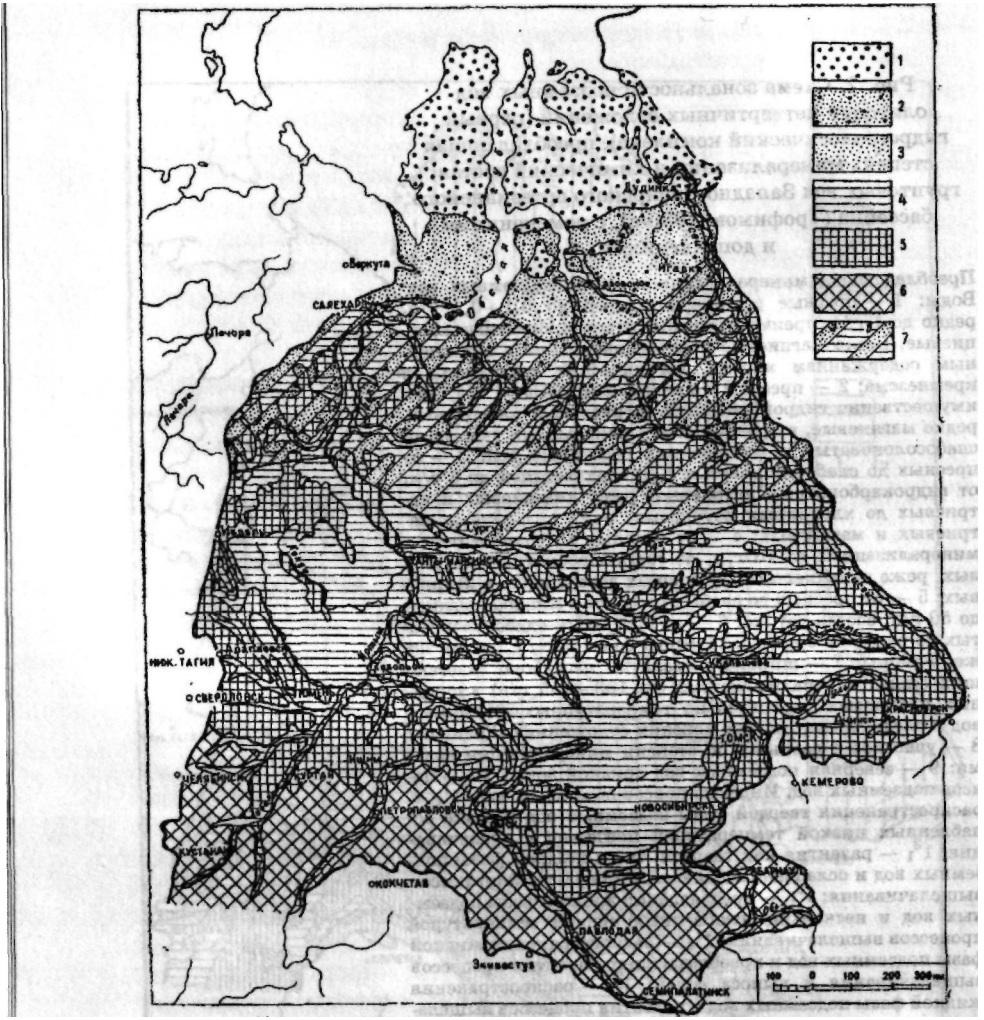


Рис. 3. Схема глубины залегания вод (Трофимов, 1980-а)

Глубины залегания грунтовых вод в период межени: 1 — преимущественно менее 0,3 м; 2 — менее 0,5 м; 3 — менее 1 м; 4 — менее 3 м; 5 — от 1 до 10 м; 6 — от 1—2 до 20 м; 7 — глубина залегания грунтовых вод на участках развития многолетнемерзлых (а) и талых (б) пород

В вертикальном разрезе этого бассейна выделяется пять гидрогеологических комплексов пород. С поверхностными водами и природной зональностью наиболее тесно связаны воды первого гидрогеологического комплекса, объединяющего песчано-алевритовые и глинистые отложения четвертичного и неоген-олигоценового возраста (Гидрогеология СССР, т. XVI, 1970). Подземные воды этого бассейна пресные с минерализацией 0,1—0,5 г/л, преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, реже магниевые и натриевые, с повышенным содержанием железа, органических соединений и кремнезёма. Грунтовые воды расположены на сравнительно небольшой глубине (от 0 до 3 м), местами выходят на поверхность. Лишь по берегам глубоко врезанных рек они отмечаются на большей глубине — от 0,5 до 10 м (Трофимов, 1980-а, б). Питание грунтовых вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока напорных вод из нижележащих горизонтов. В таёжной зоне причиной высокого залегания грунтовых вод, обилия верховодки и сильного увлажнения почвенного покрова наряду с равнинностью рельефа .служит незначительное испарение атмосферных осадков. Поэтому в таёжной зоне, относящейся к климатической зоне избыточного увлажнения и недостаточной теплообеспеченности, избыток влаги способствует интенсивному накоплению органической массы, формированию грунтовых вод низкой минерализации, обогащению грунтовых вод солями гуминовых и других органических кислот (Назаров и др., 1977).

Юго-западная часть таёжной зоны относится к Тобольскому бассейну. Воды здесь пресные, с минерализацией до 1 г/л, соли преимущественно гидрокарбонатные натриевые и кальциевые, редко магниевые. В южной части Тобольского бассейна встречаются локальные участки слабосолоноватых и солоноватых подземных вод.

Южная часть таёжной зоны (подтайга) и лесостепь входят в Иртышский бассейн стока подземных вод, которые отличаются большим разнообразием по минерализации и химическому составу. Химический состав этих вод меняется от гидрокарбонатных натриевых, реже кальциевых и магниевых, до хлоридных натриевых, ещё реже Сульфатных натриевых и магниевых. Степень минерализации вод возрастает с севера на юг. На территории подзоны осиново-берёзовых лесов (подтайга) преобладают воды пресные до слабосолоноватых с минерализацией до 3 г/л. На

лесостепной части бассейна степень минерализации вод колеблется в более широких пределах — от пресных до солоноватых с минерализацией до 10 г/л, от кальциевых и магниевых до хлоридных натриевых. Местами минерализация грунтовых вод достигает 50 г/л. Наиболее высокоминерализованные воды хлоридно-натриевого и сульфатно-хлоридно-натриевого состава формируются на плоских бессточных равнинах при небольшой глубине залегания вод за счёт континентального засоления (Трофимов, 1980-а, б).

Высокая степень минерализации грунтовых вод лесостепи обусловлена литологическим составом водовмещающих пород, содержащих большое количество водорастворимых солей. Глубина залегания их на территории лесостепи в целом значительно выше по сравнению с лесной зоной. Она колеблется от 2—3 до 20—30 м.

В южной части Западно-Сибирской равнины сильно колеблется и уровень залегания грунтовых вод. Наиболее он глубок на возвышенных элементах рельефа; например, в пределах Приобского плато и Иртышского увала глубина залегания грунтовых вод более 10 м. Заболоченность на таких участках обычно низкая. На Тоболо-Ишимском и Ишимо-Иртышском междуречьях глубина вскрытия верховодки не превышает 1—2 м (Гидрогеология СССР, т. XVI.— М.: Недра, 1970.—367 с).

В центральных районах Барабы уровень первого водоносного горизонта вскрывается на водораздельных равнинах на глубине 3—4 м на гривах, 1,5—1,8 м в низинах. В пределах Причановского понижения, где отмечено широкое развитие болот, на гривах подземные воды залегают на глубине 4—5 м, в низинах в среднем на глубине 0,4—1 м. В районе Чебаклы-Суминского понижения в низинах вода отмечается даже на глубине 0,5 м (Базилевич, 1953).

В целом в лесостепи глубина залегания грунтовых вод колеблется в пределах от 1—2 до 20 м (Трофимов, 1980-а, б). Поэтому в зоне недостаточного увлажнения и избыточной теплообеспеченности в условиях сильного засоления не происходит интенсивного торфонакопления. В этой зоне болота сосредоточены главным образом в долинах рек, озерных котловинах, в местах выхода подземных вод. Таким образом, особенности водно-минерального режима таёжной зоны благоприятствуют преобладанию атмосферного и мягководно-грунтового заболачивания. Для лесостепи

характерно жестководно-грунтовое заболачивание. В поймах заболачивание происходит под влиянием аллювиальных вод.

В течение голоцена благодаря интенсивному развитию болотообразовательного процесса сформировался водоносный горизонт современного возраста. Он приурочен к торфяным отложениям. Глубина залегания вод на болотах весьма различна. Каждому типу болотного биогеоценоза соответствует определенная глубина залегания вод, а также закономерности сезонного изменения уровневого режима. Сезонные колебания уровней болотных вод зависят и от общеклиматических сезонных изменений. Например, на выпуклых олиготрофных сфагновых болотах уровни вод повышаются весной в период таяния снега, затем следует постепенное снижение до летнего минимума, приходящегося на вторую половину августа. Осенью уровни вновь повышаются, затем следует их незначительное зимнее снижение и стабильное состояние, продолжающееся до начала снеготаяния. На плоских эвтрофных осоково-гипновых болотах средняя дата наступления максимального весеннего уровня за многолетний период наблюдений приходится на конец первой декады мая, т. е. наступает примерно через месяц после нулевой температуры воздуха (Новиков, **1976).**

2.6. Особенности рельефа и заболачивания

В орографическом плане Западно-Сибирская плита представляет собой равнину, которая имеет форму своеобразного ступенчатого амфитеатра, открытого на север. Абсолютные отметки поверхности изменяются от 1 до 300 м. Около половины территории имеет абсолютные отметки ниже **100** м. В рельефе Западно-Сибирской равнины отчетливо обособляются плато, наклонные равнины, возвышенности и низменности. Их соотношение и пространственное расположение позволяют выделить две орографические зоны: внешнюю возвышенную, расположенную полукольцом по внешнему краю равнины и граничащую с поднятиями Урала, Казахского мелкосопочника, Алтая, Салаира и Среднесибирского плоскогорья; внутреннюю, занимающую пониженные центральные и северные районы равнины. Высота пониженной внутренней части от 0 до 5 м на побережье Карского моря, до **150—200** м южнее. Здесь прослеживается чередование обширных низменных равнин высотой до 50—**100** м и более

узких относительно высоких поднятий субширотного простирания.

Величина вертикального расчленения рельефа — от 5—10 до 100—150 м. Относительные высоты значительной части Западной Сибири не превышают 10 м. Обширные плоские, обычно заболоченные пространства центральной части равнины, многие районы севера, поймы рек, а также большинство сухих, дренированных районов юга имеют относительные высоты около 5 м (Трофимов, 1977).

Таким образом, в пределах центра Западно-Сибирской равнины широко распространены горизонтальные низкие поверхности с углом наклона менее 0,5°—1,5°, что является одним из условий присутствия здесь обширных заболоченных пространств. Особенности рельефа закономерно усложняются от южных районов к северным по мере приближения к основному базису эрозии и от центральных пониженных районов к периферийным возвышенным (рис. 4, 5).

В целом рельеф Западной Сибири характеризуется преобладанием обширных аккумулятивных равнин (морские, ледниковые, приледниковые — на севере) и структурно-денудационных плиоцен-нижнечетвертичных равнин и плато, которые приурочены к наиболее высоким участкам междуречных пространств (Зауральское, Васюганское, Приобское, Чулымо-Енисейское плато). Второе место по площади распространения занимают среднечетвертичные аккумулятивные и денудационно-аккумулятивные озёрно-аллювиальные равнины, вытянутые вдоль современных речных долин Оби и Иртыша (Ишимская степь, Павлодар-Омское Прииртышье). Ширина равнин достигает 100—150 км и более. Абсолютные отметки их поверхности постепенно снижаются в северном направлении и к современным долинам от 110—120 м до 90—100 м, реже до 75—80 м. Неодинаковое эрозионное расчленение равнин обусловлено различной интенсивностью среднечетвертичных и современных поднятий. Наиболее расчлененными являются склоны Васюганской гряды с амплитудами четвертичных поднятий +90—100 м, Шегарско-Бакчарская впадина, характеризующаяся значительными скоростями верхнечетвертичных и современных движений (Ершова, 1977) и западный склон Обь-Енисейской антеклизы с амплитудами четвертичных поднятий +140—160 м. Рельеф среднечетвертичных аккумулятивных денудационно-аккумулятивных озёрно-аллю-

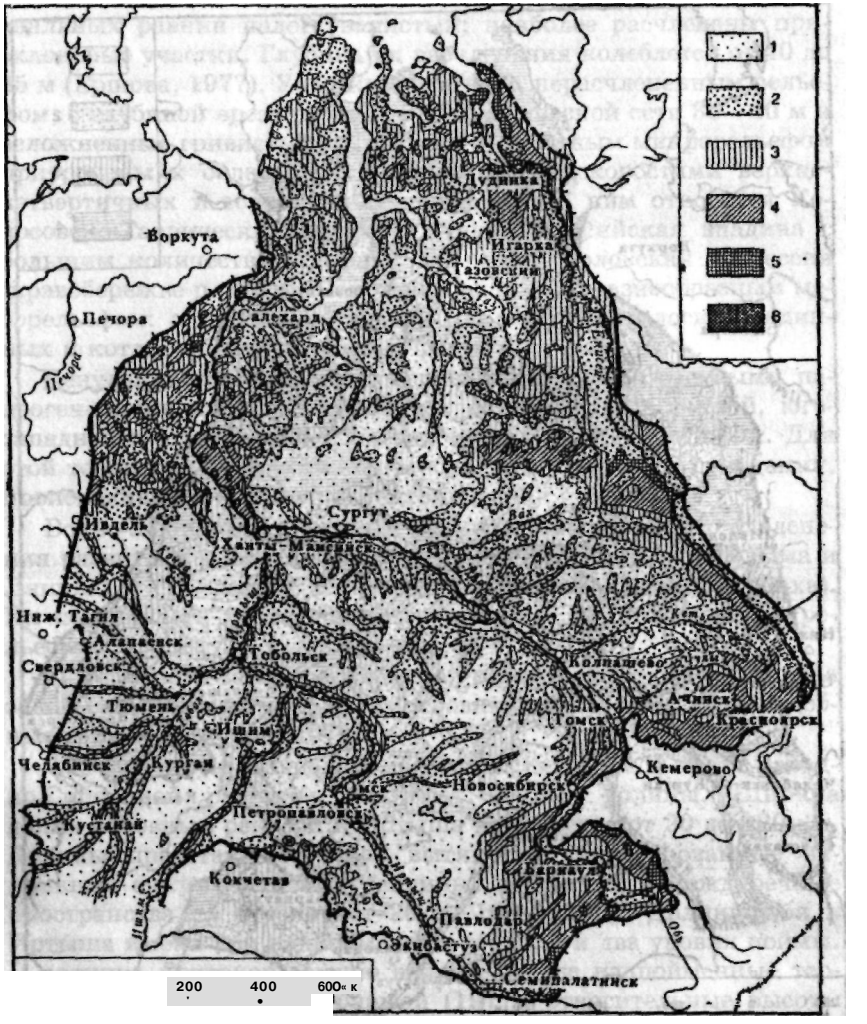


Рис. 4. Глубины расчленения рельефа Западно-Сибирской плиты (Трофимов, 1980-а)

Максимальные превышения водоразделов под урезами рек и озёр по элементарным бассейнам: 1 — преимущественно менее 10 м; 2 — 10—25 м; 3 — 25—50 м; 4 — 50—100 м; 5 — 100—200 м; 6 — более 200 м

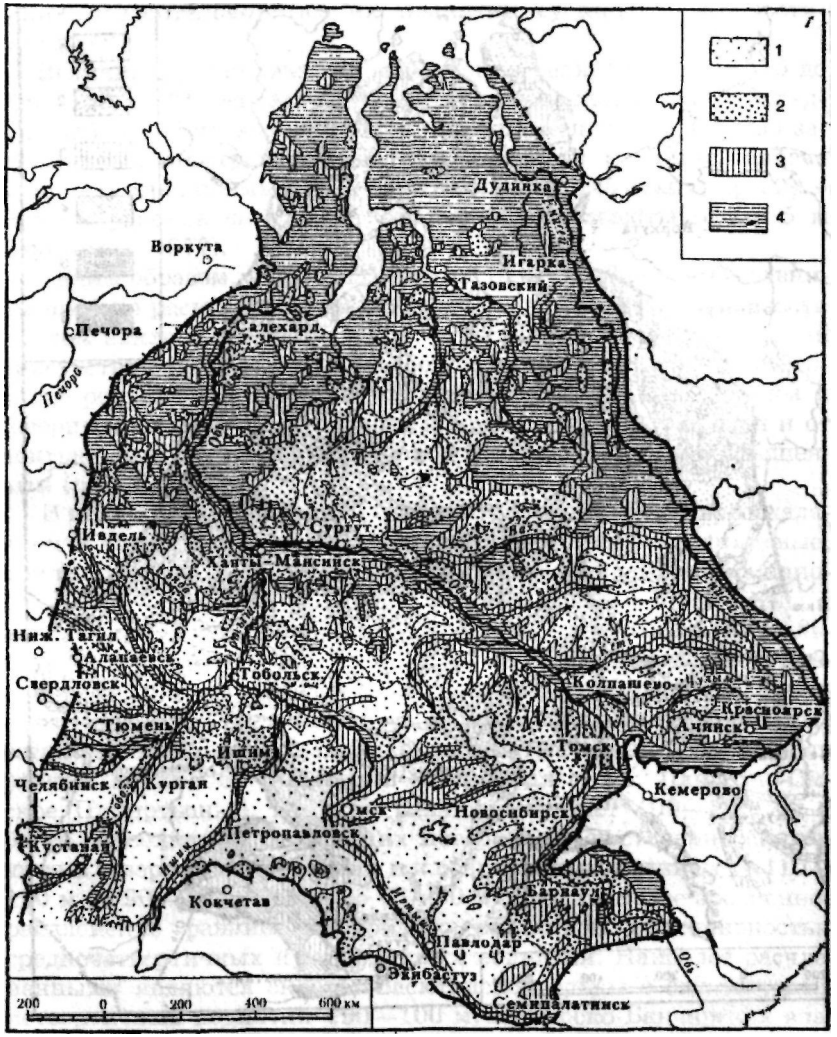


Рис. 5. Густота расчленения рельефа Западно-Сибирской плиты (Трофимов, 1980-а)

Расстояние между соседними долинами, оврагами или балками: 1 — преимущественно более 5 км; 2 — 2—5 км; 3 — 1—2 км; 4 — менее 1 км

виальных равнин пологоувалистый; наиболее расчленены присклоновые участки. Глубина их расчленения колеблется от 40 до 85 м (Ершова, 1977). Участки с плоским, нерасчлененным рельефом, с глубиной вреза редкой гидрографической сети 30—40 м и осложненные гривистым и гривисто-ложбинным микрорельефом приурочены к областям с минимальными скоростями верхнечетвертичных и современных движений. К ним относятся Колосовско-Таврический прогиб и Ханты-Мансийская впадина с большим количеством озёрных котловин, Орловская депрессия (правобережье р. Кети), Чановская впадина с разнообразным мезорельефом: от гривисто-озёрных (на севере) до плоскозападинных и котловинных (на западе) форм.

Денудационные равнины, сложенные разновозрастными палеоген-неогеновыми отложениями, сохранились в южной, юго-западной и юго-восточной частях исследуемой территории. Для этой территории характерно преобладание процессов денудации, происходивших в условиях тектонических поднятий.

Водно-ледниковые равнины времени максимального оледенения развиты в краевой зоне уральского (бассейны рек Назыма и Ляпина) и сибирского ледниковых покровов (бассейн р. Ваха). Их поверхность характеризуется плоским пологоволнистым рельефом.

Поверхность Западно-Сибирской равнины местами осложнена эоловыми формами рельефа (котловины выдувания, дюноподобные гряды) (Лазуков, 1971).

Значительную площадь в пределах центральной части Западно-Сибирской равнины занимают речные долины. Ширина долин основных рек Оби и Иртыша изменяется от 20 до 120 км. Долины представляют собой вытянутые террасированные наклонные аккумулятивные равнины, врезанные в междуречные пространства на глубину от 20 до 100—120 м. Долины Оби и Иртыша имеют три надпойменные террасы и два уровня поймы. В долинах притоков обычно выражены две надпойменные террасы. По данным С.Б.Ершовой (1977), относительные высоты террас над урезом воды в реках составляют для четвертой террасы 30—50 м, для третьей 25—35 м, для второй 12—20 м, для первой 8—12 м, для высокого уровня поймы — от 3 до 8 м и для низкого — до 3 м.

Выявляется четкая взаимосвязь между орографическими особенностями, степенью заболоченности территории и мощностью

торфяных отложений. Наибольшая заболоченность (50—90%) приурочена к территориям с плоским и пологоволнистым рельефом: сильно заболочены понижения вдоль зон разломов, прогибы, ложбины стока, поверхность вторых надпойменных террас. Здесь сосредоточены и наиболее глубокозалежные болота. Наименее заболочены (до 10—20%) сильно расчлененные склоны пологоувалистых и пологоволнистых равнинных участков, а также наиболее высокие водораздельные возвышенности — «материки» (Афонская, Сергеев, 1970). Заболоченность поймы не превышает 50%, здесь болота приурочены главным образом к старицам.

Интенсивность торфонакопления в значительной степени определяется и процессами глубинной эрозии. Например, Иртыш-Васюганское междуречье, где водораздельные равнины слабо затронуты процессами глубинной эрозии (Виноградова, 1957) отличается значительно большей заболоченностью по сравнению с Кеть-Тымским и Кеть-Чулымским междуречьями, характеризующимися более выраженной эрозионной расчлененностью.

Очагами заболачивания, явившимися местными базисами эрозии, в первую очередь стали многочисленные депрессии (озёрные, суффозионные, термокарстовые котловины, ложбины древнего стока). В таёжной зоне болотными отложениями заполнены практически все суффозионные и термокарстовые котловины. В лесостепи они ещё заняты озёрами разной степени минерализации. Особенно интенсивно происходило заболачивание древних ложбин стока. Ложбин стока много в Барабе, Кулунде. На востоке между Обью и Енисеем выделяются ложбины: Кеть-Касская, Пайдугинская, Верхнетымская.

Продолжением их на западе (на Обь-Иртышском междуречье) являются Чузик-Парабельская, Верхнеюганская, Среднеюганская, Салымская и др. ложбины стока. Подобные ложбины прослеживаются и на Кеть-Тымском междуречье. Здесь они имеют более расплывчатые очертания и слабо выражены в рельефе. Заполнение торфяными отложениями депрессий на водораздельных равнинах, высоких и низких террасах способствовало выравниванию поверхности и формированию нового рельефа, что, с одной стороны, препятствовало развитию эрозионных процессов, с другой стороны, обеспечивало снижение дренированности территории и способствовало дальнейшему заболачиванию.

2.7. Влияние гидрографической сети на процесс заболачивания

Интенсивному заболачиванию в сочетании с атмосферной переувлажнённостью и равнинностью рельефа способствует пониженная дренирующая функция западносибирских рек, не обеспечивающая сток избыточной влаги с междуречных пространств.

Существует теснейшая взаимосвязь между степенью заболоченности водосборов, размерами дренированных приречных участков, глубиной вреза речных русел и густотой речной сети (Романова, 1965, 1967-в). Незначительный врез русел западносибирских рек связан с преимущественным развитием боковой, а не глубинной эрозии. Наименьшая глубина вреза (2—3 м) характерна для более чем 50% территории Западно-Сибирской равнины. Только на её приподнятых окраинах глубина эрозионного расчленения достигает 100—160 м.

В сильно заболоченных низменных регионах речная сеть очень разрежена — около 0,2 км/км^2 при средней ширине междуречий до 15 км. Наибольшая густота речной сети с коэффициентом 0,4 км/км^2 характерна для возвышенных, слабо заболоченных территорий (Малик, 1977).

Не способствуют дренированию прилегающих территорий и такие особенности западно-сибирской гидрографической сети, как незначительные уклоны, большая извилистость речных русел, медленное течение, длительные и высокие паводки, подпорные явления. Например, высота подъема вод в паводок на Оби у г. Колпашево колеблется от 4,5 до 7,5 м (Занин,1969), иногда достигая 8—10 м (Абрамович и др., 1963). Высокие паводки отмечены также на притоках Оби: на р. Бакчаре — до 8,5—9,5 м, на р. Чае — более 8 м, на р. Парбиге — до 8,5 м, на притоках Васюгана — до 6 м (Занин, 1969). Реки, выходя из берегов, затопляют огромные пространства. В бассейнах притоков Оби паводковые воды сливаются с болотами, образуя единые водные бассейны.

Низкая пропускная способность западно-сибирских рек и большая продолжительность паводков обусловлены и сложной системой взаимных подпоров, охватывающих нижнее и среднее течение рек (Вендров, 1966, 1967). Наиболее продолжительные и мощные подпоры наблюдаются на реках Среднеобской, Кондинской и Нижнеобской низменностей. Аккумуляции паводковых

вод в зонах подпоров способствуют незначительные уклоны и существенная ширина долин западно-сибирских рек. Это приводит не только к широчайшим разливам, но и вызывает дополнительное сильное обводнение водораздельных территорий за счёт накопления запасов подземных вод в речных бассейнах. Это обеспечивает водонасыщенность и агрессивность пойменных болот (Малик, 1977).

Формирование болот в Западной Сибири в прошлом и настоящем тесно связано и с наличием озёр. В начале голоцена озёра служили центрами зарождения и последующего распространения многих болот. Особенно большое количество озёр сосредоточено в пределах таёжной зоны. В ряде районов этой зоны акватории озёр превышают площадь суши (Рихтер, 1957).

Регрессивные явления, широко распространенные на болотах таёжной зоны, приводят к формированию вторичных озёр. Эти озёра на определенной стадии развития болот могут снова зарастать.

Озёра представляют собой характерный элемент гидрографии и в лесостепи. До 4% площади Барабы занято водоёмами (Петров, 1952); в Ишимской лесостепи насчитывается до 1600 озёр самого разнообразного размера. Большинство озёр сосредоточено в межгривных понижениях. Обилие озёр связано с процессами отмирания и полного исчезновения ранее существовавших здесь водотоков (Архипов и др., 1970). Отмирающими участками прежних мощных водотоков являются и такие крупные озёра, как Чаны, Сартлан и др. Некоторые озёра занимают многочисленные мелкие западины округлой или овальной формы суффозионного происхождения.

Уровни воды в озёрах испытывают резкие колебания. В сухие годы происходят обмеление и пересыхание озёр. Это вызывает их зарастание и превращение в болота (Горшенин и др., 1929; Базилевич, 1951, 1953; Суслов, 1954; Давыдов, 1955).

Значительная часть ныне существующих болот в лесостепи озёрного происхождения. В настоящее время многие болота озёрного происхождения обнаруживают признаки постепенного естественного усыхания и связанного с ним засоления (Горшенин и др., 1929). В то же время болота озёрного происхождения проявляют и тенденцию к расширению своей площади за счет трансгрессии на прилегающие суходольные территории.

2.8. Влияние литологического состава подстилающих пород на генезис торфяных отложений

Литологические особенности пород (водоотдача, водообильность, фильтрационные свойства, генезис), слагающих верхнюю толщу минеральных отложений, определяют формы, типы и механизмы заболачивания (рис. 6).

На тяжёлых грунтах, по данным Н. А. Караваевой (1973, 1981, 1982), чаще развивается автохтонное заболачивание. В этом случае дополнительное увлажнение почвы создаётся затруднённым оттоком собственной почвенной влаги,

Аллохтонное заболачивание развивается на лёгких грунтах, когда дополнительное увлажнение почвы обеспечивается поступлением влаги со стороны. Этот тип заболачивания по степени интенсивности значительно превышает скорость автохтонного заболачивания. В зависимости от способа поступления аллохтонной влаги в почву Н.А.Караваева (1973, 1981, 1982) выделяет три типа заболачивания: почвенно-грунтовое, поверхностное и смешанное. Первый тип заболачивания, вызываемый подъёмом уровня грунтовых вод, развит на лёгких породах: песках и супесях — грунтах, беспрепятственно фильтрующих влагу. Уровень залегания грунтовых вод в песчаных отложениях колеблется в пределах 0—25 м (Назаров, Рассказов, Удодов и др., 1977). При почвенно-грунтовом заболачивании в связи с прогрессирующим подъёмом почвенно-грунтовых вод формируется значительно уплотнённый горизонт В или ортзанд. Следствием этого является процесс оглеения верхней части профиля и последующее торфонакопление.

Поверхностное и смешанное заболачивание развивается на тяжёлых грунтах и, по данным Е.Д.Никитина (1985), в слоистых почвогрунтах из-за затруднений инфильтрации вод в литологически сложных профилях.

При поверхностном заболачивании торфонакопление начинается в результате формирования гидрофильного напочвенного покрова. Аналогичный характер, по данным Н. А. Караваевой (1973,1981, 1982), имеет и механизм смешанного заболачивания.

На территории, где преобладают слабопроницаемые и влагоёмкие глинистые и суглинистые отложения, отмечается и наибольшая заболоченность. Грунтовые воды в этих отложениях залегают на глубине 5—10 м. Водно-физические свойства тяжёлых

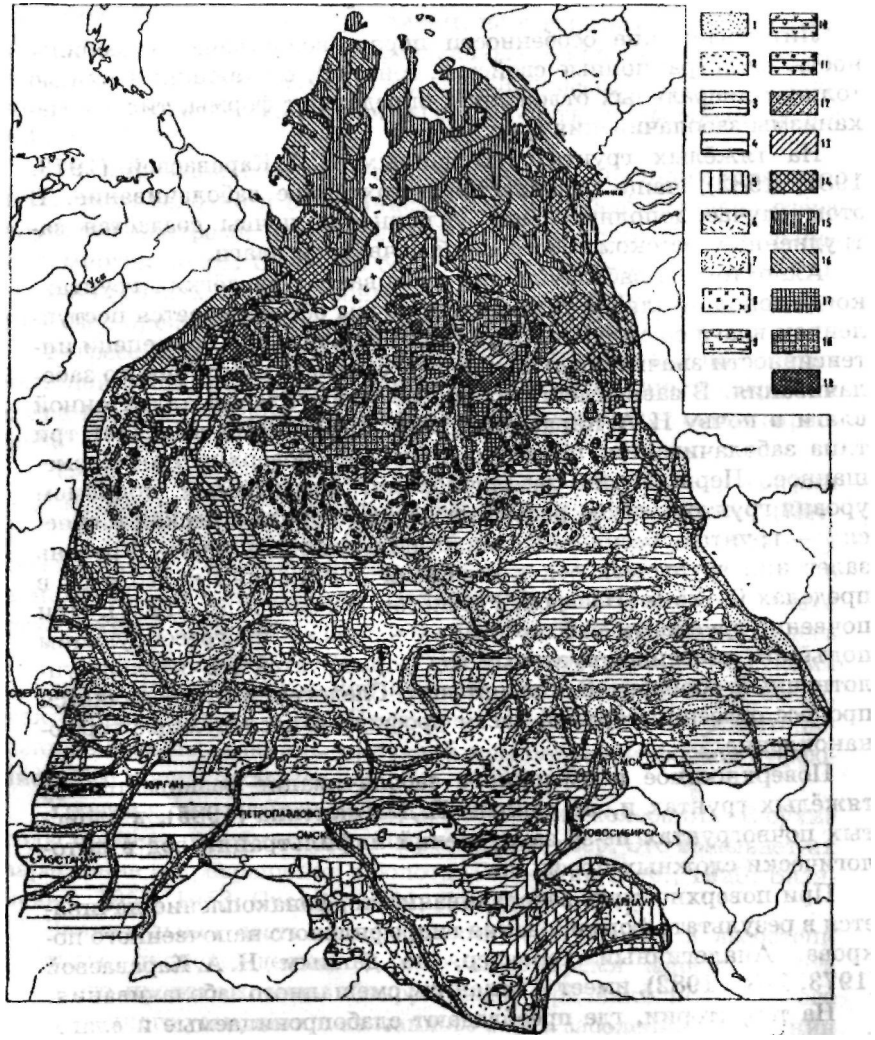


Рис. 6. Схема грунтовых толщ Западно-Сибирской плиты (Трофимов, Дацько, 1980-а, на основе карты грунтовых толщ, под ред. Е.М.Сергеева, 1972) (Кайнозойские отложения..., 1980)

Грунтовые толщи немерзлые и талые: 1 — преимущественно песчаные сильно увлажненные; 2 — преимущественно песчаные умеренно увлажненные; 3 — преимущественно глинистые сильно увлажненные; 4 — преимущественно глинистые и лёссовые непросадочные умеренно увлажненные; 5 — лёссовые умеренно увлажненные просадочные; 6 — торфяные сильно увлажненные; 7 — торфяно-песчаные (торф — менее 2 м, ниже пески) сильно увлажненные;

8 — торфяно-глинистые сильно увлажненные; 9 — глинисто-кремнистые (глинистые породы мощностью до 5—9 м, подстилаемые диатомитами и опоками) сильно увлажненные; 10 — глинисто-кремнистые умеренно-увлажненные; 11 — глинисто-щебнистые умеренно увлажненные. Грунтовые толщи многолетнемерзлые в нижней части разреза и талые — в верхней: 12 — преимущественно песчаные сильно увлажненные, подстилаемые с глубины 5—9 м многолетнемерзлыми породами; 13 — преимущественно глинистые сильно увлажненные, подстилаемые с глубины 4—9 м многолетнемерзлыми породами; 14 — преимущественно песчаные льдистые; 15 — преимущественно песчаные сильнольдистые; 16 — преимущественно глинистые льдистые и сильнольдистые; 17 — торфяные сильнольдистые; 18 — торфяно-песчаные преимущественно сильнольдистые; 19 — торфяно-глинистые сильнольдистые

пород обеспечивают застой атмосферной влаги на поверхности плоских слабо дренированных междуречий. В таких условиях очагами заболачивания становятся микро- и мезопонижения рельефа, в которых аккумулируются поверхностные воды (Караваева, 1973, 1981, 1982). В более северных районах процесс аккумуляции, особенно талых снеговых вод, вызван водонепроницаемостью почвенной толщи, обусловленной медленным оттаиванием сезонной мерзлоты весной и в первую половину лета (Фёдорова, 1970).

В настоящее время в Западной Сибири широко отмечается усиление заболачивания под влиянием уже сформировавшихся болот. Влияние болот на заболачивание окружающей территории зависит от механического состава минеральных отложений. На лёгких породах это влияние осуществляется через подъём уровня почвенно-грунтовых вод, на тяжёлых породах — через поверхностное подтопление. По данным Н. А. Караваевой (1973), на песчаных породах влияние болот распространяется на значительно большую площадь, чем на суглинисто-глинистых. На песчаных породах оно осуществляется через связь с грунтовыми водами.

2.9. Взаимосвязь заболачивания и почвенного покрова

Химический состав почвенных разностей, так же как и химический состав грунтов, наиболее активно направляет ход сукцессий болотных биогеоценозов на более ранних стадиях их развития.

Почвообразование в тундрах Западной Сибири имеет ярко выраженный криогенный характер, обусловливающий постоянную гомогенизацию минеральной почвенной массы за счёт криотурбаций и тиксотропии. В результате нарушения целостности почвенного слоя в арктической и типичной тундрах значительную часть почвенной поверхности занимают лишённые растительности пятна, которые вновь вовлекаются в почвообразовательный процесс и с течением времени зарастают. Такой циклический характер почвообразования препятствует развитию болотообразования на водораздельных поверхностях, и тундровые глеевые почвы, несмотря на устойчивое переувлажнение, по-видимому, не эволюционируют в оторфованные разности (торфянисто-перегнойно-глеевые и тем более торфяно-глеевые почвы). В то же время, в подзоне южных тундр и лесотундры, в бассейне нижнего Таза и

Пура создаются несколько более благоприятные условия для болотообразования: криогенные процессы в значительной степени ослаблены, продолжительность стадии оглеенных пятен незначительна (или она отсутствует совсем), тепловые ресурсы достаточны для интенсивного роста растений-торфообразователей. Хотя большинство болот этой территории имеет реликтовое происхождение, тем не менее высокая степень заболоченности способствует повышенной увлажнённости тундровых почв, затрудняет сток и, таким образом, также благоприятствует развитию торфонакопления на минеральных субстратах.

Следует отметить, что гранулометрический состав тундровых почв с точки зрения воздействия на процесс заболачивания в тундровых ландшафтах играет второстепенную роль. Как тундровые глеевые почвы на суглинках, так и альфагумусовые (тундровые подбуры и карликовые подзолы) на песках, подвержены вышеуказанным закономерностям в равной мере.

В районах с господством подзолов и таёжных слабодифференцированных почв заболачивание чаще начинается с олиготрофной стадии. Если локальные условия гидрологического режима обусловили поселение эвтрофных видов, то эта стадия в развитии болот бывает кратковременной. Преобладание и длительное развитие эвтрофной стадии совпадает с границами распространения серых лесных почв и чернозёмов.

Суглинисто-глинистые почвы в большей части таёжной зоны характеризуются слабой оподзоленностью и повышенной гидроморфностью (Уфимцева, 1966, 1968, 1969, 1974; Гаврилова, Долгова, 1972; Афанасьева, Василенко, 1977; Караваева, 1973; Добровольский и др., 1981).

Автоморфные (автономные) подзолистые почвы имеют ограниченное распространение в северной части таёжной зоны и приурочены к сильно расчленённым и дренированным приречным участкам. Почвенный покров междуречных пространств представлен таёжными слабодифференцированными полугидроморфными и гидроморфными почвами.

Свойства таёжных почв зависят от состава почвообразующих пород. На песках наиболее широко распространены иллювиально-железистые языковатые и иллювиально-гумусовые подзолы (Долгова, Гаврилова, 1972; Афанасьева, Василенко, 1977; Караваева, 1981; Аветов, Трофимов, 1997). На суглинисто-глинистых породах развиваются почвы тяжёлого гранулометрического со-

става, известные под разными названиями: «слабоподзолистые», «буровато-глеевые» (Никитин, 1985), светлозёмы (Тонконогов, Дворников, 1989).

Значительные по площади массивы тяжелосуглинистых почв способствуют эвтрофизации окружающих их болот, в особенности залегающих по ложбинам стока. Для этих почв характерно слабое проявление подзолообразовательного процесса и частое присутствие признаков оглеения.

Для территории южной тайги характерны болотные, полуболотные и подзолистые почвы.

В западной части этой зоны (Обь-Иртышское междуречье) на приречных увалах господствуют дерново-подзолистые остаточно-осолоделые почвы со вторым гумусовым горизонтом и с признаками глубинной глееватости. По понижениям мезорельефа распространены дерново-подзолисто-глееватые остаточно-осолоделые со вторым гумусовым горизонтом, торфянисто-подзолисто-глеевые остаточно-осолоделые тоже со вторым гумусовым горизонтом и иногда дерново-глеевые почвы (Гаврилова и др., 1980). Сохранность второго гумусового горизонта в дерново-подзолистых почвах слабая, лучше он сохранился в глеево-подзолистых почвах.

В восточной части подзоны южной тайги господствуют дерново-глеевые осолоделые почвы с примесью болотно-подзолистых остаточно-карбонатных со вторым гумусовым горизонтом и дерново-подзолистые со вторым гумусовым горизонтом остаточно-осолоделые глубинно-глеевые (Гаврилова и др., 1980). Генезис второго гумусового горизонта — результат особенностей эволюции почвенного покрова центральной части Западной Сибири в голоцене. Второй гумусовый горизонт, по одной из гипотез, является реликтовым (Ливеровский, 1980). Эта точка зрения подтверждается определением абсолютного возраста второго гумусового горизонта радиоуглеродным методом (Добровольский и др., 1969-а; Добровольский и др., 1969). Абсолютный возраст реликтового горизонта датирован в 7000±160 лет. Возраст современного гумусового горизонта — 1236±80 лет. Вместе с тем, предложены также гипотеза современного иллювиального происхождения второго гумусового горизонта и гипотеза его остаточно-иллювиального происхождения (Гаджиев и др., 1988).

Своеобразие свойств почвенного покрова подзоны осиново-берёзовых лесов подтайги обусловлено характером почвообразующих пород, тяжёлых по гранулометрическому составу и в прошлом засоленных, высоким уровнем залегания грунтовых вод (0,6—0,8 м) при значительном варьировании степени их минерализации — от пресных до сильносолёных, нередко с присутствием соды, пульсирующей цикличностью увлажнения территории (Шнитников, 1957, 1968) в условиях континентального климата Западной Сибири. Не менее важное влияние на формирование почвенного покрова оказывает и степень дренированное™ территории (Горшенин, 1955; Герасимов, 194Р; Уфимцева, 1974). Хорошо дренированным участкам территории свойствен наиболее однородный почвенный покров с преобладанием серых лесных почв, часто с признаками глееватости, остаточной солонцеватости и осолодения. На слабо дренированных участках территории почвенный покров сложный и многокомпонентный. В этих условиях преобладают лугово-чернозёмные и луговые почвы, часто с признаками солонцеватости и осолодения (Уфимцева, 1974).

Своеобразие почвенного покрова западно-сибирской лесостепи отмечалось многими исследователями (Горшенин, 1955; Градобоев и др., 1960; Ковалёв и др., 1966; Уфимцева, 1969). Малая дренированность территории, тяжёлый гранулометрический состав, частая засоленность почвообразующих пород обусловливают повышенную увлажнённость почв (глубинную глееватость), наличие признаков осолонцовывания, осолодения и засоления. Эти особенности выразились в большой пестроте и мозаичности почвенного покрова. Особенно резко выраженным комплексным почвенным покровом отличается западная часть территории лесостепи, где комплексы представлены сочетаниями почв автоморфного, гидроморфного и засоленного рядов почвообразования: это выщелоченные чернозёмы и серые лесные почвы грив, лугово-степные солонцы и солоди межгривных пространств и западин, луговые, лугово-болотные и болотные почвы понижений. В восточной (Приобской) части лесостепи комплексность почвенного покрова выражена слабее: здесь преобладают чернозёмы и серые лесные почвы, часто с признаками глубинной глееватости, иногда со вторым гумусовым горизонтом. На их фоне встречаются пятна солодей. Полугидроморфные, гидроморфные и засоленные почвы занимают здесь незначительные площади (Афанасьева, Василенко, 1977).

Почвенный покров пойм также отличается большой пестро-

той. Прослеживается чётко выраженная закономерность в размещении пойменных почв по элементам рельефа: выделяются почвы ложбинно-островных луговых пойм крупных рек и почвы сегментно-гривистых залесенных пойм их притоков и мелких рек. В порядке возрастания увлажнения и длительности затопления пойменные почвы распределяются в следующий ряд: 1) пойменные дерновые слаборазвитые слоистые; 2) пойменные дерновые высокого и среднего уровня выровненной поймы и грив; 3) пойменные дерново-глеевые (луговые) среднего и низкого уровня выровненной поймы; 4) пойменные иловато-глеевые проток и соров; 5) торфяно- и торфянисто-перегнойно-глеевые (Гаврилова и др., **1980;** Афанасьева, 1986; Аветов, Балабко, 1994). Причинами широкого распространения в поймах крупных рек болотных почв служит длительный период затопления, а в притеррасной части — высокий уровень грунтовых вод за счёт гидрологической разгрузки террасных водоносных слоев. Пойменные дерновые и дерново-глеевые луговые почвы являются самыми плодородными почвами пойм. В пределах залесенных сегментно-гривистых пойм, где половодье менее продолжительно, часто развиваются оподзоленные почвы, особенно в подзоне северной тайги на мерзловатых породах.

Анализ эволюции почв Западной Сибири, выполненный Н. А. Караваевой (1981, 1982), показывает, что развитие почв совершается в направлении заболачивания. Болотообразование — это особый тип почвообразования, вызванный нарушением обмена веществ и энергии внутри почвы, между почвой, растительным покровом и атмосферой. Например, избыточное увлажнение, возникающее за счёт застоя поверхностного стока или подъёма почвенно-грунтовых вод, вызывает трансформацию автономных подзолов в сочетания автономных и глееватых подзолов, глеевых, ортзандовых подзолов, болотных глеезёмов и торфяников.

2.10. Ботанико-географическая зональность

Общая площадь Западно-Сибирской равнины достигает почти 3,5 млн. кв. км. Она вытянута в меридиональном направлении от Семипалатинска (Республика Казахстан) — самой южной точки — до северной оконечности Гыданского полуострова на 2400 км, а ширина её на параллели Екатеринбурга — 1900 км.

В пределах Западной Сибири, одной из обширнейших внутриматериковых равнин, благодаря региональным особенностям климатических, гидрогеологических, геохимических, гидроморфологических, почвенных и биогеографических процессов, особенно чётко выражена географическая зональность. Выделяется пять ботанико-географических зон: тундра, лесотундра, тайга, лесостепь, степь (рис. 7).

Низменный характер рельефа, сильная обводнённость, обусловленная в значительной степени наличием вечной мерзлоты на севере и низкой испаряемостью в таёжной зоне, определяют наличие здесь колоссальных площадей болот и заболоченных земель. В лесостепи относительно высокая заторфованность (8%) связана с близким залеганием к поверхности в депрессиях рельефа грунтовых вод, а также обилием озёрных впадин, подвергшихся заболачиванию. По характеру генезиса, строения торфяных отложений и современным стадиям развития болота являются зонально-интразональными образованиями. Они встречаются во всех ботанико-географических зонах. Исключение составляет лишь степная зона. Тенденции развития болотных систем в каждой ботанико-географической зоне и подзоне имеют свои зонально-подзональные особенности. Они определяются сочетанием соответствующих факторов болотообразования. Границам общепринятых ботанико-географических зон и подзон соответствуют и выделенные нами болотные зоны и подзоны.

Зона тундры занимает крайний север Западно-Сибирской равнины.

Значительная протяжённость тундровой зоны в пределах Западной Сибири (700—750 км с севера на юг) обусловливает поступление в меридиональном направлении неодинакового количества солнечной радиации, что позволяет выделить три подзоны: арктической, типичной (или мохово-лишайниковой) и южной (или кустарниковой) тундры, переходящей в лесотундру (Гвоздецкий, Криволуцкий, Макунина, 1973).

Подзоне арктических тундр свойственен определённый подтип тундровой растительности. Для плакорных местообитаний характерен мозаичный покров, состоящий преимущественно из осоково-лишайниково-моховых и кустарничково-моховых сообществ, приуроченных к участкам с кочковатым и пятнистым нанорельефом. Заболачивание на междуречьях начинается в лишайниково-моховых сообществах и приводит к образованию

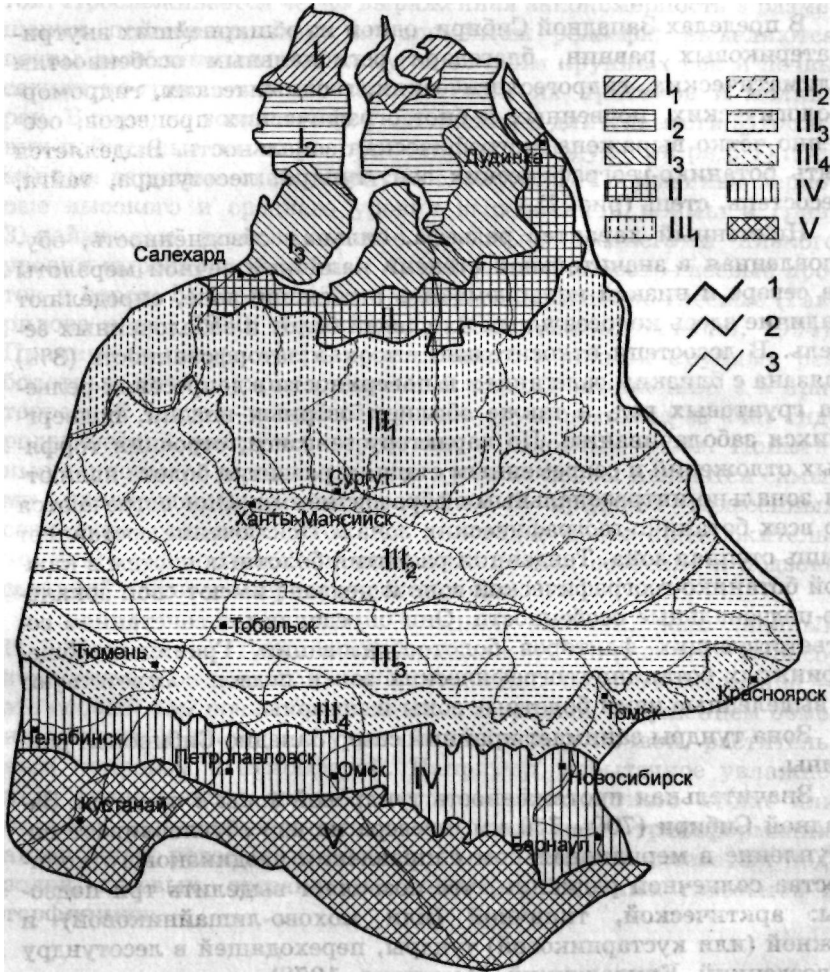


Рис. 7. Ботанико-географическая зональность Западно-Сибирской равнины (Гвоздецкий, Криволуцкий, Макунина, 1973) с дополнениями

Зоны: I — тундра, II — лесотундра, III — тайга, IV — лесостепь, V — степь; подзоны: I_1 — арктическая тундра, I_2 — типичная (или мохово-лишайниковая) тундра, 1з — южная (или кустарниковая) тундра; III_1 — северная тайга, $Ш_2$ — средняя тайга, Шз — южная тайга, III_4 — подтайга (или осиново-березовые леса); границы: 1 — Западно-Сибирской равнины, 2 — зон, 3 — подзон

полигональных заболоченных тундр (с *Carex concolor, Eriophorum polystachion, Warnstorfia exannulata).* Нередко наблюдается зарастание водоёмов и формирование травяно-гипновых болот с примесью *Carex concolor, Eriophorum polystachion, Dupontia fisheri, Sarmentypnum sarmentosum* (Ильина и др., 1985). Помимо некомплексных травяно-гипновых болот в арктической тундре распространены полигональные болота с ярко выраженной неоднородной структурой. Речные долины в арктической тундре развиты слабо, процессы сукцессионных смен на речном аллювии очень замедлены. Общая заболоченность территории подзоны арктических тундр составляет в среднем на п-ове Ямал 16% и на Гыданском п-ове 25% (Романова, 1985).

В подзоне типичной (или мохово-лишайниковой) тундры распространены гипоарктические и бореальные растения, отсутствующие в арктической подзоне *(Betula nana,* низкорослые ивы — *Salix glauca, S. lanata, S. pulchra).* На плакорных местообитаниях кустарники формируют разреженные низкорослые сообщества, встречаясь отдельными небольшими группами среди сплошного покрова мхов и лишайников. Заболоченность подзоны типичных тундр неравномерная, в среднем составляет на п-ове Ямал 22%, на Гыданском п-ове — 15%. Кустарничково-осоково-моховые валиково-полигональные комплексные болота по сравнению с валиково-полигональными болотами арктических тундр являются более древними. Они имеют реликтовую торфяную залежь глубиной до 3 м и несколько иной состав растительности на валиках и полигонах (Романова, 1985). В южной полосе типичной тундры средняя заболоченность увеличивается до 29%: на Ямале — до 24%, на Малом Ямальском п-ове — до 37%, на Гыданском — 27%. Среди болот преобладают кустарничково-мохово-лишайниковые трещиновато-полигональные. Они встречаются в сочетании с некомплексными кустарничково-сфагново-лишайниковыми и плоскобугристыми болотами. Более низкие уровни рельефа заняты комплексными болотами с мерзлотным мезо-микрорельефом (бугристыми, полигональными, кустарничково-мохово-лишайниковыми), иногда с редкими деревьями по буграм. На буграх сфагновые мхи постепенно вытесняют с севера на юг гипновые мхи.

В подзоне южной тундры в растительном покрове преобладают сообщества гипоарктических кустарников — ерники и ивняки. Ровные междуречные пространства заняты плоскобугристы-

ми и бугристо-кочковатыми болотами, в растительном покрове которых существенно больше сфагновых мхов. К долинам рек, озёрным котловинам и пониженным депрессиям на водоразделах приурочены некомплексные эвтрофные осоково-гипновые болота. Вокруг тундровых озёр и низких заболоченных террас встречаются осоково-злаковые болота — хасыреи.

В зоне лесотундры древесная растительность представлена лиственничными редколесьями и рединами с *Larix sibirica.* В северной части зоны они приурочены к речным долинам, южнее выходят на междуречья, где чередуются с моховыми, лишайниковыми и кустарничковыми тундрами. Заболоченность лесотундры очень высокая. На Надым-Пурском междуречье болота занимают до 70% территории (Романова, 1985). Они приурочены к слабодренированным водораздельным пространствам. Широко распространены кустарничково-мохово-лишайниковые болота как комплексные (плоско- и крупнобугристые), так и некомплексные. В речных долинах обычны эвтрофные болота в сочетании с ивняками, ольховниками, участками злаковых и осоковых лугов.

Таёжная зона занимает до 60% территории Западной Сибири и выделяется по преобладанию растительных сообществ бореального типа (Сочава, 1964). Они образуют различные сочетания из лесных, болотных и луговых фитоценозов. Современный облик растительности таёжной зоны определяется повышенным гидроморфизмом, что обусловлено интенсивно протекающими процессами заболачивания. Северная граница зоны выражена нерезко, т. к. примыкающая к ней на севере лесотундра проникает в таёжную зону, а леса заходят по долинам рек в лесотундру. Южная граница достаточно чёткая и совпадает с границей распространения *Pinus sibirica.*

Зона делится на четыре подзоны: северная, средняя, южная тайга и подтайга (или подзона мелколиственных осиново-берёзовых лесов).

Северная тайга подразделяется на две широтные полосы. Для северной подзональной полосы характерно развитие редкостойных лиственничных, лиственнично-еловых и лиственнично-сосновых лесов, чередующихся с плоско- и крупнобугристыми мохово-лишайниковыми комплексами болот. Поймы заняты лугово-болотно-соровыми сообществами. Сомкнутость крон древостоя не превышает показателя 0,4—0,5, средняя высота деревьев составляет 10—12 м. В кустарничковом ярусе преобладают бореальные и гипоарктические виды: *Ledum palustre, Vaccinum vitis-idaea, V. uliginosum, Empetrum nigrum* s. 1. Моховой ярус имеет проективное покрытие до 90—95%. Доминируют зелёные мхи — *Pleurozium schreberi, Hylocomium splendens, Polytrichum strictum,* из лишайников наиболее обычны *Cladina stellaris, C. rangiferina.*

В южной полосе северотаёжной подзоны на плакорах распространены лиственнично-елово-кедровые леса. По составу нижних ярусов они сходны с лиственничными и еловыми лесами северной полосы, но отличаются большей сомкнутостью,крон (0,5—0,6) и несколько большей высотой (12—14 м). Эти леса приурочены к суглинистым почвам с близко залегающей вечной мерзлотой. На песчаных почвах преобладают монодоминантные сосновые леса. Большая часть коренных лесов на дренированных местообитаниях испытала воздействие пожаров и в настоящее время сменилась производными древостоями: лиственнично-берёзовыми лесами в северной полосе, темнохвойно-берёзовыми и сосновыми с *Pinus sibirica* и *Picea obovata* в южной полосе.

В северной тайге наблюдается наибольшая заторфованность — более 50%. В северной полосе подзоны наибольшие площади заняты заболоченными лиственничными, лиственнично-сосновыми и еловыми кустарничково-долгомошными и сфагновыми лесами. При дальнейшем заболачивании *Larix sibirica* выпадает из состава древостоя, в результате формируются кустарничково-лишайниково-сфагновые еловые редколесья, переходящие в комплексы бугристых болот. Для северной части подзоны особенно характерно широкое развитие кустарничково-мохово-лишайниковых, травяно-сфагновых и осоково-гипновых плоско- и крупнобугристых комплексных болот (Романова **Е. А., 1965).** Болота этого типа встречаются и в южной полосе северотаёжной зоны. Однако здесь наблюдается свой ряд заболачивания: от сосновых с *Pinus sibirica* кустарничково-лишайниково-сфагновых лесов к олиготрофным озёрным лишайниково-сфагновым комплексам. В долинах рек (нижней Оби, Надыма, Пура, Таза) заключительные стадии сообществ по составу близки к северотаёжным типам лиственничных, еловых и кедровых лесов (Ильина и др., 1985).

Подзона средней тайги выделяется преобладанием темнохвойных и сосновых лесов и производных сообществ на их месте. От северотаёжных типов эти леса отличаются более высокой продуктивностью (IV класс бонитета), большей высотой дре-

востоя (17—20 м), большей сомкнутостью крон (0,6—0,7), а также возрастанием роли таёжного мелкотравья и зелёных мхов в составе нижних ярусов. В северной половине средней тайги на плакорах распространены коренные сообщества елово-кедровых лесов с примесью лиственницы и кустарничково-зеленомошным покровом: *Vaccinium myrtillus, V. vitis-idaea, Linnaea borealis,* бореальные виды зеленых мхов — *Pleurozium schreberi, Hylocomium splendens.*

Для южной полосы среднетаёжной подзоны характерен другой зональный тип: елово-кедровые с *Abies sibirica* брусничномелкотравно-зеленомошные леса. Они имеют более высокий класс бонитета (III—IV), достигают высоты 20—22 м, с диаметрами стволов 30—50 см. Таёжное мелкотравье представляют *Maianthemum bifolium, Gymnocarpium dryopteris, Orthilia secunda, Trientalis europaea.* В рядах восстановительных смен среднетаёжных елово-кедровых лесов широко представлены коротко-производные сосновые, берёзовые и осиновые леса (Ильина и др., 1985). При заболачивании лесов наблюдаются следующие смены: сосново-кедровые, кустарничково-сфагновые и долгомошно-сфагновые леса постепенно трансформируются в сосново-кустарничково-сфагновые болота. Центральные части междуречий заняты грядово-мочажинными и грядово-мочажинно-озерковыми болотами. Заторфованность средней тайги составляет 39%. В растительном покрове пойм выделяются следующие закономерности: низкие уровни пойм заняты осоковыми сообществами, средние уровни — канареечниковыми и разнотравно-злаковыми сообществами, высокие уровни, останцы террас — смешанными лесами из *Pinus sibirica, P. sylvestris, Betula pendula* s. 1.

В подзоне средней тайги в заболоченных лесах под зеленомошным покровом, на олиготрофных болотах (в основном на грядах), в одиночных буграх пучения встречаются высокотемпературные линзы и перелетки мёрзлых пород (Мельников и др., **1989).**

В подзоне южной тайги основным зональным типом являются кедрово-елово-пихтовые зеленомошно-мелкотравные и мелкотравно-осоковые леса. Они отличаются хорошо развитым древостоем **(II—III** класс бонитета), достигающим высоты 25—28 м, диаметрами стволов 50—60 см (в возрасте 120—150 лет), обильным подростом из темнохвойных и лиственных пород, разнообразным по составу подлеском. В травяно-кустарничковом ярусе

господствует таёжное мелкотравье: *Oxalis acetosella, Trientalis europaea, Stellaria bungeana.* Особую группу образуют мелкотравно-осочковые леса с доминированием в покрове *Carex macroura.* Из злаков в плакорных лесах обычны *Calamagrostis obtusata, Milium effusum, Melica nutans.* Из широкотравья типичны *Aconitum septentrionale, Cacalia hastata, Filipendula ulmaria, Paris quadrifolia.* Покрытие зелёных мхов колеблется в пределах 30—50%.

Особую широтную полосу в западной части подзоны южной тайги образуют темнохвойные леса с *Tilia cordata.* Эти леса отличаются высокой продуктивностью **(II—III** класс бонитета) и богатым травяным покровом, в котором значительно представлены неморальные элементы — *Aegopodium podagraria, Pulmonaria mollis, Actaea erythrocarpa* (Ильина и др., 1985).

Процессы возрастных и восстановительных смен направлены на формирование берёзовых и осиновых насаждений.

В подзоне южной тайги процессы заболачивания охватывают значительные территории. Для южнотаёжной подзоны характерны заболоченные леса с *Betula pendula, Picea abies, Pinus sibirica* и *P. sylvestris,* вейниково-хвощовые *(Calamagrostis canescens, Equisetum sylvaticum)* и осоково-сфагновые *(Carex globularis, Sphagnum warnstorfii).* Растительность пойм достаточно разнообразна: низкие уровни заняты осоковыми *(Carex acuta),* канареечниковыми и вейниковыми *(Phalaroides arundinacea, Calamagrostis langsdorffii)* сообществами, средние уровни — парковыми ивняками и разнотравно-злаковыми полидоминантными лугами, высокие уровни — берёзово-сосновыми, берёзово-пихтовыми и еловыми лесами (Ильина и др., 1985).

Заторфованность в пределах подзоны уменьшается до 32%. Господствуют олиготрофные сосново-кустарничково-сфагновые, грядово-мочажинные и в меньшей мере грядово-мочажинно-озерковые болотные системы.

Подзона мелколиственных осиново-берёзовых лесов (подтайга) выделяется преимущественно для Западной Сибири. Подтайга на севере ограничена 56°—57° с. ш., на юге — 54°—55° с. ш. В условиях континентального климата берёзовые леса замещают полосу хвойно-широколиственных и широколиственных лесов, характерную для европейской части России. В пределах подтайги господствуют коренные мелколиственные (берёзовые и осиновые) леса с хорошо развитым злаково-разнотравным покровом

(Calamagrostis arundinacea, Brachypodium pinnatum, Aegopodium podagraria) и наличием в нём представителей таёжного мелкотравья. Для подзоны характерно значительное заболачивание, начальной стадией которого являются берёзовые вейниково-высокотравные леса *(Calamagrostis langsdorffii, Filipendula ulmaria),* в обширных понижениях переходящие в сильно увлажнённые берёзовые осоково-вейниковые и осоковые *(Carex cespitosa, C. riparia)* лесные сообщества. Их дальнейшее заболачивание приводит к образованию эвтрофных и мезотрофных лесных (с *Betula alba)* осоковых и осоково-сфагновых болот. Наиболее характерны для этой подзоны эвтрофные осоково-гипновые *(Carex lasiocarpa, Hamatocaulis vernicosus)* и травяные *(Carex juncella, Phragmites australis)* болота с вкраплением рямов. Средняя заторфованность подтайги составляет 25%.

Долинная растительность в подтайге представлена в основном луговыми сообществами, в южной части значительно остепнёнными. Прирусловые участки пойм, низкие террасы заняты ивово-тополёвыми, ивово-берёзовыми и осоково-берёзовыми лесами.

В лесостепи выделяются две подзоны: северная и средняя лесостепь (Николаев и др., 1980). Северная граница лесостепи совпадает с северной границей распространения остепнённых лугов и луговых степей. Леса — преимущественно берёзовые *{Betula pendula* s. l.) с примесью *Populus tremula.* В северной подзоне, где климатические условия более благоприятны для развития древесной растительности, леса занимают довольно значительные площади. Травяной покров злаково-разнотравный и злаковый (преимущественно вейниковый) с присутствием лугово-опушечных видов, а также широкотравья. Большие площади земель распаханы. К югу лесные массивы постепенно мельчают и приобретают характер типичных колков.

В подзоне средней лесостепи травяной покров становится более остепнённым, виды широкотравья почти полностью исчезают, довольно много лугово-опушечных видов. Площади отдельных колков не превышают нескольких гектаров. Общая площадь лесов в средней лесостепи значительно меньше, чем в северной. На межколочных пространствах к степным ассоциациям присоединяются сообщества с преобладанием полыней, а также солянок, кермеков и других галофитов. Распаханность земель этой подзоны меньше, чем северной, что связано с наличием довольно

обширных участков засоленных земель, не пригодных без мелиорации под сельскохозяйственные культуры. Наряду с широким распространением в средней лесостепи колков, на правобережье Ишима встречаются значительные лесные массивы, имеющие более северный характер.

Региональной особенностью лесостепи в Западной Сибири, в отличие от европейской, является наличие эвтрофных травяных (в основном осоковых и тростниковых) болот. Местами встречаются эвтрофные осоково-гипновые болота, а также олиготрофные сосново-кустарничково-сфагновые (рямы). Средняя заторфованность зоны составляет 8%.

Долинные луга представлены южными вариантами пойменных лугов, чередующихся с зарослями кустарников и участками эвтрофных травяных болот.

Степная зона на территории Западно-Сибирской равнины имеет ограниченное распространение. Зональными являются луговые степи с разнотравно-злаковым травостоем, состоящим из представителей корневищных и дерновинных злаков и мезоксерофильного разнотравья. Процессы заболачивания не характерны для степной зоны. Они наблюдаются только в небольших замкнутых понижениях с близко залегающими грунтовыми водами.

Стратиграфия торфяных залежей

3.1. Виды торфа и их классификация

Изучением строения торфяных отложений в отдельных регионах Западной Сибири занимались многие исследователи: А. Я. Бронзов (1930); Г. Я. Бронзова (1936); М. И. Нейштадт (1932, 1936, 1938, 1963, 1972, 1977-а, б); Н.Я.Кац (1929, 1946); Н.Я.Кац, М.И.Нейштадт (1963); Е. А. Виноградова (1957); Ю.В.Еркова (1957); Е. А. Романова (1964-6, 1965, 1967-а, 1974-а, 1976); Н. И. Пьявченко (1974, 1985); С.Н.Тюремнов (1976); Е.Д.Лапшина (1985) и др.

В познание особенностей стратиграфии торфяных залежей и запасов торфа Западной Сибири большой вклад внесен также ПГО «Торфгеология» (Логинов, 1957, 1958; Предтеченский, Скобеева, 1974; Скобеева и др., 1975; Атлас торфяных месторождений, 1972; Торфяные ресурсы мира, 1988; Торфяные ресурсы РСФСР, 1991).

Болотоведческая группа кафедры геоботаники МГУ изучает региональные особенности строения торфяных отложений Западной Сибири, начиная с 60-х годов (Лисс, 1958, 1990, 1991-а,б, 1992, 1993; Liss, Avetov, 1996-а, б; Лисс, Аветов, Курнишкова, 1996; Березина и др., 1973; Березина, Лисс, 1977, 1980; Лисс, Куликова, 1967; Лисс, Березина, 1974, 1975-а, б, 1976, 1980-а, б, 1981-а; Лисс и др., 1978; Лисс, Полкошникова, 1978, 1979). Одна из последних публикаций на эту тему — «Классификация торфов и торфяных залежей Западной Сибири» предложена группой авторов (Р. Г. Матухин, В. Г. Матухина, И. П. Васильев и др., 2000) из ГФУПСНИИГГ и СМ, НовосибКомприродресурсы и ПГО «Торфгеология».

В основу настоящей классификации видов торфа положены

принципы классификации, разработанные еще С. Н. Тюремновым (1949) на примере видов торфа Европейской части России, а также классификаций видов торфа Западной Сибири, составленные Ю. В. Ерковой (1957), Е. И. Скобеевой, Г. В. Голгофской, О.Л.Лисс и др. (1975), Р. Г. Матухиным, В. Г. Матухиной, И. П. Васильевым и др. (2000).

В предлагаемой нами классификации прежде всего учтен опыт предшественников. Кроме того, настоящая классификация рассчитана на использование в прикладных целях, поэтому было целесообразно отобрать из 104 видов торфа, выявленных для классификации Р.Г.Матухиным, В.Г.Матухиной, И.В.Васильевым и др. (2000), всего 70 видов, как наиболее часто встречаемых, так и генетически связанных с современными фитоценозами, дешифрируемыми (выявляемыми) дистанционными методами.

В итоге предлагается 70 видов торфа и 33 их варианта.

Низинный тип торфа включает три группы видов, 36 видов торфа, 20 вариантов некоторых видов (табл. 2).

Низинные виды торфа формируются в условиях богатого минерального питания грунтовыми, поверхностно-сточными и паводковыми водами. Лишь немногие виды из этого типа (сфагновый, осоково-сфагновый и др.) образуются в условиях обедненного минерального питания мягкими водами. Низинные виды торфа встречаются во всех ботанико-географических зонах Западной Сибири. Наиболее широко низинные виды торфа распространены в подтайге и в лесостепи, где они формируют торфяные залежи исключительно в поймах рек, на болотах низких террас» по окраинам олиготрофных болот водораздельного залегания. Низинными видами торфа сложены торфяные отложения займищных болот. В средней и южной тайге низинные виды торфа в основном встречаются в придонных слоях залежей верхового типа. Небольшое участие они принимают и в сложении торфяных залежей притеррасных и склоновых болот, иногда формируют окраины олиготрофных болот водораздельного залегания или верхних террас.

Березовый торф формируется в биогеоценозах березового типа (один из вариантов согр). Этот вид торфа образует слои мощностью 0,5—1,0 м по окраинам эвтрофных и мезотрофных болот, иногда по периферии олиготрофных болотных систем. В придонных слоях торфяных залежей этот вид встречается

Таблица 2

Классификация видов торфа Западной Сибири

Тип	Подтип	Группа	Вид	Вариант	Торфообразующий биогеоценоз
1	2	3	4	5	6
НИЗИННЫЙ	Лесной	Древесная	Древесный		Согра пихтово-елово-кедрово-сосново-березовая
			Березовый		Согра с преобладанием березы
			Еловый		Согра с преобладанием ели
			Кедровый		Согра с преобладанием кедра
			Пихтовый		Согра с преобладанием пихты
			Сосновый		Согра с преобладанием сосны
			Лиственничный		Согра с преобладанием лиственницы
			Ольховниковый		Эвтрофный ольховниковый
			Ивовый		Эвтрофный ивово-осоковый
	Лесо-топяной	Древесно-травяная	Древесно-осоковый	*Appropinquata, Cespitosa, Lasiocarpa, Rostrata*	Эвтрофный древесно-(березово-сосново-кедрово-) осоковый
			Древесно-тростниковый		Эвтрофный древесно-(березово-сосново-)-тростниковый
			Древесно-вейниковый		Эвтрофный березово-вейниковый
			Древесно-хвощовый		Эвтрофный березово-хвощовый
			Древесно-папоротниковый		Эвтрофный древесно-(березово-сосново-елово-) папоротниковый
			Древесно-вахтовый		Эвтрофный древесно-(березово-сосново-елово-) вахтовый
			Древесно-шейхцериевый		Эвтр. древесно-(березово-сосново-елово-кедрово-) шейхцериевый
			Древесно-пушицевый		Эвтр. древесно-(березово-сосново-елово-кедрово-) пушицевый
			Древесно-травяной	*Menyanthes, Equisetum, Calamagrostis*	Эвтрофный березово-сосново-елово-кедрово-травяной (согра)
		Древесно-моховая	Древесно-гипновый		Эвтрофный древесно-(березово-) гипновый
			Древесно-сфагновый		Эвтрофный древесно-(березово-сосново-) сфагновый
	Топяной	Травяная	Осоковый	*Lasiocarpa, Rostrata, Appropinquata, Cespitosa, Omskiana*	Эвтрофный осоковый с преобладанием корневищных осок
					Эвтрофный осоковый с преобладанием кочкарных осок
			Тростниковый		Эвтрофный тростниковый
			Вейниковый		Эвтрофный вейниковый
			Хвощовый		Эвтрофный хвощовый
			Вахтовый		Эвтрофный вахтовый
			Шейхцериевый		Эвтрофный шейхцериевый
			Пушицевый		Эвтрофный пушицевый
			Папоротниковый		Эвтрофный папоротниковый
			Травяной		Эвтрофный разнотравный
		Травяно-моховая	Осоково-гипновый	*Lasiocarpa-Vernicosus, Rostrata-Vernicosus, Lasiocarpa-Aduncus, Rostrata-Aduncus, Lasiocarpa-Meesia*	Эвтрофный осоково-гипновый
			Осоково-сфагновый		Эвтрофный осоково-сфагновый
			Шейхцериево-сфагновый		Эвтрофный шейхцериево-сфагновый
			Травяно-гипновый		Эвтрофный разнотравно-гипновый
		Моховая	Гипновый	*Drepanocladus, Scorpidium, Meesia, Calliergon*	Эвтрофный гипновый
			Сфагновый	*Obtusum, Centrale, Teres*	Эвтрофный сфагновый

1	2	3	4	5	6
ПЕРЕХОДНЫЙ	Лесной	Древесная	Древесный		Мезотрофный сосново-березовый
	Лесо-топяной	Древесно-травяная	Древесно-осоковый		Мезотрофный сосново-березово-осоковый
			Древесно-шейхцериевый		Мезотрофный сосново-березово-шейхцериевый
			Древесно-пушицевый		Мезотрофный сосново-березово-пушицевый
			Древесно-хвощовый		Мезотрофный сосново-березово-хвощовый
			Древесно-травяной		Мезотрофный сосново-березово-разнотравный
		Древесно-моховая	Древесно-гипновый		Мезотрофный сосново-березово-осоково-гипновый
			Древесно-сфагновый		Мезотрофный сосново-березово-осоково-сфагновый
	Топяной	Травяная	Осоковый		Мезотрофный осоковый
			Пушицевый		*Мезотрофный пушицевый*
			Шейхцериевый		Мезотрофный шейхцериевый
			Травяной		Мезотрофный разнотравный
		Травяно-моховая	Осоково-гипновый		Мезотрофный осоково-гипновый
			Осоково-сфагновый		Мезотрофный осоково-сфагновый
			Пушицево-сфагновый		Мезотрофный пушицево-сфагновый
			Шейхцериево-сфагновый		Мезотрофный шейхцериево-сфагновый
			Травяно-гипновый		Мезотрофный разнотравно-гипновый
			Травяно-сфагновый		Мезотрофный разнотравно-сфагновый
		Моховая	Гипновый		Мезотрофный гипновый
			Сфагновый		Мезотрофный сфагновый
ВЕРХОВОЙ	Лесной	Древесная	Сосновый		Сосново-кустарничково-сфагновый с хорошо развитым *древесным ярусом*
	Лесо-топяной	Древесно-травяная	Сосново-осоковый		Сосново-осоковый, сосново-осоково-сфагновый
		Древесно-моховая	Сосново-пушицевый		Олиготрофный сосново-пушицевый
			Сосново-сфагновый	*Fuscum, Magellanicum, Angustifolium*	Олиготрофный сосново-сфагновый
	Кустарничково-топяной	Кустарничково-моховая	Кустарничково-сфагновый		Кустарничково-сфагновый
	Топяной	Травяная	*Шейхцериевый*		*Олиготрофный шейхцериевый*
			Пушицевый		Олиготрофный пушицевый
		Травяно-моховая	Шейхцериево-сфагновый		Олиготрофный шейхцериево-сфагновый
			Пушицево-сфагновый		Олиготрофный пушицево-сфагновый
			Осоково-сфагновый		Олиготрофный осоково-сфагновый
		Моховая	Фускум		Сосново-кустарничково-сфагновый (рям), фускум-биогеоценоз
			Магелланикум		Рямы со *Sphagnum magellanicum* в моховом ярусе
			Ангустифолиум		Рямы, сосново-сфагновые биогеоценозы со *Sphagnum angustifolium* в моховом ярусе
			Сфагновый мочажинный	*Balticum, Majus. Papillosum, Lindbergii*	Грядово-мочажинные, грядово-мочажинно-озерковые, сфагновая топь
			Комплексный	*Balticum-Fuscum, Balticum-Magellanicum*	Грядово-мочажинный, грядово-мочажинно-озерковый

редко. Наиболее широко он представлен в стратиграфии болот речных долин.

Березовый торф состоит из остатков древесины и коры березы, часто с примесью аналогичных остатков сосны, кедра, ели (60—80%). Из травянистых остатков присутствуют корешки осок *(Carex cespitosa, C. lasiocarpa, C. diandra, C. appropinquata* и др.), а также остатки вахты, тростника, вейника, хвоща, сабельника, обычны и остатки эвтрофных гипновых и сфагновых мхов *(Sphagnum centrale, S. girgensohnii, S. squarrosum, Calliergon spp.* и др.).

Сосновый низинный торф в отличие от соснового верхового торфа не имеет широкого распространения, обычно этот вид торфа приурочен к природным слоям торфяных отложений. В этом торфе преобладают остатки сосны (80% и более), присутствуют кора и древесина березы, кедра, ели, лиственницы. Из травянистых растений обычны остатки осок и болотного разнотравья (хвощ, вахта, белокрыльник, пушица многоколосковая). Характерна небольшая примесь эвтрофных и даже олиготрофных видов сфагновых мхов *(Sphagnum fuscum, S. magellanicum).* Формируется сосновый низинный торф в сограх с преобладанием в древесном ярусе сосны.

Еловый, пихтовый, кедровый виды торфа встречаются редко, в основном в речных долинах. Эти виды торфа генетически связаны с эвтрофным комплексным биогеоценозом сосново-елово-кедрово-березового типа (т. н. согра). Они образуют маломощные залежи в притеррасных частях речных долин и редко по периферии олиготрофных болотных систем.

Лиственничный торф выделен Р. Г. Матухиным, В. Г. Матухиной, И. П. Васильевым и др. (2000). По данным этих авторов, он встречается очень редко и формирует залежи (до 1 м) в поймах мелких рек.

Ольховниковый торф описан Е.Д.Лапшиной (1985). Он обнаружен в притеррасной части поймы р. Оби. Растительное волокно торфа на 80—100% состоит из остатков древесины, коры, большая часть которых (иногда до 85%) принадлежит остаткам ольховника *(Duschekia fruticosa).*

Ивовый торф генетически связан с биогеоценозами ивового типа, приурочен к болотам пойменного и притеррасного залегания, а также распространен в залежах погребенных торфяников. До 50% волокно торфа состоит из остатков коры и древесины ивы.

Древесный торф является сборным видом. Он формируется в сограх — пихтово-кедрово-сосново-березовых или лиственнично-березовых. Древесная часть волокна образована остатками нескольких древесных пород, среди которых трудно выделить преимущество одной из них. Общее количество древесных остатков в торфе достигает 40% и более, нередко 80—90%. В травянистом волокне обычны перечисленные выше осоки, болотное разнотравье, гипновые, сфагновые эвтрофные и олиготрофные мхи. Некоторые авторы (Еркова, 1957) его называют согровым. Древесный торф встречается во всех географических зонах Западной Сибири.

Виды торфа, относящиеся к древесной группе, характеризуются следующими показателями: степень разложения 41%, а = 7,8%, зольность 15,5%, а= 10,3%, влажность 89%, а = 4,3%, pH 4,7—7,0*.

Древесно-травяная группа с учетом вариантов видов включает 12 видов торфа.

Древесно-осоковый торф формируется в биогеоценозах древесно-осокового типа. Он распространен в ботанико-географичеЬких зонах всей Западной Сибири. Древесно-осоковый торф встречается в придонных слоях залежей верхового и смешанного типов, слагает небольшие по мощности залежи притеррасных болот.

Растительное волокно торфа состоит в основном из остатков осок, болотного разнотравья, гипновых и сфагновых мхов (от 50% и более). Из древесных остатков в торфе отмечены кора и древесина березы, сосны, небольшая примесь кедра, пихты (15—35%).

При условии преобладания среди травянистых остатков корешков того или иного вида осок выделяются три варианта древесно-осокового торфа: *appropinquata, cespitosa* и *lasiocarpa.*

Древесно-тростниковый торф формируется в биогеоценозах древесно-тростникового типа. Он в основном встречается в лесостепи в придонных слоях низинных торфяных залежей. Реже этот вид торфа переслаивает тростниковый и осоковый торф в южной тайге, в подтайге.

Основные показатели (степень разложения, зольность, влажность, pH, характеризующие группы видов торфов, указаны по книге Е. И. Скобеевой, Г. В. Голгофской, О. Л. Лисс и др. Классификация растительного покрова болот и видов торфа центральной части Западной Сибири (1975).

В растительном волокне древесно-осокового торфа присутствуют (от 15 до 35%) остатки коры и древесины березы, сосны, кедра. В травяной массе преобладают остатки тростника, постоянно присутствуют хвощ, корневищные и кочкарные осоки, единично встречаются гипновые мхи.

Древесно-вейниковый торф встречается редко, преимущественно на притеррасных болотах. Он формируется в биогеоценозах березово-вейникового типа в условиях наиболее богатого водно-минерального питания грунтовыми и поверхностно-сточными водами. В растительном волокне торфа преобладают (до 50—60%) остатки вейника *(Calamagrostis neglecta).* Из древесных — обычны кора и древесина березы. В небольшом количестве отмечены остатки тростника, осок, эвтрофных видов сфагновых мхов.

Древесно-хвощовый торф формируется в биогеоценозах березово-хвощового типа. Он встречается тоже редко в виде вкраплений в торфяные отложения поименно-притеррасного залегания и первых надпойменных террас. Ботанический анализ растительных остатков выявляет до 15—35% древесных остатков (в основном кора и древесина березы, ивы) и до 60—65% остатков хвоща с примесью осок *(Carex lasiocarpa, C. rostrata, C. omskiana, C. acuta,* C. *limosa),* болотного разнотравья, сфагновых и гипновых мхов.

Древесно-папоротниковый торф формируется в сограх. Он встречается очень редко в торфяных залежах пойменного и поименно-притеррасного залегания, где образует слои мощностью до 0,5 м.

Основным растением-торфообразователем (до 65—80%) является папоротник (преимущественно *Thelypteris palustris).* Из древесных пород обычны кора и древесина березы, сосны, ели, ивы (15—35%).

Древесно-вахтовый торф также формируется в сограх на болотах поименно-притеррасного залегания. Он образует слои небольшой мощности. Из растительных остатков обычны кора и древесина березы, сосны, ели (15—35%) в сочетании с остатками вахты (до 65—80%).

Древесно-шейхцериевый торф встречается очень редко в придонных слоях торфяных залежей ложбин древнего стока. Слои этого торфа по мощности не превышают 1—2 м.

Основную массу растительного волокна торфа составляют ос-

татки *Scheuchzeria palustris* (до 50—60%) и древесины (15—30%). Характерна примесь осок, вахты, хвоща, тростника, вейника, небольшого количества эвтрофных *(Sphagnum obtusum, S. teres)* и олиготрофных *(S. angustifolium, S. magellanicum)* сфагновых мхов.

Древесно-пушицевый торф образуется в биогеоценозах березово-сосново-елово-кедрово-пушицевого (травяного) типа с угнетенным древесным ярусом с господством *Eriophorum polystachion.* Этот вид торфа встречается в сочетании с древесно-травяным торфом. Основные компоненты растительного волокна — кора, древесина березы, сосны, ели, кедра (15—35%) и остатки пушицы многоколосковой (40—70%).

Древесно-травянои торф формируется в биогеоценозах березово-(сосново-елово-кедрово-) травяного типа с угнетенным древесным ярусом и пышно развитым травяным покровом. Этот вид торфа встречается в залежах всех ботанико-географических зон» Древесно-травянои торф образует придонные пласты в залежах верхового, смешанного и переходного типов на водораздельных равнинах, высоких и низких террасах.

В растительном волокне древесно-травяного торфа присутствует большое количество остатков разнообразных торфообразователей — пушицы, вахты, шейхцерии, хвоща, тростника, осок *(Carex lasiocarpa, C. rostrata, C. cespitosa, C. appropinquata, C. diandra, C. riparia, C. acuta, C. limosa* и др.), с небольшой примесью остатков вейника, очеретника, белокрыльника, папоротника. В торфе всегда присутствуют и остатки (не более 10%) сфагновых эвтрофных *(Sphagnum obtusum, S. subsecundum, S. centrale)* и олиготрофных *(S. magellanicum, S. fuscum)* мхов. В небольшом количестве встречаются остатки гипновых мхов (представители родов *Drepanocladus, Calliergon, Scorpidium scorpioides).* Древесные остатки составляют 15—35% — кора и древесина березы, сосны, ели, пихты, ивы. Древесно-травянои торф — это сборный вид. Остальные виды торфов, относящиеся к древесно-травянои группе, можно рассматривать как варианты древесно-травяного торфа.

Виды торфа, объединяемые в древесно-травяную группу, характеризуются следующими показателями: степень разложения 36%, а =7,9%; зольность — 12,8%, а = 9,5%; влажность 87,0%, *а* =4,7%; pH 4,8—6,4.

Древесно-моховая группа включает два вида торфа. Для Западной Сибири это довольно редкие виды.

Древесно-гипновый торф формируется в биогеоценозах древесно-гипнового типа в условиях питания жесткими водами в основном на болотах притеррасного залегания в придонных слоях. В этом виде торфа остатки коры, древесины березы, сосны составляют до 15—35%. Остатки травянистых растений представлены осоками, вахтой, шейхцерией, хвощом. Из сфагновых мхов в небольшом количестве встречаются остатки *Sphagnum centrale, S. warnstorfii, S. magellanicum, S. angustifolium.* На долю остатков гипновых мхов приходится до 50—70% — *Hamatocaulis vernicosus, Drepanocladus sendtneri, Meesia triquetra, Calliergon glganteum.*

Древесно-сфагновый торф формируется в биогеоценозах древесно-сфагнового типа по обводненным окраинам олиготрофных болот водораздельного залегания в условиях питания мягкими грунтовыми водами. Ботанический состав этого вида торфа выявляет до 15—35% остатков коры и древесины березы, сосны, кедра, примесь осок, пушицы многоколосковой, шейхцерии незначительна. Главный компонент в растительном волокне — остатки эвтрофных сфагновых мхов *(Sphagnum obtusum, S. subsecundum, S. warnstorfii, S. centrale)* с небольшой примесью (до 10%) олиготрофных сфагновых мхов *(S. angustifolium, S. magellanicum).*

Р. Г. Матухин, В. Г. Матухина, И. П. Васильев и др. (2000) выделяют и древесно-моховый торф. Фактически это сборный вид, формирующийся в соргах. Растительное волокно этого вида торфа состоит из остатков лиственных и хвойных древесных пород, болотного разнотравья, гипновых и сфагновых мхов. Последние присутствуют в торфе приблизительно в равном количестве.

Вид торфа, характеризующийся подобным набором остатков растений-торфообразователей, по нашим данным, встречается редко.

Виды торфа, объединяемые в древесно-моховую группу, характеризуются следующими показателями: степень разложения 36%, а = 9%; зольность — 8,7%, о = 6,5%; влажность 88,2%, а = 3,2%.

Травяная группа включает девять видов. Виды торфа, относящиеся к этой группе, достаточно широко представлены в строении торфяных отложений Западной Сибири.

Осоковый торф формируется в биогеоценозах осокового

типа. В Западной Сибири это один из наиболее распространенных видов торфа. Он встречается во всех ботанико-географических зонах, однако наибольшее участие в сложении торфяных залежей принимает в лесостепи. Широкий диапазон встречаемости этого вида торфа обусловливает подразделение его на варианты: *lasiocarpa-торф, omskiana-торф* и *cespitosa-торф. Lasiocarpa-торф* приурочен к таежной зоне, где он принимает участие в сложении низинных залежей водораздельного залегания. *Cespitosa-торф* характерен для пойменных болот. В лесостепи этот вариант осокового вида торфа совместно с omskiana-торфом формирует торфяную толщу водораздельных займищных болот. В залежах олиготрофных болот водораздельного залегания или высоких террас осоковый торф подстилает толщи торфов верхового или переходного типов, образуя небольшие придонные пласты на глубине 4—6 м. На болотах низких террас осоковый торф образует более мощные пласты, подстилая верховые, переходные, смешанные залежи или нацело формируя осоковую залежь в окраинных биогеоценозах. В этих случаях мощность низинного осокового торфа колеблется в пределах 1—4 м.. В подтайге и в лесостепи низинный осоковый торф образует пласты торфа мощностью до 4—5 м или встречается отдельными слоями по всей глубине торфяных отложений. В тундре и лесотундре пласты осокового торфа по мощности не превышают 30—50 см.

Растительное волокно *пушицевого низинного торфа,* в отличие от пушицевого верхового торфа, состоит из остатков эвтрофных видов пушиц *(Eriophorum polystachion, E. latifolium)* в сочетании с остатками болотного разнотравья, сфагновых и гипновых мхов.

Папоротниковый торф описан Е. Д. Лапшиной (1985). В поймах р. Оби на юге Томской области папоротниковые сообщества (доминант — *Thelypteris palustris)* образуют этот торф. Папоротниковый торф приурочен в основном к нижним горизонтам торфяных залежей и встречается достаточно редко. Помимо остатков папоротника *Thelypteris palustris* в растительном волокне этого вида торфа присутствуют остатки осок *(Carex cespitosa, C. lasiocarpa),* вахты, тростника, эвтрофных видов сфагновых мхов *(Sphagnum teres, S. subsecundum, S. riparium).*

Травяной торф формируется в биогеоценозах травяного типа с достаточно разнообразным по видовому составу набором расте-

ний-торфообразователей в травяном и моховом ярусах. Большая пестрота в растительном покрове отразилась и на характере ботанического состава травяного торфа. Он встречается в торфяных залежах всех типов, но в основном образует придонные слои.

Тростниковый торф формируется в биогеоценозах тростникового типа. Этот вид торфа встречается в залежах низинного типа, он образует мощные толщи или переслаивает осоковые и осоково-гипновые пласты в болотных системах пойменного залегания низких террас. В лесостепи тростниковый торф нередко слагает залежь в займищах на водораздельных равнинах.

В растительном волокне тростникового торфа доминируют остатки (до 50—60%) тростника с примесью остатков корневищных, кочкарных осок, вахты, хвоща, вейника.

Вейниковый торф формируется в биогеоценозах вейникового типа. Он не имеет широкого распространения, встречается в строении торфяных залежей пойменного притеррасного залегания, обычен в лесостепных займищах. В растительном волокне торфа доминирует вейник *(Calamagrostis neglecta,* реже *C. langsdorffii).* На долю его остатков приходится до 70—80% растительной массы. Примесь образуют остатки осок, хвоща, вахты, тростника, в меньшей степени сфагновых и гипновых мхов.

Хвощовый торф формируется в сильно обводненных биогеоценозах хвощового типа. Хвощовый торф в торфяных залежах встречается редко. Он образует придонные маломощные слои. Более широко он представлен в лесостепи, где образует более мощные пласты. В растительном волокне хвощового торфа до 50% составляют остатки хвоща. Остальная часть волокна представлена остатками осок и болотного разнотравья.

Вахтовый торф формируется в обводненных биогеоценозах вахтового типа. Он приурочен к болотам пойм, речных террас, озерных котловин. Растительное волокно состоит из остатков вахты (до 85%) с примесью остатков корневищных осок *(Carex Umosa, C. rostrata, C. lasiocarpa* и др.), хвоща, тростника, гипновых и сфагновых мхов.

Шейхцериевый торф формируется в биогеоценозах эвтрофного шейхцериевого типа. Он встречается очень редко, в основном в придонных слоях торфяных отложений террас и водораздельных равнин. В растительном волокне шейхцериевого низинного торфа в отличие от шейхцериевого верхового торфа остатки

шейхцерии присутствуют в сочетании с остатками таких эвтрофных видов, как вахта, тростник, хвощ, корневищные осоки *(Carex rostrata, C. lasiocarpa).* Из олиготрофных видов постоянна примесь остатков *Sphagnum magellanicum, S. angustifolium, S. majus.*

Пушицевый торф формируется в биогеоценозах эвтрофного пушицевого типа. Этот вид торфа также встречается очень редко небольшими прослойками в залежах низинного типа.

Т*равяно-моховая группа* включает четыре вида торфа.

Осоково-гипновый торф — один из широко распространенных видов торфа. Он формируется в сильно обводненных биогеоценозах эвтрофного осоково-гипнового типа в условиях питания жесткими грунтовыми водами. В средней и южной тайге этот вид торфа встречается в придонных слоях верховых и смешанных залежей. В этих регионах осоково-гипновый торф образует небольшие слои залежей по окраинам олиготрофных и мезотрофных болот склонов и вторых террас. Значительно более мощные слои (до 5—6 м) осоково-гипновый торф образует на низких террасах, притеррасных частях пойм (в пределах южной тайги и подтайги), а также на болотах межгривных понижений Кеть-Тымского и Кеть-Чулымского междуречий. Наиболее значительные площади пласты осоково-гипнового торфа (до 2—3 м) занимают на Обь-Иртышском междуречье в пределах тайги, подтайги, в лесотундре и в южной тундре.

Растительное волокно этого вида торфа представлено остатками осок *(Carex lasiocarpa, C. rostrata, C. limosa, C. appropinquata C. cespltosa, C. acuta, C. omskiana),* болотного разнотравья (шейхцерия, вахта, пушица многоколосковая). В моховой части волокна преобладают гипновые мхи (35—65%) — *Hamatocaulis vernicosus, Drepanocladus sendtneri, D. aduncus, Pseudocalliergon trifarium, Calliergon giganteum, Meesia triquetra, Scorpidium scorpioides.*

Осоково-сфагновый торф формируется в биогеоценозах эвтрофного осоково-сфагнового типа в условиях питания мягкими грунтовыми водами по периферии болотных систем, в истоках болотных рек, в топях выклинивания. Этот вид торфа распространен во всех географических зонах Западной Сибири, но чаще он встречается отдельными небольшими по площади пластами в ее северной половине.

Основная масса растительного волокна торфа сложена остатками осок, по набору видов сходными с остатками осок в осоко-

во-гипновом торфе. Постоянна примесь остатков шейхцерии, пушицы многоколосковой, вахты, хвоща. Среди остатков мхов преобладают (35—65%) *Sphagnum obtusum, S. subsecundum, S. warnstorfii, S. centrale, S. fallax.* Из олиготрофных видов сфагновых мхов присутствуют (5—10%) остатки *S. angustifolium, S. magellanicum, S. fuscum.*

Шейхцериево-сфагновый (гипновый) торф формируется в биогеоценозах эвтрофного шейхцериево-сфагнового типа, приуроченных к окраинам болотных систем, транзитным топям, истокам болотных рек. Этот вид торфа встречается нечасто, он образует небольшие слои в залежах преимущественно в северной половине Западной Сибири.

В растительном волокне низинного шейхцериево-сфагнового торфа, в отличие от верхового, остатки шейхцерии встречаются в сочетании с остатками эвтрофных видов сфагновых мхов *(Sphagnum obtusum, S. subsecundum, S. centrale, S. riparium).* В торфе отмечена постоянная примесь (до10%) остатков олиготрофных видов сфагновых мхов — *S. magellanicum, S. angustifolium, S. papillosum.* В шейхцериево-гипновом виде торфа среди моховых остатков доминируют остатки гипновых мхов.

Травяно-гипновый торф формируется в сильно обводненных биогеоценозах травяно-гипнового типа с большим разнообразием видов в травяном покрове и преобладанием в моховом ярусе гипновых мхов. По флористическому составу травяно-гипновые фитоценозы сходны с осоково-гипновыми.

Травяно-гипновый торф встречается в низинных типах залежей торфа во всех ботанико-географических зонах Западной Сибири, но наиболее широко он распространен в подтайге и в лесостепи.

Ботанический состав этого вида торфа включает разнообразный по видовому составу набор растительных остатков в соотношениях, типичных для торфов травяно-моховой группы.

В работе Р. Г. Матухина и др. (2000), помимо перечисленных видов торфа, относящихся к травяно-моховой группе, предлагается еще четыре вида: вахтово-гипновый, пушицево-сфагновый, тростниково-сфагновый, травяно-моховой. Эти виды торфа по набору остатков растений-торфообразователей и экологическим условиям формирования очень близки к ранее выделенным видам торфа и фактически являются их вариантами. Выделение их в

самостоятельные виды с точки зрения прикладных целей вряд ли целесообразно.

Моховая группа включает два вида: гипновый и сфагновый.

Гипновый торф образуется в сильно обводненных биогеоценозах эвтрофного гипнового и осоково-гипнового типа. Этот вид торфа более широко встречается в подтайге и в лесостепи в сочетании с осоково-гипновым, где эти виды торфа образуют аналогичные по названию залежи. Растительное волокно гипнового торфа в основном сложено (до 70%) остатками гипновых мхов. По преобладанию остатков отдельных видов гипновых мхов выделяется четыре варианта этого торфа: *Drepanocladus-торф, Scorpidium-торф, Meesia-торф, Calliergon-торф.*

Сфагновый торф формируется в сильнообводненных биогеоценозах сфагнового и осоково-сфагнового типа в условиях питания мягкими грунтовыми водами. В торфяных залежах он встречается небольшими прослойками во всех ботанико-географических зонах Западной Сибири. Более широко он представлен в северной половине этого региона. Растительное волокно торфа на 70% и более состоит из остатков эвтрофных видов сфагновых мхов *(Sphagnum obtusum, S. warnstorffii, S. centrale, S. girgensohnii, S. subsecundum).*

В зависимости от преобладания того или иного из названных видов выделяются соответствующие варианты сфагнового торфа.

Постоянная примесь остатков олиготрофных видов сфагновых мхов не превышает 10%. Из травянистых остатков обычны остатки осок и трав.

Переходный тип торфа.

Древесный переходный торф образуется в биогеоценозах мезотрофного типа, приуроченных к окраинам олиготрофных болотных систем, на небольших мезотрофных болотах притеррасного залегания, на дренированных участках эвтрофных болот. Древесный переходный торф в виде отдельных слоев чаще встречается в торфяных залежах в северных регионах, в более южных регионах этот вид торфа отмечается довольно редко.

В растительном волокне торфа остатки древесных торфообразователей (кора, древесина березы и сосны) составляют 40% и более.

Примесь остатков кедра и пихты незначительна. Остальные остатки представлены в различных соотношениях эвтрофными и олиготрофными видами, относящимися к моховой и травяной

группам: *Carex lasiocarpa, Eriophorum vaginatum, Equisetum palustre, Sphagnum magellanicum, S. angustifolium, S. fuscum, S. obtusum, S. centrale, S. squarrosum.*

Древесный переходный вид торфа имеет наибольшую величину степени разложения — 41%, а = 8%; высокую зольность 8,9%, а = 5,7; пониженную влажность — 85,4%, а = 8,1%. Кислотность торфа — 4,5—5,1.

Древесно-травяная группа включает три вида торфа: древесно-шейхцериевый переходный, древесно-осоковый переходный и древесно-травяной переходный.

Эти виды торфа формируются в достаточно сильно обводненных биогеоценозах с угнетенным древесным ярусом и хорошо развитым травяным покровом. В зависимости от доминантой травяного яруса в растительном волокне торфа преобладают остатки либо осок *(Carex lasiocarpa, C. cespitosa, C. diandra),* либо *Scheuchzeria palustris,* либо болотное разнотравье. Сфагновые и гипновые мхи встречаются в небольших количествах. Древесные остатки составляют 15—35%.

Эти виды торфа более широко представлены в строении торфяных залежей в северных регионах. В подтайге и в лесостепи эти виды торфа почти не встречаются.

Виды торфа, относящиеся в древесно-травяной группе, характеризуются следующими показателями: степень разложения — 35%, *а* = 9,1%; зольность 7,5%, а = 5,8%; влажность 87%, *а* = 3,5%, кислотность 4,3—5,1.

Древесно-моховая группа включает два вида переходного торфа: древесно-сфагновый и древесно-гипновый.

Древесно-сфагновый переходный торф формируется в биогеоценозах мезотрофного типа с угнетенным древесным ярусом и пышно развитым моховым покровом, приуроченных к периферии олиготрофных болотных систем.

Растительное волокно этого вида торфа состоит из остатков древесины и коры (15—35%) сосны и березы с небольшой примесью кедра. Содержание остатков сфагновых мхов не менее 35%. Это олиготрофные *(Sphagnum magellanicum, S. angustifolium, S. fuscum, S. balticum, S. majus)* и эвтрофные *(S. centrale, S. obtusum)* виды. Из травянистых присутствуют остатки *Carex rostrata, C. lasiocarpa, Menyanthes trifoliata, Equisetum palustre.*

Древесно-сфагновый торф довольно широко представлен в

торфяных отложениях почти во всех ботанико-географических зонах Западной Сибири.

Древесно-гипновый вид торфа встречается чрезвычайно редко.

Виды торфа, объединяемые в древесно-моховую группу, имеют показатели, близкие к показателям древесно-травяной группы: степень разложения — 35%, а = 8,9%; зольность 8,68%, а= 6,5%; влажность 88,2%, а = 3,22%; кислотность 4,3—5,0.

Травяно моховая группа объединяет четыре вида торфа. Виды торфа, относящиеся к этой группе, формируются в биогеоценозах мезотрофного осоково-сфагнового, пушицево-сфагнового, шейхцериево-сфагнового и травяно-сфагнового типов. Биогеоценозы этих типов обычно приурочены к окраинным подтопляемым частям крупных олиготрофных болотных систем или же к транзитным топям и топям выклинивания.

Основными компонентами растительного волокна видов торфа, объединяемых в травяно-моховую группу, являются остатки *Eriophorum vaginatum, Carex lasiocarpa, C. rostrata, Scheuchzeria palustris* (40—60%) в сочетании с остатками эвтрофных и олиготрофных видов сфагновых мхов: *Sphagnum obtusum, S. centrale, S. subsecundum.* Примесь болотного разнотравья незначительна.

Наиболее распространенными являются осоково-сфагновый и шейхцериево-сфагновый переходные виды торфа.

Осоково-сфагновый переходный торф по ботаническому составу подразделяется на два варианта: с учетом в моховом волокне остатков либо олиготрофных видов сфагновых мхов *(Sphagnum angustifolium, S. magellanicum),* либо эвтрофных *(Sphagnum centrale, S. obtusum, S. warnstorfii, S. subsecundum).*

Первый вариант осоково-сфагнового торфа отличается широким диапазоном распространения, второй вариант чаще встречается в подтайге и в лесостепи. По глубине залежи слои осоково-сфагнового переходного торфа располагаются неравномерно и небольшими по мощности слоями. В верховых залежах осоково-сфагновый торф встречается на глубине от 1,0 до 6,5 м, в переходных с поверхности до глубины 6,0—6,5 м. Самостоятельные залежи этот вид торфа образует и в мелкозалежных болотах мезотрофного типа.

Шейхцериево-сфагновый переходный торф более распростра-

нен в северных регионах, где он подстилает слои верхового торфа.

Виды торфа, относящиеся к травяно-сфагновой группе, характеризуются следующими показателями: степень разложения 27,5%, а = 7,5%; зольность 6,7%, а = 5,5%; влажность **90,0%,** а = 3,3%; кислотность 4,4—5,0.

Травяная переходная группа объединяет четыре вида переходного торфа: *пушицевый, шейхцериевый, осоковый* и *травяной.*

Эти виды торфа образуются в сильно обводненных мезотрофных биогеоценозах пунгацевого, шейхцериевого, осокового и травяного типов.

Основную массу растительного волокна (более 40%) в этих видах торфа соответственно слагают: *Eriophorum vaginatum, Scheuchzeria palustris, Carex lasiocarpa, C rostrata.* В травяном переходном торфе ни один из травянистых остатков не достигает 40%.

Присутствие древесных остатков не превышает 10%. Остатки сфагновых мхов (до 30%) представлены как олиготрофными *(Sphagnum magellanicum, S. angustifolium, S. fuscum),* так и эвтрофными *(S. obtusum, S. cent rale)* видами.

Переходные виды торфа, относящиеся к травяной группе, в основном встречаются в таежной и более северных зонах. Они либо подстилают пласты верхового торфа, либо встречаются отдельными пластами по всей глубине торфяных отложений.

Виды торфа, объединяемые в травяную группу, характеризуются следующими показателями: степень разложения 31%, *а* = 8,4%; зольность 6,7%, *а* = 6,0%; влажность 89,3%, *с* = 2,9%; кислотность 4,3—5,1.

Моховая переходная группа представлена двумя видами: *гипновый переходный* и *сфагновый переходный.*

Эти виды торфа формируются по окраинам олиготрофных болотных систем в сильно обводненных мезотрофных биогеоценозах гипнового (в условиях питания жесткими водами) и сфагнового (в условиях питания более мягкими водами) типов.

Соответственно в растительном волокне этих видов торфа преобладают (до 70%) остатки либо гипновых *(Meesia triquetra, Drepanocladus sendtneri, Calliergon giganteum, Pseudocalliergon trifarium),* либо сфагновых *(Sphagnum magellanicum, S. fuscum, S. angustifolium, S. subsecundum, S. obtusum, S. centrale)* мхов.

Эти виды торфа встречаются во всех ботанико-географических зонах либо под пластами верхового торфа, либо (в основном сфагновый переходный) формируют переходные залежи.

Виды торфа, объединяемые в моховую группу, отличаются наименьшей величиной степени разложения 23%, а = 3,6% и наибольшей влажностью 91,4%, а = 2,3%; зольность 6,8%, а = 6,2% и кислотность 4,0—5,0 мало отличаются от аналогичных показателей других групп.

К ***верховому типу*** относится 16 видов торфа. Даиболее широко виды торфа верхового типа распространены в таежной зоне, где они образуют мощные залежи, занимающие огромные площади на водораздельных равнинах и высоких террасах.

Древесная группа включает один вид торфа — *сосновый,* который встречается очень редко. Он образует небольшие слои по периферии болотных систем водораздельных равнин и высоких террас.

Растительное волокно торфа сложено остатками коры и древесины сосны (40—60%), вересковых кустарничков, пушицы влагалищной и сфагновых мхов *(Sphagnum fuscum, S. magellanicum, S. angustifolium).* Этот вид торфа образуется в хорошо дренированных биогеоценозах сосново-кустарничково-сфагнового типа с хорошо развитым древесным ярусом.

Кустарничковая группа тоже включает только один вид — *кустарничковый торф,* достаточно редкий для торфяных отложений Западной Сибири.

Он формируется в биогеоценозах сосново-кустарничково-сфагнового типа с наиболее хорошо развитым кустарничковым ярусом, общее проективное покрытие которого составляет 85—90%, поэтому в растительном волокне на долю остатков кустарничков приходится не менее 40—45%. Кустарничковый торф образует маломощные прослойки.

Древесно-травяная группа включает два вида торфа.

Сосново-осоковый торф образуется в биогеоценозах сосново-осокового типа, обычно приуроченных к окраинам олиготрофных болотных систем водораздельного и террасного залегания. Этот вид торфа характерен именно для Западной Сибири. Аналоги этого вида торфа в Европейской части России не выявлены.

Растительное волокно сосново-осокового торфа сложено остатками коры и древесины сосны, иногда с примесью остатков кедра, березы и вересковых кустарничков. Из травянистых ос-

татков постоянна примесь осоки шаровидной и небольшое количество остатков пушицы. Из мхов присутствуют остатки олиготрофных сфагновых мхов — *Sphagnum magellanicum, S. angustifolium, S. fuscum.*

Сосново-пушицевый торф формируется в дренированных биогеоценозах сосново-пушицевого типа. Этот вид торфа в торфяных залежах встречается маломощными прослойками преимущественно на глубине 0,5—1,5 м.

Растительное волокно этого вида торфа представлено остатками сосны в количестве от 15 до 35%, иногда с небольшой примесью кедра. Остатки пушицы влагалищной составляют 35—50%. Постоянна примесь сфагновых мхов — *Sphagnum magellanicum, S. angustifolium,* редко *S. fuscum.*

Виды торфа, относящиеся к древесно-травяной группе, характеризуются следующими показателями: степень разложения 41%, а = 9,45%; зольность 4,0%, а - 2,3%; влажность 87,8%, а = 3,5%; кислотность 3,0—3,7.

Древесно-моховая группа включает один вид торфа — *сосново-сфагновый,* который формируется в биогеоценозах сосново-сфагнового типа. Этот вид торфа образует небольшие прослойки в залежах верхового типа в тундре, лесотундре, в таежной зоне.

В зависимости от преобладания в растительном волокне торфа остатков сфагновых мхов, принадлежащих к соответствующим видам, выделяются три варианта сосново-сфагнового торфа: *Fuscum, Magellanicum, Angustifolium.*

Торф, относящийся к древесно-моховой группе, характеризуется следующими показателями: степень разложения 34%, ***а*** = 10,7%; зольность 5,83%, *а* = 5,4%; влажность 88,4%, ***а*** = 2,8%; кислотность 3,2—3,8.

Кустарничково моховая группа тоже представлена одним видом торфа.

Кустарничково-сфагновый торф образуется в биогеоценозах кустарничково-сфагнового типа, которые представляют одну из первых стадий трансформации сфагновых и травяно-сфагновых топей в биогеоценозы сосново-кустарничково-сфагнового типа. Этот вид торфа образует слои мощностью 0,2—0,4 м на олиготрофных болотах террас и водоразделов. Растительное волокно кустарничково-сфагнового торфа состоит из остатков вересковых кустарничков *(Ledum palustre, Chamaedaphne calyculata, Andromeda polifolia)* (до 30—50%), сфагновых мхов *(Sphagnum fuscum, S. angustifolium, S. magellanicum, S. balticum)* (20—30%), *Scheuchzeria palustris, Eriophorum vaginatum.*

Травяная группа включает два вида: *шейхцериевый* и *пушицевый.* Оба вида образуются в обводненных биогеоценозах шейхцериевого или пушицевого типа.

Растительное волокно шейхцериевого верхового торфа в основном состоит из остатков шейхцерии. В отличие от шейхцериевого переходного и низинного торфа, помимо шейхцерии, в торфе присутствуют остатки исключительно олиготрофных видов трав и сфагновых мхов: *Carex limosa, Sphagnum ma jus, S. jensenii, S. angustifolium, S. magellanicum, S. fuscum.*

Шейхцериевый торф обычно встречается в сочетании с шейхцериево-сфагновым. Это достаточно распространенные виды торфа, особенно в таежной зоне. Они образуют мощные пласты в болотных системах водораздельного и террасного залегания.

Пушицевый торф образует небольшие по мощности слои, приуроченные либо к периферии болот, либо к придонным отложениям торфа. Он встречается преимущественно в тайге, .лесотундре, тундре.

Пушицевый верховой торф, в отличие от пушицевого переходного и низинного торфа, состоит из остатков пушицы влагалищной — *Eriophorum vaginatum.* В качестве примеси присутствуют тоже исключительно олиготрофные виды сфагновых мхов: *Sphagnum angustifolium, S. magellanicum, S. fuscum.*

Виды торфа, относящиеся к травяной группе, характеризуются следующими показателями: степень разложения 31%, а = 9,82%; зольность 4,45%, а - 4,3%; влажность 88,5%, а = 3,9%; кислотность 3,0—3,8.

Травяно-моховая группа в основном включает три вида торфа: *шейхцериево-сфагновый, пушицево-сфагновый, осоково-сфагноеый.* Р. Г. Матухин и др. (2000) выделяют еще четвертый, травяно-сфагновый вид торфа. Этот вид встречается очень редко. Поэтому как для практики торфоразведочных работ, так и для других прикладных целей он не представляет интереса.

Шейхцериево-сфагновый вид образуется как в обводненных шейхцериево-сфагновых топях, так и в биогеоценозах грядово-мочажинного типа.

Растительная масса этого вида торфа сложена остатками шейхцерии и влаголюбивых сфагновых мхов: *Sphagnum bal-*

ticum, S. majus, S. jensenii. Примесь S. *angustifolium* незначительна. Из травянистых остатков всегда присутствует примесь *Eriophorum vaginatum.*

Шейхцериево-сфагновый торф принимает значительное участие в стратиграфии торфяных отложений Западной Сибири, особенно в таежной зоне. Он образует пласты мощностью от 0,5 до 6,5 м на водораздельных равнинах и высоких террасах.

Пушицевосфагновый торф образуется в биогеоценозах пушицево-сфагнового типа. Он встречается в торфяных залежах по всем ботанико-географическим зонам Западной Сибири. Обычно он образует слои небольшой мощности.

Основными компонентами в растительном волокне этого вида являются остатки *Eriophorum vaginatum* в сочетании со *Sphag num magellanicum* и *S. angustifolium.*

Осоково-сфагновый торф образуется в биогеоценозах осоково-сфагнового типа, приуроченных к окраинам олиготрофных болотных систем. Биогеоценозы этого типа генетически связаны с сосново-осоковыми. Соответственно и осоково-сфагновый торф встречается небольшими прослойками по окраинам болотных систем в сочетании с сосново-сфагновым торфом.

Растительное волокно осоково-сфагнового торфа образовано в основном остатками *Carex globularis* (20—30%) с небольшой примесью (до 10%) *Eriophorum vaginatum.* Основную массу волокна (60—70%) составляют сфагновые мхи: *Sphagnum fuscum, S. magellanicum, S. angustifolium.*

Виды торфа, относящиеся к травяно-моховой группе, характеризуются следующими показателями: степень разложения 26%, а = 9,3%; зольность 4%, а = 3,1%; влажность 90,9%, а = 3,4%; кислотность 3,3—3,8.

Моховая группа включает пять видов. Эти виды торфа наиболее широко представлены в стратиграфии торфяных отложений Западной Сибири. Именно эти виды в основном слагают торфяные залежи верхового и смешанного типов. В зависимости от видового состава остатков сфагновых мхов в моховой группе можно выделить две подгруппы: моховая грядовая и моховая мочажинная. Моховая грядовая объединяет виды торфа, в которых растения-торфообразователи являются более сухолюбивыми видами, т. е. по условиям произрастания приурочены к положительным элементам микрорельефа. Вторая подгруппа объединяет виды торфа, растения-торфообразователи которых предпочи-

тают понижения в микрорельефе (мочажины) разной степени увлажнённости. К моховой грядовой подгруппе относятся: фускум-, ангустифолиум-, магелланикум-торф.

Фускум-торф — один из наиболее распространённых видов. Он встречается во всех ботанико-географических зонах Западной Сибири. Этот вид торфа формируется в основном в биогеоценозах сосново-кустарничково-сфагнового типа (рямах) и в т. н. фускум-биогеоценозах.

Фускум-торф отличается наиболее высоким содержанием остатков *Sphagnum fuscum:* 40—70%, иногда и **100%.** Из остатков других видов сфагновых мхов, кроме *S. fuscum,* обычно присутствуют остатки S. *magellanicum, S. angustifolium* (до 10—15%). В небольшом количестве встречаются и мочажинные виды: S. *balticum, S. majus.* В травянистых остатках довольно обычны пушица и шейхцерия, из древесных — остатки коры сосны. Редко встречаются корешки вересковых кустарничков. Особенность западно-сибирского варианта фускум-торфа, в отличие от европейского,— присутствие (до 10%) остатков эвтрофных видов растений-торфообразователей, например, *Carex lasiocarpa, C. rostrata.* Остатки эвтрофных видов встречаются преимущественно в отложениях из фускум-торфа, приуроченных к придонным горизонтам. Фускум-торф участвует в сложении различных видов торфяных залежей, относящихся к верховому, смешанному, переходному и даже низинному типам. В средней и южной тайге этот вид торфа обычно доминирует в верхних пластах торфяных залежей до глубины 2,5—3,0 м. На хорошо дренированных участках выпуклых болот мощность слоев фускум-торфа возрастает до 6,0—6,5 м. В подзоне берёзово-осиновых лесов и в лесостепи мощность пластов из фускум-торфа снижается до 3,0—3,5 м. Однако в отдельных рямах мощность слоя фускум-торфа достигает 7,0—9,0 м.

Ангустифолиум-торф — формируется в биогеоценозах сосново-сфагнового, пушицево-сфагнового и кустарничково-сфагнового типа, приуроченных к окраинам болот. В торфяных залежах этот вид торфа образует слои небольшой мощности и встречается с поверхности до глубины 1,5—2,0 м. Слои торфа большей мощности этот вид образует очень редко. Ангустифолиум-торф обычно встречается в торфяных отложениях террас и водоразделов.

В растительном волокне этого вида торфа преобладают остатки *Sphagnum angustifolium* (до 59—90%) с постоянной примесью

остатков *S. magellanicum* и S. *fuscum*. Из травянистых остатков обычны *Eriophorum vaginatum, Scheuchzeria palustris,* реже встречается *Carex limosa*. Из древесных остатков встречаются кора и древесина сосны.

Магелланикум-торф — по встречаемости занимает второе место после фускум-торфа. Он образуется в биогеоценозах сосново-кустарничково-сфагнового, сосново-сфагнового типов, в моховом ярусе которых доминантом является *Sphagnum magellanicum*. Магелланикум-торф участвует в сложении торфяных залежей во всех ботанико-географических зонах Западной Сибири. Тем не менее, наиболее часто он встречается в таёжной зоне. Растительное волокно этого вида торфа до 60—70% состоит из остатков *Sphagnum magellanicum* с примесью (до 10%) S. *angustifolium* и *S. fuscum*. Редко встречаются остатки мочажинных видов сфагновых мхов: *S. balticum, S. majus.* Из травянистых остатков обычна *Eriophorum vaginatum,* реже *Scheuchzeria palustris, Carex limosa, C. lasiocarpa, C. globularis.* Примесь остатков древесины, коры сосны, корешков кустарничков крайне незначительна.

Сфагновый мочажинный торф образуется в комплексах биогеоценозов грядово-мочажинного, грядово-мочажинно-озеркового типов, а также в сильно обводнённых сфагновых топях. В залежах этот вид торфа располагается пластом до глубины 1,0—2,0 м (от поверхности). В редких случаях мощность мочажинного торфа достигает 4,5—4,6 м. Мочажинный торф состоит или из смеси остатков мочажинных растений-торфообразователей (главным образом, остатки *Sphagnum majus, S. balticum),* или он представлен каким-либо одним видом из сфагновых мхов, произрастающих в условиях повышенного увлажнения. В таком случае выявляются варианты мочажинного вида торфа: *majus*-торф, *balticum-торф, jensenii-торф, papillosum-тотрф.* Из травянистых остатков обычна примесь до 10—15% *Carex limosa* и *Scheuchzeria palustris.*

Комплексный торф — также образуется в комплексах биогеоценозов грядово-мочажинного, грядово-мочажинно-озеркового типов. Это тоже один из наиболее распространённых видов торфа. По составу растений-торфообразователей он представляет собой смесь остатков растений мочажинных и грядовых местообитаний. Из мочажинных видов обычны остатки *Sphagnum majus, S. balticum, S. papillosum, S. lindbergii, Carex limosa,*

Scheuchzeria palustris, Rhynchospora alba, из грядовых — *S. angustifolium, S. magellanicum, S. fuscum, Eriophorum vaginatum.* Такой набор растительных остатков — результат попадания бура на контакт гряда-мочажина и последующего отбора образцов торфа из такой пограничной зоны.

Комплексный торф слагает торфяную залежь болотных биогеоценозов, приуроченных преимущественно к средней и южной тайге. Этот вид торфа встречается в основном в верхних слоях залежи (до глубины 2,0). Но нередко мощность пласта комплексного торфа достигает 5,0—6,0 м.

Виды торфа, относящиеся к моховой группе, отличаются наименьшей степенью разложения (13%, *а* = 7,8%), наименьшей зольностью (3,42%, а = 1,14). Влажность этих видов торфа наиболее высокая — 93,3%, о" — 2,00%. Кислотность — наименее низкая, 2,9—3,6.

3.2. Особенности ботанического состава, водно-физических и физико-механических свойств видов торфа

3.2.1. Ботанический состав видов торфа

Свойства торфяных отложений зависят от ботанического состава слагающих их видов торфа. Различные сочетания остатков растений-торфообразователей определяют величины степени разложения, зольности, влажности, кислотности торфа. По этим показателям можно судить о водно-физических и водно-механических свойствах торфа, знание которых необходимо для проведения различных инженерных расчётов, связанных с освоением заболоченных территорий.

По изменению этих показателей в пределах видов торфа и их групп в зависимости от географического и геоморфологического положения болот можно судить о пространственно-временных сменах биогеоценозов болотных типов.

Состав растений-торфообразователей в значительной степени отражает и региональные структурно-функциональные особенности этих типов биогеоценозов. Ботанический состав многих видов торфа Западной Сибири отличается от аналогичных по наименованию видов торфа европейской части России (Еркова, 1957).

Для многих видов торфа Западной Сибири характерно при-

сутствие: из древесных — остатков коры и древесины кедра, лиственницы, пихты: из травянистых — корешков и эпидермиса *Carex globularis, C. acuta, C. ЪихЪaumu, Baeothryon cespitosum, Scolochloa festucacea;* из мхов — *Drepanocladus aduncus, Pseudocalliergon trifarium.*

Среди остатков сфагновых мхов в торфе Западной Сибири чаще, чем в торфе европейской части России, встречаются остатки *Sphagnum lindbergii, S. aongstroemii, S. compactum.* В мочажинном торфе Западной Сибири доминируют остатки *S. majus и S. balticum,* к которым обычно примешиваются *S. jensenii, S. papillosum* и чрезвычайно редко присутствуют остатки *S. cuspidatum.* Для северо-запада европейской части России *S. cuspidatum* является довольно частым мочажинным видом. В Западной Сибири в сложении залежей верхового типа участвуют сосново-осоковый и осоково-сфагновый виды торфа с *Carex globularis.* Эти залежи отсутствуют в стратиграфии торфяных отложений европейской части России. Региональной особенностью ботанического состава многих низинных видов торфа Западной Сибири является и присутствие остатков олиготрофных видов сфагновых мхов. Олиготрофность низинных видов торфа возрастает в направлении с юга на север. Эта особенность ботанического состава низинных видов торфа также определяет специфику таких показателей, как степень разложения, зольность, влажность, кислотность.

Поэтому характеристики свойств торфа европейской части России не следует полностью переносить на аналогичные виды торфа Западной Сибири. Большинство видов торфа, встречающихся как в Западной Сибири, так и в европейской части России, образуют западно-сибирские варианты одноимённых видов (Еркова, 1957).

3.2.2. Степень разложения

Многие виды торфа Западной Сибири (особенно верхового типа) отличаются несколько пониженными показателями степени разложения по сравнению с одноимёнными видами торфа европейской части России (Классификация..., 1975; Лисс, 1964, 1965-а, б, 1967-а, б).

В пределах каждого типа торфа наблюдается резкое увеличение величины степени разложения (до 65%) для видов

торфа, относящихся к древесной, древесно-травяной и древесно-моховой группам. Относительно высокую степень разложения (35—45%) имеют и виды торфа травяной группы верхового типа. Минимальные значения (5—10%) этот показатель имеет у видов торфа, относящихся к моховой группе. Прямой зависимости величины степени разложения от глубины залежи не обнаружено.

Величина степени разложения отражает условия увлажнения, в которых формируются соответствующие виды .торфа (Тюремнов, 1949), а также характер температурного режима вегетационного периода. Поэтому этот показатель может быть использован в качестве одного из индикаторов для реконструкции климатических условий голоцена.

3.2.3. Зольность

Величина зольности видов торфа в Западной Сибири значительно превышает этот показатель одноимённых видов торфа в европейской России (Классификация..., 1975). Для низинных и переходных видов торфа выявлено более существенное увеличение этого показателя в восточных и особенно южных засоленных районах Западной Сибири. Низинные виды торфа, сформировавшиеся в речных долинах, отличаются не только большими показателями зольности по сравнению с зольностью одноимённых видов торфа водораздельных равнин, но и резкими её колебаниями по разрезу. Причиной этого является постоянное поступление с грунтовыми водами солей железа (в центральных районах Западной Сибири) и кальция (на юге этой территории).

Причиной повышения зольности некоторых видов торфа в Западной Сибири, несмотря на высокую обводнённость болот этой территории в течение всего голоцена, является и постоянный снос минеральных частиц с окружающих возвышенностей на поверхность болот, что в некоторой степени является результатом отрицательных тектонических движений, отмечаемых на большей части заболоченной территории исследуемого региона (Виноградова, 1957).

Средняя зольность видов торфа верхового типа, независимо от принадлежности к соответствующей группе и географического положения болот, колеблется в довольно узких пределах (2,5—5%). Низкими показателями зольности характеризуются

и переходные виды торфа (2,5—8%). Заметно увеличение зольности (до 30%) у видов торфа низинного типа, особенно у торфов древесной, древесно-травяной и древесно-моховой групп. Среди видов торфа низинного типа нередко встречаются высокозольные виды торфа с зольностью 20—30% (Классификация..., 1975).

3.2.4. Состав минеральной части видов торфа

Минеральная часть торфяных отложений Западной Сибири независимо от принадлежности к типу значительно богаче, чем торфов европейской части России (Классификация..., 1975). Это связано с условиями генезиса болот Западной Сибири. Например, торфяные отложения в бассейне р. Конды, районе, подверженном активным отрицательным тектоническим процессам, обогащались зольными компонентами за счёт вторичных эрозионных сносов с окружающих повышений. Торфяные отложения в подтайге и в лесостепи обогащались минеральными компонентами за счёт сильно минерализованных делювиальных и грунтовых вод, насыщенных кальцием, железом, магнием.

Виды торфа, сформировавшиеся на юге Западной Сибири, содержат в минеральной части значительно большее количество зольных компонентов, чем виды торфа северных территорий.

На формирование органической массы и количественного соотношения химических компонентов торфов Западной Сибири большое влияние оказывает зольный состав отдельных видов растений. Высокое содержание в минеральной части видов торфа всех типов соединений кальция и железа существенно снижает содержание битумов и гуминовых кислот в их органической массе. Особенно богаты кальцием виды торфа низинного типа, формирующиеся в лесостепи. Содержание кальция в некоторых видах торфа в два раза больше, чем в одноимённых видах торфа европейской части России. Вариация содержания кальция особенно велика в торфе древесной и древесно-моховой групп. В переходных и верховых видах торфа содержание кальция значительно ниже и приближается к содержанию его в аналогичных видах торфа европейской части России.

В торфах низинного типа, особенно древесной группы, отмечено высокое содержание соединений железа. Значительно беднее железом виды торфа переходного типа, хотя количество этого компонента выше, чем в торфе европейской части России. В торфе верхового типа содержание железа незначительно и по большинству видов торфа близко к торфам европейской части России.

Почти все виды торфа в Западной Сибири (особенно низинного типа) отличаются высоким содержанием соединений фосфора, причём, количество этого компонента для отдельных видов торфа превышает почти в 2—3 раза содержание его в одноимённых торфах европейской России. Количество фосфора в торфах заметно уменьшается с переходом от низинного к верховому типу, оставаясь тем не менее заметно выше, чем в торфах европейской России.

Содержание соединений серы во всех видах торфа в Западной Сибири несколько ниже, чем в европейской России. В последнее время наблюдается обогащение соединениями серы верхнего горизонта торфяной залежи в районах нефтепромыслов за счёт оседания на поверхности болот продуктов сгорания сопутствующих газов.

По содержанию соединений азота особенно выделяется низинный торф.

Высокое содержание остатков сфагновых мхов и минимальное содержание остатков древесных и кустарничковых пород определили не только закономерное увеличение содержания углеводного комплекса, снижение количества битумов и гуминовых кислот, но и связанное с этим снижение содержания углерода и уменьшение теплотворной способности для всех видов торфа в центральной части Западной Сибири (Классификация..., 1975).

3.2.5. Состав органической массы видов торфа

Виды торфа в Западной Сибири отличаются от европейских более высоким содержанием углеводов. Это связано с высокой обводнённостью болот и значительным участием в их органической массе сфагновых мхов. Содержание углеводов заметно увеличивается по мере торфонакопления при переходе от низинных к верховым видам торфа и с переходом от древесных к моховым. Для всех видов отмечается тенденция уменьшения содержания углеводов с увеличением разложения торфа. Для торфов Западной Сибири характерно и несколько повышенное

содержание целлюлозы. Снижение содержания целлюлозы связано с повышением содержания кальция. Наиболее низкое содержание целлюлозы отмечено в древесных и древесно-травяных видах торфа независимо от типа. Общее увеличение содержания целлюлозы в торфе происходит с переходом от эвтрофной к олиготрофной стадиям развития. Для видов торфа Западной Сибири по сравнению с аналогичными видами торфа европейской части России свойственно более низкое накопление гуминовых кислот. Особенно это присуще торфам низинного и переходного типов, отличающихся более высокой зольностью и повышенным содержанием в минеральной части отдельных видов торфа соединений кальция и железа. Значительную роль в снижении содержания гуминовых кислот в торфах этих типов играют и сфагновые мхи. В верховых видах торфа, у которых зольность близка к зольности торфов европейской части России, пониженное содержание гуминовых кислот в основном связано со значительным содержанием сфагновых мхов в органической части видов торфа древесной, древесно-травяной и травяной групп и минимальным для соответствующих видов торфа содержанием остатков древесных пород. Кроме того, небольшое количество гуминовых кислот можно объяснить также и несколько повышенным для верхового типа содержанием в минеральной части видов торфа соединений кальция. Большинство видов торфа Западной Сибири характеризуется и несколько пониженным по сравнению с видами торфа европейской части России содержанием лигнина. Причина значительной вариации в содержании этого компонента заключается, видимо, в повышении зольности торфов Западной Сибири, которая изменяет процентное содержание этого компонента для отдельных видов торфа и типов в целом. Количество углерода в торфе увеличивается с повышением степени разложения. С переходом от древесных к моховым видам торфа количество этого элемента снижается, а с переходом от видов торфа низинного типа к видам торфа верхового типа среднее содержание углерода увеличивается.

В содержании водорода не наблюдается чёткой закономерности для отдельных видов торфа. Его количество, так же как и содержание углерода, несколько ниже для видов торфа Западной Сибири по сравнению с европейской частью России, хотя и характеризуется заметной устойчивостью, с колебаниями в узких пределах. Содержание кислорода в горючей массе торфа в Западной Сибири в большинстве случаев ниже, чем в европейской России (Классификация..., 1975).

3.2.6. Кислотность

Кислотность торфа тесно связана с его зольностью. Кислотность верховых видов торфа в Западной Сибири колеблется в пределах 2,9—4,1, переходных — 5,0—7,2, низинных — 5,0—7,3. Из анализа колебания кислотности видов торфа следует, что низинные и переходные виды торфа в Западной Сибири отличаются более кислой реакцией по сравнению с одноимёнными видами торфа европейской России (Классификация..., 1975).

Закономерности изменения кислотности и зольности торфа, как по профилю строения торфяных залежей, так и в пределах болот, определяются особенностями стратиграфии торфяных залежей. В однородных по строению торфяных залежах величины кислотности и зольности очень незначительно изменяются по глубине. В неоднородных по строению залежах торфа значительное изменение величины кислотности и зольности по глубине залежи — характерное явление. Кислотность нормальнозольного торфа ($A<12\%$) тесно связана со структурой торфа. Поэтому по величине кислотности можно судить о структуре торфа и о степени его гидрофильности. Зольность торфа, химический состав его минеральной части и органической массы, кислотность — очень важные показатели, отражающие условия водно-минерального режима, в которых протекал болотообразовательный процесс. Поэтому водно-физические свойства видов торфа можно использовать для реконструкции палеогеографической обстановки начала болотообразовательных процессов.

3.2.7. Влажность

Этот показатель характеризует тип и группу торфа. Например, в Среднем Приобье относительная влажность низинных видов торфа колеблется в пределах 85,1—90,2%, переходных — 85,4—92,1%, верховых — 86,9—93,9%. Влажность торфа в мочажинах и топях в периоды обильных осадков достигает 96—98%, в засушливые периоды падает до 89—90%. На величину и стабильность влажности влияет ботанический состав торфа: остатки мхов поглощают воды в 17—38 раз больше массы их сухо-

го вещества, а остатки осок и тростника — в 2—3 раза (Шапошников, 1977).

Для торфов в Западной Сибири чётко проявляются региональные отличия величины этого показателя: для большинства видов торфа в южных районах Западной Сибири отмечена более низкая влажность торфа по сравнению с влажностью одноимённых видов торфа северных районов (Классификация..., 1975).

Постепенное увеличение весовой влажности наблюдается от видов торфа низинного типа (400—500%) к видам торфа верхового типа (700—1000%). В пределах отдельных типов торфа наименьшие значения весовой влажности характерны для видов торфа древесных групп, а максимальные характеристики отмечены для видов торфа моховых групп. Влажность торфа — показатель, который, как и степень разложения, может быть использован в качестве одного из индикаторов при реконструкции климатических условий голоцена.

3.2.8. Физико-механические свойства торфа

Плотность или *объёмный вес* торфяных отложений в отличие от минеральных увеличивается при возрастании влажности и степени разложения. Особенности ботанического состава торфа Западной Сибири сказываются на увеличении объёмного веса, веса скелета торфа ($у_{ск}$) и уменьшении удельного веса ($у_{уд}$) по сравнению с этими показателями у аналогичных видов торфа в европейской части России — при одинаковых величинах степени разложения, влажности, зольности (Амарян и др., 1972). По данным А. И. Сергеева (1974), плотность верхового торфа низкой зольности в Среднем Приобье обычно не превышает 1,0 г/см^3 (0,96±0,01 г/см^3). Плотность низинных высокозольных видов торфа составляет 1,14±0,06 г/см^3, среднезольных — 1,01±0,03 г/см^3. В низинном типе торфа наиболее высокий объёмный вес влажного торфа отмечается у хвощового вида торфа **(1,01** г/см^3 при средних значениях этого показателя 0,97—1,0 г/см^3 у видов торфа древесных групп и наименьшем значении 0,94 г/см^3 у гипнового вида торфа моховой группы). В переходном типе максимальные средние значения этого показателя отмечаются у пушицевого торфа **(0,98** г/см^3) травяной группы и сфагнового вида торфа (1,02 г/см^3) моховой группы. Более низкое значение (0,97 г/см^3) этого показателя отмечается

у шейхцериевого вида торфа травяной группы. У видов торфа верхового типа не наблюдается чёткой зависимости величины объёмного веса от ботанического состава торфа, хотя в отношении показателей зольности, влажности, степени разложения такая связь существует.

Плотность скелета торфа или *объёмный вес скелета* **торфа** ($у_{ск}$) также зависит от таких показателей, как степень разложения, зольность, влажность. Объёмный вес скелета верховых видов торфа низкой степени разложения составляет 0,08±0,01 г/см^3, средней степени разложения — 0,12+0,01 г/см^3, высокой степени разложения — 0,2±0,01 г/см^3. Для низинных видов торфа средней зольности этот показатель 0,22±0,06 г/см^3, высокой зольности — 0,42±0,07 г/см^3 (Сергеев, 1974). Объёмный вес скелета торфа находится в прямой зависимости от средней плотности влажного торфа и в обратной — от влажности. Уменьшение влажности вызывает увеличение плотности, которое происходит различно в торфах верхового и низинного типа при существенном влиянии степени разложения. Уплотнение при одном и том же уменьшении влагосодержания происходит' меньше в низинном и несколько больше в верховом торфе низкой степени разложения (Шапошников, 1977). Объёмный вес скелета торфа находится в обратной зависимости от величины весовой влажности. Наибольшее значение объёмного веса скелета (0,24 г/см^3) отмечено у хвощового вида торфа, имеющего наименьшую весовую влажность среди низинных видов торфа. В переходном типе наиболее высокий объёмный вес скелета (0,22 г/см^3) имеет древесно-сфагновый вид торфа. Большинство видов торфа травяной и моховой групп переходного типа характеризуются близкими значениями этого показателя (0,13—**0,14** г/см^3). У верховых видов торфа хорошо заметна тенденция к понижению средних значений объёмного веса скелета от видов торфа древесных групп (0,16 г/см^3) к видам торфа моховой группы **(0,08—0,10** г/см^3).

Плотность твердой фазы торфа или *удельный вес* (у) зависит от величины степени разложения и зольности. Удельный вес торфа с увеличением степени разложения уменьшается, с увеличением зольности увеличивается. По данным А. И. Сергеева (1974), для верховых видов торфа низкой степени разложения удельный вес составляет 1,57±0,02 г/см^3, для среднеразложившихся — 1,53±0,02 г/см^3, для сильноразложившихся —

1,41±0,03 г/см^3. Для низинных видов торфа удельный вес возрастает с увеличением зольности. Среднезольные виды торфа имеют удельный вес 1,57+0,07 г/см^3; высокозольные — 1,97±0,13 г/см^3. В целом удельный вес различных видов торфа Среднего Приобья меньше по сравнению с величиной этого показателя торфа европейской части России и погребённых болот (Шапошников, 1977). Наибольшее среднее значение этого показателя отмечено у хвощевого торфа — 1,70 г/см^3. Переходные и верховые виды торфа характеризуются незначительными колебаниями этого показателя (1,45—1,5 г/см^3).

Пористость (п) и ***коэффициент пористости*** (Е) зависят от влажности торфа и его удельного веса. Относительно небольшой возраст современных торфяных отложений, находящихся фактически в начальной стадии диагенеза, обусловливает их высокую пористость. Коэффициент пористости верховых видов торфа колеблется в пределах от 26,32 до 5,2, для низинных видов торфа от 8,49 до 3,3 (Сергеев, 1974). Наибольшие значения пористости отмечены для видов торфа моховой группы верхового типа. Наиболее низкая пористость отмечена для видов торфа древесных групп независимо от их принадлежности к соответствующему типу (7,53).

Деформационные свойства торфа. Высокая пористость различных видов торфа определяет их большую *сжимаемость.* Высокая сжимаемость — отличительная особенность торфа. Она в десятки и сотни раз превышает сжимаемость минеральных грунтов. А. И. Сергеев (1974) по величине сжимаемости для Среднего Приобья выделяет три категории видов торфа: сильно сжимаемые (а = 0,1—1,0 кг/см^2), очень сильно сжимаемые (а = 1,0—10 кг/см^2) и чрезвычайно сильно сжимаемые (а > 10 кг/см^2).

Наиболее низкой сжимаемостью характеризуются низинные виды торфа в связи с их большой плотностью. Сжимаемость этих видов торфа уменьшается с увеличением их зольности и уменьшением влажности.

Согласно данным А. И. Сергеева (1974), компрессионные свойства верховых видов торфа определяются величиной их степени разложения. С увеличением степени разложения увеличивается модуль деформации. Наибольшей сжимаемостью обладают слаборазложившиеся виды торфа с минимальным объёмным весом. Так, фускум-торф, имеющий наиболее низкие степень разложения и плотность, обладает наибольшей сжимаемостью. Наименьшей сжимаемостью отличаются виды торфа высокой степени разложения и максимальной плотности.

Наиболее низкой сжимаемостью характеризуются низинные виды торфа благодаря их большой плотности. Сжимаемость этих видов торфа уменьшается с увеличением зольности и уменьшением влажности.

По данным А. И. Сергеева (1974), наибольшие значения модуля деформации отмечены у таких низинных видов торфа, как вахтовый (Е = 7,72 кг/см^2 при степени разложения R = 30%), осоковый (Е = 4,64 кг/см^2 при R = 35%, Е = 1,78 кг/см^2 при R = 20%). У видов торфа переходного и верхового типов модуль деформации имеет сравнительно высокие значения у группы древесных торфов. Например, древесный переходный торф имеет модуль деформации 1,8 кг/см^2 при R = 30%. Верховые виды торфа моховой и травяной групп имеют более низкие значения модуля деформации, хотя даже в пределах одного вида торфа колебания этого показателя могут быть весьма незначительными.

Неоднородность строения и состава торфяной залежи и Сильная сжимаемость торфа могут привести к значительным неравномерным просадкам возводимых на заболоченных территориях сооружений. Эти просадки протекают обычно в течение весьма длительного периода времени. Кроме того, торфяным грунтам в отличие от минеральных свойственен ещё один специфический вид уплотнения во времени, который протекает под влиянием микробиологических процессов в органическом веществе торфа, сопровождающихся его минерализацией (Сергеев Е.М., **1978).**

Прочностные свойства видов торфа. Прочность торфа, так же как и его деформационные показатели, зависит от ботанического состава торфа, степени его разложения, плотности, влажности. *Прочность* торфа определяется прочностью структурных элементов растений^торфообразователей и активностью их взаимодействия с водой (Шапошников, 1977). В зависимости от влажности природная прочность торфа колеблется в пределах 0,05—0,3 кг/см^2. Прочность низкозольного сапропеля (А < 30%) ещё меньше, так как его скелет образуют минеральные, органоминералъные и органические структурные элементы порядка 0,005—0,5 мк и гидрогель гуминовой кислоты (Шапошников, 1977). Наибольшей прочностью обладают низинные высокозоль-

ные виды торфа. Для верховых и низкозольных видов торфа сопротивление сдвигу (а) возрастает пропорционально увеличению степени разложения. Величина сцепления (С) для этих видов торфа в зависимости от величины степени разложения, плотности и влажности изменяется от 0,01 до 0,15 кг/см^2, коэффициент внутреннего трения (Ф) от 0,26 до 0,63, угол внутреннего трения (ф) от 14° до 32° (Сергеев А.И., 1974).

Изучение величины *сопротивления сдвигу* нами проводилось на территории Салымо-Юганской болотной системы (Среднее Приобье) в биогеоценозах сосново-кустарничково-сфагнового, грядово-мелкомочажинного, грядово-среднемочажинного, грядово-крупномочажинного, озерково-грядово-мочажинного типов. Сопротивление сдвигу измерялось послойно через 0,25—0,5 м отдельно под грядами и под мочажинами. Всего было опробовано 50 скважин и получены средние характеристики величины сопротивления сдвигу по 20 видам торфа. Определение сопротивления сдвигу производилось в образцах с ненарушенной и нарушенной структурой торфа и естественной влажностью.

В целом для видов торфа верхового типа характерны близкие значения показателей сопротивления сдвигу, которые колеблются в пределах от 0,011 до 0,077 кг/см^2 на глубинах от 0,5 до 3 м (табл. 3). Наиболее близкие значения величины сопротивления сдвигу получены для шеихцериевого и шеихцериево-сфагнового видов торфа. Наиболее высокие значения этого показателя отмечены для относительно мало распространённого пушицевого вида торфа (0,095 кг/см^2). С глубины залежи от 3 м и ниже сопротивление сдвигу резко возрастает, достигая величины 0,094—0,113 кг/см^2 (на глубине 3—5 м). У видов торфа переходного и низинного типов средние колебания сопротивления сдвигу значительно возрастают по сравнению с видами торфа верхового типа. Сопротивление сдвигу переходного осокового, осоково-сфагнового, травяно-сфагнового видов торфа возрастает с увеличением глубины залежи, достигая максимальных значений (0,139 кг/см^2) на глубине 4,5—5,5 м (табл. 4). Виды торфа низинного типа, как например, наиболее широко распространённый осоковый торф, могут иметь высокое сопротивление сдвигу на самых разных глубинах (табл. 5).

Таблица 3

Сопротивление сдвигу некоторых верховых видов торфа (кг/см)

Глубина залегания образца, м	Виды торфа						
	Фускум	Комплексный	Шейхцериево-сфагновый	Шейхцериевый	Пушицевый	Пушицево-сфагновый	Сосново-сфагновый
0,5	0,059	0,062	0,041	—	0,086	0,082	—
0,7	0,061	0,053	—	—	—	0,066	—
1,0	0,077	0,049	0,055	0,049	0,095	0,065	0,077
1,2	0,050	0,025	0,054	0,038	—	—	—
1,5	0,061	0,051	0,049	0,097	—	0,070	—
1,7	0,059	0,062	0,047	0,011	—	0,062	—
2,0	0,050	0,063	0,067	0,045	—	0,066	—
2,2	0,060	0,048	0,036	—	—	0,050	—
2,5	0,069	0,066	0,055	0,052	0,061	—	0,051
2,7	0,077	0,038	—	—	—	—	—
3,0	0,065	0,059	0,066	0,055	—	—	—
3,25	0,099	0,074	—	0,016	—	0,013	—
3,5	0,116	0,061	0,090	—	—	—	—
3,7	0,067	—	—	—	—	—	—
4,0	0,088	—	—	0,139	—	—	—
4,2	—	0,116	—	—	—	—	—
4,5	0,094	—	—	—	—	0,078	—
4,7	—	0,100	—	—	—	—	—
5,2	—	0,113	—	—	—	—	—
Средняя величина	0,072	0,066	0,054	0,081	0,074	0,064	

Таблица 4

Сопротивление сдвигу некоторых переходных видов торфа (кг/см)

Глубина взятия образца, м	Виды торфа				
	Осоковый	Травяно-сфагновый	Осоково-сфагновый	Шейхцериевый	Сфагновый
0,5	—	0,028	—	—	—
1,0	0,062	0,072	—	—	—
1,2	—	—	—	0,073	—
1,5	0,071	0,102	—	—	—
1,7	0,035	0,054	—	—	—
2,0	—	—	0,046	—	0,130
2,2	0,068	—	0,051	0,024	0,091
2,5	0,060	—	—	—	0,057
2,7	0,054	—	—	—	—
3,0	0,065	—	—	—	—
3,2	0,049	—	—	—	0,052
3,5	0,087	—	0,088	—	—
3,7	—	—	0,065	0,076	0,083
4,0	0,069	0,124	—	—	—
4,2	0,095	—	0,081	—	—
4,5	0,139	0,130	—	—	—
4,7	0,117	—	—	—	—
5,0	0,134	—	—	—	0,130
5,2	—	—	0,124	—	0,127
5,5	—	—	—	—	—
Средняя величина	0,079	0,091	0,080	0,058	0,104

Таблица 5

Сопротивление сдвигу некоторых низинных видов торфа (кг/см)

Глубина взятия образца, м	Виды торфа							
	Осоковый	Осоково-гипновый	Осоково-травяной	Гипновый	Древесно-гипновый	Древесно-осоковый	Сфагновый	Древесный
0,5	0,097	—	—	—	—	—	—	—
1,0	0,103	—	—	—	—	—	—	0,018
1,2	—	—	—	—	0,084	—	—	—
1,5	0,062	—	—	—	—	0,113	—	—
1,7	—	—	—	—	—	0,081	—	—
1,8	—	—	0,062	—	—	—	—	—
2,0	0,134	0,083	—	0,052	—	—	—	—
2,2	—	—	—	—	—	0,111	—	—
2,5	—	—	0,057	—	—	—	—	—
3,0	0,078	0,054	—	0,057	—	—	—	—
3,2	0,053	—	—	—	—	—	—	—
3,3	—	—	—	0,111	0,122	—	—	—
3,5	—	—	0,038	0,067	—	—	—	—
3,6	0,059	—	—	—	0,084	—	—	—
3,7	—	0,085	—	0,049	—	—	0,038	—
3,9	—	—	0,108	—	—	—	—	—
4,0	0,043	0,060	—	—	—	—	0,127	—
4,2	—	—	—	—	—	—	0,057	—
4,5	0,073	—	—	0,119	0,119	—	—	—
4,7	0,081	—	—	0,109	—	—	0,099	—
5,0	0,129	—	—	—	—	—	—	0,036
5,2	0,106	—	—	—	—	—	—	—
5,4	0,130	—	—	—	—	—	—	—
Средняя величина	0,085	0,082	0,066	0,081	0,108	0,097	0,080	0,027

Показателем прочности торфяной залежи в целом является растительный покров болот, отражающий степень их обводнённости. В наиболее обводнённых комплексах биогеоценозов (грядово-мочажинного, озерково-грядово-мочажинного типов) сопротивление сдвигу мало изменяется по глубине залежи и не превышает 0,19 кг/см^2.

В более дренированных биогеоценозах (сосново-кустарничково-сфагнового, сосново-пушицево-сфагнового, озерково-грядового типов) прочность торфа сильно меняется по глубине, достигая значения 0,25 кг/см^2. Высокие показатели сопротивления сдвигу верхнего слоя торфа в биогеоценозе сосново-пушицево-сфагнового типа обусловлены присутствием в нём волокон пушицы, обладающих повышенной прочностью (Жуков, Ларгин, **1970).**

Прочностные характеристики торфяной залежи сильно отличаются под грядами и мочажинами в комплексах биогеоценозов грядово-мочажинного и озерково-грядово-мочажинного типов. Сопротивление сдвигу в верхнем полутораметровом слое торфяной залежи под мочажинами почти в два раза меньше, чем сопротивление сдвигу залежи на той же глубине под грядами. Поэтому при оценке прочностных свойств залежи в целом следует учитывать колебания величины сопротивления сдвигу в залежи как под грядами, так и под мочажинами. Сопротивление сдвигу в торфяной залежи под грядами и мочажинами выравнивается лишь в более глубоких слоях залежи под комплексами биогеоценозов грядово-мочажинного типа, вторичных по генезису. В зависимости от величины сопротивления сдвигу Е. М. Сергеев (1978) относит виды торфа Западной Сибири к двум типам слабых грунтов. Бблыпая часть торфяной залежи, сложенная верховыми видами торфа до глубины 3—4 м (фускум, комплексный), относится к первому типу слабых грунтов со значением от **0,03** до **0,1** кг/см^2. Придонные слои торфа, преимущественно представленные переходными видами торфа, с глубины 3—4 м (за исключением краевых точек, где глубина 1,5—2 м), относятся ко II типу слабых грунтов по величине сопротивления сдвигу от **0,1** до **0,15** кг/см^2.

3.3. Виды строения торфяных залежей и их классификация

Настоящая классификация видов строения залежей торфа базируется на принципах, разработанных С. Н. Тюремновым (1949). Кроме того, использована схема классификации видов строения залежей Западно-Сибирской низменности, составленная Ю.В.Ерковой(1957).

Для Западной Сибири нами выделено 55 видов строения торфяных залежей, объединяемых в 4 типа: низинный, переходный, смешанный, верховой (табл. 6).

Таблица 6

Классификация видов строения торфяных залежей Западной Сибири (Еркова, 1957; Скобеева, Голтофская, Лисс и др., 1975; Матухии, Матухина, Васильев и др., 2000) с дополнениями и изменениями

Тип	Подтип	Вид строения залежи ,
1	2	3
Низинный	Лесной	Березовая
		Еловая
		Кедровая
		Пихтовая
		Сосновая
	Лесо-топяной	Древесно-осоковая
		Древесно-тростниковая
		Древесно-сфагновая
		Лесо-топяная
		Топяно-лесная
		Многослойная топяно-лесная
		Многослойная лесо-топяная
	Топяной	Осоковая
		Тростниковая
		Тростниково-осоковая
		Шейхцериевая
		Хвощовая
		Вейниковая
		Пушицевая
		Вахтовая
		Осоково-гипновая
		Осоково-сфагновая
		Гипновая
		Сфагновая
		Многослойная топяная

1	2	
Переходный	Лесной	Древесная лесная
	Лесо-топяной	Древесно-осоковая Древесно-травяная Древесно-сфагновая Лесо-топяная Топяно-лесная Многослойная лесо-топяная
	Топяной	Осоковая Шейхцериевая Травяная Пушицевая Осоково-сфагновая Шейхцериево-сфагновая Гипновая Сфагновая
Смешанный	Лесо-топяной	Лесо-топяная Топяно-лесная Многослойная топяно-лесная
	Топяной	Топяная
Верховой	Лесной Лесо-топяно	**Сосновая** **Сосново-осоковая** **Сосново-пушицевая** **Сосново-сфагновая**
	Топяной	**Фускум** **Магелланикум** **Ангустифолиум** **Сфагновая мочажинная** **Комплексная** **Шейхцериевая** **Шейхцериево-сфагновая** **Пушицевая** **Пушицево-сфагновая**

Низинный тип залежи объединяет 25 видов строения торфяных залежей.

Залежь ***низинного лесного подтипа*** представлена пятью видами: берёзовая, сосновая, кедровая, еловая и пихтовая. Ольховая залежь, столь обычная для строения болот в европейской части России, в Западной Сибири отсутствует. Редко в стратиграфии торфяных отложений Западной Сибири встречается и еловая залежь.

Берёзовая залежь в средней и южной тайге характерна для стратиграфии болот, формирующихся в пределах низких террас (т. н. согры). В подзоне берёзово-осиновых лесов и в лесостепи берёзовая залежь отмечена для болот, сформировавшихся на высоких террасах и водораздельных равнинах. По данным Ю. В. Ерковой (1957), мощность берёзовой залежи в среднем составляет 1,0 м и редко превышает эту величину. Она отличается простой стратиграфией и сложена в основном берёзовым торфом.

Еловая, кедровая, пихтовая и *сосновая залежи* характерны для периферии болотных систем, формирующихся в южной тайге. В таёжной зоне эти залежи широко распространены на болотах низких террас и притеррасных пойм (особенно в верхних течениях рек). Средняя глубина торфа составляет 1,3 м.

Низинные лесные залежи в зависимости от приуроченности к различным участкам долин сильно различаются по показателям зольности слагающих их видов торфа. Низинные лесные залежи, залегающие в притеррасной полосе поймы, примыкая к надпойменной террасе или уступу коренного берега, имеют зольность значительно более низкую, по сравнению с лесными залежами, занимающими центральные участки пойм (Виноградова, ,1957). Например, в нижнем течении р. Васюгана лесная залежь пойменных болот благодаря значительному заиливанию содержит большое количество минеральных частиц, обусловливающих её высокую зольность. По данным Г. Я. Бронзовой (1932), зольность торфа здесь колеблется от 28 до 70%. В верхнем и среднем течении рек высокая зольность лесных залежей обусловлена присутствием солей железа, приносимых грунтовыми водами. Однако по мере торфонакопления пойменные лесные болота постепенно выходят из сферы заливания полыми водами. Это сказывается на падении зольности торфа до 4,5—6%, что сопровождается постепенным внедрением в эвтрофные биогеоценозы олиготрофных видов.

Залежи ***низинного лесо-топяного подтипа*** объединяют семь видов строения торфяных залежей (табл. 6), среди которых наиболее распространённым видом является *древесно-осоковая.* Этот вид строения залежи характерен для биогеоценозов берёзово-осоковых типов, формирующихся в блюдцеобразных понижениях в лесостепи (т. н. колочные болота). Мощность древесно-осоковой залежи колеблется в пределах 1,0—2,5 м. Этот вид залежи имеет простое строение, её придонные слои нередко представлены берёзовым торфом.

Древесно-тростниковая залежь также чаще встречается в подзоне осиново-берёзовых лесов и в лесостепи, в основном по окраинам притеррасных болот, или окаймляет олиготрофные рямы. Средняя глубина этой залежи составляет 1,6 м.

Древесно-сфагновая залежь в строении болот Западной Сибири встречается очень редко. Этот вид строения залежи выявлен в стратиграфии болот, представленных биогеоценозами эвтрофных сосново-кедрово-елово-берёзовых типов (согры). Мощность этой залежи не превышает 1,0 м.

Топяно-лесная залежь характерна для болот южной тайги и подтайги. Значительно реже она встречается в строении болот лесостепи. В верхней части залежи этого вида строения обычно доминируют топяные виды торфа: осоковый, осоково-гипновый, реже осоково-сфагновый. Нижняя половина залежи этого вида обычно сложена берёзовым или древесно-осоковым торфом. Мощность топяно-лесной залежи колеблется в пределах 1,3—2,5 м. Аналогичные сведения приводит и Ю. В. Еркова (1957).

Лесо-топяная залежь в Западной Сибири встречается сравнительно редко и приурочена к территориям, где преобладают денудационные процессы. Её мощность составляет 1,3—1,4 м.

Многослойная топяно-лесная залежь состоит из чередующихся пластов осокового, осоково-гипнового, вахтового, очень редко шейхцериевого низинного торфа, а также древесно-осокового, древесно-травяного или берёзового торфа. Эти виды торфа чаще приурочены к придонным слоям торфяных отложений. Залежь этого вида обычно образует притеррасные болота. Нередко она встречается в болотах, сформировавшихся на месте суффозионных и межгривных понижений.

Низинные залежи, относящиеся к **топяному подтипу,** представлены 13 видами (табл. 6).

Осоковая залежь — один из широко распространённых видов строения. Эта залежь встречается во всех природных зонах Западной Сибири. Широкая географическая распространённость и геоморфологическая приуроченность обусловливают подразделение этого вида залежи на три варианта: *lasiocarpa-, omskiana-, cespitosa-вариант.* В таёжной зоне (средняя и южная тайга) осоковая залежь (в основном lasiocarpa-вариант) характерна для окраин олиготрофных и мезотрофных болот водораздельного залегания. В этом случае её мощность колеблется в пределах 1,0—3,0 м. В северной половине центральной части Западной Сибири

cespitosa-вариант тяготеет к поймам и низким террасам. В подзоне осиново-берёзовых лесов lasiokarp-вариант широко распространён не только на болотах водораздельных равнин, но и на болотах притеррасного залегания. В этом случае мощность осоковой залежи составляет 2,0—3,0 м. В лесостепи в строении займищных болот водораздельного залегания в основном доминируют *cespitosa-* и omsfkiana-варианты. Средняя мощность осоковой залежи у этих вариантов составляет 1,2 м. В условиях пойменного залегания болот и в лесостепи в строении 'торфяных отложений обычно преобладает cepitosa-вариант. Осоковые залежи западно-сибирских болот редко сложены исключительно осоковым торфом. В толще осокового торфа, по данным Ю. В. Ерковой (1957), обычно прослеживаются линзы до 0,5 м осоково-сфагнового или осоково-гипнового торфа. Вкрапления линз хвощового или низинного шейхцериевого торфа крайне редки. В условиях водораздельного залегания (особенно в южной тайге, реже в подтайге) осоковый торф подстилается слоями древесного, древесно-осокового или древесно-гипнового торфа. Осоковые залежи, сформировавшиеся в займищах северной лесостепи, обычно сильно обводнены и подстилаются слоем камышового или тростникового торфа. Наличие этих видов торфа свидетельствует об озёрном происхождении осоковых займищ северной лесостепи. В южной лесостепи осоковые залежи характеризуются очень слабым увлажнением. Торфонакопление в таких условиях крайне замедлено. Глубина залежи не превышает 0,5 м.

Тростниковая и *тростниково-осоковая залежи* встречаются преимущественно на юге Западной Сибири — в лесостепи. Обычно эти залежи слагают тростниковые и тростниково-осоковые займища, сформированные на месте неглубоких озёрных впадин в пределах Тобол-Ишимского, Ишим-Иртышского междуречий. Средняя мощность этих залежей не превышает 1,5 м.

Хвощовая залежь встречается очень редко, преимущественно по окраинам болотных систем в местах выклинивания железистых вод. Её глубина не превышает 0,7—1,0 м.

Шейхцериевая залежь представлена буквально единичными случаями, когда среди растительных остатков *Scheuchzeria palustris* обнаруживаются остатки таких эвтрофных видов, как *Menyanthes trifoliata, Comarum palustre, Sphagnum obtusum.* Небольшие по мощности (до 0,3—0,5 м) слои низинного шейхцериевого

торфа крайне редко можно встретить в понижениях рельефа, где водно-минеральный режим отличается повышенной трофностью.

Осоково-гипновая залежь — один из широко распространённых видов строения. Она формируется в условиях питания жёсткими грунтовыми водами. Толща осоково-гипнового торфа залегает непосредственно на минеральных отложениях или подстилается тонким слоем древесно-осокового торфа. Иногда в основании торфяной залежи обнаруживаются линзы мергеля. В средней тайге осоково-гипновая залежь на водораздельных равнинах фрагментарно окаймляет олиготрофные и мезотрофные болота.

В южной тайге и подтайге осоково-гипновая залежь обычно слагает болота вторых и первых надпойменных террас Оби, Иртыша и их притоков. Болота, сложенные высокозольной осоково-гипновой залежью, встречаются в обвалованных и скрытогривистых поймах, свойственных хорошо сформированным речным долинам (Виноградова, 1957). Такие долины формируются в результате сильной переработки рельефа текучими водами. Образование прирусловых валов, отделяющих торфяные болота от русла рек, связано с повышением базиса эрозии. В обвалованных поймах осоково-гипновые болота обычно занимают понижения, примыкающие с одной стороны к уступу надпойменной террасы, с другой стороны — к прирусловому валу. В скрытогривистых поймах основным источником, питающим осоково-гипновые болота, служат грунтовые воды, богатые солями кальция и железа. В среднем и особенно в верхнем течении рек поверхность осоково-гипновых болот постепенно выходит из сферы влияния грунтовых вод и полыми водами не заливается. Однако во время половодий наблюдается проникновение речных вод в торфяную толщу, что вызывает во время разлива некоторое поднятие поверхности болот (наблюдения А. Я. Бронзова, указано по Е. А. Виноградовой, 1957). Мощность осоково-гипнового торфа, слагающего притеррасные болота, достигает 5—6 м. В подтайге осоково-гипновая залежь доминирует и в сложении водораздельных болот. В условиях водораздельного залегания мощность осоково-гипновой залежи уменьшается до 2,0—2,5 м. В этой подзоне основными торфообразователями среди гипновых мхов являются *Hamatocaulis vernicosus* и *Drepanocladus sendtneri*. В северной лесостепи эти виды вытесняет *D. aduncus*.

Осоково-сфагновая залежь распространена во всех природных зонах Западной Сибири, но чаще она встречается в строении болот, которые формируются в условиях питания мягкими грунтовыми водами. В лесостепи осоково-сфагновая залежь иногда окаймляет олиготрофные рямы.

Гипновая залежь формируется в тех же условиях, что и осоково-гипновая. Её участие в строении торфяных залежей закономерно возрастает с севера на юг. Она доминирует в стратиграфии болот подзоны осиново-берёзовых лесов, где её средняя мощность составляет 2,0—2,5 м.

Сфагновая залежь в строении болот Западной Сибири, в отличие от европейской части России, встречается достаточно редко. Чаще её можно встретить в средней тайге по окраинам водораздельных болот.

Многослойная топяная залежь обычно встречается в южной части Западной Сибири. Она формируется в условиях переменного по трофности водно-минерального режима. Её глубина колеблется в пределах **1,0**—1,5 м.

Переходный тип объединяет 15 видов строения залежи, не имеющих широкого распространения (табл. **6).**

Переходная лесная залежь чаще сложена преимущественно или более чем наполовину переходным древесным, древесно-сфагновым или древесно-травяным торфом. Она формируется в условиях питания бедными по содержанию минеральных соединений грунтовыми водами. Переходная лесная залежь характерна для притеррасных болот и болот низких террас в пределах средней, южной тайги и подтайги. Средняя мощность переходной лесной залежи редко превышает 1,5 м, только в единичных случаях она достигает 4—5 м.

Переходная лесо-топяная залежь, по данным Ю. В. Ерковой (1957), в зависимости от характера чередования пластов торфа представлена двумя вариантами: топяные виды переходного торфа сверху перекрывают слои лесного или лесо-топяного торфа. Переходная лесо-топяная залежь в северной и средней тайге встречается по периферии олиготрофных болот водораздельного залегания. В южной тайге её участие в сложении окраин таких болот значительно возрастает. В сложении притеррасных болот переходная лесо-топяная залежь чаще встречается на Обь-Иртышском, Кеть-Тымском и Кеть-Чулымском междуречьях. Средняя мощность залежи этого вида строения составляет 2,5 м.

Переходная топяная залежь обычно сложена несколькими

видами топяного переходного торфа: *шейхцериевым, осоковым, травяным, осоковосфагновым, сфагновым.* Придонные слои такой залежи представлены низинным торфом, относящимся к лесной или топяной группе. Сверху толща переходного торфа бывает перекрыта верховым фускум-торфом. Ю. В. Еркова (1957) отмечает, что особенностью переходной топяной залежи болот Кеть-Тымского и Кеть-Чулымского междуречий является преобладание в стратиграфии *переходного шейхцериевого* торфа. В этих регионах переходная топяная залежь участвует в сложении торфяной толщи болот водораздельного (межгривные и суффозионные понижения) и притеррасного залегания. Средняя мощность переходной топяной залежи составляет 2,3 м.

Доля залежей, относящихся к смешанному типу, в строении торфяных отложений центральной части Западной Сибири невелика и не превышает 7%. Залежи этого типа в пределах исследуемой территории встречаются сравнительно равномерно (табл.8).

Например, *смешанная лесо топяная залежь* в средней и южной тайге встречается по окраинам олиготрофных болот, в подтайге окаймляет олиготрофные рямы, формирующиеся среди осоково-гипновых топей. Этот вид строения залежи можно встретить в строении торфяной толщи болот, формирующихся в различных условиях геоморфологического залегания: на водораздельных равнинах, высоких и низких террасах. Залежь сложена в основании низинными торфами лесного, иногда лесо-топяного подтипа, сверху обычно перекрыта верховыми видами торфа — фускум, магелланикум. Средняя глубина смешанной топяно-лесной залежи, слагающей окраины олиготрофных болот, составляет 1,5 м, в подтайге мощность этого вида строения увеличивается до 2,0 м.

По нашим данным и данным Ю. В. Ерковой (1957), особенность строения смешанной лесо-топяной залежи заключается в отсутствии пограничного горизонта (слоя хорошо разложившегося соснового, сосново-пушицевого или пушицевого торфа с пнями сосны), столь характерного для строения смешанной лесотопяной залежи, встречающейся в европейской части России.

В строении *смешанной топяной залежи* Ю. В. Еркова (1957) отмечает два варианта строения. Для Обь-Иртышского междуречья в пределах южной тайги и подтайги выявлена смешанная топяная залежь, в которой верхний 1,5—2,0-метровый слой сложен верховым фускум- или комплексным торфом, залегающим на пласте мощностью 2,5—3,5 м переходного — осокового, осоково-сфагнового торфа. Переходный торф непосредственно залегает на минеральном грунте или же подстилается небольшим слоем (0,5—1,0 м) низинного осоково-гипнового или осокового торфа. Залежь такого строения формируется в условиях питания болот за счет жёстких грунтовых вод. Эти воды, питавшие болота в начальные периоды их развития, обычно долго сохраняют своё влияние, хотя со временем и значительно ослабевающее. Например, остатки таких видов зелёных мхов, как *Pseudocalliergon trifarium* и *Meesia triquetra,* доминирующие в сложении придонного осоково-гипнового торфа, встречаются и в слоях переходного осоково-сфагнового торфа, исчезая только в самом верхнем горизонте, представленном уже верховым фускум-торфом. Наиболее часто залежь такого строения встречается в бассейне рек Парбига и Кенги. Её средняя глубина — 3,5 м. Второй вариант строения смешанной топяной залежи характерен для болот Кеть-Тымского и Кеть-Чулымского междуречий (болота межгривных и суффозионных понижений). В строении залежи этого варианта преобладает переходный шейхцериевый торф. Средняя глубина такой залежи составляет 3 м.

Залежи, относящиеся к верховому типу, наиболее широко представлены в строении болот Западной Сибири, особенно болотных систем, сформированных в таёжной зоне. Верховой тип объединяет 13 видов строения торфяных залежей (табл. 6). Среди них наиболее распространёнными являются залежи: фускум, сфагновая, мочажинная, комплексная, шейхцериево-сфагновая.

Фускум-залежь отличается наибольшей простотой строения. Фускум-торф залегает непосредственно на минеральном грунте или подстилается слоем переходного или низинного торфа, мощность которого постепенно возрастает от северной тайги к лесостепи. В средней и южной тайге фускум-залежь доминирует в строении выпуклых болот водораздельных равнин и высоких террас. Достаточно широко она представлена и в строении болот северной тайги, подтайги и лесостепи. Мощность залежи этого вида строения характеризуется широким диапазоном от 0,5 до 9,0 м. Средняя глубина её составляет 3,2 м.

Комплексная залежь в северной и средней тайге доминирует в строении центральных плоских участков болот на водораздельных равнинах и высоких террасах. В случае асимметрии водо-

раздельных равнин участки болот, сложенные комплексным торфом, смещаются к гребням междуречий. В южной тайге её участие в строении торфяных отложений резко снижается. Комплексная залежь имеет сравнительно монотонное строение. В северной и средней тайге, особенно в северной её половине, комплексный торф с небольшими линзами мочажинного или шейхцериево-сфагнового слагает центральные участки водораздельных болот. В южной тайге придонные слои комплексной залежи представлены переходным или низинным лесным торфом.

Мочажинная залежь также чаще встречается в строении болот, расположенных в средней тайге. Она приурочена к центральным наиболее обводнённым участкам болот. Её средняя глубина — 2,3 м.

Шейхцериево-сфагновая залежь приурочена к болотам аналогичных условий геоморфологического залегания. Она обычно сложена шейхцериево-сфагновым и шейхцериевым видами торфа. Придонный горизонт бывает представлен низинными видами торфа: лесным, осоковым или гипновым. Нередко шейхцериево-сфагновый торф залегает непосредственно на минеральном грунте (обычно песчаном).

Ангустифолиум- и *магелланикум-залежи* на болотах Западной Сибири не имеют широкого распространения. Эти виды залежей наиболее характерны для мелкозалежных, преимущественно окраинных участков болот, приуроченных к средней и южной тайге. Например, на Кеть-Тымском междуречье магелланикум-залежь слагает отдельные небольшие по площади болота, сформировавшиеся в межгривных понижениях водораздельных равнин. Ангустифолиум- и магелланикум-залежи сложены аналогичными по названию видами торфа. Иногда толщу магелланикум-залежей пронизывают прослойки сосново-пушицевого, сосново-сфагнового и пушицевого торфов. Мощность ангустифолиум- и магелланикум-залежей редко превышает 2,0 м.

Сосново-пушицевая и *пушицево-сфагновая залежи* встречаются чаще в средней тайге по хорошо дренированным окраинам олиготрофных болот. Эти залежи особенно характерны для болот, сформировавшихся в суффозионных понижениях на водораздельных равнинах и террасах Кеть-Тымского и Кеть-Чулымского междуречий. Они сложены пушицево-сфагновым, пушицевым, сосново-пушицевым и сосново-сфагновым видами торфа. Их мощность не превышает 1,2 м.

По дренированным окраинам олиготрофных болотных систем очень редко в виде фрагментов встречается и *сосновая залежь* мощностью не более 0,5 м.

Сосново-осоковая залежь также приурочена к хорошо дренированным мелкозалежным окраинам болот. Она встречается преимущественно в северной, средней и южной тайге. Глубина залежи не превышает 1,7 м. Сложена она преимущественно верховым сосново-осоковым торфом.

3.4. Опорные разрезы и их корреляция

Для выявления в различных регионах Западной Сибири начала болотообразования, а также датирования основных стратиграфических рубежей, необходимых для реконструкции пространственно-временного развития болотных систем, была проведена корреляция результатов ботанического, палинологического и радиоуглеродного анализов в синхронных стратиграфических горизонтах из опорных разрезов.

3.4.1. Опорные разрезы в северной тайге

Для северотаёжной подзоны известно сравнительно небольшое количество опубликованных разрезов, одновременно оснащённых данными ботанического, палинологического анализов торфа и результатами радиоуглеродных датировок (табл. 7). В качестве опорных выбраны следующие разрезы: Тугияны (Левковская, 1967), Сёртынья* — надпойменная терраса р. Сев. Сосьвы (Хотинский, 1977), Тугиян-Юган на р. Оби (Архипов и др., 1980), Ай-Курьех (правый приток р. Назыма) (Хотинский, Климанов, 1985), Сытомино — правобережная терраса Оби к западу от г. Сургута (Лисс, Березина, 1981-а). Анализ и корреляция спорово-пыльцевых диаграмм торфяных отложений, вскрытых в северной тайге, позволяет по характеру спорово-пыльцевых спектров выделить до семи палинозон, соответствующих определённым этапам в развитии как всей природной обстановки в голоцене, так и процесса торфонакопления.

В работе Н. А. Хотиского (1977) приводится «Сартынья» — искажённое название реки Сёртынья в правобережной части бассейна р. Ляпин (верхнее течение Северной Сосьвы).— *Прим. ред.*

Таблица 7

Радиоуглеродные датировки торфяных отложений в Западно-Сибирской равнине по периодам голоцена

Периоды голоцена	Ботанико-географические зоны и подзоны			Хронология климатических изменений в голоцене (Климанов, 1988), лет назад	
	Тундра и лесотундра	Северная тайга	Средняя тайга	Экстремумы похолоданий	Экстремумы потеплений
1	2	3	4	5	6
SA (2500 лет назад — наст. время)			190±50 (Лисс, Березина, 1978)	100	150, 300
	200 (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)			500	600
	750±60 (Лисс, Березина, 1981-а)			700	1000
			1119±30 (Архипов, Левина, Панычев, 1980)	1200	1300
	1580+60 (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)		1780180 (Глебов, Толейко, Стариков и др., 1980)	1500	
	2000 (Левина, Никитин, 1973)		1770145 (Архипов, Левина, Панычев, 1980)		2000
1 1	2	3	4	5	6
	2420115 (Фирсов, Волкова, Левина и др., 1982)		2400130 (Архипов, Левина, Панычев, 1980)	2500	
			24401100 (Глебов, Толейко, Стариков и др., 1980)		
SB (4500—2500 лет назад)			2540155 (Глебов, Толейко, Стариков и др., 1980)		
	2870±60 (Лисс, Березина, 1981-а)		2850 (Нейштадт, 1976-а, б)		**2700**
			29201110 (Глебов, Толейко, Стариков и др., 1980)		
			3015+65 (Глебов, Толейко, Стариков и др., 1980)	3100	
	3375±35 (Фирсов, Волкова, Левина и др., 1982)		3015±110 (Глебов, Толейко, Стариков и др., 1980)		
			3320+60 (Лисс, Березина, Куликова, 1976)		

1	2	3	4	5	6
	3650 (Левина, Никитин, 1973)		34501120 (Глебов, Толейко, Стариков и др., 1980)	**3600**	**3500**
	3800±280 (Васильчук, 1986)		3610+60 (Лисс, Березина, Куликова, 1976)		3800
	3880±150 (Фирсов, Волкова, Левина и др., 1982)	3800140 (Хотинский, Климанов, 1985)	3710±60 (Лисс, Березина, 1981-а)		
			3770 (Нейштадт, 1976-а, б)		
			396±1120 (Глебов, Толейко, Стариков и др., 1980)		
	4330±170 (Фирсов, Волкова, Левина и др., 1982)		4030+70 (Глебов, Толейко, Стариков и др., 1980)		
	4400±170 (Левина, Никитин, 1973)		4260+80 ТА-1035 (Лисс, Березина, 1981-а)		
	4490±20 (Фирсов, Волкова, Левина и др., 1982)			4500	
АТ (8000—4500 лет назад)	46101120 (Кинд, 1971)		4780170 (Глебов, Толейко, Стариков и др., 1980)		

5 1	2	3	4	5	
	4900±80 (Фирсов, Волкова, Левина и др., 1982)				
	49001 250 (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)				5800
	5050 (Левина, Никитин,		**5000 (Нейштадт, 1978)**	**5100**	
	51901160 (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)		5215+140 (Глебов, Толейко, Стариков и др., 1980)		
	5220 (Фирсов, Волкова, Левина и др., 1982)				5500
	55501150 (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)				
	5610170 (Лисс, Березина, 1981-а)		**5610175 (Глебов, Толейко, Стариков и др., 1980)**	**-**	
	5600±50 (Фирсов, Волкова, Левина и др., 1982)		-		

1	2	3	4	5	6
	6140±80 (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)				**6**
	6030±100 (Кинд, 1971)	6030±10 (Левковская, Кинд, Завельский, 1970)			
	6330±80 (Лисс, Березина, 1981-а)		6370±150 (Глебов, Толейко, Стариков и др., 1980)	6400	
	6350 (Левина, Никитин, 1973)	6030+50 (Архипов, Левина, Панычев, 1980)	6390 (Нейштадт, 1976)		
	6680±70 (Лисс, Березина, 1981-а)				
	6830150 (Фирсов, Волкова, Левина и др., 1982)		6860±50 (Архипов, Левина, Панычев, 1980)		
			6940±80 (Глебов, Толейко, Стариков и др., 1980)		
	7110±90 (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)		**7110±80 (Глебов, Толейко, Стариков и др., 1980)**		
	7200 (Левина, Никитин,				**7150**

1	2	3	4	5	6
	7310±10 (Фирсов, Волкова, Левина и др., 1982)			7300	
	7460±100 (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)		**7510±90 (Глебов, Толейко, Стариков и др.,** 1980)		7600
	7690±110 (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)		7740±70 (Лисс, Березина, 1981-а)		
		7780160 (Лисс, Березина, 1976-6)			
		7840±50 (Хотинский, Климанов, 1985)	7860±70 (Лисс, Березина, 1976-6)		
			7790±90 (Глебов, Толейко, Стариков и др., 1980)		
ВО (9500—8000 лет назад)	8020±20 (Фирсов, Волкова, Левина и др., 1982)		8000±80 (Глебов, Толейко, Стариков и др., 1980)		
			8140±80 (Лисс, Березина, 1981-а)		

1	2	3	4	5	6
	8350 (Левина, Никитин, 1973)		8300±70 (Лисс, Березина, 1981-а)	8200	
	8500±120 (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)		8330±95 (Глебов, Толейко, Стариков и др., 1980)		8500
			8400±70 (Лисс, Березина, 1981-а)		
	8500±250 (Кинд, 1971)		8470±120 (Глебов, Толейко, Стариков и др., 1980)		
	8770±230 (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)		8700±120 (Глебов, Толейко, Стариков и др., 1980)		
	88.30±40 (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)		8780 (Нейштадт, 1976-а, б)		
			8900±90 (Лисс, Березина, 1981-а)		
	8960±140 (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)				

1	2	3	4	5	6
	9190+80 (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)		9200±100 (Глебов, Толейко, Стариков и др., 1980)		
	9200±40 (Кинд, 1969)		9255±200 (Глебов, Толейко, Стариков и др., 1980)		
	9480±120 (Кинд, 1969)		9280±200 (Нейштадт, 1967)	9500	
PB (10300—9500 лет назад)	9600± 160 (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)				
			9900±100 (Волков, Гуртовая, Фирсов и др., 1973)		**10000**
	9970±70 (Трофимов, Баду, Васильчук, 1986)		9920±120 (Архипов, Левина, Панычев, 1980)		
DR AL (11000—10300 лет назад)			10585±80 (Нейштадт, 1976)		
	10700±140 (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)	-	11750±45 - (Архипов, Левина, Панычев, 1980)	10500	

Периоды голоцена	Ботанико-географические зоны и подзоны			Хронология климатических изменений в голоцене (Климатов, 1988)	
	Южная тайга	Подтайга (мелколиственные леса)	Лесостепь	Экстремумы похолоданий	Экстремумы потеплений
1	2	3	4	5	6
SA (2500 лет назад — наст. время)	200160 (Архипов, Вотах, 1980)			100	150
		440±80 (Лисс, Березина, 1981-а)	480±20 (Фирсова, Волкова, Левина и др., 1982)	500	300
			550125		
			650150	700	
	780±50 (Архипов, Вотах, 1980)		**780±65**		
				1200	1000
	1580±60 (Лисс, Березина, 1981-а)			1500	
		1640± 70 (Лисс, Березина, 1981-а)	1620±250 (Фирсов, Волкова, Левина и др., 1982)		1300
			1730125		
	1930±60				2000

1	2	3	4	5	
			2140±80 ТА-597 (Лисс, Березина, 1976-6)		
			2200±20 (Фирсов, Волкова, Левина и др., 1982)		
	2390±70 (Лисс, Березина, 1981-а)		2370±70		
SB (4500—2500 лет назад)	2770±20 (Архипов, Вотах, 1980)	26701 70 (Лисс, Березина, 1981-а)			2700
			3050± 70 (Лисс, Березина, 1981-а)	3100	
		3380+ 80 (Лисс, Березина, 1981-а)	3200±50 (Фирсов, Волкова, Левина и др., 1982)		
			3580± 70 (Лисс, Березина, 1981-а)	3600	3500
			3830± 00 (Фирсов, Волкова, Левина и др., 1982)		3800
			4180+70 (Лисс, Березина, 1981-а)		
			4350±70 (Лисс, Березина, 1981-а)		

АТ (8000—4500 лет назад)	4560±50 (Архипов, Вотах, 1980)			4500	6
	4570±170 (Хотинский, 1977)			5100	5800
	5150±120 (Хотинский, 1977)		5480±40 (Фирсов, Волкова, Левина и др., 1982)		
					5500
	5660±80 (Лисс, Березина, 1981-а)		5800±170 (Фирсов, Волкова, Левина и др., 1982)		
	5760±130 (Хотинский, 1977)				
	6120±80 (Лисс, Березина, 1981-а)	6070±90 (Лисс, Березина, 1981-а)			
	6320±75 (Архипов, Вотах, 1980)			6400	
			6650±65 (Фирсов, Волкова, Левина и др., 1982)		7150
	7250±50 (Лисс, Березина, 1981-а)			7300	7600

1	2	3	4	5	1
			8300±25		
			(Фирсов, Волкова, Левина и др., 1982)		
	8450160 (Архипов, Вотах, 1980)		8480±130 (Фирсов, Волкова, Левина и др., 1982)		8500
			8710±30 (Фирсов, Волкова, Левина и др., 1982)	9500, 10500	10000

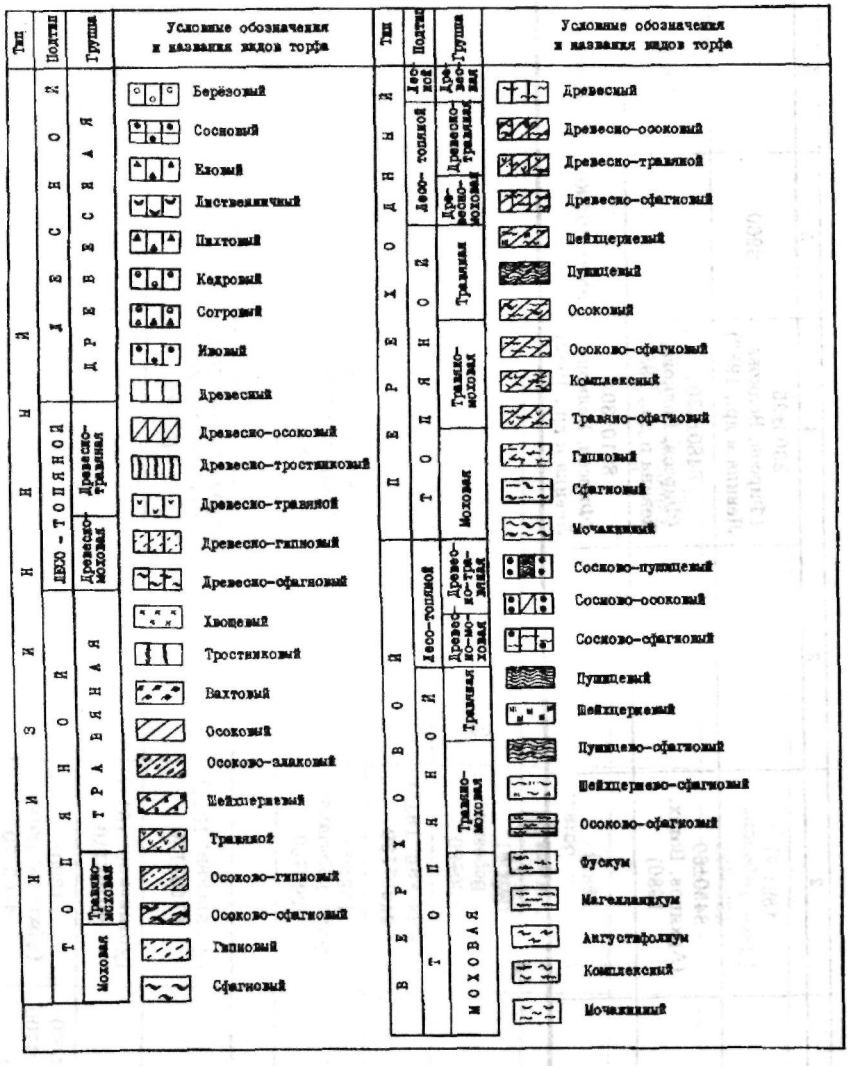


РИС. 8. Условные обозначения к видам торфа

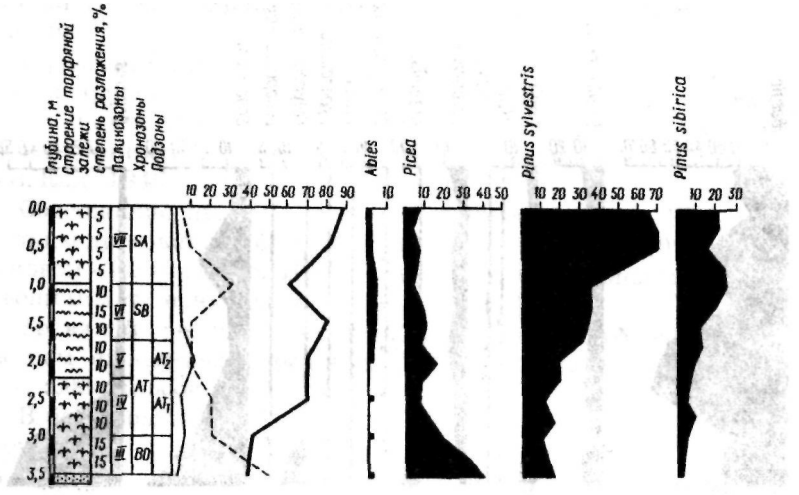


Рис. 9. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Сытомино (северная тайга). Условные обозначения видов торфа здесь и далее на рис. 8

Разрез Сытомино (рис. 8, 9) принадлежит болотному массиву, типичному для южной половины северной тайги. В настоящее время в пределах этой территории доминируют олиготрофные грядово-мочажинно-озерковые и грядово-озерковые болота. Шурф, заложенный в центральной части болотной системы «Сытомино», вскрывает торфяную залежь мощностью 3,5 м следующего строения:

Вид торфа	Степень разложения, %	Глубина залежи, м
Верховой фускум	5	0—1,0
Верховой магелланикум	10	1,0—1,25
Верховой магелланикум	15	1,25—1,5
Верховой магелланикум	10	1,50—2,25
Верховой фускум	10—15	2,25—3,5

* На рис. 9 и на последующих цифры вверху по горизонтали означают процентное (%) содержание пыльцевых зерен в спектрах.

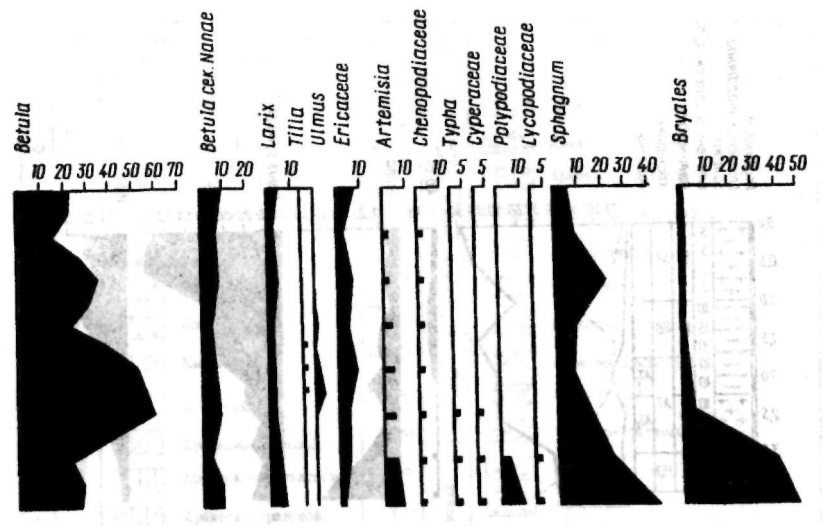


Рис. 9-а. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Сытомино (северная тайга)

Подстилает торф мелкозернистый песок.

В разрезе Сытомино отсутствуют палинозоны I и II. *Палинозона I* по схеме Г. М. Левковской (1967) соответствует позднему «дриасу». Она характеризуется высоким содержанием пыльцы кустарниковых берёз, полыней, маревых и других элементов перигляциального комплекса. Эта палинозона представлена на некоторых спорово-пыльцевых диаграммах торфяных отложений тундровой зоны (Левковская, 1967; Коренева, 1968), средней тайги (Лисс, Березина, 1981-а), европейской части России и Урала (Хотинский, 1977).

Палинозона II соответствует пребореальному периоду и характеризуется, по данным Н. А. Хотинского (1977), довольно высоким содержанием пыльцы лиственницы, кустарниковой берёзы, также присутствием пыльцы полыней и маревых. Эта палинозона выделяется на спорово-пыльцевой диаграмме разреза Сёртынья (Хотинский, 1977), а также на разрезах, расположенных в тундровой зоне (Хотинский, 1977; Кинд, 1969; Левковская и др., 1970; Пьявченко, 1971).

Палинозона III выделяется на большинстве спорово-пыльцевых диаграмм торфяных болот, относящихся к северо-таёжной подзоне.

В разрезе Сытомино палинозона III (глубина 3,0—3,5 м) охватывает придонный слой торфяных отложений. Она характеризуется обилием пыльцы ели, что соответствует нижнему максимуму или третьему (главному) максимуму пыльцы ели (Н. Я. Кац, С. В. Кац, 1946, 1948).

Содержание пыльцы сосны не превышает 15%. Количество пыльцы древовидной берёзы колеблется в пределах 20%, кустарниковой — в пределах 10%. Встречаемость пыльцы кедра и лиственницы незначительна.

Травяной спектр представлен сравнительно небольшим количеством пыльцевых зёрен полыней, очень мало пыльцы маревых, злаков, осок.

В большом количестве (более 50% общего состава пыльцы и спор) присутствуют споры сфагновых и зелёных мхов. Палинозона III коррелирует со спорово-пыльцевыми спектрами разрезов Ай-Курьеха (на глубине 2,75—3,5 м) и Сёртыньи (на глубине 3,1—3,7 м). Радиоуглеродные датировки (табл. 7) придонных слоев торфа из разреза Ай-Курьех (Хотинский, Климанов, 1985) позволяют датировать нижний максимум ели и начало заболачивания в пределах современных границ подзоны северной тайги бореальным периодом. К началу бореального времени появление очагов заболачивания в северотаёжной зоне относит и Н. И. Пьявченко (1971).

Обилие пыльцы ели в придонных слоях торфяных отложений свидетельствует о широком распространении в бореальном периоде в пределах границ северотаёжной подзоны еловых лесов, что в сочетании с интенсивным торфонакоплением говорит о сравнительно высоких показателях теплообеспеченности и увлажнённости.

Палинозона IV в разрезе Сытомино выделяется на глубине 2,25—3,0 м. Её нижняя граница проходит по уровню падения пыльцы ели и кустарниковых берёз. Верхняя граница — по уровню подъёма кривой пыльцы ели. Для палинозоны характерно преобладание пыльцы сосны и берёзы (её нижний максимум), несколько увеличивается содержание пыльцы кедра (до 8%). Травяно-кустарничковый спектр представлен крайне незначительным количеством пыльцы маревых, полыней, *Cyperaceae,* злаков, значительно больше выявлено пыльцевых зёрен *Eri-*

caceae, кустарниковых берёз. Общее содержание спор уменьшается до 20%.

Палинозона IV отражает господство сосново-берёзовых лесов, вытеснивших еловые древостой, что свидетельствует о некотором похолодании и уменьшении увлажнённости климата в первой половине атлантического периода. В это время болота вступили в олиготрофную стадию, происходило накопление верхового сфагнового торфа.

Спорово-пыльцевые спектры палинозоны IV коррелируют Со спорово-пыльцевыми спектрами разреза Ай-Курьех (Хотинский, Климанов, 1985) на глубине 1,25—1,9 м и разреза Сёртынья на глубине 2,8—3,1 м. Нижнеатлантический возраст торфяных отложений, соответствующий палинозоне IV, подтверждается как характером спорово-пыльцевых спектров, так и радиоуглеродным датированием в 7840±50 лет, полученным для образца торфа с глубины 1,5 м разреза Ай-Курьех (табл. 7). Аналогичные радиоуглеродные датировки и спорово-пыльцевые спектры получены с придонных образцов торфа из разрезов Пильтам-Лора, Вахского, Самотлора (Лисс и др., 1976, табл. 7).

Палинозона V (глубина 1,75—2,25). Нижняя граница зоны совпадает с новым подъёмом кривой пыльцы ели и увеличением содержания пыльцы широколиственных пород — вяза и липы. Спорово-пыльцевые спектры палинозоны V коррелируют со спорово-пыльцевыми спектрами разреза Ай-Курьех на глубине 0,75—1,25 м, разреза Сёртынья на глубине 1,9—2,8 м и Тугиян-Юган на глубине 3,9—4,2 м, что позволяет датировать слой торфяных отложений, соответствующий V палинозоне, второй половиной атлантического периода. Увеличение содержания пыльцы ели, а также наличие пыльцевых зёрен широколиственных пород свидетельствует о новом потеплении и увеличении увлажнённости, что согласуется с характером кривых теплообеспеченности и увлажнённости, составленных Н. А. Хотинским и В. А. Климановым (1985) для разреза Ай-Курьех.

Палинозона VI (глубина 1,0—1,75 м) выделяется по преобладанию пыльцы сосны, берёзы и соответствует суббореальному периоду. Содержание пыльцы ели уменьшается. Небольшой выступ кривая ели образует на глубине 1,25 м. Палинозона VI коррелирует с палинозоной VI болота Сёртынья на глубине 1,1—1,9 м, спорово-пыльцевыми спектрами разрезов Ай-Курьех на глубине 0,5—0,7 м и Тугиян-Юган на глубине 5,1—5,2 м. Распространение сосново-берёзовых лесов в сочетании с характером палеоклиматических кривых, построенных для разреза Ай-Курьех в интервале 0,5—0,7 м (Климанов, Хотинский, 1985) свидетельствует о некотором похолодании и уменьшении увлажнённости климата.

Палинозона VII охватывает верхний отрезок спорово-пыльцевой диаграммы болота Сытомино на глубине 0,0—0,1 м. Она характеризуется максимальным содержанием пыльцы сосны и кедра. В достаточном количестве присутствует и пыльца берёзы. Палинозона VII коррелирует со спорово-пыльцевой диаграммой разрезов Сёртыньи на глубине 0,0—1,0 м и Тугиян-Юган на глубине 5,2—5,25 м и датируется субатлантическим периодом.

Отличительной особенностью спорово-пыльцевых диаграмм в подзоне северной тайги является двухъярусность — нижняя часть отличается достаточно высоким содержанием пыльцы ели и относится к бореальному и атлантическому периодам. Верхняя часть диаграммы выделяется сравнительно высоким содержанием пыльцы кедра и датируется второй половиной голоцена.

3.4.2. Опорные разрезы в средней тайге

Количество торфяных разрезов, приуроченных к подзоне средней тайги и оснащённых спорово-пыльцевыми спектрами в сочетании с радиоуглеродными датировками, достаточно велико (табл. 7).

Для хронологической корреляции торфяных отложений наибольший интерес представляют разрезы: Нижневартовское (Нейштадт, 1967), Сургут (Нейштадт, 1976), Горно-Слиткино (Волков и др., 1973), Сырковое, Елтырёво (Лисс, Березина и др., 1976-а, б), Салымо-Юганское, Новый Тевриз (Лисс, Березина, 1981-а), Лукашкин Яр, Ларино (Глебов, Толейко, Стариков и др., 1980), Ентарный (Архипов и др., 1980).

Болото Салымо-Юганское расположено в центральной части Обь-Иртышского междуречья. В шурфе, пробуренном в центральной части болотной системы, выявлены следующие слои торфяных отложений:

Вид торфа	Степень разложения, %	Глубина залежи, м
Сфагновый мочажинный	10—15	0—1,0
Фускум	5—10	1,0-2,5
Сфагновый мочажинный	10—15	2,5-4,0
Верховой шейхцериевый	30—35	4,0-5,0
Переходный осоково-сфагновый	15—20	5,0-5,25
Низинный сфагновый	20	5,2-5,5
Низинный осоково-гипновый	20	5,5-5,6
Низинный гипновый	20	5,6-5,8
Сапропель		5,8-6,5
Низинный осоковый	20	6,5—7,0
Сапропель		7,0—7,5

Спорово-пыльцевая диаграмма состоит из семи палинозон (рис. 10).

Палинозона I (глубина 7,5—7,0 м) охватывает нижний слой озёрных отложений, представленных сапропелем, что подтверждает озёрное происхождение Салымо-Юганского болота. Эта палинозона характеризуется высоким содержанием пыльцы кустарниковых берёз, полыней, маревых, присутствием пыльцы водных растений. Палинозона I коррелирует со спорово-пыльцевыми спектрами зоны I разреза Ентарного на Оби (Архипов и др., 1980), а также со спорово-пыльцевыми спектрами болота Горбуновское на глубине 4,9—4,5 м (Хотинский, 1977), что позволяет датировать самый придонный слой сапропелевых отложений Салымо-Юганского болота поздним дриасом.

Палинозона II (глубина 7,0—6,0 м) включает две подзоны. *Подзона II-а* (глубина 7,0—6,5 м) выделяется некоторым подъёмом кривой пыльцы древесных пород (ели, берёзы) и небольшим уменьшением содержания травяной пыльцы, что свиде-

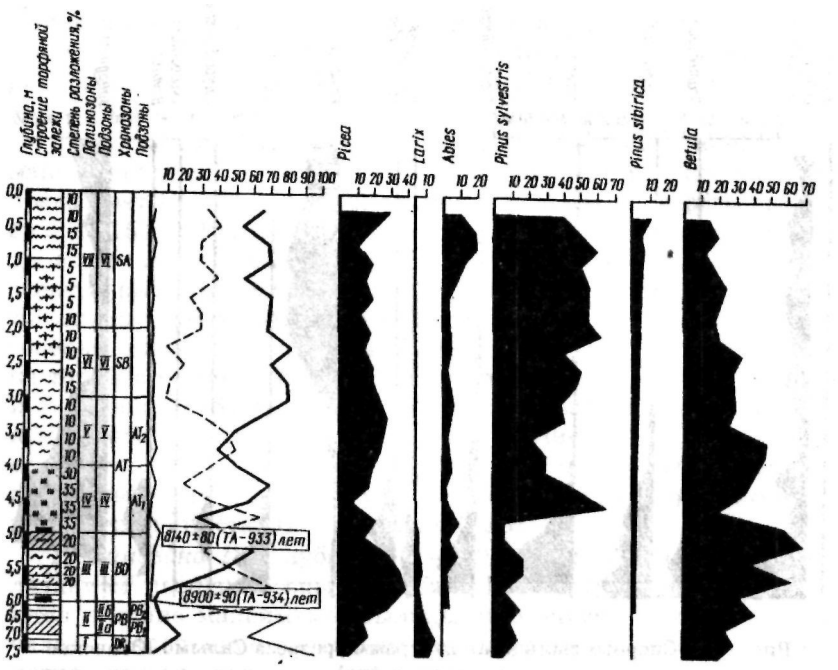


Рис. 10. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Салымо-Юганское (средняя тайга)

тельствует об улучшении климатических условий в первой половине пребореального периода. Палинозона П-а коррелирует с зоной II разреза Ентарного, датированной 9920±120 лет назад (Архипов и др., 1980).

Изменение климатических условий в сторону потепления подтверждается временным пересыханием водоёма и образованием слоя осокового торфа мощностью 0,5 м. Потепление, наступившее в Сибири в первой половине предбореального периода, Н. А Хотинский (1977) сопоставляет с половецким потеплением на Русской равнине.

Увеличение количества пыльцы травянистых растений в *подзоне П-б* (глубина 6,25—6,0 м) и частичное восстановление перигляциального комплекса свидетельствует о новом ухудшении климатических условий. Похолодание, наступившее в Западной

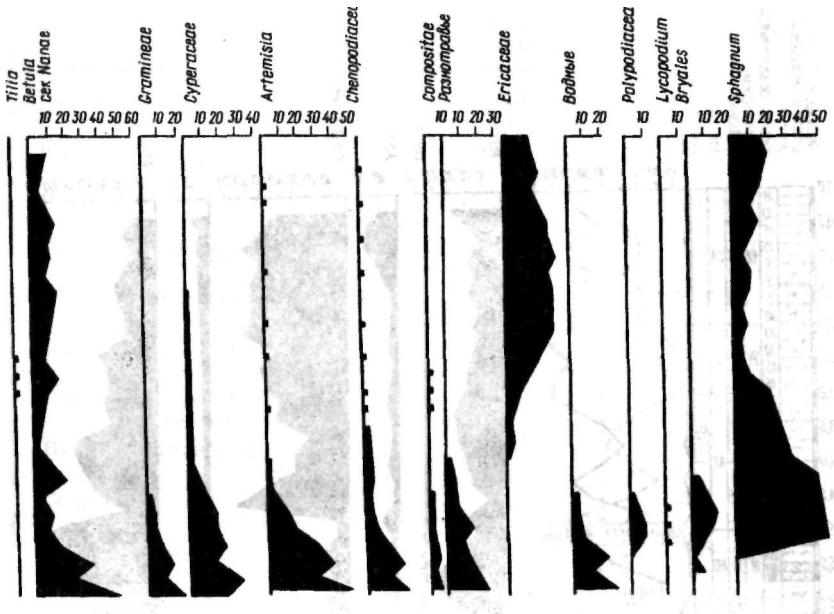


Рис. 10-а. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Салымо-Юганское (средняя тайга)

Сибири во второй половине пребореального периода, сопоставимо с переславским похолоданием на Русской равнине.

С хронологией переславского похолодания хорошо согласуется датирование (вторая половина пребореального периода) возраста придонного слоя торфа Аятского болота (Хотинский, 1977), расположенного в Свердловской области. В этом торфянике слой торфа на глубине 5,5 м имеет возраст 9780±210 лет. Его спорово-пыльцевой спектр в значительной степени идентичен палинозоне П-б Салымо-Юганского болота. Н. В. Кинд (1976) также относит похолодание в Сибири в начале голоцена примерно к пребореальному периоду 9800 лет назад (т. н. питско-игарское похолодание). Палинозона П-б также коррелирует с зоной II спорово-пыльцевой диаграммы разреза Ентарного (Архипов, Левина, Панычев, 1980).

Колебательный характер климатических условий на протя-

жении пребореального периода подтверждают кривые теплообеспеченности и увлажнённости, составленные для Западной Сибири Н.А.Хотинским (1977), а также В.С.Волковой и Т.П.Левиной (1985).

Палинозона III (глубина 6,0—5,0 м) выделяется по нижнему максимуму пыльцы ели (до 40%). Содержание пыльцы сосны не превышает 17%, количество пыльцы древовидной берёзы снижается до 15%. Много пыльцы пихты и кедра. Пыльца лиственницы встречается единично. Резко сокращается участие в строении спектра пыльцы травянистых растений. Доминантами становятся споры сфагновых мхов. Встречаемость спор плаунов и зелёных мхов несущественна. Радиоуглеродная датировка образца торфа с глубины 5,0—5,2 м имеет возраст 8140+80 лет (Лисс и Березина, 1981-а), что подтверждает соответствие палинозоны III бореальному периоду (табл. 7). Палинозона III коррелирует с нижним отрезком (глубина 3,7—5,0 м) спорово-пыльцевой диаграммы торфяника у г. Сургут (Нейштадт, 1976) и соответствует эвтрофной стадии в развитии болот.

Палинозона TV (глубина 5,0—4,0 м) характеризуется преобладанием пыльцы сосны и берёзы. В её пределах вырисовываются нижние максимумы пыльцы этих пород. В это время началось накопление верхового шеихцериевого торфа. Пыльца кедра встречается в незначительном количестве, несколько обильнее представлена пыльца пихты. Палинозона IV коррелирует с зоной V (на глубине 1,45—2,0 м) в спорово-пыльцевой диаграмме разреза Ентарного, датированной 6860±50 лет назад, что позволяет хронологически сопоставить её с первой половиной атлантического периода. Таким образом, в средней тайге трансформация эвтрофных болот в олиготрофные совпадает с похолоданием, наступившим в первой половине атлантического периода.

Палинозона V (глубина 4,0—3,0 м) соответствует второй половине атлантического периода. Для неё характерен подъём кривой пыльцы ели, сопровождающийся постепенным падением содержания пыльцы берёзы и сосны. Пыльца липы встречается единично. Палинозона V коррелирует с отрезком спорово-пыльцевой диаграммы разреза у г. Сургут на глубине 2,5—3,25 м (Нейштадт, 1976).

Палинозона VI (глубина 3,0—2,0 м) соответствует суббореальному периоду. Она выделяется сокращением содержания пыль-

цы ели. Пыльца сосны и берёзы колеблется в пределах 35—45%. Заметно увеличивается содержание пыльцы кедра, что позволяет палинозону VI коррелировать с отрезком спорово-пыльцевой диаграммы у г. Сургут на глубине 2,5—1,75 м.

Потепление и уменьшение увлажнённости, наступившее в середине суббореального периода, совпадает с трансформацией сильно обводнённых болотных биогеоцецозов грядово-мочажинного типа в более дренированные сосново-кустарничково-сфагновые, отложившие слой фускум-торфа.

Палинозона VII (глубина 2,0—0 м) охватывает верхний слой торфяных отложений, она соответствует субатлантическому периоду. В древесном спектре доминирует пыльца сосны и берёзы, увеличивается присутствие пыльцы ели, пихты и кедра. Прослеживается нижний (I) максимум кедра на глубине 0,75 м и его верхний (II) максимум на глубине 0,0—0,25 м. Корреляция VII палинозоны со спорово-пыльцевым спектром верхнего слоя торфяных отложений болота Лукашкин Яр (Глебов и др., 1980), датированного на глубине 0,4 м в 2540±55 лет, позволяет датировать нижнюю границу палинозоны VII началом субатлантического периода. Палинозона VII также чётко коррелирует и с верхним (на глубине 1,75—0,0 м) отрезком спорово-пыльцевой диаграммы разреза у г. Сургут.

Аналогичный ход кривых пыльцы и спор воспроизводит и спорово-пыльцевая диаграмма торфяных отложений болота Самотлор (Лисс, Березина, 1981-а). В строении торфяной залежи этого болота эвтрофно-олиготрофный контакт, как и в строении торфяной толщи Салымо-Юганской болотной системы, совпадает с бореально-атлантическим хронологическим рубежом.

Торфяник Новый Тевриз представляет собой линзу погребённого торфа, выявленную на левобережной террасе р. Васюган близ посёлка Новый Тевриз. Сверху торфяная линза перекрыта песчано-глинистыми отложениями мощностью до 2 м. Толщина верхнего слоя торфа 0,7 м. Он отделён от нижнего слоя торфа минеральными отложениями мощностью 0,3 м. Толщина нижнего слоя торфа 1,7 м. Протяжённость погребённого слоя торфа 50 м (рис. 11).

Погребённые торфяники довольно часто встречаются в береговых обнажениях среднего течения р. Оби и её притоков. Линзы погребённого торфа и гумусовых отложений обычно залегают под

двух-трехметровой пачкой пойменных наилков и подстилаются синевато-чёрными озёрными глинами. Они представляют собой одну из фаций старинного аллювия. Генезис погребённых торфяников С. Н. Тюремнов (1961) связывает с тектоническим опусканием местности.

В обнажении, зачищенном в центральной части торфяника Новый Тевриз, выявлены следующие слои торфа:

Вид торфа	Степень разложения, %	Глубина залежи, м
Верхний слой		
Низинный древесно-осоковый	30—35	0,0—0,6
Низинный осоковый	25	0,6—0,7
Нижний слой		
Низинный древесно-осоковый	35	0,0—1,6
Низинный древесно-гипновый	40	1,6—1,7

В строении спорово-пыльцевой диаграммы исследуемых отложений выделяется шесть палинозон, начиная со второй (рис. 11).

Палинозона II включает две подзоны: Н-а (глубина 1,6—1,7 м) и П-б (глубина 1,5—1,6 м). *Подзона Па* характеризуется присутствием примерно в одинаковом количестве пыльцы ели и древовидной берёзы, а также сравнительно высоким содержанием пыльцы кустарниковых берёз, полыней, маревых и разнотравья. Споровая часть спектра представлена спорами плаунов и сфагновых мхов. Корреляция разреза Новый Тевриз с разрезами, включающими послеледниковые отложения (Кинд, 1974; Глебов и др., 1974, 1980; Архипов и др., 1980; Левина, 1980), позволяет датировать подзону П-а первой половиной пребореального периода, возраст нижней границы которого Н. А. Хотинский (1977, 1982-а) определяет в 10300 лет.

Подзона П-б (глубина 1,6—1,5 м) характеризуется уменьшенным содержанием пыльцы ели, древовидной берёзы и увеличени-

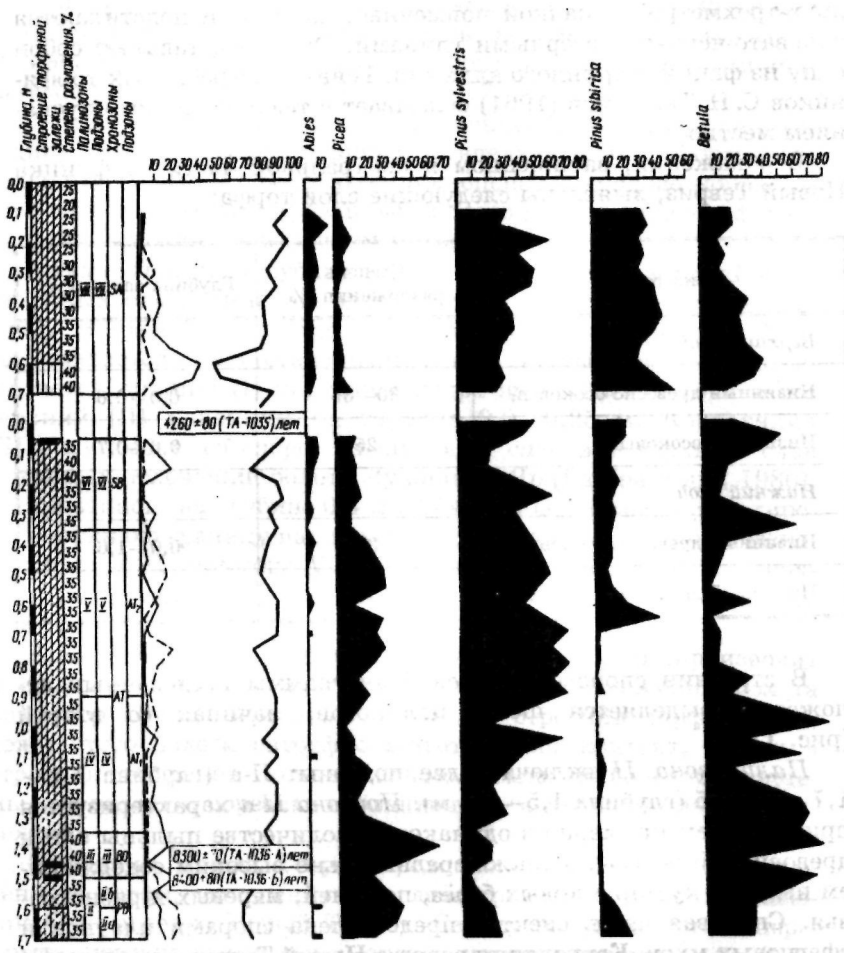


Рис. 11. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Новый Тевриз (средняя тайга)

Рис. 11-а. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Новый Тевриз (средняя тайга)

ем количества пыльцы кустарниковых берёз. Сохраняется большое количество пыльцы полыней, маревых, разнотравья, появляется пыльца злаков, увеличивается содержание пыльцы осок, присутствуют споры плаунов и зелёных мхов. Подзона П-б коррелирует с аналогичной подзоной Салымо-Юганского разреза на глубине 6,0—6,25 м и разреза Сёртынья на глубине 4,0—4,2 м, что позволяет верхнюю границу палинозоны II провести на уровне падения кривой кустарниковых берёз и датировать возрастом 9200 лет.

Палинозона III (глубина 1,5—1,35 м) чётко выделяется по преобладанию пыльцы ели (её нижний максимум) (Лисс и др., 1976), что совпадает с третьим максимумом пыльцы ели Н. Я. Каца, С. В. Кац (1946, 1948).

Радиоуглеродный анализ торфа с глубины 1,45—1,5 м и куска древесины ивы с той же глубины имеют возраст 8300170 и 8400±80 (Лисс, Березина, 1981-а). Слой низинного и древесно-осокового торфа, соответствующий палинозоне III погребённого торфяника Новый Тевриз, коррелирует со слоем низинного гипнового торфа на глубине 5,5—6,0 м Салымо-Юганского болота. Образцы торфа из этого горизонта торфяных отложений имеют абсолютный возраст глубины 5,0—5,2 м — 8140180 (Лисс, Березина, 1981-а).

Спорово-пыльцевые спектры палинозоны III также коррелируют со спорово-пыльцевыми спектрами погребённого торфяника у г. Колпашево (Томская обл.) на глубине 5,15—5,6 м, исследованного С. Н. Тюремновым (1961), что позволяет формирование этого погребенного торфяника датировать также бореальным периодом.

Палинозона IV (глубина 1,35—0,9 м) выделяется максимумом пыльцы древовидной берёзы — это её 1-й максимум (Лисс и др., 1976) и сокращением количества пыльцы ели. В верхнем отрезке зоны выделяется I максимум сосны (Лисс и др., 1976). В травяном спектре резко падает содержание пыльцы маревых, полыней, разнотравья. Незначительно и наличие спор. Корреляция палинозоны IV со спорово-пыльцевой диаграммой болот Сёртынья на глубине 2,7—3,1 м и Салымо-Юганское на глубине 4,0—5,0 м позволяет палинозону IV датировать первой половиной атлантического периода, а верхнюю её границу проводить на уровне уменьшения пыльцы берёз как древовидных, так и кустарниковых.

Палинозона V (глубина 0,9—0,35 м) характеризуется новым подъёмом кривой пыльцы ели и падением содержания пыльцы кустарниковых берёз, что свидетельствует об улучшении климатических условий. Палинозона V соответствует II максимуму пыльцы ели (Н. Я. Кац, С. В, Кац, 1946,1948) и датируется второй половиной атлантического периода. Особенностью зоны можно считать присутствие пыльцевых зёрен липы, хотя и небольшое (до 5%), что также свидетельствует о потеплении. На спорово-пыльцевых диаграммах болот Среднего Ура!ла (Хотинский, 1977) максимум широколиственных пород также датируется второй половиной атлантического периода.

Палинозона VI (глубина 0,35—0,0 м) охватывает верхний горизонт нижней толщи погребённого торфяника. Древесный спектр характеризуется довольно высоким (до 50—60%) содержанием пыльцы сосны и берёзы. Количество пыльцы ели не превышает 15%. Незначительный подъём кривой (до 15%) на глубине 0,25 м соответствует первому максимуму пыльцы ели Н. Я. Каца и С. В. Кац (1946, 1948). Содержание пыльцы кедра колеблется в пределах 20%. Сопоставление этого отрезка спорово-пыльцевой диаграммы со спорово-пыльцевыми диаграммами болот Сёртынья на глубине 1,1—1,9 м и Салымо-Юганское на глубине 2,0—3,0 м позволяет палинозону VI датировать суббореальным периодом.

Палинозона VII (глубина 0,7—0,0 м, верхний слой) охватывает всю верхнюю линзу погребённого торфяника. Эта палинозона выделяется преобладанием в древесном спектре пыльцы сосны и кедра. Несколько уменьшается содержание пыльцы древовидной берёзы. В травяном спектре содержание пыльцы осок достигает 90%. Видимо, это связано с локальными условиями формирования спорово-пыльцевого спектра.

Палинозона VII, датируемая субатлантическим периодом, по характеру спорово-пыльцевых спектров коррелирует со спорово-пыльцевыми спектрами погребённых торфяников р. Кети и р. Парабели (Тюремнов, 1961). Это свидетельствует о разном возрасте линз погребенного торфа: начало пребореального, середина атлантического (Лисс, Березина, 1981-а), конец суббореального (Архипов, 1971), субатлантический (Тюремнов, 1961; Лисс. Березина, 1981-а) периоды.

3.4.3. Опорные разрезы в южной тайге

Для корреляции палинологических зон с соответствующими слоями торфяных отложений в южной тайге и их хронологической синхронизации (табл. 7) нами были проанализированы спорово-пыльцевые диаграммы разрезов болот Урны (Лисс, Березина и др., 1976), Белого Яра (Лисс, Березина, 1981), погребённого торфяника в устье р. Томи (Архипов, Ботах, 1980), разрезов Чагва-Васюган, Волков Бугор (Бронзов, 1936), а также разрезов, вскрытых в северных отрогах Васюганского болота и его центральной части.

Болото Белый Яр расположено на правой террасе р. Кети (северный предел современной границы южнотаёжной зоны). Это типичное притеррасное болото, в настоящее время пребывающее в мезотрофной стадии развития. Шурф, пробуренный в центральной части болота, вскрывает следующие слои торфяных отложений:

Вид торфа	Степень разложения, %	Глубина залежи, м
Сфагновый переходный	10—15	0—1,25
Переходный осоково-сфагновый	15	1,25—2,25
Низинный осоковый	15—20	2,25—2,75
Низинный осоково-гипновый	15—20	2,75—3,25
Низинный гипновый	15—20	3,25—3,75
Низинный древесно-гипновый	40	3,75—4,0

Соответственно характеру рисунка кривых пыльцы и спор на спорово-пыльцевой диаграмме разреза Белый Яр выделяется шесть (II—VII) палинозон (рис. 12).

Палинозона II (глубина 3,75—4,0 м) отличается явным преобладанием пыльцевых зёрен берёзы. Содержание пыльцы травянистых растений не превышает 20%, встречаются споры сфагновых мхов и папоротников. Палинозона II коррелирует с пали-

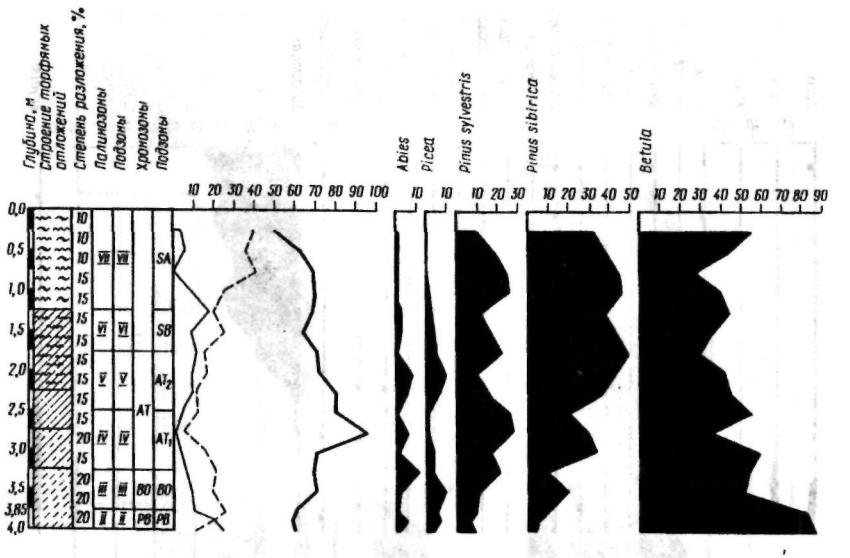


Рис. 12. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Белый Яр (южная тайга)

нозоной I на разрезе у устья р. Томи (Архипов, Вотах, 1980) и относится к пребореальному периоду.

Палинозона III (глубина 3,25—3,75 м) очерчивается по нижнему максимуму пыльцы ели, коррелируя с зоной **II** спорово-пыльцевой диаграммы разреза в устье р. Томи (Архипов, Вотах, 1980), датированной возрастом 8450±60 лет назад (Архипов, Вотах, 1980), что позволяет палинозону **III** отнести к бореальному периоду. По сравнению со спорово-пыльцевыми диаграммами торфяных разрезов, относящихся к более северным подзонам, на описываемой диаграмме нижний максимум ели (содержание пыльцы ели не превышает 10%) выражен слабее, что свидетельствует о распространении в бореальном периоде не только еловых лесов, но и елово-пихтово-кедрово-сосново-берёзовых (разрезы Белый Яр у устья р. Томи).

Палинозона IV (глубина 2,5—3,25 м) характеризуется подъёмом кривой пыльцы древесных пород. В древесном спектре увеличивается содержание пыльцы сосны, кедра, берёзы. Палинозона IV коррелирует с палинозоной IV разреза в северном отро-

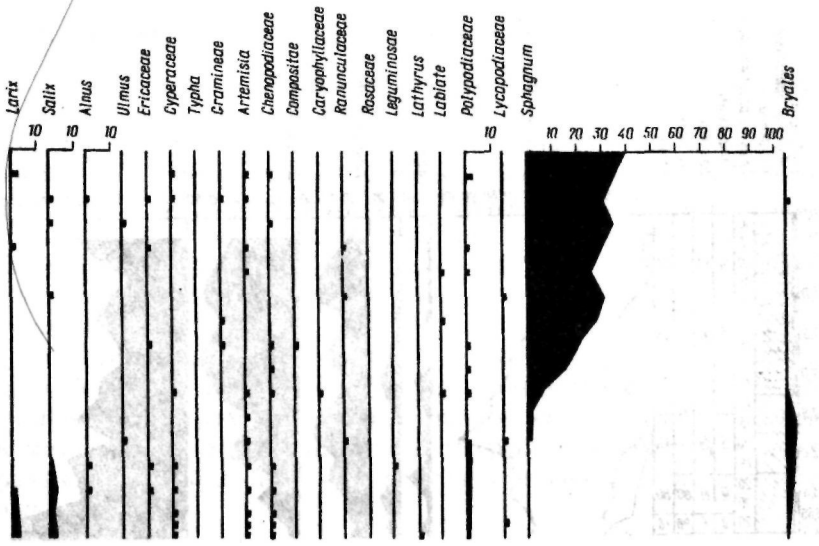


Рис. 12-а. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Белый Яр (южная тайга)

ге болота Васюганского (рис. 13), а также с фазой III спорово-пыльцевой диаграммы разреза у устья р. Томи, которая датируется возрастом 6320+75 лет (Архипов, Вотах, 1980).

На спорово-пыльцевой диаграмме разреза Урна (рис. 14) палинозона IV имеет радиоуглеродную датировку 7740±70 лет (Лисс, Березина, 1981-а). Это позволяет палинозону IV отнести к первой половине атлантического периода. Подъём кривой пыльцы кедра, начиная с первой половины атлантического периода, по-видимому, является региональной особенностью спорово-пыльцевых диаграмм разрезов, относящихся к южнотаёжной зоне.

Палинозона V (глубина 1,75—2,5 м) соответствует второй половине атлантического периода. Она выделяется новым подъемом кривых пыльцы ели и особенно кедра и некоторым падением кривых пыльцы сосны и берёзы. Палинозона V коррелирует с аналогичными палинозонами спорово-пыльцевых диаграмм разрезов, относящихся к северным отрогам (рис. 13) и центральной части болота Васюганское (рис. 15, 16).

Палинозона VI (глубина 1,0—1,75 м) характеризуется умень-

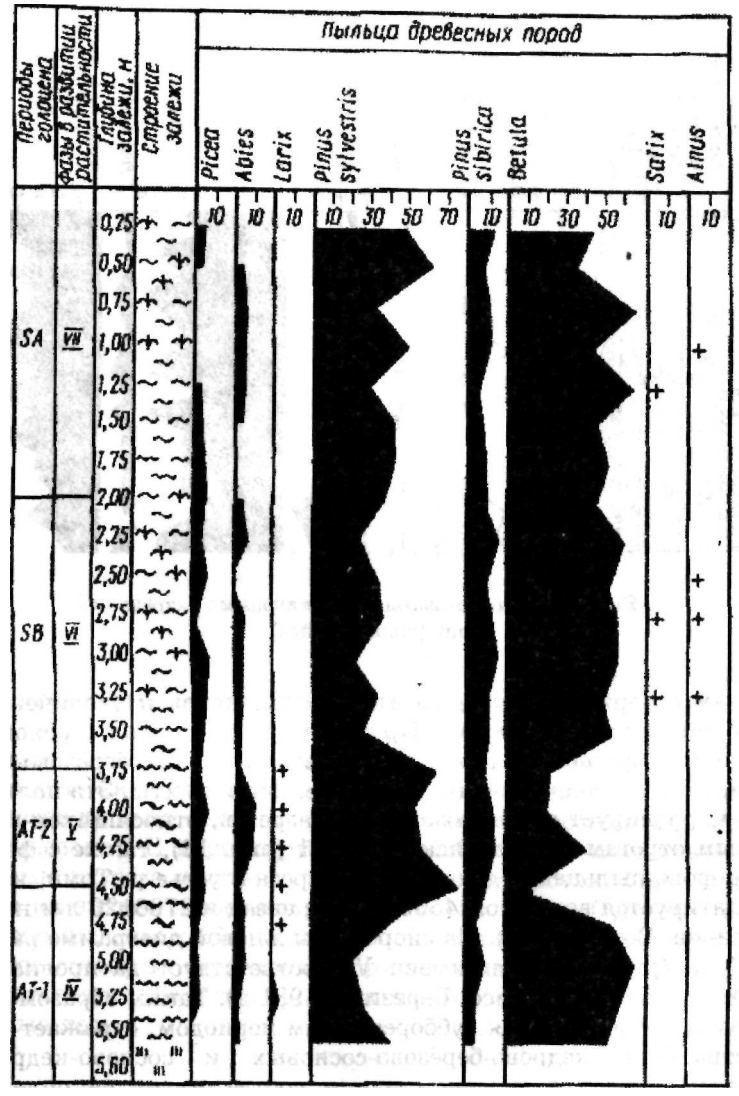


Рис. 13. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Васюганский-1, (южная тайга, северная часть)

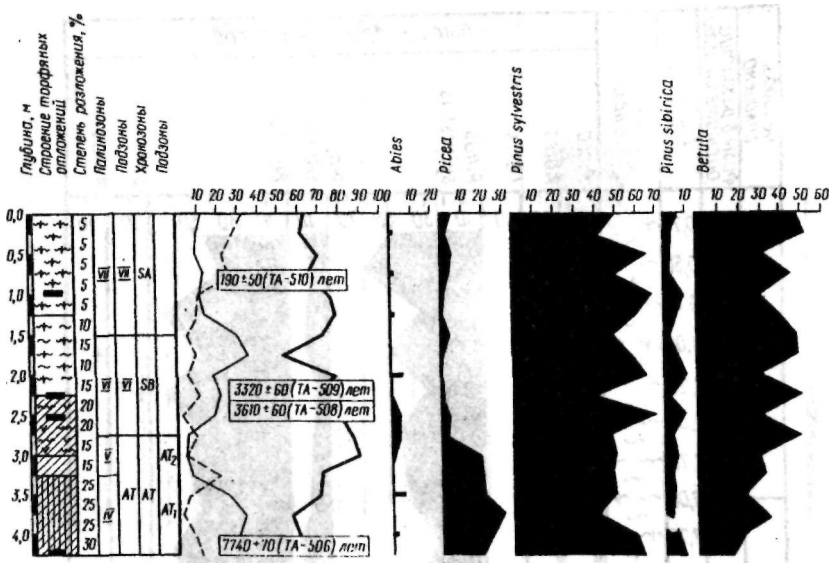


Рис. 14. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Урна (южная тайга)

шением содержания пыльцы ели, сосны, кедра и увеличением содержания пыльцы берёзы. При формировании слоя переходного осоково-сфагнового торфа произрастали сосново-берёзово-кедровые леса с незначительным участием ели и пихты. Эта палинозона коррелирует с палинозоной VI разрезов, относящихся к северным отрогам болота Васюганское-1 (рис. 13), также с фазой IV спорово-пыльцевой диаграммы разреза в устье р. Томи, которая датируется возрастом 4500150 лет назад и 2700±20 лет назад (Архипов, Вотах, 1980). На спорово-пыльцевой диаграмме разреза Урна (рис. 14) палинозона VI соответствует датировкам в 3320160 и 3610160 (Лисс, Березина, 1981-а). Таким образом, палинозона VI датируется суббореальным периодом, отражает распространение кедрово-берёзово-сосновых и сосново-кедрово-берёзовых лесов с участием ели и соответствует накоплению переходного торфа.

Палинозона VII (глубина 0,0—1,0 м) выделяется падением кривой пыльцы древесных пород за счёт резкого подъёма кри-

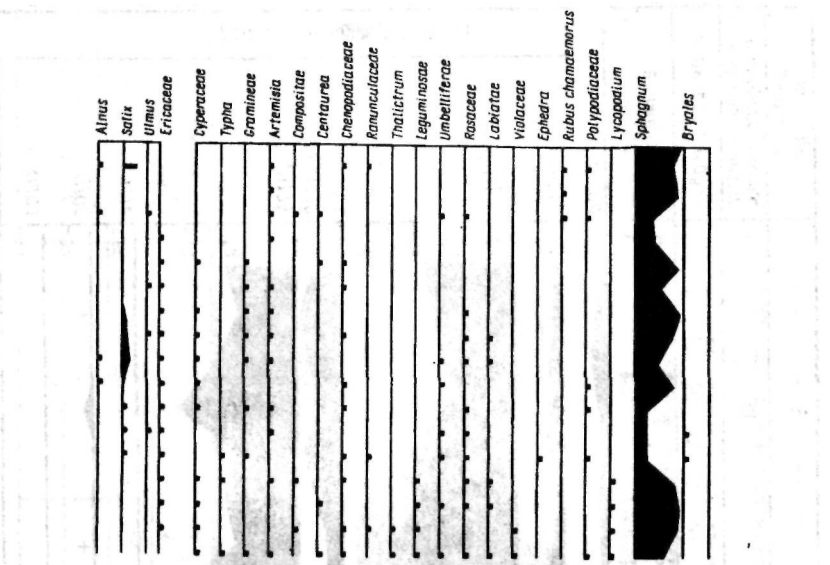


Рис. 14-а. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Урна (южная тайга)

вой спор. Несомненно, этот отрезок диаграммы отражает локальный спектр, в сложении которого существенная роль принадлежит спорам сфагновых мхов. В древесной части спектра уменьшается содержание пыльцы хвойных пород, совершенно исчезает пыльца ели, но возрастает количество пыльцы берёзы. Палинозона VII коррелирует с фазой V спорово-пыльцевой диаграммы разреза у устья р. Томи (Архипов, Вотах, 1980) и отражает развитие сосново-кедрово-берёзовых лесов. Судя по соотношению пыльцы хвойных пород и берёзы (рис. 15) в субатлантическое время на территории, прилегающей к северным отрогам Васюганского болота, произрастали елово-пихтово-берёзово-сосновые леса.

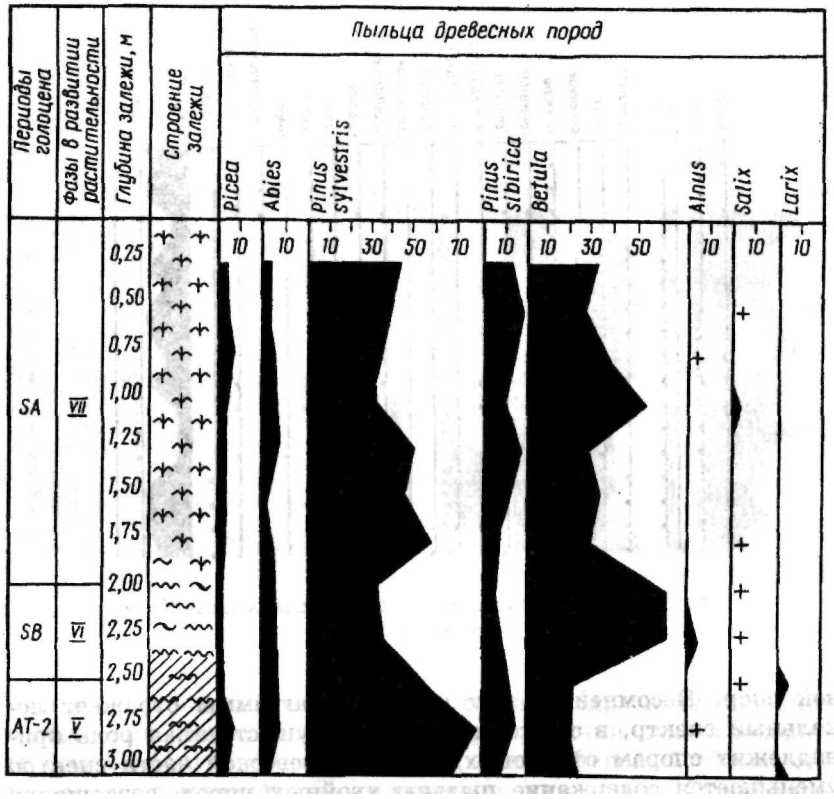


Рис. 15. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Васюганский-2, центральная часть (южная тайга)

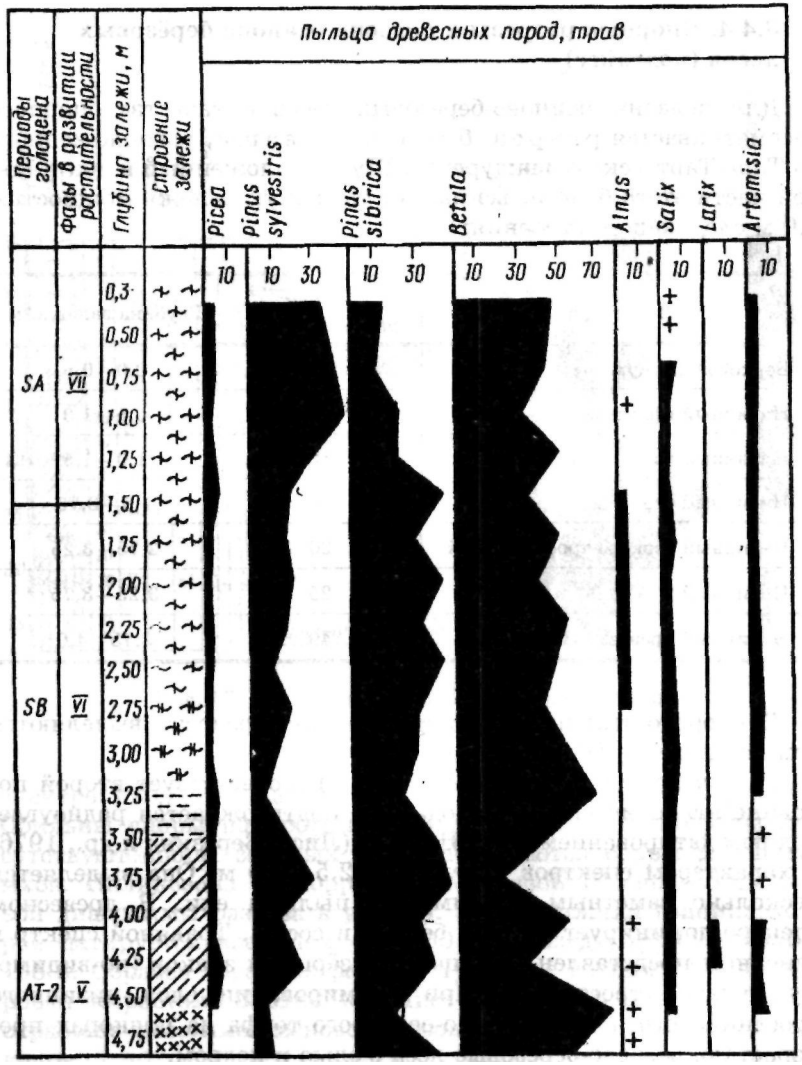


Рис. 16. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Васюганский-3, центральная часть (южная тайга)

3.4.4. Опорные разрезы в подзоне осиново-берёзовых лесов (подтайге)

Для подзоны осиново-берёзовых лесов в качестве опорного рассматривается разрез болота Чуваши, расположенного на Тара-Тартасском междуречье. Шурф, заложенный в центральной части этого болота, вскрывает торфяную залежь мощностью 4,0 м следующего строения:

Вид торфа	Степень разложения, %	Глубина залежи, м
Верховой фускум	15	0,0—0,5
Низинный сфагновый	15	0,5—1,0
Низинный осоково-сфагновый	15	1,0—1,5
Низинный осоковый	20	1,5—2,75
Низинный осоково-тростниковый	20	2,75—3,25
Низинный тростниковый	25	3,25—3,75
Низинный древесно-гипновый	40	3,75—4,0

В спорово-пыльцевой диаграмме этого разреза выделяются три палинозоны (V—VII) (рис. 17).

Палинозона V (глубина 2,5—4,0 м) соответствует второй половине атлантического периода, что подтверждается радиоуглеродным датированием в 6070±90 лет (Лисс, Березина и др., 1976) и характером спектров на глубине 2,5—4,0 м. Она выделяется несколько заметным максимумом пыльцы ели. В древесном спектре доминирует пыльца берёзы и сосны. Травяной спектр в основном представлен пыльцевыми зёрнами злаков (по-видимому, пыльца тростника). При формировании слоя низинного тростникового и тростниково-осокового торфа на плакорах произрастали сосново-берёзовые леса с елью и кедром.

Палинозона VI (глубина 1,0—2,5 м) характеризуется некоторым падением кривой пыльцы ели. Пыльца сосны образует максимум на глубине 2,25 м, берёзы — на глубине 1,75 м. Кривая пыльцы кедра слегка отклоняется вправо. В травяном

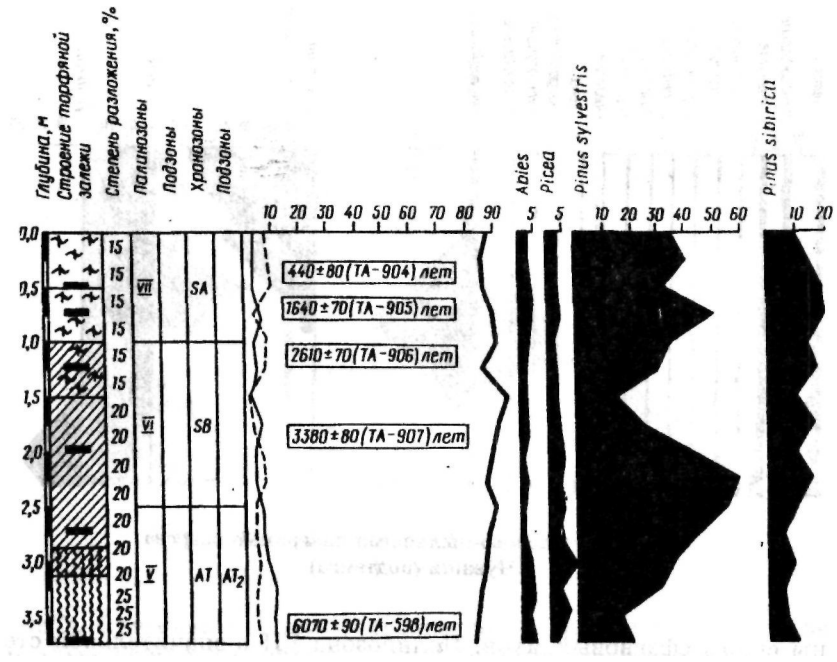


Рис. 17. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Чуваши (подтайга)

спектре пыльцевые зерна злаков вытесняются пыльцой осок. Обильны споры папоротников, в достаточном количестве присутствуют споры зелёных мхов, появляются споры сфагновых мхов. Палинозона VI коррелирует с фазой IV спорово-пыльцевой диаграммы разреза в устье р. Томи, нижняя граница которой датируется временем 4560±50 лет назад (Архипов, Вотах, 1980). Образец торфа на разрезе Чуваши с глубины 2,0 м датирован возрастом 3380180 лет (Лисс и др., 1976). Эта палинозона отражает развитие сосново-берёзовых лесов с участием ели и кедра.

Палинозона VII (глубина 0,0—1,0 м) выделяется незначительным присутствием пыльцы ели, кедра, пихты. В древесном спектре доминирует пыльца берёзы и сосны. В травяном спектре исчезают пыльцевые зёрна осок. В споровой части спектра обиль-

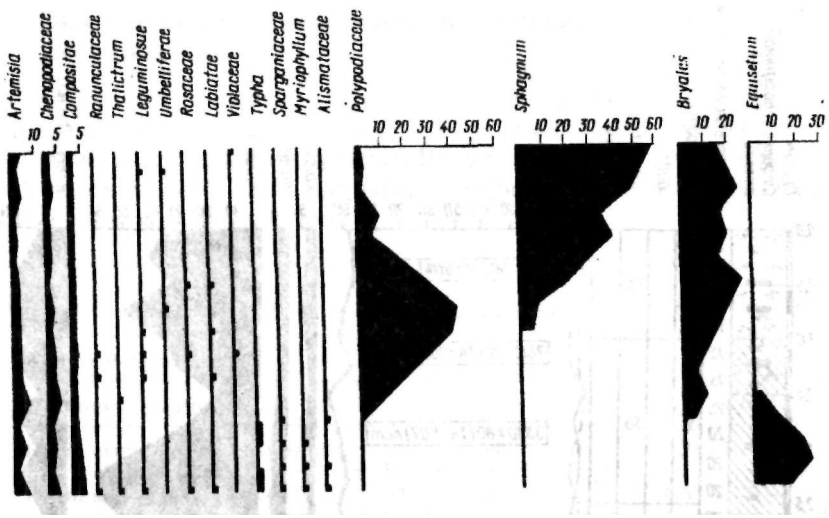


Рис. 17-а. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Чуваши (подтайга)

ны споры сфагновых мхов. Палинозона VII в значительной степени отражает локальный спектр, в сложении которого существенная роль отводится спорам сфагновых мхов, пыльце кустарничков и сосны. Палинозона VII соответствует моховой фазе в развитии болота Чуваши. Трансформация на суббореально-субатлантическом рубеже биогеоценозов травяно-сфагновых типов в сфагновые, по-видимому, обусловлена похолоданием, наступившим в начале субатлантического периода. Трансформация болотных биогеоценозов эвтрофных типов в олиготрофные наметилась в середине субатлантического периода.

3.4.5. Опорные разрезы в лесостепи

Для лесостепи в качестве опорных рассмотрены разрезы болот Убинское займище, Убинский рям, Гуськовский рям (Лисс, Березина, 1981-а), а также Убинского и Беглянского рямов, описанных Н. А. Хотинским (1977), разрез болота Гладкое (Правые Чемы), проанализированный Л.В.Фирсовым, В.С.Волковой, Т. П. Левиной и др. (1982), Каянское займище (Левина и др.,

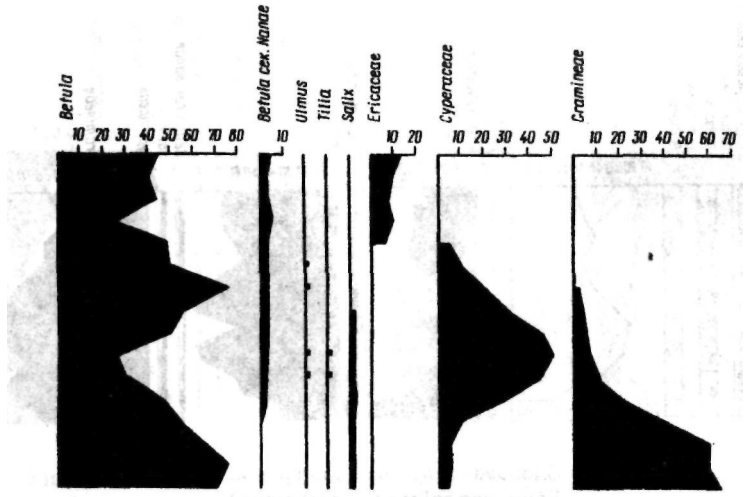


Рис. 17-б. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Чуваши (подтайга)

1987), Суминское займище (Климанов и др., 1987). Радиоуглеродные датировки торфяных отложений приведены в табл. 7.

Болото Убинское расположено в Барабинской низменности. Оно представляет собой эвтрофное травяное займище, окружающее выпуклый рям. Разрез, вскрытый в эвтрофной части Убинского займища, состоит из следующих слоев торфа:

Вид торфа	Степень разложения, %	Глубина залежи, м
Низинный осоковый	10—15	0,0—0,55
Низинный осоково-тростниковый	15—20	0,55—0,95
низинный осоковый	15—20	0,95—1,25
Низинный древесно-осоковый	35	1,25—1,35

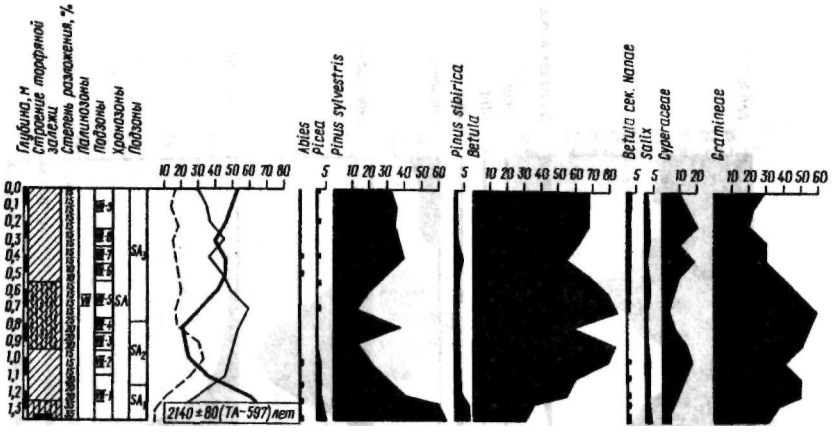


Рис. 18. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Убинское займище (лесостепь)

Спорово-пыльцевые спектры торфяных отложений этого разреза относятся к одной палинозоне, хронологически соответствующей VII палинозоне опорных разрезов, описанных для таёжной зоны. В рассматриваемом разрезе палинозона включает 9 подзон (рис. 18).

Подзона VII - 1 (глубина 1,1—1,35 м) характеризуется преобладанием (до 80%) пыльцы древесных пород. Количество травянистой пыльцы не превышает 15%, содержание спор варьирует в пределах 5%. В древесном спектре преобладает пыльца сосны, в меньшей степени — берёзы, присутствует пыльца кедра — 7%, ели — 3%, единично встречаются пыльцевые зёрна пихты. В травяном спектре преобладает пыльца злаков и полыней, много пыльцы маревых, представителей семейства *Compositae*. Спор мало, преимущественно присутствуют споры *Polypodiaceae*. Радиоуглеродная датировка придонного слоя торфяных отложений на глубине 1,25—1,35 м 2140+80 лет (Лисс и др., 1976) в сочетании с характером его спорово-пыльцевых спектров позволяет коррелировать палинозону VII-1 с верхним пределом зоны CI спорово-пыльцевой диаграммы торфяника Суминское займище (Климанов и др., 1987) и с подзоной Ш-б спорово-пыльцевой диаграммы торфяника Каянское займище (Левина и др., 1987).

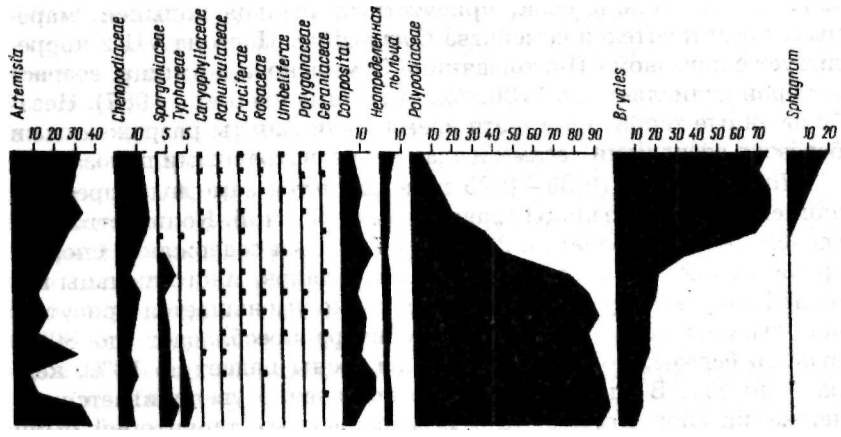


Рис. 18-а. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Убинское займище (лесостепь)

Дальнейшая корреляция со спорово-пыльцевой диаграммой болота Суминское займище позволяет определить время накопления осокового торфа мощностью 0,25 м, соответствующего подзоне VII-1, болота Убинское займище в 410 лет. Вертикальная скорость накопления этого слоя осокового торфа составляет 0,6 мм/год.

Палеоклиматические кривые, построенные В. А. Климановым и др. (1987) по палинологическим данным разреза Суминское займище, показывают, что на территории лесостепи начало субатлантического периода характеризуется изменением климатических условий в сторону похолодания и увеличения количества осадков почти на 100 мм. С похолоданием климата в начале субатлантического периода связано распространение на территории современной лесостепи сосновых лесов с примесью берёзы.

Палинозона VII - 2 (глубина 0,95—1,1 м) отличается увеличением содержания пыльцы травянистых растений до 47%. Количество древесной пыльцы постепенно снижается до 30%. В древесном спектре преобладает пыльца берёзы, содержание пыльцы сосны колеблется в пределах от 15 до 30%, содержание пыльцы кедра не превышает 3%. Единично присутствуют пыльцевые зёрна ели и пихты. В травяном спектре преобладает пыльца зла-

ков, много пыльцы осок, присутствует пыльца полыней, маревых, представителей семейства *Compositae*. Подзона VII-2 коррелирует с подзоной СП-а торфяника Суминского займища, возраст которой исчисляется в 1730125 лет (Климанов и др., 1987). Незаболоченные территории в это время были заняты разреженными берёзово-сосновыми лесами и злаково-разнотравными ценозами.

Подзона VII-3 (0,85—0,95 м) выделяется заметным преобладанием (до 50%) пыльцы травянистых растений. Количество древесной пыльцы падает до 25%, уменьшается содержание спор. В травяном спектре преобладает пыльца злаков, много пыльцы полыней, маревых, разнотравья, несколько уменьшается присутствие пыльцы осок. В древесном спектре преобладает (до 80%) пыльца берёзы, количество пыльцы сосны падает до 13%, кедра — до 2%. В споровом спектре постепенно увеличивается содержание спор *Bryales*. Для незаболоченных территорий были характерны разреженные берёзовые леса и злаковые ценозы.

Подзона VII-4 (глубина 0,78—0,85 м) выделяется дальнейшим увеличением (до 53%) пыльцы травянистых растений и некоторым падением содержания пыльцы древесных пород. В древесном спектре возрастает содержание пыльцы сосны до 38%. Эта подзона коррелирует с подзоной II в спорово-пыльцевой диаграмме торфяника Суминское займище и поэтому может датироваться возрастом 1260±35 лет (Климанов и др., 1987). Незаболоченные пространства в это время были заняты разреженными берёзово-сосновыми лесами и полынно-злаковыми ценозами.

Образование на глубине 0,78 м слоя торфа более высокой (до 25%) степени разложения, по-видимому, можно объяснить наибольшим потеплением в субатлантическом периоде. По данным В. А. Климанова и др. (1987), в период «малого климатического оптимума» (около 1100 лет назад) среднеиюльские температуры были выше современных, а осадков выпадало меньше.

Подзона VII-5 (глубина 0,55—0,78 м) характеризуется наибольшим (до 60%) по всей диаграмме преобладанием пыльцы травянистых растений, среди которых доминируют злаки; несколько падает содержание пыльцы осок. В древесном спектре преобладает пыльца берёзы. В споровом снижается содержание спор папоротников и постепенно увеличивается количество спор зелёных мхов. Подзона VII-5 коррелирует с палинозоной III спорово-пыльцевой диаграммы торфяника Суминское займище, нижняя и верхняя границы которой датируются 780±65 лет и

650150 лет (Климанов и др., 1987). В это время в растительном покрове преобладали разнотравно-злаковые ценозы, чередующиеся с травяными болотами.

Подзона VII-6 (глубина 0,45—0,55 м) характеризуется подъёмом (до 40%) кривой древесной пыльцы и постепенным падением содержания пыльцы травянистых растений. В древесном спектре увеличивается содержание пыльцы сосны (до 30%), но доминантом остается пыльца берёзы (68%), в травяном — осок, полыней, маревых и разнотравья. Количество пыльцы злаков хотя несколько сокращается, но доминирование сохраняется за ними. Содержание спор зелёных мхов возрастает за счёт падения количества спор папоротников. Подзона VII-6 коррелирует с подзоной IV-а спорово-пыльцевой диаграммы торфяника Суминское займище. Поэтому подзону VII-6 можно считать расположенной в интервале радиоуглеродных датировок между 650150 лет и 550125 лет (Климанов и др., 1987).

Подзона VII-7 (глубина 0,35—0,45 м) характеризуется дальнейшим увеличением до 45% количества пыльцы древесных пород, в спектре которых содержание пыльцы сосны составляет 40%, кедра — 5%, берёзы — 55%. Пыльца ели и пихты встречается единично. На долю пыльцы трав приходится 37%. Появляются споры сфагновых мхов. Эта подзона коррелирует с подзоной IV-6 спорово-пыльцевой диаграммы того же торфяника. Незаболоченные территории в это время были заняты сосновыми лесами с примесью берёзы, реже кедра, и злаковыми ценозами.

Подзона VII-8 (глубина 0,25—0,35 м) выделяется вновь преобладанием пыльцы трав (45%) и падением (до 40%) содержания пыльцы древесных пород. В древесном спектре увеличивается количество пыльцы берёзы. В травяном спектре несколько падает количество пыльцы осок, увеличивается содержание пыльцы злаков, полыней, маревых. В споровом спектре доминантами становятся споры зелёных мхов, присутствуют споры сфагнов. Подзона VII-8 коррелирует с подзоной IV-в в спорово-пыльцевой диаграмме торфяника Суминское займище.

Она отражает распространение разреженных берёзово-сосновых лесов со злаково-полынными ценозами, чередующимися с эвтрофными травяными болотами (займищами).

Подзона VII-9 (глубина 0,00—0,25 м) характеризуется дальнейшим подъёмом кривой древесных пород. В древесном спектре несколько сокращается содержание пыльцы сосны, увеличивает-

ся количество пыльцы берёзы, количество пыльцевых зёрен кедра не превышает 1%, единично присутствуют пыльцевые зёрна ели. В травяной части спектра преобладает пыльца степных видов. Сокращается содержание пыльцы осок. Содержание спор папоротников падает до 5%, количество спор зелёных мхов поднимается до 75%, сфагновых — до 20%. Подзона VII-9 коррелирует с подзоной IV-г спорово-пыльцевой диаграммы торфяника Суминское займище и отражает распространение сравнительно разреженных сосново-берёзовых лесов, чередующихся со злаково-маревыми ценозами и эвтрофными травяно-гипновыми болотами.

Разрез Убинский рям относится к олиготрофной части болота Убинское займище. Шурф, пробуренный в центральной части ряма, вскрывает торфяную толщу следующего строения:

Вид торфа	Степень разложения, %	Глубина залежи, м
Верховой фускум	10	0,0—2,0
Переходный осоково-сфагновый	15	2,0—2,25
Низинный сфагновый	15	2,25—2,75
Низинный тростниково-сфагновый	25	2,75—3,25
Низинный древесно-тростниковый	35—40	3,25—3,5

В отличие от разреза Убинское займище, спорово-пыльцевая диаграмма разреза Убинский рям включает две палинозоны: VI и VII. Палинозона VI (глубина 2,0—3,5 м) соответствует суббореальному периоду и состоит из 3 подзон (рис. 19).

Подзона VII (глубина 3,0—3,5 м) выделяется преобладанием пыльцы древесных пород (до 80%). Соотношение пыльцы сосны и берёзы примерно одинаково, в небольшом количестве присутствует пыльца кедра. Пыльцевые зёрна пихты и ели встречаются единично. В травяной части спектра обильна пыльца *Сурегасеае* и злаков (по-видимому, в основном пыльцевые зёрна тростника, что подтверждается ботаническим составом придонного слоя торфа). Пыльцевые зёрна полыней, маревых и разнотравья присутствуют в сравнительно небольшом количестве. В значительно

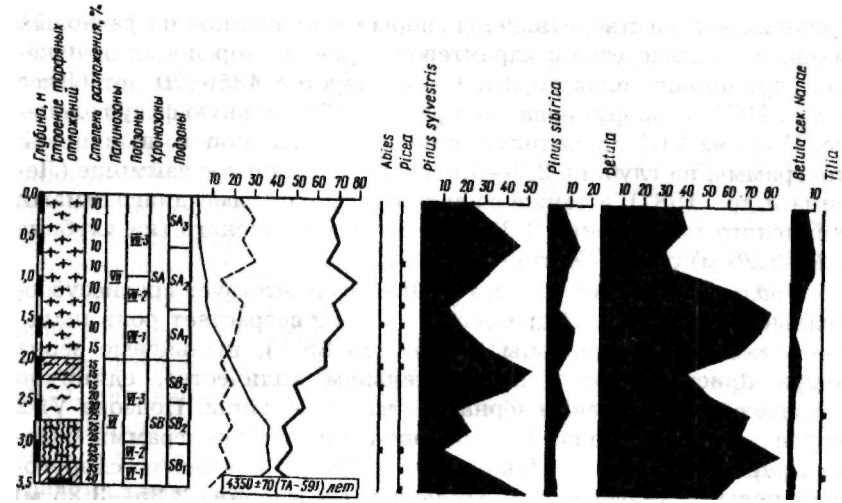


Рис. 19. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Убинский рям (лесостепь)

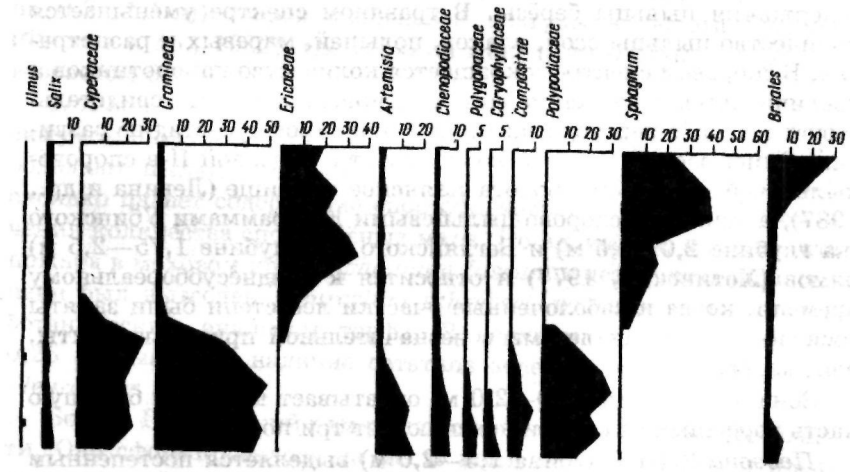


Рис. 19-а. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Убинский рям (лесостепь)

большем количестве выявлены споры папоротников и сфагновых мхов, что согласуется с характером строения торфяных отложений придонного слоя торфа. Он датируется 4350+70 лет (Лисс и др., 1976) и сформировался в раннесуббореальную фазу голоцена. Подзона VI-1 коррелирует с подзоной П-а спорово-пыльцевой диаграммы на глубине 2,6—3,0 м болота Каянское займище (Левина и др., 1987), а также со спорово-пыльцевыми диаграммами Убинского (на глубине 3,25—4,0 м) и Беглянского (на глубине 2,9—3,25 м) рямов (Хотинский. 1977).

Подзона VI-2 (глубина 2,5—3,0 м) соответствует среднесуббореальному времени. В древесном спектре возрастает роль пыльцы сосны. Много пыльцы берёзы (до 85%), пыльцевые зёрна кедра присутствуют в незначительном количестве, единично встречаются пыльцевые зёрна пихты, вяза, липы. Подзона VI-2 коррелирует с подзоной П-в спорово-пыльцевой диаграммы болота Каянское займище (Левина и др., 1987), а также со спорово-пыльцевыми диаграммами Убинского (на глубине 2,25—3,25 м) и Беглянского (на глубине 2,5—2,9 м) рямов (Хотинский, 1977) и датируется среднесуббореальным временем.

Подзона VI-3 (глубина 2,0—2,5 м) выделяется дальнейшим увеличением количества пыльцы сосны и некоторым падением содержания пыльцы берёзы. В травяном спектре уменьшается количество пыльцы осок, злаков, полыней, маревых и разнотравья. В споровом спектре сокращается количество папоротников и увеличивается содержание спор сфагновых мхов, что свидетельствует о начале перехода займища в олиготрофную стадию развития. Описываемая подзона коррелирует с подзоной П-в спорово-пыльцевой диаграммы болота Каянское займище (Левина и др., 1987), а также со спорово-пыльцевыми диаграммами Убинского (на глубине 2,0—2,5 м) и Беглянского (на глубине 1,75—2,5 м) рямов (Хотинский, 1977) и относится к позднесуббореальному времени, когда незаболоченные участки лесостепи были заняты сосново-берёзовыми лесами с незначительной примесью пихты, ели, кедра.

Зона VII (глубина 0,0—2,0 м) охватывает верхнюю большую часть торфяных отложений и включает три подзоны.

Подзона VII - 1 (глубина 1,5—2,0 м) выделяется постепенным подъёмом кривой пыльцы древесных пород. На глубине 2,0 м пыльца сосны образует верхний максимум. В травяно-кустарничковом спектре резко падает содержание пыльцы осок и злаков, увеличивается содержание пыльцы вересковых. В споровом спектре возрастает содержание спор сфагновых мхов, что отражает окончательный переход болота в олиготрофную стадию развития. Подзона VII-1 коррелирует с подзоной Ш-а Каянского займища, датированной в 2350+30 лет (Климанов и др., 1987), а также со спорово-пыльцевыми диаграммами рямов Убинского (на глубине 1,5—2,0 м) и Беглянского (на глубине 1,0—1,75 м) рямов (Хотинский, 1977) и относится к раннесубатлантической фазе голоцена. К началу субатлантического периода, более холодного и влажного, чем в настоящее время, вновь усилилась трансформация эвтрофных болотных ценозов в олиготрофные, о чем свидетельствует интенсивное накопление верхового фускум-торфа, начавшееся с суббореально-субатлантического рубежа.

Подзона VI 1-2 (глубина 1,0—1,5 м) выделяется чётко выраженным верхним максимумом берёзы. Она соответствует среднеатлантической фазе голоцена, что подтверждается её чёткой корреляцией с зоной III спорово-пыльцевой диаграммы болота Суминское займище (Климанов и др., 1987) на глубине 0,6—1^25 м. Слои торфа с этих глубин датированы 650+50 лет и 550+25 лет. Подзона VII-2 также чётко коррелирует и с подзоной VI-6 (глубина 0,2—1,1 м) спорово-пыльцевой диаграммы болота Гладкое (Фирсов и др., 1982), где верхний максимум берёзы датируется возрастом 610 лет.

Подзона VII-3 (глубина 0,0—1,0 м) выделяется верхним максимумом пыльцы сосны. В травяно-кустарничковом спектре преобладают пыльцевые зёрна *Ericaceae.* В споровом спектре несколько падает содержание спор сфагновых мхов за счёт увеличения количества спор зелёных мхов. По-видимому, в результате пожара в моховом ярусе *Sphagnum fuscum* в незначительной степени был вытеснен *Pleurozium schreberi,* что подтверждается и ботаническим анализом торфа. В верхнем слое торфа (0,0—0,25 м) выявлено наличие остатков зелёных мхов, в основном *Pleurozium schreberi.*

Болото Гуськовский рям расположено в Новосибирской области. Оно сформировалось на месте неглубокой впадины и представляет собой олиготрофное сосново-кустарничково-сфагновое болото. Шурф, пробуренный в центральной части ряма, вскрывает торфяную толщу следующего строения:

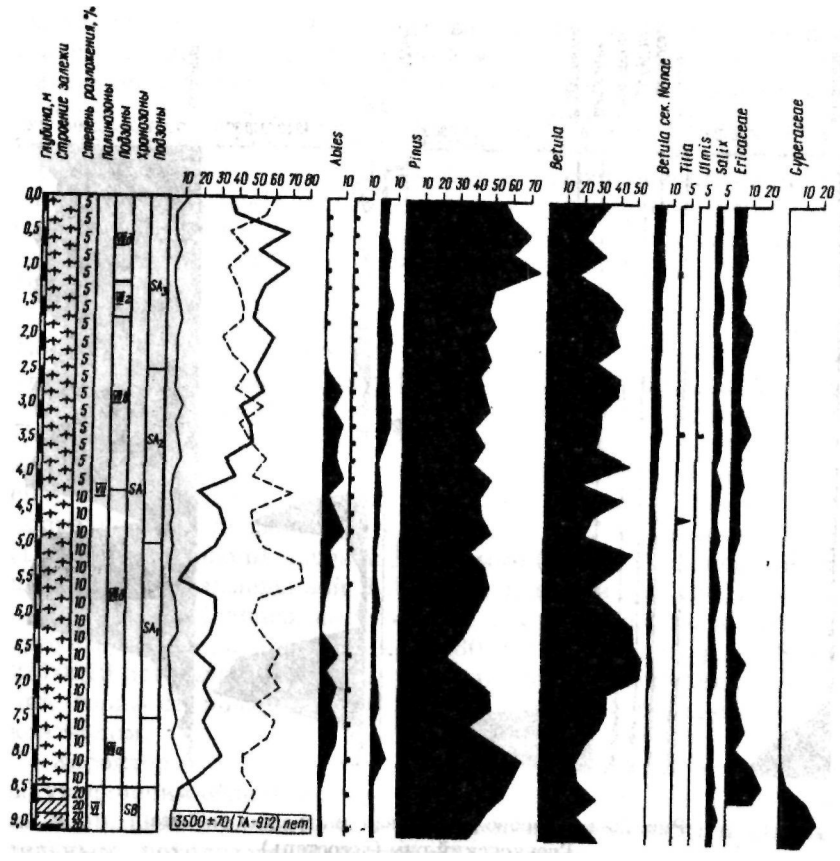
Вид торфа	Степень разложения, %	
Верховой фускум	5—10	0,0—8,5
Низинный сфагновый	**20**	8,5—8,75
Низинный осоково-гипновый	20	8,75—8,8
Низинный гипновый	20	8,8—9,2

Кривые пыльцы древесных пород на протяжении всего разреза образуют плавный рисунок. Заметное сокращение содержания древесной пыльцы наблюдается только в придонном слое низинного торфа (глубина 8,5—9,2 м). На глубине 7,5—8,5 м выявляется верхний максимум пыльцы сосны, в интервале 5,5—8,0 м отмечается увеличение количества пыльцы берёзы (её верхний максимум) (рис. 20).

Содержание пыльцы трав на протяжении почти всего разреза не превышает 5—10%. Только в придонном слое торфа (на глубине 8,5—9,2 м) её содержание возрастает до 20—35%. Отличительной особенностью диаграммы является большое количество спор, процентное участие которых в спорово-пыльцевых спектрах в интервале 3,25—9,2 м значительно превышает содержание пыльцевых зёрен древесных пород и кустарничково-травянистых растений. Только в верхней трети диаграммы (в интервале 3,5—0,0 м) содержание спор падает до 30—45%.

Анализ спорово-пыльцевой диаграммы разреза Гуськовский рям позволяет выделить две палинологические зоны VI и VII, соответствующие определённым генетическим и хронологическим горизонтам в стратиграфии торфяных отложений.

Палинозона VI (глубина 8,5—9,2 м) охватывает придонный слой торфяных отложений. Радиоуглеродная датировка придонного слоя торфа с глубины 9,0—9,2 м достигает 3500170 лет (Лисс, Березина, 1981-а) и позволяет датировать палинозону VT среднебореальной фазой голоцена. Спорово-пыльцевой спектр этой палинозоны характеризуется постепенным падением количества пыльцы травянистых растений с 35% до 20%. Состав травяного спектра (преобладание пыльцевых зёрен осок и злаков, в основном тростника) свидетельствует о его локальном характере.



Рис, 20. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Гуськовский рям (лесостепь)

Обилие спор папоротников, в основном *Thelypteris palustris,* объясняется широким распространением этого вида в травяных ценозах эвтрофных болот. Пыльца полыней, маревых и других степных видов встречается в незначительном количестве (не более 10%).

Древесный спектр рассматриваемой палинозоны представлен в основном пыльцой сосны и берёзы. Единично встречаются пыльцевые зёрна пихты, ели, кедра. Количество пыльцы древес-

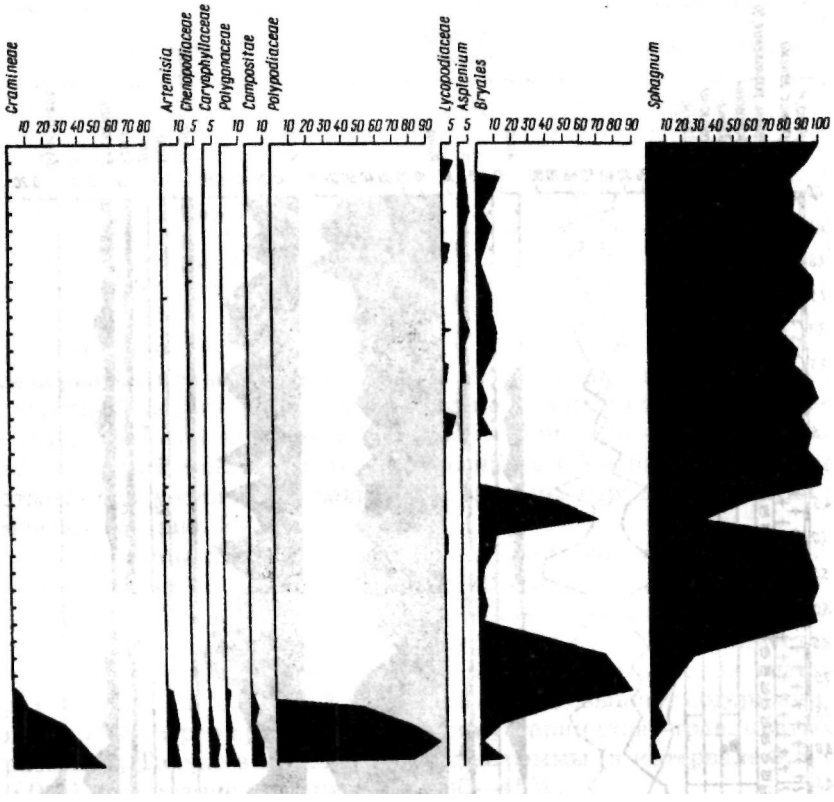


Рис. 20-а. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Гуськовский рям (лесостепь)

ных пород колеблется в пределах 10%. Палинозона VI коррелирует с V-в подзоной спорово-пыльцевой диаграммы болота Гладкое, расположенного в Новосибирской области (Фирсов и др., 1982). Отличие заключается лишь в количественном присутствии пыльцы древесных пород и степных видов, что связано с узколокальным характером спектров спорово-пыльцевой диаграммы Гуськовского ряма. Палинозона VI также коррелирует с подзоной П-в торфяника Каянское займище (Левина и др., 1987), соответствующей средней фазе суббореального периода.

Несмотря на узколокальный характер спектров палинозоны VI, по соотношению количества пыльцы древесных пород и травяно-кустарничковых растений можно утверждать, что формирование Гуськовского ряма началось в период господства разреженных берёзово-сосновых лесов, чередующихся с разнотравно-злаковыми ценозами и заболачивающимися депрессиями. Судя по климатическим кривым голоцена, составленным для Сибири Н. А. Хотинским (1977), начало заболачивания депрессии, где впоследствии сформировался Гуськовский рям, совпадает с термическим максимумом суббореального периода (Хотинский, 1982).

Палинозона VII включает 5 подзон. *Подзона VII - 1* (глубина 7,5—8,5 м) характеризуется увеличением количества древесной пыльцы в основном за счёт пыльцы сосны (её верхний максимум). Содержание пыльцы трав и кустарничков падает до 7%. По-прежнему в большом количестве присутствуют споры. Содержание спор зелёных мхов достигает 90% (нижний максимум спор *Bryales),* появляются споры сфагновых мхов. Подзона VII-1 коррелирует с подзоной Ш-а, выделенной Т.П.Левиной и др. (1987) на спорово-пыльцевой диаграмме болота Каянское займище, и с зоной, выделенной В. А. Климановым и др. (1987) на спорово-пыльцевой диаграмме торфяника Суминское займище. Радиоуглеродные датировки в 2350±30 лет (Левина и др., 1987) и 2370±70 лет (Климанов и др., 1987) позволяют сопоставить нижний горизонт подзоны VII-1 с суббореально-субатлантическим контактом.

Характер спектров в пределах подзоны VII-1 свидетельствует об увеличении облесения территорий, что палинологи Т. В. Левина и др. (1987) связывают с увеличением влажности и относительным похолоданием климата. Изменение климатических условий в сторону увеличения увлажнённости и похолодания подтверждается и строением торфяной толщи: начиная с суббореально-субатлантического рубежа, происходит накопление верхового фускумторфа низкой степени разложения. Подобная трансформация согласуется с заключением Н. А. Хотинского (1982-6) о позднесуббореальном похолодании и тенденции климатических колебаний в начале субатлантического периода.

Подзона VII-2 (глубина 4,25—7,5 м) выделяется незначительным колебанием (в пределах 20—30%) содержания пыльцы древесных пород. В древесном спектре преобладает пыльца сосны, на глубине 6,0—7,0 м чётко выделяется нижний максимум

пыльцы берёзы, который коррелирует с аналогичным максимумом, выявляемым на пыльцевых диаграммах Убинского (глубина 4,5 м) и Беглянского (глубина 3,5 м) рямов (Хотинский, 1977). Содержание пыльцы растений травяно-кустарничкового яруса колеблется в пределах 5%. В основном присутствует пыльца вересковых. Доминируют споры сфагновых мхов. На глубине 5,5 м вырисовывается верхний максимум спор зелёных мхов.

Подзона VII-3 (глубина 1,75—4,25 м) выделяется ещё более плавным ходом кривой пыльцы древесных пород. Она коррелирует с подзонами Ш-г и Ш-д, выделенными Т.П.Левиной и др. (1987) на спорово-пыльцевой диаграмме болота Каянское займище. В пределах подзоны VII-3 на глубине 5,0 м выделяется нечётко выраженный верхний максимум пыльцы берёзы, который коррелирует с нечётко выраженным верхним максимумом пыльцы этой породы на пыльцевых диаграммах Убинского (на глубине 2,9 м) и Беглянского (глубина 2,2 м) рямов (Хотинский, 1977).

Подзона VII-4 соответствует глубине 1,25—1,75 м.

Подзона VII-5 охватывает верхний слой торфяных отложений на глубине 0,0—1,25 м. Для этого отрезка диаграммы характерно увеличение содержания пыльцы древесных пород (в основном, сосны) до 68%. Содержание пыльцы кедра не превышает 5%. Единично встречаются пыльцевые зёрна пихты и ели. Количество пыльцы травянистых и вересковых колеблется в пределах 5—10%. Содержание спор снижается до 30—35%. Только в поверхностном слое оно вновь возрастает до 60% за счёт увеличения присутствия спор сфагновых мхов, главным образом, спор *Sphagnum fuscum,* господствующего в современном моховом покрове негорелых рямов лесостепи. После пожаров на рямах *Sphagnum fuscum* вытесняется зелёными мхами, преимущественно *Pleurozium schrebert.* Этим можно объяснить наличие двух максимумов спор зелёных мхов на глубине 8,0 и 5,5 м.

Сопоставление стратиграфических рубежей с колебанием показателей теплообеспеченности и увлажненности в голоцене (Хотинский, 1977) показывает, что эвтрофно-олиготрофные рубежи совпадают с более холодными этапами голоцена. Кроме того, установлено, что слои торфа более высокой степени разложения датируются серединой бореального — второй половиной атлантического и серединой суббореального периодов, т. е. этапами голоцена, характеризующимися, по данным Н. А. Хотинского (1977), более высокими показателями теплообеспеченности. Прослеживается связь более высоких показателей степени разложения с экстремумами потепления, установленными для голоцена и В. А. Климановым (1988).

Итак, пространственно-временная корреляция стратиграфических слоев торфяных отложений с эталонной схемой Блитта-Сернандера, модифицированной Н. А. Хотинским (1977), позволила уточнить как пространственно-временную дифференциацию начала накопления торфяных отложений, так и хронологию основных стратиграфических рубежей. Наиболее древние очаги заболачивания приурочены к тундре, лесотундре, северной, средней и южной тайге. В подтайге и в лесостепи заболачивание началось во второй половине голоцена (табл. 7). Эвтрофно-олиготрофные рубежи в строении торфяных отложений датируются, в основном, в северной тайге бореальным периодом, в средней — атлантическим, в южной — суббореальным, в подтайге — серединой субатлантического периода, в лесостепи — концом суббореального, началом, серединой и последней третью субатлантического периода.

3.5. Зонально-подзональные варианты строения торфяных отложений

Изучение строения торфяных отложений на территории Западной Сибири свидетельствует о том, что в голоцене развитие болотообразования в пространственно-временном отношении не было одинаковым. Дифференциация этого процесса обусловлена широтой и меридиональной изменчивостью физико-географических факторов, стимулирующих торфонакопление.

Корреляция генетических слоев в строении торфяных отложений с результатами палинологических и радиоуглеродных анализов позволила, во-первых, выделить ряд географических зонально-подзональных вариантов стратиграфии торфяных залежей: арктический, субарктический, лесотундровый плоско- и крупнобугристый, северо-, средне-, южнотаёжный, подтаёжный и лесостепной; во-вторых, датировать стратиграфические рубежи.

Зонально-подзональные варианты строения торфяных залежей отличаются возрастом, стратиграфией, мощностью, хронологией стратиграфических рубежей, характером современных стадий развития.

Арктический вариант — мелкозалежный (глубина торфа не превышает 20—30 см). Залежь низинная, сложена осоковым и

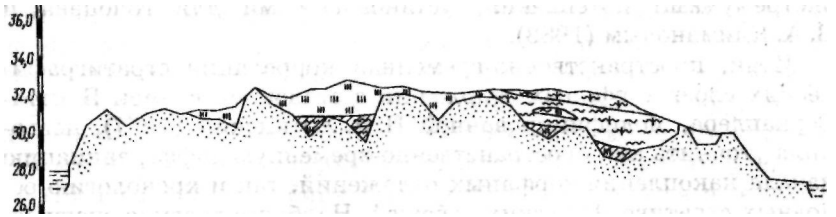


Рис. 21. Северотаежный вариант строения торфяных отложений

осоково-гипновым торфом. В современной стадии развития доминируют травяные и травяно-моховые некомплексные биогеоценозы в сочетании с валиково-полигональными комплексами.

Субарктический вариант — среднезалежный. В современной стадии развития доминируют комплексы биогеоценозов кустарничково-осоково-мохового валиково-полигонального типа. Некомплексные биогеоценозы встречаются редко, залежь низинная.

Лесотундровый плоскобугристый вариант — среднезалежный, залежь в основном низинная, только самый верхний слой представлен верховыми видами торфа.

Лесотундровый крупнобугристый вариант — глубокозалежный, залежь — смешанная, вершины бугров заняты мохово-лишайниковыми и кустарничково-лишайниковыми сообществами, межбугровые понижения — осоково-сфагновыми.

Северотаёжный вариант — мелкозалежный (глубина торфа в среднем не превышает 2,0 м). Он выделяется наибольшим преобладанием в строении залежей верховых видов торфа (более 75%). Эвтрофно-олиготрофный рубеж датируется бореальным периодом. В современной стадии развития болотных систем доминируют олиготрофные биогеоценозы озерково-мочажинного типа (рис. 21).

Среднетаёжный вариант выделяется увеличением средней мощности торфяных отложений до 2,6 м. В строении залежей доля верховых видов торфа снижается до 75%. Эвтрофно-олиготрофный рубеж датируется атлантическим периодом. В современной стадии развития болотных систем доминируют олиготрофные биогеоценозы грядово-мочажинного типа (рис. 22-а, б, в).

Южнотаёжный вариант выделяется наибольшей глубиной торфяных отложений. Средняя глубина торфа составляет 3,0 м, встречаются отдельные болота глубиной до 10—12 м. В строении торфяных залежей доля низинных видов торфа возрастает до 42%, а верховых уменьшается до 47%. Эвтрофно-олиготрофный рубеж датируется суббореальным периодом. В современной стадии развития болотных систем доминируют олиготрофные биогеоценозы сосново-кустарничково-сфагнового типа (рис. 23).

Для подтаёжного варианта характерно снижение мощности торфяных залежей до глубины 2,0 м. В строении торфяных отложений доля низинных видов залежей составляет 50%. Эвтрофно-олиготрофный рубеж датируется субатлантическим периодом. В современной стадии развития болотных систем доминируют эвтрофные биогеоценозы осоково-гипнового типа (рис. 24).

Лесостепной вариант — мелкозалежный (глубина низинного торфа в среднем колеблется в пределах 1,4 м), исключение составляет мощность (от 1,0 до 9,0 м) верхового торфа в рямах. В строении торфяных залежей доля низинных видов залежей увеличивается до 85%. Эвтрофно-олиготрофный рубеж датируется концом суббореального периода или субатлантическим периодом. В современной стадии развития болотных систем доминируют эвтрофные биогеоценозы травяного типа с вкраплением рямов (рис. 25).

Зонально-подзональная дифференциация болотных систем связана с различным составом биоморф болотных фитоценозов, их неодинаковой биологической продуктивностью, разной степенью трансформации растительных остатков в торф, а, следовательно, неодинаковой вертикальной скоростью торфонакопления, отражающей соответствующие условия увлажнённости и теплообеспеченности. Более высокая степень разложения торфа и низкая его влажность свидетельствуют о накоплении соответствующих видов торфа в условиях сравнительно высокой теплообеспеченности и малой увлажнённости. Виды торфа более низкой степени разложения и высокой влажности формировались в условиях более низких температур вегетационного периода и повышенной увлажнённости. Другими словами, стратиграфия торфяной толщи фиксирует ход природных процессов, способствующих или препятствующих торфонакоплению.

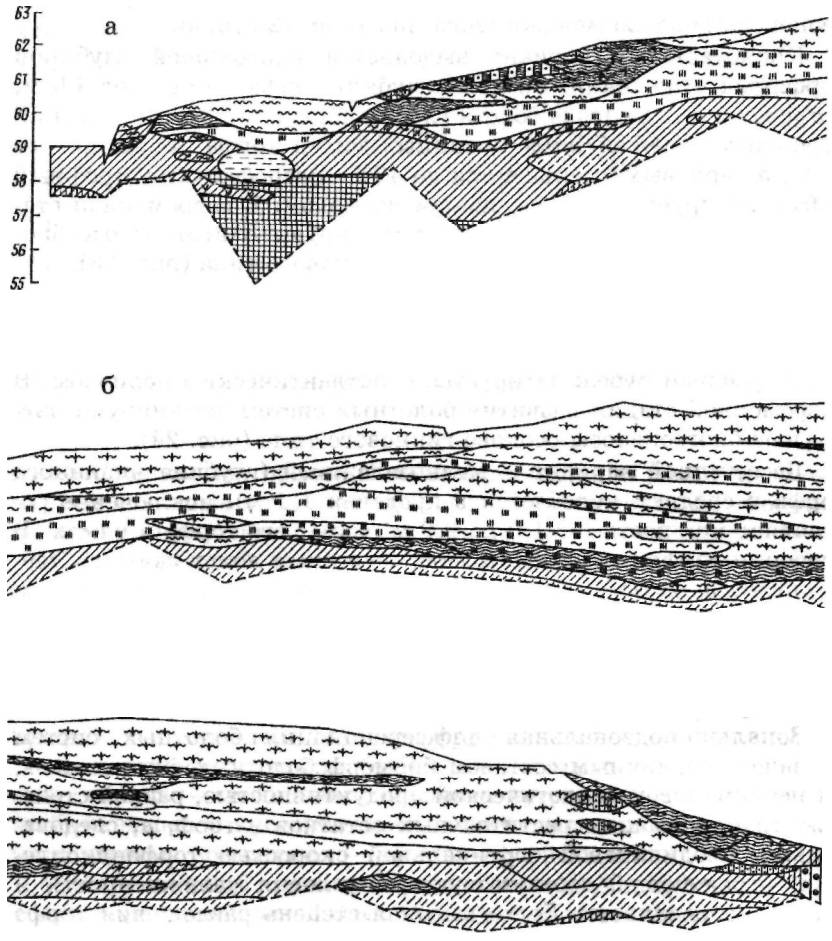


Рис. 22. Среднетаежный вариант строения торфяных отложений Салымо-Юганской болотной системы:

а — западная окраина болотной системы; б — центральная часть болотной системы; в — центральная часть и восточная окраина болотной системы.

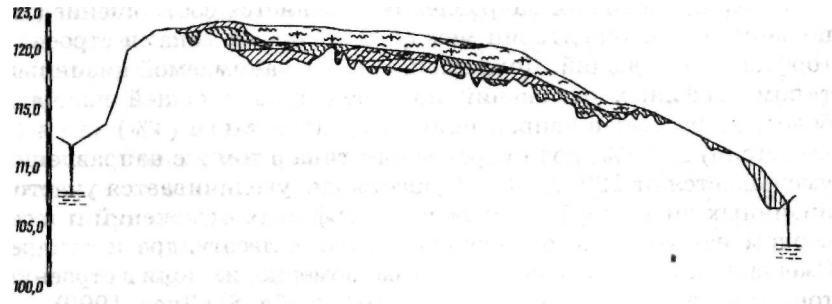


Рис. 23. Южнотаежный вариант строения торфяных отложений

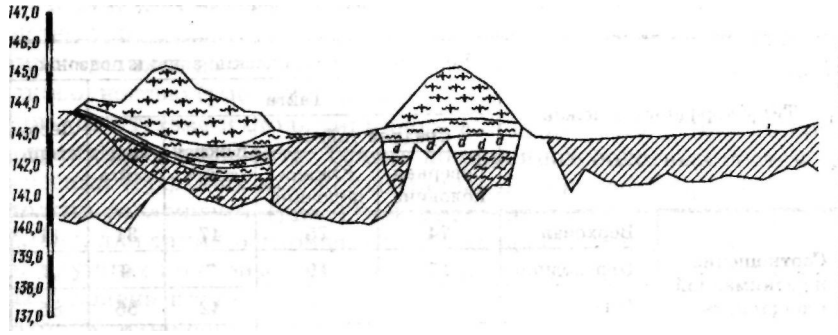


Рис. 24. Подтаежный вариант строения торфяных отложений

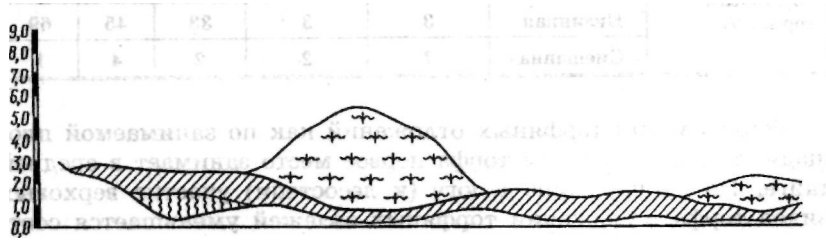


Рис. 25. Лесостепной вариант строения торфяных отложений

В меридиональном направлении изменяется соотношение (%) по занимаемой территории между различными типами строения торфяных отложений. Доля площади (%), занимаемой низинным типом торфяных отложений по отношению к общей площади болот, возрастает в направлении от средней тайги (3%) на юг (к лесостепи) до 85%, доля переходного типа в том же направлении уменьшается от 19% до 3%. Существенно увеличивается участие низинных видов торфа в сложении торфяных отложений и в северном направлении от северной тайги к лесотундре и тундре. Смешанные залежи размещаются равномерно, их доля в строении торфяных отложений не превышает 6% (табл. 8) (Лисс, 1990).

Таблица 8

Размещение торфяных отложений (%) в ботанико-географических зонах и подзонах центральной части Западно-Сибирской равнины

Типы торфяных залежей		Ботанико-географические зоны и подзоны				
		Тайга				Лесостепь
		Средняя тайга		Южная тайга	Подтайга	
		Северная половина	Южная половина			
Соотношение площади, %	Верховая	74	75	47	31	11
	Переходная	17	19	7	8	3
	Низинная	3	4	42	56	85
	Смешанная	6	2	4	5	1
Соотношение торфа, %	Верховая	76	81	59	45	26
	Переходная	14	14	6	6	4
	Низинная	3	3	33	45	69
	Смешанная	7	2	2	4	1

Верховой тип торфяных отложений как по занимаемой площади, так и по запасам торфа первое место занимает в средней тайге. По направлению к югу (к лесостепи) участие верховых видов торфа в сложении торфяных залежей уменьшается соответственно до 11% и 26% (табл. 8).

В торфяных отложениях Западной Сибири верховые виды торфа наиболее широко представлены и по запасам. Несмотря на сокращение верховых залежей по запасам торфа как к северу от северной и средней тайги, так и к югу, направление сукцессии биогеоценозов болотных типов свидетельствует о том, что постоянная трансформация биогеоценозов эвтрофных и мезотрофных типов в биогеоценозы олиготрофного типа — явление общерегиональное (Лисс, Березина, 1976). Исключение составляют лишь северные регионы с господством вечной мерзлоты. Тенденция олиготрофизации особенно усилилась во второй половине голоцена к югу от южной границы расположения вечной мерзлоты. Подтверждением является непрерывное смещение границ болотных экосистем олиготрофных типов в южном направлении.

Анализ строения торфяных отложений Западной Сибири (Лисс, Березина, 1981-а) свидетельствует также о том, что наиболее пёстрое чередование различных по генезису видов торфа приурочено к их придонным слоям или к периферии болотных экосистем (рис. 22-а, б). Стратиграфия торфяных отложений, сформировавшихся во второй половине голоцена, отличается большей однородностью (рис. 22-6, в). Для болот Западной Сибири характерно отсутствие и столь типичного для европейских торфяников пограничного горизонта. Только по окраинам болотных систем в строении торфяных залежей нами выявлены слои торфа высокой степени разложения (рис. 22-в) (Березина, Лисс, 1977). Следовательно, для таких регионов, как Западная Сибирь, где доминируют крупные по своим размерам болотные системы, уже с середины голоцена вступившие в автономную стадию развития, индикатором изменения природной обстановки, главным образом, температурного режима и увлажнённости, могут служить торфяные отложения, приуроченные к периферии болотных систем (Лисс, 1990).

Типы болотных биогеоценозов и пространственные закономерности их размещения

4.1. Принципы и схема классификации типов болотных биогеоценозов

Любое болото представляет собой сложный природный комплекс взаимосвязанных биотических и абиотических компонентов. «Вода — растительность — торф» — такое определение даёт болоту И. Д. Богдановская-Гиенэф (1949). Поэтому следует чётко различать: с одной стороны, классификации болот как сложных природных образований или «групп взаимосвязанных биогеоценозов» (Богдановская-Гиенэф, 1946-а), или ландшафтов (Аболин, 1914, 1928; Сукачёв, 1926; Берг, 1947), или экологических систем (Пьявченко, 1985), с другой стороны, классификации отдельных компонентов этих комплексных природных образований: растительности, торфяных отложений, вод и т. д.

К настоящему времени в основном разработаны классификации отдельных компонентов болотных систем. Общепризнанными как в отечественном, так и в мировом болотоведении являются принципы построения классификации видов торфа и торфяных залежей, разработанные на основе генетического подхода для европейской части России (Тюремнов, 1949, 1976). Эти же критерии положены в основу классификации видов торфа и торфяных залежей, составленной для Западной Сибири (Еркова, 1957; Скобеева, Голгофская, Лисс, Березина, Куликова, 1975).

Вопрос о принципах классификации растительного покрова болот до настоящего времени остаётся дискуссионным (Вопросы классификации болотной растительности, 1995). К классификации болотной растительности существуют разные подходы: доминантный, эколого-фитоценотический, флористический и др. Из отечественных работ большинство публикаций посвящено характеристике и классификациям растительного покрова болот европейской части России. Растительность болот в отдельных регионах Западной Сибири и вопросы её классификации рассматриваются в публикациях М.К.Барышникова (1929), А.Я.Бронзова (1930, 1936), Н. А. Ивановой и И. М. Крашенинникова (1934), Г. Я. Бронзовой (1936), А. А. Генкеля и П. Н. Красовского (1937), Б. Н. Городкова (1944), Н. Я. Каца (1946, 1971), М. Ф. Елизарьевой (1951, 1957-а, б, 1959, 1961-а, б, в, 1962, 1963-а, б, 1964), М.С.Кузьминой (1953, 1961), А.М.Жарковой (1957, 1963), С.Н.,Тюремнова (1957), Ю. А. Львова (1961,1963,1966), Ю. А. Львова и Е. Ф. Тарунiной (1964), Ф.З.Глебова (1963, 1965, 1969), Е. А. Романовой (1965,1967-а, б), Е. А. Романовой и Л. И. Усовой (1969), Г. Г. Яснопольской (1965), А. П. Тыртикова (1969, 1970, 1974, 1979), В. И. Валуцкого (1971), А. А. Храмова и В. И. Валуцкого (1977), Е.Д.Лапшиной (1978,1987-б), О.Л.Лисс, Н.А.Березиной (1981-а), Г. Н. Огуреевой (1981), Г. Н. Огуреевой, Н. А. Логачёвой, Т. Д. Филатовой (1982), И. С. Ильиной, Е. И. Лапшиной, Н. Н. Лавренко и др. (1985), В. А. Базанова (1988), О. Л. Лисс (1990).

В предложенных классификациях растительного покрова болот Западной Сибири в основном использованы подходы эколого-фитоценотический (Лисс, Березина, 1981-а) и флористический (Огуреева, 1981; Огуреева, Логачёва, Филатова, 1982).

Что же касается классификаций болот как природных комплексов, большинство из них базируется на каком-либо одном признаке: происхождении (Танфильев, 1900); геоморфологическом залегании (Зеров, 1938; Пьявченко, 1958; Gams, 1958; Виноградова, 1957; Моретти, Бульбони, 1963; Тамошайтис, 1967; Thompson, 1976; Рубцов, 1974; Галкина, Абрамова, Кирюшкин, 1974; Андриенко, 1974; Григялите, Тамошайтис, 1974; Барсегян, 1974; Кузьмичёв, 1974); условиях водного и минерального питания (Heinselman, 1963, 1970; More, Bellamy, 1974; Pollet, 1972; Schneekloth, Schneider, 1976); характере торфонакопления (Ниценко, 1967); растительном покрове (Доктуровский, 1922; Кац, 1941, 1948, 1971); Цинзерлинг, 1938; Тюремнов, 1949, 1976; Брадис, 1973; Лопатин, 1954; Мазинг, 1958; Eurola, 1962, 1968, 1971; Конойко, 1971; Прозоров, 1974; Хмелёв, 1974; Юрковская, 1974, 1975 и др.).

С учётом биотических и абиотических признаков (растительности, топографических показателей, гидрологии) разработали классификации болот T. Pritchard (1968), N. W. Radforth (1973),

Моеп (1973, 1975), U. Valk (1974), G. Kaule (1974, 1976), Г. А. Елина (1974), V. Masing (1975), Е. А. Романова (1974).

К. Ф.Хмелёв (1980-а, б, 1985) предложил временные и морфогенетические критерии (на примере Центрального Черноземья) для выявления стадий в развитии болотных экосистем. Опыт типизации болот с учётом динамики территории того региона, в котором они распространены, принадлежит В.И.Орлову (1974).

Из прикладных классификаций болот можно назвать классификации в целях охраны (Pritchard, 1968), лесохозяйственные (Елпатьевский, Кирюшин, Константинов, 1973; Heikurainen, 1973-а, 1976), инженерно-строительные (Шапошников, 1974, 1977).

Наиболее полно отражают сущность болотных систем как комплексных природных образований классификации, основанные на совокупности признаков и характере их взаимодействия. Первые опыты разработки подобных классификаций болот принадлежат Р.И.Аболину (1914), В.Н.Сукачёву (1926, 1945), Н. И. Пьявченко (1978-а, 1985). Аналогичный подход для разработки классификации болотных биогеоценозов юга Дальнего Востока предложил И. Ю. Прозоров (1974).

Единой классификации болотных систем, объединяющей все составляющие этих систем, до сих пор не существует. По мнению Н. И. Пьявченко (1985), подобная классификация требует разбивки болот на группы, например, с одинаковым растительным покровом и сходным типом строения торфяных отложений, что в природе в действительности не бывает.

Свойственная болотным биогеоценозам однородность природных явлений, специфика их взаимодействия и определённый тип материально-энергетического обмена естественно возможны лишь на сравнительно ограниченном пространстве болота, которое, согласно В. Н. Сукачёву (1966), оконтуривается в большинстве случаев границами фитоценоза — важнейшего компонента биогеоценоза. Следовательно, любое болото, независимо от его размеров, не может состоять из одного биогеоценоза, а, как правило, представляет собой группу взаимосвязанных биогеоценозов (Богдановская-Гиенэф, 1946-а), которую одновременно можно рассматривать и как экологическую систему (Пьявченко, 1985), и как эпитип или ландшафт (Аболин, 1914; Сукачёв, 1926).

Итак, разнообразие болотных систем определяется сочетанием слагающих их различных типов болотных биогеоценозов. Отдельно болотные биогеоценозы, в свою очередь, состоят из совокупности гигро- и гидрофильных растений (фитоценозов), сопутствующих им животных (зооценозов) и микроорганизмов (микробоценозов), связанных материально-энергетическим обменом как между собой, так и с формируемыми ими торфяными отложениями (экотопами) и атмосферой. В отличие от Е. А. Галкиной (1946) и Н. И. Пьявченко (1963), в состав болотных биогеоценозов, кроме фитоценоза и торфяного горизонта, считаем целесообразным включать и подстилающий его слой торфяных отложений, соответствующий по строению и свойствам как торфообразующему фитоценозу, так и торфогенному горизонту. Такой подход позволяет более полно использовать принцип историзма (Тюремнов, Жудова, 1967) как для изучения стратиграфии болотных экосистем, так и для обоснования связи между растительным покровом болот и строением торфяных отложений (Лисс, 1990).

О. Л. Лисс (1990) для биогеоценозов болотных типов таёжной и лесостепной зон Западной Сибири впервые была разработана классификация, в которой для выделения таксонов были использованы как статические, так и динамические критерии: состав и структура болотных типов фитоценозов, их генезис, экологические условия (обводнённость, трофность), направление и интенсивность болотообразовательного процесса, возраст. Классификация включает две ступени. Первая ступень отражает временное объединение генетически связанных таксонов в рангах от типа болотного биогеоценоза до группы типов. Вторая ступень представляет пространственные объединения генетически близких типов болотных биогеоценозов в территориальные комплексы от элементарного комплекса типов болотных биогеоценозов до биогеоценотического покрова Земли. Другими словами, предлагаемая биогеоценотическая классификация отражает особенности развития и строения болотных систем во времени и в пространстве.

Биогеоценотическая классификация, предложенная в настоящей книге, дополняет классификацию О. Л. Лисс (1990) типами болотных биогеоценозов тундры и лесотундры (табл. 9-1, 9-П).

В рассматриваемой классификации низшим таксоном является тип *болотного биогеоценоза* (табл. 9-1). Он представляет собой объединение закономерно повторяющихся болотных биогеоценозов, сходных по составу и структуре фитоценозов, биологической

Таблица 9-I

Биогеоценотическая классификация типов болотных биогеоценозов Западной Сибири (степень I — временные объединения типов болотных биогеоценозов)

№	Типы болотных биогеоценозов	Подгруппы типов болотных биогеоценозов (фазы)	Группы типов болотных биогеоценозов (экогенетические ряды)			
			Гомогенные (на одной стадии)		Гетерогенные (сочетание нескольких стадий)	
			стадии	Смены фаз в пределах одной стадии	Смены стадий	Смены стадий и фаз
1	2	3	4	5	6	7
1	Сосново-кедрово-березовый (согра)	Древесная	ЭВТРОФНАЯ	Травяная → → моховая → → травяно-моховая → → древесно-травяно-моховая Древесно-травяная → → древесная	ЭВТРОФНО-МЕЗОТРОФНАЯ	Эвтрофная травяная → → травяно-моховая → → мезотрофная травяно-моховая → → древесно-травяно-моховая → → древесная
2	Березово-осоковый	Древесно-травяная				
3	Березово-тростниковый					
4	Березово-вейниковый					
5	Березово-папоротниковый					
6	Березово-осоково-гипновый	Древесно-травяно-моховая			ЭВТРОФНО-ОЛИГОТРОФНАЯ	Эвтрофная травяно-моховая → → олиготрофная травяно-моховая → → древесно-травяно-моховая
7	Березово-разнотравно-гипновый					
8	Березово-осоково-сфагновый					
9	Ивовый	Кустарниковая			ЭВТРОФНО-МЕЗОТРОФНО-ОЛИГОТРОФНАЯ	Эвтрофная травяно-моховая → → древесно-травяно-моховая → → мезотрофная древесно-травяно-моховая → → олиготрофная древесно-травяно-моховая → → древесно-кустарничково-моховая
10	Ивово-осоковый	Кустарниково-травяная				
11	Осоковый	Травяная		Травяная → → кустарничково-травяная → → кустарничковая →		
12	Осоково-пушицевый					
13	Тростниковый					
14	Рогозовый					
15	Тростяниковый					
16	Вейниковый					
17	Хвощовый					
18	Пушицевый					
19	Шейхцериевый					
20	Осоково-гипновый	Травяно-моховая		Травяная → → травяно-моховая		
21	Разнотравно-гипновый					
22	Хвощово-гипновый					
23	Осоково-сфагновый					
24	Гипновый	Моховая				
25	Сфагновый					

1	2	3	4	5	6	7
26	Сосново-березовый	Древесная	МЕЗОТРОФНАЯ	Травяная → → травяно-моховая → → древесно-травяно-моховая Древесно-травяно-моховая → → древесная; Травяно-моховая → → кустарничково-мохово-лишайниковая	ЭВТРОФНО-МЕЗОТРОФНАЯ; ЭВТРОФНО-МЕЗОТРОФНО-ОЛИГОТРОФНАЯ; МЕЗОТРОФНО-ОЛИГОТРОФНАЯ	Мезотрофная травяно-моховая → → олиготрофная травяно-моховая → → древесно-травяно-моховая → → древесно-кустарничково-моховая
27	Сосново-березово-осоковый	Древесно-травяная				
28	Сосново-березово-разнотравный					
29	Сосново- березово-осоково-сфагновый	Древесно-травяно-моховая				
30	Сосново-березово-разнотравно-сфагновый					
31	Сосново-березово-осоково-гипновый					
32	Кустарничково-сфагново-лишайниковый	Кустарничково-мохово-лишайниковая				
33	Осоковый	Травяная				
34	Шейхцериевый					
35	Пушицевый					
36	Разнотравный					
37	Осоково-сфагновый	Травяно-моховая				
38	Разнотравно-сфагновый					
39	Осоково-гипновый					
40	Разнотравно-гипновый					
41	Сфагновый	Моховая				
42	Гипновый					

1	2	3	4	5	6	7
43	Сосново-кустарничково-сфагновый	Древесно-кустарничково-моховая	ОЛИГОТРОФНАЯ	Травяная → → травяно-моховая → → моховая → → кустарничково-моховая → → древесно-кустарничково-моховая → → древесно-кустарничково-мохово-лишайниковая; Древесно-кустарничково-моховая → → древесно-травяно-моховая → → травяно-моховая → → моховая	ЭВТРОФНО-ОЛИГОТРОФНАЯ; МЕЗОТРОФНО-ОЛИГОТРОФНАЯ; ЭВТРОФНО-МЕЗОТРОФНО-ОЛИГОТРОФНАЯ	Эвтрофная травяная → → травяно-моховая → → мезотрофная травяно-моховая → → олиготрофная травяно-моховая → → кустарничково-моховая → → древесно-кустарничково-моховая → → моховая; Эвтрофная травяно-моховая → → древесно-травяно-моховая → → олиготрофная древесно-травяно-моховая → → Древесно-кустарничково-моховая → → древесно-кустарничково-мохово-лишайниковая; Мезотрофная древесно-травяно-моховая → → олиготрофная древесно-травяно-моховая → → древесно-кустарничково-моховая
44	Сосново-кустарничково-пушицево-сфагновый	Древесно-травяно-моховая				
45	Сосново-пушицево-сфагновый					
46	Сосново-осоково-сфагновый					
47	Сосново-сфагновый	Древесно-моховая				
48	Сосново-кустарничково-сфагново-лишайниковый	Древесно-кустарничково-мохово-лишайниковая				
49	Кустарничково-сфагновый	Кустарничково-моховая				
50	Шейхцериево-сфагновый	Травяно-моховая				
51	Осоково-сфагновый					
52	Пушицево-сфагновый					
53	Разнотравно-сфагновый					
54	Сфагновый	Моховая				
55	Кочковато-мочажинный					
56	Бугристо-мочажинный					
57	Грядово-мочажинный					
58	Озерково-грядово-мочажинный					
59	Озерково-грядовый					
60	Мочажинно-озерковый					
61	Озерково-регрессивный					

Таблица 9-II

Биогеоценотическая классификация типов болотных биогеоценозов Западной Сибири (ступень II – объединения типов болотных биогеоценозов в территориальные комплексы)

Элементарные комплексы типов болотных биогеоценозов		Подзональные комплексы типов болотных биогеоценозов	Зональные комплексы типов болотных биогеоценозов	Спектр зональных комплексов типов болотных биогеоценозов
Сочетания экогенетических рядов	Современные стадии и фазы развития			
1	2	3	4	5
Эвтрофные травяные; Эвтрофные травяные → травяно-моховые → моховые	Некомплексные эвтрофные: травяные, осоково-пушицевые, травяно-моховые, осоково-гипновые; валиково-полигональные: гипновые в сочетании с злаково-осоково-морошково-сфагново-лишайниковыми	Арктические тундровые пребореально-бореальные эвтрофные травяные и травяно-моховые некомплексные в сочетании с валиково-полигональными	Тундровые бореальные эвтрофные травяно-моховые, эвтрофно-мезотрофные кустарничково-травяно-моховые, эвтрофно-олиготрофные кустарничково-мохово-лишайниковые, олиготрофные мохово-лишайниковые слабого торфонакопления	Разновозрастные гомогенные и гетерогенные неравномерного заболачивания и торфонакопления
Эвтрофные травяные → травяно-моховые → мезотрофные травяно-моховые; Мезотрофные травяно-моховые → олиготрофные моховые	Полигональные эвтрофные осоково-моховые, эвтрофно-мезотрофные кустарничково-травяно-моховые, эвтрофно-олиготрофные кустарничково-мохово-лишайниковые и олиготрофные мохово-лишайниковые	Типичнотундровые пребореально-бореальные эвтрофные травяно-моховые некомплексные и эвтрофно-мезотрофные кустарничково-осоково-моховые полигональные		
Эвтрофные травяно-моховые → моховые олиготрофные моховые	Трещиновато-полигональные, плоско-бугристые эвтрофно-олиготрофные кустарничково-зеленомошно-лишайниковые, некомплексные олиготрофные кустарничково-сфагново-лишайниковые	Южнотундровые пребореально-бореальные эвтрофно-олиготрофные кустарничково-мохово-лишайниковые, трещиновато-полигональные и плоскобугристые		

1	2	3	4	5
Эвтрофные травяные → травяно-моховые → мезотрофные травяно-моховые → олиготрофные моховые → кустарничково-моховые	Бугристые эвтрофно-олиготрофные: кустарничково-мохово-лишайниковые, мохово-лишайниковые, травяно-моховые	Лесотундровые пребореально-бореальные эвтрофно-мезотрофно-олиготрофные травяно-моховые, мохово-лишайниковые, кустарничково-мохово-лишайниковые бугристые	Лесотундровые бореальные эвтрофно-мезотрофно-олиготрофные кустарничково-моховые, кустарничково-мохово-лишайниковые, мохово-лишайниковые умеренного торфонакопления	Разновозрастные гомогенные и гетерогенные неравномерного заболачивания и торфонакопления
Олиготрофные травяные → травяно-моховые → моховые; травяно-моховые → моховые → древесно-кустарничково-моховые, древесно-кустарничково-травяно-моховые → травяно-моховые → моховые, мезотрофные травяно-моховые → олиготрофные травяно-моховые; эвтрофные травяно-моховые → мезотрофные травяно-моховые → олиготрофные травяно-моховые → древесно-моховые → моховые	Олиготрофные: озерково-грядовые, озерково-мочажинные, озерково-грядово-мочажинные; сосново-кустарничково-сфагновые, осоково-кустарничково-сфагново-лишайниковые; эвтрофные: древесно-осоково-сфагновые, мезотрофные осоково-сфагновые, древесно-травяно-сфагновые	Северотаежные бореально-атлантические олиготрофные сосново-кустарничково-сфагновые (рямы), грядово-мочажинные, грядово-мочажинно-озерковые, озерково-грядовые, озерково-мочажинные	Таежные бореально-атлантические олиготрофные моховые активного болотообразования и интенсивного торфонакопления	
Олиготрофные травяно-моховые → моховые → древесно-кустарничково-моховые → моховые; эвтрофные травяно-моховые → древесно-травяно-моховые → мезотрофные древесно-травяно-моховые; эвтрофные травяно-моховые → мезотрофные травяно-моховые → олиготрофные травяно-моховые → моховые → древесно-кустарничково-моховые	Олиготрофные: грядово-мочажинные сосново-кустарничково-сфагновые; эвтрофные: осоковые, тростниковые, хвощовые, древесно-осоково-сфагновые, осоково-сфагновые; мезотрофные: осоково-сфагновые, древесно-осоково-сфагновые	Среднетаежные бореально-атлантические олиготрофные сосново-кустарничково-сфагновые (рямы), грядово-мочажинные, грядово-мочажинно-озерковые		

1	2	3	4	5
Эвтрофные травяно-моховые → мезотрофные травяно-моховые → олиготрофные травяно-моховые → моховые → древесно-кустарничково-моховые; эвтрофные травяно-моховые → древесно-травяно-моховые → мезотрофные древесно-травяно-моховые; эвтрофные травяные → травяно-моховые; мезотрофные травяные → травяно-моховые → моховые	Олиготрофные сосново-кустарничково-сфагновые; мезотрофные: осоково-сфагновые, древесно-осоково-сфагновые; эвтрофные: осоково-травяные, осоково-гипновые (или сфагновые), древесно-осоково- (или травяно-)-гипновые (или сфагновые)	Южнотаежные бореально-атлантические олиготрофные сосново-кустарничково-сфагновые (рямы), грядово-мочажинные, эвтрофно-мезотрофные сосново-березово-осоково-сфагновые (или гипновые) и эвтрофно-мезотрофные осоково-сфагновые (или гипновые)	Таежные бореально-атлантические олиготрофные моховые активного болотообразования и интенсивного торфонакопления	Разновозрастные гомогенные и гетерогенные неравномерного заболачивания и торфонакопления
Эвтрофные травяные → травяно-моховые, эвтрофные травяно-моховые→ мезотрофные травяно-моховые → олиготрофные сосново-кустарничково-сфагновые	Эвтрофные: осоково-гипновые, осоково-сфагновые; мезотрофные осоково-сфагновые; олиготрофные сосново-кустарничково-сфагновые	Подтаежные атлантические эвтрофные осоково-гипновые с олиготрофными рямами	Подтаежные атлантические эвтрофные травяно-моховые умеренного торфонакопления	
Эвтрофные травяные; эвтрофные травяно-моховые → мезотрофные травяно-моховые → олиготрофные травяно-моховые → древесно-кустарничково-моховые; эвтрофные древесно-травяно-моховые → травяно-моховые	Эвтрофные: тростниковые, осоковые, тростниковые, травяные осоково-гипновые (или сфагновые), березово-осоковые, березово-осоково-гипновые (или сфагновые); мезотрофные: осоково-сфагновые (или гипновые), олиготрофные сосново-кустарничково-сфагновые (или гипновые)	Лесостепные атлантико-суббореальные эвтрофные осоково-тростниковые с олиготрофными рямами	Лесостепные атлантико-суббореальные эвтрофные травяные слабого торфонакопления	

продуктивности, строению торфяной залежи и направленности экогенеза — необратимого процесса образования природных комплексов (Сукачёв, 1938). Каждый тип биогеоценоза формирует соответствующий ему по ботаническому составу вид торфа. Название каждому из выделенных типов болотных биогеоценозов даётся по названию типа фитоценоза.«как синтезированного выражения взаимодействия всех компонентов биогеоценоза или их комплексов» (Пьявченко, 1974, с. 42).

Принципиальным является выбор таксономического ранга типов фитоценозов, используемых для выделения и наименования соответствующих типов болотных биогеоценозов (ББГЦ). В настоящей классификации предлагаются фитоценозы в ранге групп формаций, выделенные по доминирующему роду. Фитоценозы такого ранга чётко выявляемы на космических и аэрофотоснимках (т. е. выражены в пространстве) и генетически связаны с определёнными видами торфа (т. е. выражены во времени).

Синонимами ББГЦ являются болотные эпиморфы Р. И. Аболина (1914), болотные микроландшафты (или фации) Е. А. Галкиной (1946, 1959, 1961, 1967), Е. А. Романовой (1959, 1961), болотные фации В. Д. Лопатина (1954), Ф. 3. Глебова (1965), Ю.С.Прозорова (1974), простейшие болотные территориальные комплексы К.Е.Иванова (1956, 1957), болотные комплексы А. А. Ниценко (1960), фитоценозы и комплексы фитоценозов С. Н. Тюремнова (1949, 1976).

Аналоги данного таксона применительно к лесу: тип насаждений Г.Ф.Морозова (1914), тип лесного биогеоценоза В.Н.Сукачёва (1942), тип леса В.Н.Смагина (1965, 1980).

Попытка разработать для всех типов растительности систему типов биогеоценозов (= видов фаций), входящих в экогенетические ряды, предпринята В. Б. Куваевым (1968).

В пределах болотных систем Западно-Сибирской равнины выявлено более 60 типов болотных биогеоценозов.

Подгруппа типов ББГЦ — объединение генетически близких по растениям-эдификаторам (моховых, травяных, травяно-моховых, древесно-травяных, древесно-моховых, древесных) типов ББГЦ, занимающих экотопы с соответствующим уровнем колебания болотных вод: обильного, умеренного, переменного. Соответственно условиям увлажнения накапливаются слои торфяных отложений, объединяемые в моховую, травяно-моховую, травяную, древесно-травяную, древесно-моховую, древесно-травяно-

моховую и древесную группы видов торфа, выделенные в своё время С. Н. Тюремновым (1949, 1976). Синонимы данного таксона: топяная, топяно-лесная и лесная группы типов биогеоценозов (фаций) Н. И. Пьявченко (1978). Аналог данного таксона в лесной типологии: группы типов леса В.Н.Смагина (1965, 1980).

В исследуемом регионе выявлено девять подгрупп типов ББГЦ (табл. 9-1).

Группа типов ББГЦ (экогенетический ряд типов болотных биогеоценозов) — объединение подгрупп типов ББГЦ, генетически близких по условиям трофности (табл. 9-1). Критерием для выделения таксона этого ранга служит характер определённых условий водно-минерального питания — грунтового, атмосферного, смешанного, в т. ч. степень насыщенности торфа поглощёнными основаниями (катионами Са и Mg). Эти показатели определяют генезис видов торфа, объединяемых в низинный, переходный и верховой типы. Аналогичны по генезису и соответствующие им типы строения торфяных залежей. Синонимы данного таксона: подводные и надводные болота Г. И. Танфильева (1900), болота грунтового и атмосферного питания В. Н. Сукачёва (1915, 1926), эвтрофные (низинные), мезотрофные (переходные), олиготрофные (верховые), гетеротрофные (разнотипные) типы болотных массивов Н. И. Пьявченко (1974), болотные урочища (мезоландшафты) Е. А. Галкиной (1946, 1959, 1961, 1967), эвтрофный, мезотрофный, олиготрофный типы растительного покрова С. Н. Тюремнова (1976). Аналог в лесной типологии: экогенетический или ландшафтный ряд типов леса В.Н.Смагина (1965, 1980), эколого-генетические ряды В. Б. Куваева (1968).

В исследуемом регионе нами выделено восемь групп типов ББГЦ или экогенетических рядов, среди которых три (эвтрофный, мезотрофный и олиготрофный) относятся к категории гомогенных, остальные — к гетерогенным путям развития (табл. 9-1).

Элементарный комплекс типов ББГЦ — объединение групп типов ББГЦ или система экогенетических рядов, связанных общим направлением болотообразования, но отличающихся современной фазой или стадией развития (табл. 9-П). Аналоги данного таксона в лесной типологии: геоморфологический комплекс типов лесных биогеоценозов В. Н. Смагина (1965, 1973-а, б, 1980), лесотипологический комплекс типов леса В. С. Гельтмана (1974), ландшафтный комплекс типов леса С. А. Ильинской (1980).

Для исследуемой территории нами выделено 20 элементарных комплексов ББГЦ (табл. 9-И).

Подзональный комплекс типов **ББГЦ** — это объединение одновозрастных элементарных комплексов типов ББГЦ, отражающее временные особенности болотообразования в пределах той или иной подзоны. Аналог этого таксона в лесной типологии: подзонально-провинциальный комплекс типов леса В. Н. Смагина **(1980).**

Для Западной Сибири нами выделено 9 подзональных комплексов типов ББГЦ (табл. 9-П).

Зональный комплекс типов ББГЦ — объединение подзональных комплексов типов ББГЦ, сходных по интенсивности болотообразовательного процесса. Аналог в лесной типологии: зонально-провинциальный комплекс типов леса В. Н. Смагина (1980).

Выделено 5 типов зональных комплексов ББГЦ (табл. 9-П).

Спектр зональных комплексов типов ББГЦ — объединение закономерно сменяющих друг друга зональных комплексов в широтном направлении. Аналог этого таксона в лесной типологии: спектр зонально-провинциальных комплексов типов леса В. Н. Смагина (1980). Болота Западной Сибири нами объединяются в гомогенные и гетерогенные разновозрастные спектры зональных комплексов типов ББГЦ неравномерного заболачивания и торфонакопления (табл. 9-П).

Болотный тип биогеоценотического покрова Земли, высшая единица классификации — объединение спектров зональных комплексов типов ББГЦ. Синонимы данного таксона: болотный эпитип (paludas) Р. И. Аболина (1914), болотная биогеохора Н. И. Пьявченко (1974). Аналог этого таксона — лесной тип биогеоценотического покрова Земли В. Н. Смагина (1980).

В Западной Сибири пространственное размещение различных по трофности болотных систем и слагающих их биогеоценозов носит зонально-подзональный характер.

В центральной части Западно-Сибирской равнины (северная, средняя, южная тайга) болотные системы в основном состоят из биогеоценозов олиготрофного типа. На севере (тундра, лесотундра) и юге (подтайга, лесостепь) благодаря усилению засоленности грунтов существенно увеличивается площадь болотных систем, пребывающих в эвтрофной стадии развития.

ББГЦ, относящиеся к мезотрофному типу, не занимают боль-

ших площадей. Они более или менее равномерно размещены по всем зонам и подзонам исследуемой территории.

4.2. Биогеоценозы эвтрофного типа

В расположении болотных биогеоценозов, относящихся к эвтрофному типу, выявляется следующая закономерность: на севере (тундра, лесотундра) и на юге (подтайга, лесостепь) болотные биогеоценозы эвтрофного типа слагают болотные системы как на террасах, так и на водораздельных равнинах.

В центральной части Западно-Сибирской равнины (северная, средняя, южная тайга) биогеоценозы эвтрофного типа преимущественно приурочены к речным поймам. На водораздельных равнинах и террасах они встречаются фрагментарно — по окраинам олиготрофных болот. В центральных частях болот они формируются, в основном, вблизи болотных речек, приурочены к транзитным топям, топям выклинивания. В этих условиях более богатый водно-минеральный режим, соответствующий произрастанию эвтрофных видов, создаётся не только за счёт подтока грунтовых вод, но и благодаря постоянному сбросу поверхностных болотных вод с выпуклых олиготрофных участков.

1. Сосново-елово-кедрово-берёзовый тип биогеоценозов (согра). Согры формируются на притеррасных участках поймы, примыкающих к надпойменным террасам или террасам коренных берегов. Согры окаймляют и водораздельные эвтрофные болота, расположенные на Обь-Иртышском междуречье, на междуречьях Чулыма, Кети, Тыма. Кроме бескислородных грунтовых вод в согры поступают богатые кислородом делювиальные воды, а в поймах и полые воды, обогащенные минеральными частицами. Если пойма реки неширокая, а напор грунтовых вод значителен, то согра занимает не только притеррасную полосу, но и почти весь поперечник поймы, отделяясь от реки только узким прирусловым валом. Среди притеррасных согр в зависимости от их гипсометрической приуроченности выделяются согры заливаемые и не заливаемые полыми водами. Широкий диапазон встречаемости согр отражается на современном характере их растительного покрова и строении торфяных отложений.

Согры, особенно не заливаемые полыми водами, очень разнообразны по флористическому составу. В растительном покрове этого варианта согр доминируют эвтрофные виды. Торфяные от-

ложения таких согр представлены исключительно низинными видами торфа.

В древесном ярусе незаливаемых подтаежных согр встречаются все лесные породы таежной зоны: *Pinus sylvestris, P. sibirica, Picea obovata, Abies sibirica, Betula alba.* В сограх высота деревьев достигает 15—20 м, сомкнутость крон 0,7—0,8. Если какая-либо из перечисленных древесных пород становится доминантой, то это сказывается на ботаническом составе согрового торфа. В подлеске обычна *Sorbus sibirica.* Слаборазвитый кустарниковый ярус представлен *Salix rosmarinifolia, S. pentandra.*

Особенность травяного яруса — присутствие таежных видов: *Equisetum sylvaticum, Cacalia hastata, Pyrola rotundifolia,* доминирует же в травяном покрове *Carex cespitosa.* Рассеянно встречаются *C. appropinquata, C. paupercula, C. disperma* и болотное разнотравье, из которого наиболее обычны *Menyanthes trifoliata, Comarum palustre, Equisetum fluviatile, E. palustre.*

Моховой покров сильно разрежен (степень проективного покрытия не превышает 20—30%), но отличается большим видовым разнообразием. На высоких кочках у основания стволов деревьев растут преимущественно лесные виды зеленых мхов: *Pleurozium schreberi, Hylocomium splendens.* У основания кочек и в межкочечных понижениях — обычны болотные эвтрофные виды *Hamatocaulis vernicosus, Tomentypnum nitens, Aulacomnium palustre.* Среди сфагновых мхов преобладает *Sphagnum warnstorfii.*

Согры, заливаемые полыми водами, формируются вдали от дренирующего влияния рек или притеррасных речек и имеют более или менее ровную поверхность. Их растительный покров отличается менее разнообразным видовым составом. В древесном ярусе заливаемых согр доминирует *Betula alba.* Как примесь растут *Pinus sylvestris, P. sibirica, Picea obovata, Larix sibirica.* В кустарниковом ярусе обычны *Salix pentandra, S. rosmarinifolia, S. myrsinifolia, S. pyrolifolia, Spiraea salicifolia, Ribes nigrum, R. spicatum, Rosa acicularls.* В травяном покрове преобладает *Carex cespitosa.* Рассеянно встречаются С. *lasiocarpa, Calamagrostis purpurea, Equisetum palustre, Poa palustris, Filipendula ulmaria, Veronica longifolia, Comarum palustre, Cicuta virosa, Galium palustre, Pedicularis sceptrum-carolinum.* В обводнённых понижениях можно встретить *Acorus calamus, Sagittaria sagittifolia, Sparganj.um emersum.*

Степень проективного покрытия мохового яруса составляет 10—15%. У основания кочек, пней растут *Climacium dendroides, Calliergon cordifolium, Plagiomnium affine, Pleurozium schreberi, Hylocomium splendens, Hypnum lindbergii, Ptilium crista-castrensis.* В межкочечных понижениях встречаются небольшие вкрапления *Thuidium recognitum, Tomentypnum nitens, Helodium blandowii.*

Поёмные согры обычно подвергаются сильному заиливанию. В торфе таких согр содержится значительное количество минеральных частиц. В верхнем и среднем течении крупных рек минеральных частиц в торфе согр очень мало, и высокие цифры зольности этих торфов получаются главным образом за счет солей железа, приносимых сюда грунтовыми водами.

Торфяная залежь в сограх сложена в основном древесными видами торфа. Наиболее распространенным видом залежи является березовая. Значительно реже встречаются пихтовая, кедровая, сосновая и еловая. Мощность торфа в сограх небольшая — 1,0—1,5 м*. Южнотаежный вариант сосново-елово-кедровотберёзового типа болотного биогеоценоза имеет комплексное строение. Растительный покров таких согр представляет собой закономерное сочетание фитоценозов, которые можно расположить в следующий экогенетический ряд: эвтрофный древесный => эвтрофный древесно-травяно-гипновый => эвтрофный древесно-травяно-сфагновый => мезотрофный древесно-кустарничково-травяно-сфагновый => олиготрофный сосново-кустарничково-сфагновый. В зависимости от гипсометрического положения среди комплексных согр также следует различать заливаемые и не заливаемые полыми водами.

В комплексных сограх, частично заливаемых полыми водами, древесный ярус образован в основном *Pinus sylvestris* высотой 8—10 м. К сосне в небольшом количестве примешиваются *Pinus sibirica* и в значительном — *Betula alba.* Очень редко встречается *Picea obovata.* В подлеске иногда растет *Juniperus sibirica.*

Микрорельеф кочковатый. Высота кочек 15—20 см, диаметр 30—50 см. Из кустарничков на кочках в большом количестве растут *Ledum palustre, Chamaedaphne calyculata, Vaccinium uligi-*

* Анализ строения видов торфяных залежей и видов торфа см. в гл. 3.

nosum, реже встречается *Betula nana.* Для межкочечных понижений характерны *Andromeda polifolia* и *Oxycoccus palustris.*

Травяной ярус довольно разнообразен. Из травянистых растений наиболее часто встречаются *Carex lasiocarpa, C. diandra, C. chordorrhiza, Menyanthes trifoliata, Comarum palustre, Equisetum fluviatile.* Реже растут *Carex appropinquata, C. cespitosa, C. paupercula, C. limosa.*

Моховой покров сплошной. Верхушки невысоких кочек заняты *Sphagnum warnstorfii, S. centrale, Aulacomnium palustre.* На кочках высотой более 30 см обычны лесные виды зеленых мхов. Ровные межкочечные пространства заняты *Hamatocaulis vernicosus, Drepanocladus sendtneri, Meesia triquetra, Helodium blandowii.*

Растительный покров комплексных согр, не заливаемых полыми водами, отличается значительно большим участием олиготрофных видов. В древесном ярусе фрагментов олиготрофных фитоценозов господствует *Pinus sylvestris.* Деревья достигают высоты 10 м. В небольшом количестве к сосне примешивается *P. sibirica,* обычны отдельные экземпляры.

Кустарничковый ярус образуют *Ledum palustre* и *Chamaedaphne calyculata;* редко растет *Betula nana.* В небольшом количестве отмечены *Vaccinium vitis-idaea* и *Oxycoccus palustris.*

Травяной покров сильно разрежен. В нем наряду с такими олиготрофными видами, как *Rubus chamaemorus, R. arcticus, Carex pauciflora, Erlophorum vaginatum,* встречаются эвтрофные виды: *Carex lasiocarpa, C. appropinquata, C. chordorrhiza, Equisetum palustre, Menyanthes trifoliata.*

Моховой ярус на верхушках кочек состоит из *Sphagnum fuscum* с примесью *Pleurozium schreberi* и *Polytrichum strictum.* У основания кочек и в межкочечных понижениях растет *Sphagnum angustiflium,* по бокам кочек и в их основаниии — *S. magellanicum.* В обводнённых мочажинах обилен *Hamatocaulis vernicosus.*

Размеры мезотрофных участков со *Sphagnum warnstorfii* колеблются в пределах нескольких десятков квадратных метров. На них лишь изредка встречаются отдельные молодые экземпляры *Pinus sylvestris* и *Betula alba.* Из кустарничков в небольшом количестве растут *Betula nana* и *Chamaedaphne calyculata.* Рассеянно представлена *Oxycoccus palustris.* В травяном покрове господствует *Menyanthes trifoliata.* В моховом ярусе фрагментов фитоценозов мезотрофного типа преобладает *Sphagnum warnstorfii,* на небольших микроповышениях появляются *S. angustifolium* и *S. centrale.* В микропонижениях встречаются небольшие пятна *Tomentypnum nitens* и *Hamatocaulis vernicosus* с примесью *Meesia triquetra* и *M. uliginosa.*

На небольших повышениях, иногда на гниющих стволах деревьев растут *Tomentypnum nitens, Plagiomnium affine, Sphagnum warnstorfii, Aulacomnium palustre, Pleurozium schreberi,* изредка встречается *Dicranum bergeri.* В редком травяном покрове господствуют осоки: *Carex diandra, C. chordorrhiza, C. lasiocarpa.* Реже встречаются *Carex appropinquata, C. limosa* и болотное разнотравье — *Menyanthes trifoliata* и др.

Биогеоценозы описанного типа представляют собой стадию развития ранее заливавшихся согр, но в настоящее время вышедших из сферы заливания полыми водами и воздействия грунтовых вод и переходящих в стадию биогеоценозов олиготрофного типа. Тенденция преобразования эвтрофных участков в мезотрофные и даже олиготрофные проявляется в строении торфяных отложений: низинные виды древесного торфа местами перекрыты небольшим слоем (0,3—0,4 м) переходного комплексного, травяно-сфагнового и сфагнового торфов. Мощность торфяных отложений составляет 1,0—1,5 м. Иногда встречаются небольшие участки и с верховым торфом мощностью до 0,1—0,2 м.

2. Берёзово-осоковый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа формируются в условиях довольно обильного грунтового, иногда напорного питания, несколько обеднённого минеральными соединениями. Биогеоценозы берёзово-осокового типа характерны для притеррасных болот, встречаются на эвтрофных болотах низких террас в таёжной зоне, частично или полностью окаймляют олиготрофные рямы в подзоне осиново-берёзовых лесов и лесостепи.

Древесный ярус в биогеоценозах берёзово-осокового типа состоит в основном из *Betula alba.* Сомкнутость крон сильно варьирует (0,3—0,8); высота деревьев 4—10 м, диаметр стволов 10—17 см. Берёза растет группами или поодиночке. Кустарниковый ярус образуют *Salix rosmarinifolia* и *Betula humilis.* Травяной покров густой, степень проективного покрытия составляет 70—80%. В травяном ярусе преобладают кочкарные осоки: *Carex appropinquata, C. cespitosa, C. juncella.* Из корневищных встречаются *C. lasiocarpa, C. diandra, C. rostrata.* Болотное разнотравье сосредоточено в межкочечных понижениях: *Menyan-*

thes trifoliata, Comarum palustre, Lysimachia vulgaris, Equisetum fluviatile.

Мхи (степень покрытия мхов не превышает 15—20%) образуют небольшие пятна по бокам кочек: *Tomentypnum nitens, Aulacomnium palustre, Sphagnum warnstorfii.* У основания осоковых кочек растут *Drepanocladus aduncus, Campylium polygamum, C. stellatum, Plagiomnium elatum, Brachythecium mildeanum.* В межкочечных понижениях встречаются *Hamatocaulis vernicosus, Calliergon giganteum* (Тюремнов, 1957-а, б). Кочки занимают 40—50% поверхности; высота кочек 0,4—0,5 м, диаметр 0,3—0,4 м.

Торфяные отложения в биогеоценозах этого типа представлены древесно-осоковым торфом, который иногда подстилается небольшим по мощности (0,5—0,75 м) слоем древесного или древесно-тростникового торфа. Глубина древесно-осоковой залежи составляет 1,5—2,8 м. В условиях увеличения обводнения биогеоценозы березово-осокового типа развиваются в берёзово-осоково-гипновые (или сфагновые).

3. Березово-тростниковый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа встречаются небольшими участками на окраинах притеррасных болот в таёжной зоне или узкой полосой окаймляют рямы в подзоне осиново-берёзовых лесов и в лесостепи. В травяном ярусе биогеоценозов березово-тростникового типа преобладает *Phragmites australis,* степень проективного покрытия которого составляет 70—80%. Примесь осок и болотного разнотравья незначительна. Моховой покров отсутствует. Древесный ярус представлен *Betula alba.* Высота деревьев 4—8 м, диаметр стволов 10—16 см. Сомкнутость крон 0,4—0,5.

Торфяные отложения в биогеоценозах описываемого типа представлены древесно-тростниковым торфом. Древесно-тростниковая залежь имеет мощность до 1,5 м. Встречаемость этого вида торфа в придонных слоях торфяных отложений в биогеоценозах древесно-осокового и древесно-вейникового типов свидетельствует о более широком распространении биогеоценозов древесно-тростникового типа в середине голоцена по сравнению с настоящим временем.

4. Березово-вейниковый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа в южнотаежной подзоне встречаются небольшими участками на эвтрофных болотах низких террас, в подзоне осиново-берёзовых лесов и в лесостепи они частично окаймляют

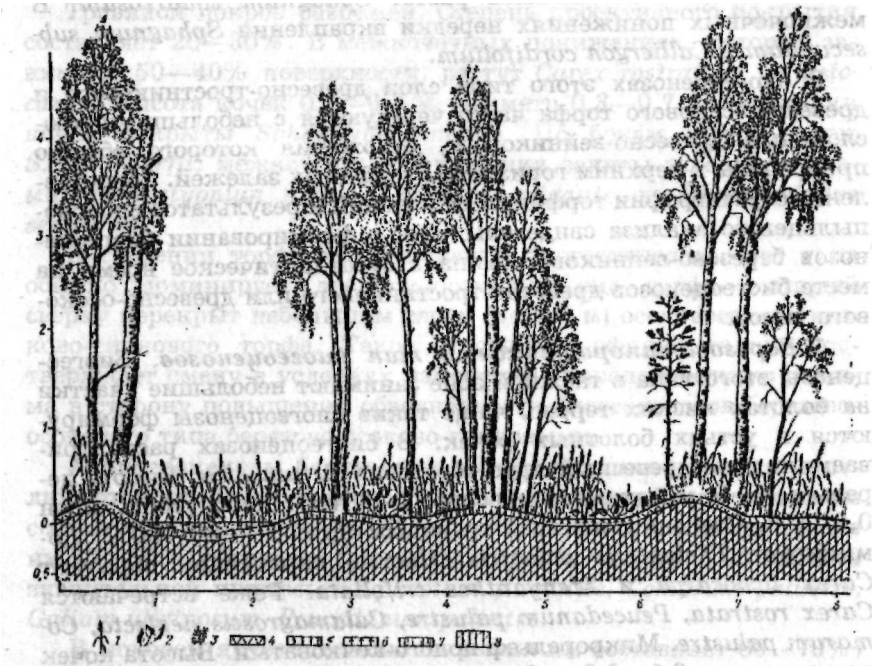


Рис. 26. Эвтрофный биогеоценоз берёзово-вейникового типа

Растения: 1 — *Calamagrostrls neglecta;* 2 — *Calla palustris;* 3 — *Andromeda polifolia;* 4 — *Sphagnum centrale;* 5 — S. *subsecundum;* 6 — *Calliergon cordlfoltum;* 7 — *Sphagnum squarrosum;* виды торфа: 8 — древесно-осоково-низинный

рямы. Растительный покров биогеоценозов берёзово-вейникового типа довольно однообразен. В древесном ярусе доминирует *Betula alba.* Единично вкраплена *Pinus sylvestris.* Высота деревьев 3—8 м, диаметр 8—10 см, сомкнутость крон 0,5 м.

Травяной покров обычно очень густой. Степень покрытия — 80—90%. Доминирует *Calamagrostrls neglecta* (рис. 26). Редко встречаются *Caltha palustris, Peucedanum palustre, Epilobium palustre, Menyanthes trifoliata.* Моховой покров сильно разрежен. Степень проективного покрытия не превышает 20—25%. Микрорельеф кочковатый. Кочки занимают 50—60% поверхности. Высота кочек 0,3—0,5 м, диаметр 0,5—0,7 м. В межкочечных понижениях часто застаивается вода. На склонах и у основания

кочек небольшими пятнами растет *Sphagnum squarrosum.* В межкочечных понижениях нередки вкрапления *Sphagnum subsecundum* и *Colliergon cordifolium.*

В биогеоценозах этого типа слои древесно-тростникового и древесно-осокового торфа часто чередуются с небольшими прослойками древесно-вейникового, отложения которого обычно приурочены к верхним горизонтам торфяных залежей. Сопоставление стратиграфии торфяных отложений и результатов спорово-пыльцевого анализа свидетельствует о формировании биогеоценозов березово-вейникового типа в субатлантическое время на месте биогеоценозов древесно-тростникового или древесно-осокового типов.

5. Березово папоротниковый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа в таёжной зоне занимают небольшие участки на болотах низких террас, чаще такие биогеоценозы формируются в устьях болотных речек. В биогеоценозах рассматриваемого типа древесный ярус образован *Betula alba.* Высота деревьев 4—5 м, диаметр стволов 3—8 см. Сомкнутость крон 0,6—0,8. Степень покрытия травяным ярусом — 80—90%. Доминирует *Thelypteris palustris.* Частые вкрапления образуют *Carex lasiocarpa* и *Menyanthes trifoliata.* Реже встречаются *Carex rostrata, Peucedanum palustre, Calamagrostis neglecta, Comarum palustre.* Микрорельеф полого-кочковатый. Высота кочек не превышает 0,1—0,3 м. Кочки занимают до 30% поверхности. Обводнение среднее. Очень редко в микропонижениях застаивается вода. Моховой покров почти отсутствует. В строении торфяных отложений биогеоценозов березово-папоротникового типа обычно доминирует древесно-осоковый торф, реже древесно-тростниковый. Это свидетельствует о недавнем формировании березово-папоротникового типа биогеоценозов на месте биогеоценозов березово-осокового типа.

6. Березово-осоково-гипновый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа в пределах таёжной зоны занимают небольшие участки по окраинам болот водораздельного и террасного залегания.

В биогеоценозах березово-осоково-гипнового типа древесный ярус состоит из *Betula alba* с примесью *Pinus sylvestris,* иногда встречается *Pinus sibirica.* Сомкнутость крон 0,3—0,5. Высота деревьев 4—7 м, диаметр 8—16 см. В кустарниковом ярусе обычны *Salix rosmarinifolia, S. lapponum.*

Травяной покров разрежен. Степень проективного покрытия составляет 20—30%. В межкочечных понижениях, которые занимают 50—40% поверхности, растут *Carex rostrata* и *C. lasiocarpa.* Высота кочек 0,2—0,3 м, диаметр 0,3—0,7 м. Верхушки кочек покрыты *Sphagnum centrale.* По бокам кочек растет *S. warnstorfii,* межкочечные понижения заняты зелеными мхами: *Tomentypniun nitens, Calliergon giganteum, Drepanocladus sendtneri.*

В строении торфяных отложений биогеоценозов этого типа обычно доминирует древесно-осоковый вид торфа, который сверху перекрыт небольшим слоем (до 0,5 м) осокового или осоково-гипнового торфа. Такое строение торфяной толщи подтверждает смену в условиях изменения гидрологического режима в сторону повышения обводнённости биогеоценозов березово-осокового типа березово-осоково-гипновыми.

7. Биогеоценозы, березово-разнотравно-гипнового типа отличаются от березово-осоково-гипнового типа флористическим составом травяного яруса. Травяной покров (степень покрытия им 50—60%) образован *Carex lasiocarpa, C. rostrata, C. diandra* со значительной примесью *Equisetum fluviatile, Comarum palustre, Galium uliginosum, Peucedanum palustre.*

В моховом ярусе (степень покрытия им составляет 60—70%) преобладают *Drepanocladus sendtneri, Hamatocaulis vernicosus* с небольшой примесью *Meesia triquetra, Aulaconinimn palustre, Tomentypnum nitens, Helodium blandowii, Bryum pseudotriquetrum, Brachythecium mildeanum, Campylium polygamum.* Из сфагновых мхов у основания кочек высотой 0,4—0,5 м и на верхушках кочек высотой до 0,2 м растет *Sphagnum warnstorfii; S. contortum,* а *S. obtusum, S. subsecundum* тяготеют к межкочечным понижениям. На верхушках кочек высотой до 0,5 м растет *S. centrale* и даже встречаются олиготрофные мхи: *S. angustifolium, S. magellanicum, S. fuscum.*

Торфяная залежь в биогеоценозах этого типа по характеру стратиграфии аналогична строению торфяных отложений в биогеоценозах березово-осоково-гипнового типа.

8. Березово-осоково-сфагновый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа в таежной зоне приурочены к слабо дренированным окраинам олиготрофных и мезотрофных болот водораздельных равнин, высоких и низких террас. В подзоне осиново-

берёзовых лесов этот тип биогеоценозов окружает олиготрофные рямы.

В биогеоценозах березово-осоково-сфагнового типа древесный ярус состоит из *Betula alba* с примесью *Pinus sylvestris,* иногда встречается *P. sibirica.* Сомкнутость крон 0,2—0,5. Высота деревьев 3—6 м, диаметр 7—15 см. В кустарниковом ярусе обычны *Salix rosmarinifolia, S. lapponum, Betula humilis.*

Травяной покров сильно угнетён и разрежен. Степень покрытия составляет 20—30%. Преобладают *Carex rostrata* и С. *lasiocagra.* Микрорельеф кочковатый. Кочки занимают 50—60% поверхности. Высота кочек 0,2—0,3 м, диаметр 0,4—0,8 м. Кочки покрыты *Sphagnum centrale* и *S. warnstorfii,* в межкочечных понижениях растут *S. obtusum* и *S. subsecundum.* Степень общего проективного покрытия сфагновых мхов 40—50%.

В аналогичных условиях встречается и березово-разнотравно-сфагновый тип биогеоценозов, выделяющийся довольно разнообразным флористическим составом травяного яруса.

Для биогеоценозов березово-осоково-сфагнового и березово-разнотравно-сфагнового типов характерен древесно-сфагновый вид строения торфяной залежи мощностью до 1,5 м.

9. Ивовый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа в таёжной зоне формируются в пойменных условиях, реже они встречаются на низких и высоких террасах по окраинам эвтрофных болот (в условиях подтопления сильно минерализованными водами). Кусты ив обычно образуют группы. Наиболее распространенными являются *Salix pentandra, S. lapponum, S. rosmarinifolia, S. krylovii.* Высота кустов 1—3 м. Между кустами ив обильны *Menyanthes trifoliata, Comarum palustre, Caltha palustris, Equisetum fluviatile,* растут *Carex lasiocarpa, C. vesicaria, C. rostrata.* Моховой ярус отсутствует.

При увеличении обводнения в условиях более длительного и интенсивного затопления паводковыми и подтопления грунтовыми водами биогеоценозы ивового типа развиваются в ивово-осоковые за счёт изреживания кустарникового яруса и увеличения участия осок в сложении травостоя.

Мощность торфяных отложений в биогеоценозах этих типов небольшая — 0,3—0,5 м. Залежь сложена осоковым торфом с незначительной примесью ивового.

10. ***Ивово-осоковый тип биогеоценозов.*** Биогеоценозы этого типа развиваются в условиях более высокого, чем в предыдущем

случае, обводнения и характеризуются густым и пышным травостоем, в котором доминирует *Carex lasiocarpa* и несколько реже встречаются *Menyanthes trifoliata, Comarum palustre, Equisetum palustre.* На едва заметных микроповышениях растет *Andromeda polifolia.* Степень покрытия моховым ярусом не превышает 10%. У основания стеблей *Carex lasiocarpa* бывает вкраплен *Sphagnum subsecundum.* Строение залежи и в биогеоценозах ивово-осокового типа аналогично ивовому типу. Торф сильно минерализованный. Его мощность составляет 0,5—2,0 м.

11. Осоковый тип биогеоценозов. Среди биогеоценозов этого типа выделяются два варианта: кочкарно- и корневищно-осоковый. Они встречаются на болотах во всех зонах Западно-Сибирской равнины. В лесостепи биогеоценозы кочкарно-осокового типа характерны для водораздельных болот, сформировавшихся в блюдцеобразных депрессиях. В таёжной зоне биогеоценозы с участием *Carex cespitosa* и *C. appropinquata* приурочены преимущественно к пойменным болотам. В биогеоценозах этого типа *C. cespitosa* и *C. appropinquata* образуют кочки высотой до 0,3—0,4 м, диаметром — 0,25—0,35 м. Степень проективного покрытия травяного яруса — 80—90%. У основания кочек и в межкочечных понижениях растут *Comarum palustre, Equisetum fluviatile, Caltha palustris, Filipendula ulmaria, Naumburgia thyrsiflora.*

Моховой покров очень редкий. К бокам кочек приурочены небольшие вкрапления зелёных мхов: *Pseudocalliergon trifarium, Meesia triquetra, Climacium dendroides.*

Биогеоценозы осокового типа с участием корневищных и рыхлокустовых осок *Carex lasiocarpa, C. rostrata, C. disticha, C. diandra, C.chordorrhiza, C.brunnescens* распространены значительно чаще, но, в отличие от кочкарно-осоковых биогеоценозов, они избегают пойменных болот. Перечисленные виды образуют либо исключительно осоковые фитоценозы, либо осоки растут совместно с *Eriophorum polystachion, Menyanthes trifoliata, Comarum palustre, Naumburgia thyrsiflora, Calla palustris, Caltha palustris.*

Участие зелёных и сфагновых мхов в растительном покрове биогеоценозов этого типа ничтожно. Из зелёных мхов встречаются *Hamatocaulis vernicosus, Drepanocladus sendtneri, Calliergon giganteum, Plagiomnium affine;* из сфагновых мхов обычны эвтрофные виды: *Sphagnum obtusum, S. subsecundum, S. squarrosum.*

Среди биогеоценозов осокового типа в связи с широким меридиональным диапазоном распространения выявляются не только

биоморфологические (кочкарно- и корневищно-осоковые), но и зональные варианты: таёжные и лесостепные, различающиеся по флористическому составу доминирующих видов.

Для таёжного варианта корневищно-осокового типа биогеоценозов характерно господство в травяном ярусе *Carex rostrata.* Для корневищно-осокового типа биогеоценозов северной лесостепи (особенно к западу от Иртыша) А. А. Генкель и П. И. Красовский (1937) отмечают, как существенный признак, присутствие *C. lasiocarpa.* Доминантами биогеоценозов корневищно-осокового типа в южной лесостепи являются *C. riparia* и *C. disticha* (Генкель, Красовский, 1937). Из биогеоценозов кочкарно-осокового варианта в таёжной зоне наиболее часто встречаются биогеоценозы с присутствием *C. cespitosa* и *C.appropinquata.* В условиях южной лесостепи доминантой этого варианта биогеоценозов кочкарно-осокового типа становится *C. omskiana.*

В биогеоценозах этого типа в строении торфяных отложений доминирует осоковый торф с примесью осоково-сфагнового или осоково-гипнового (слои мощностью до 0,5 м), редко шейхцериевого или хвощового. Нижний пласт осоковой залежи нередко бывает сложен лесным или лесо-топяным торфом. Разнообразная геоморфологическая приуроченность биогеоценозов осокового типа сказывается на таких показателях, как зольность торфа и глубина торфяных отложений. Наибольшую зольность (до 23,8%) имеют залежи осокового торфа пойменного залегания (Еркова, 1957). На водораздельных равнинах зольность осокового торфа снижается до 6,3% (Классификация растительного покрова..., 1975).

12. Осоково-пушицевый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа широко распространены на болотах в подзоне арктической и типичной тундры. Обычно они приурочены к днищам ложбин стока, речным долинам, приозёрным понижениям и отличаются высоким увлажнением. Биогеоценозы осоково-пушицевого типа встречаются в сочетании с осоково-гипновыми, злаково-осоковыми и комплексами биогеоценозов валиково-полигонального типа.

В травяном ярусе биогеоценозов осоково-пушицевого типа господствуют *Carex concolor, Eriophorum polystachion,* незначительна примесь *Dupontia fisheri.*

Залежь сложена низинным и переходным осоковым и осоково-гипновым торфами и не превышает по мощности 0,3—0,5 м.

Степень разложения торфа составляет 10—25% (Романова, 1976).

Некомплексные травяные и травяно-моховые болота в течение вегетационного периода обычно полностью оттаивают (Романова, 1976).

13. Тростниковый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа чаще слагают водораздельные болота в южной части Обь-Иртышского междуречья, где они занимают наиболее увлажнённые участки займищ или окаймляют зарастающие озёра. В биогеоценозах тростникового типа *Phragmltes australis* образует заросли высотой до 2 м. В пресных водоёмах *P. australis* сопровождают водно-болотные растения. На берегах солоноватых водоёмов и в западинах, высыхающих и осолоняющихся, к *P. australis* присоединяются галофиты: *Scolochloa festucacea, Alopecurus arundinaceus.*

В условиях постоянного и значительного обводнения среди зарослей *Phragmites australis* растёт *Carex atherodes,* в сравнительно сухих местах — *C. cespitosa, Calamagrostis neglecta.*

В тростниковых займищах, расположенных в северной части лесостепной зоны, значительна примесь *Carex lariocarpa,* хорошо выражен ярус из зелёных мхов, в котором господствуют *Drepanocladus aduncus, D. sendtneri.*

Тростниковые биогеоценозы развиваются в осоковые или осоково-гипновые. В биогеоценозах этого типа залежь обычно сложена тростниковым торфом, который образует пласты мощностью до 1,5 м. Сверху тростниковый торф редко перекрыт слоем осокового или осоково-гипнового торфа.

14. Рогозовый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа занимают очень небольшие участки в займищах лесостепи. Доминантой травяного яруса служит *Typha angustifolla* с незначительной примесью *Calamagrostis neglecta, Carex rostrata, C.pseudocyperus.* В таёжной зоне в поймах обычен *Typha latifolia.*

В биогеоценозах рогозового типа залежь сложена рогозовым торфом с прослоями осокового и тростникового. Мощность торфяных отложений колеблется в пределах 1,0—1.5 м.

15. Тростянковый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа встречаются на болотах в лесостепи и формируются в условиях переменного увлажнения. *Scolochloa festucacea* образует чистые заросли или встречается совместно с *Phragmites australis, Calamagrostis neglecta, Carex cespitosa, C. atherodes, C. riparia.*

В биогеоценозах тростникового типа в строении торфяных отложений слои тростникового торфа чередуются с осоковым и тростниковым. Общая глубина торфяных отложений не превышает 1,5 м.

16. Вейниковый тип биогеоценозов. В таежной зоне биогеоценозы этого типа занимают небольшие по размерам участки на болотах низких террас, в поймах рек. В лесостепи в условиях переменного увлажнения биогеоценозы такого типа частично окаймляют тростниковые и тростниковые займища.

В биогеоценозах вейникового типа травяной покров представлен *Calamagrostis neglecta* с незначительной примесью *Caltha palustris, Peucedanum palustre, Menyanthes trifoliata, Carex omskiana.* Моховой ярус развит слабо; в северной лесостепи встречаются эвтрофные виды сфагновых мхов: *Sphagnum subsecundum, S. squarrosum,* с продвижением к югу в биогеоценозах этого типа сфагновые мхи вытесняются зелеными.

В биогеоценозах вейникового типа в строении торфяных отложений слои вейникового торфа чередуются с осоковым и тростниковым. Общая глубина торфяных отложений не превышает 1,5 м.

17. Хвощовый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа в таёжной зоне обычно встречаются очень небольшими участками, преимущественно по окраинам эвтрофных болот, подтопляемых железистыми водами. Биогеоценозы хвощового типа сильно обводнены. Флористический состав очень бедный. Доминантами являются *Equisetum palustre* и *E. fluviatile.* Рассеянно растут *Carex lasiocarpa, Comarum palustre.* Моховой покров отсутствует.

В начале голоцена биогеоценозы этого типа имели значительно более широкое распространение. Об этом свидетельствуют остатки эпидермиса побегов хвоща, встречающиеся в большом количестве в придонных отложениях торфа. Мощность торфа в биогеоценозах хвощового типа не превышает 1,0 м.

18. Пушицевый тип биогеоценозов. Биогеоценозы эвтрофного пушицевого типа не имеют широкого распространения на болотах Западной Сибири. В таёжной зоне они встречаются небольшими вкраплениями преимущественно по окраинам олиготрофных и мезотрофных болот. Биогеоценозы этого типа представляют собой безлесные обводненные топи, где основной фон создает *Eriophorum polystachion.* Кроме того, обычна примесь *Menyanthes trifoliata, Carex diandra, C. appropinquata.*

Мощность торфяных отложений в биогеоценозах пушицевого типа небольшая — 0,5—1,0 м. Залежь сложена травяным низинным торфом со значительной примесью остатков *Eriophorum polystachion.*

19. Шейхцериевый тип биогеоценозов. Биогеоценозы эвтрофного шейхцериевого типа — крайне редкое явление. В ранние периоды голоцена они имели более широкое распространение. Шейхцериевый низинный торф встречается преимущественно в придонных слоях торфяных отложений. Впоследствии экологическая приуроченность *Scheuchzeria palustris* изменилась. Это растение стало доминантом травяного яруса в биогеоценозах олиготрофного шейхцериевого типа. В эвтрофных шейхцериевых фитоценозах *Scheuchzeria palustris* обычно произрастает совместно с *Carex rostrata, C. diandra, Menyanthes trifoliata.* В редком моховом покрове встречаются *Sphagnum obtusum, Meesia triquetra, Hamatocaulis vernicosus.* В настоящее время биогеоценозы эвтрофного шейхцериевого типа можно обнаружить лишь в заболоченной тайге.

20. Осоково-гипновый тип биогеоценозов. Среди биогеоценозов эвтрофных типов осоково-гипновый тип — один из наиболее широко распространенных. Биогеоценозы этого типа встречаются на болотах во всех ботанико-географических зонах Западной Сибири. Широкий географический диапазон встречаемости биогеоценозов этого типа позволяет выделить несколько зональных вариантов: тундровый, таёжный, подтаёжный и лесостепной. Наибольшие площади занимает подтаёжный вариант биогеоценозов комплексного осоково-гипнового типа. Комплексы биогеоценозов этого типа характерны для болот водораздельных равнин в подзоне осиново-берёзовых лесов (подтайга). Развитие комплексов биогеоценозов осоково-гипнового типа на Обь-Иртышском междуречье обусловлено химическим составом его минерального ложа, образованного карбонатными суглинками и глинами.

На Обь-Иртышском междуречье комплексные биогеоценозы осоково-гипнового типа приурочены преимущественно к южной половине огромной Васюганской болотной системы. Микрорельеф в биогеоценозах этого типа грядово-мочажинный. Крупные (до 50 м и более в диаметре) межгрядовые понижения (мочажины), занимающие до 80—90% поверхности, чередуются с узкими (1—2 м ширины) и длинными, до 1 км грядами (местное назва-

ние «веретья»). Гряды образуют сеть с ячеями вытянутой и округлой формы. Они ориентированы перпендикулярно уклону поверхности болота, что указывает на единый механизм формирования грядово-мочажинного микрорельефа, независимо от характера трофности водно-минерального режима. Веретья возвышаются над осоково-гипновыми топями (мочажинами) на 10—25 см. В местах, где уклон отсутствует, веретья ориентированы в различных направлениях. Расстояния между веретьями колеблются от нескольких метров до 50—200 м. Кроме веретий, по поверхности осоково-гипновых топей разбросаны олиготрофные сосново-кустарничково-сфагновые островки, диаметр которых колеблется в пределах нескольких десятков метров (местное название «шеломочки»)- Шеломочки обычно возвышаются над поверхностью осоково-гипновых топей на 0,5—0,9 м (Бронзова, 1936).

На веретьях поодиночке или небольшими группами растут *Betula alba* и *Pinus sylvestris,* из кустарников *Salix lapponum, S. rosmarinifolia.* Кустарничковый ярус развит довольно пышно. Наиболее распространены *Betula nana, Andromeda poll folia.* Несколько реже растут *Ledum palustre* и *Chamaedaphne calyculata.*

Травяной покров на веретьях и в мочажинах развит сравнительно слабо. В мочажинах из осок наиболее распространёнными видами являются *Carex diandra, C. chordorrhiza, C. limosa, C. omskiana,* местами *C. rostrata, C. lasiocarpa.* Единично встречаются *C. heleonastes u Rhynchospora alba.* В небольшом количестве, но значительно чаще растут *Scheuchzeria palustris, Triglochin maritimum.* Небольшие скопления образует *Equisetum fluviatile.* Из разнотравья распространены *Menyanthes trtfoliata, Comarum palustre, Cicuta virosa, Epilobium palustre, Pedicularis karoi, Utricularia intermedia.*

В моховом ярусе в мочажинах господствуют *Hamatocaulis vernicosus, Drepanocladus sendtneri.* Первый преобладает в менее обводнённых мочажинах, второй занимает небольшие, но более обводнённые понижения. Здесь же растёт и *Pseudocalliergon trifarium;* часто встречается *Meesia triquetra.* В северной половине подзоны осиново-берёзовых лесов в мочажинах чаще растёт *Meesia longiseta.* В южной половине небольшими пятнами встречается *Drepanocladus aduncus.* Близ вторичных озёр, в наиболее обводнённых участках изредка появляется *Scorpidium scorpioides.* Нередко среди видов *Drepanocladus,* слегка возвышаясь над ними, обычно около стволиков *Betula nana,* растёт *Tomentypnum nitens.* Реже встречаются *Aulacomnium palustre, Brachythecium mildeanum, Campylium polygamum* (Бронзов, 1936).

Анализ геоботанических описаний, проведённых А. Я. Бронзовым (1936) для южной части Васюганского болота, показывает, что, несмотря на довольно богатый флористический список представителей кустарничкового, травяного и мохового ярусов (46 видов), константными для растительного покрова в этих ярусах в комплексных биогеоценозах осоково-гипнового типа можно назвать только два вида: *Carex limosa* и *C. diandra.* Также часты сочетания четырёх видов: *Betula nana, Andromeda polifolia, Carex chordorrhiza, Menyanthes trifoliata.*

В моховом покрове веретий господствует *Sphagnum warnstorfii,* на более низких веретьях доминирует *Tomentypnum nitens.* У основания стволов деревьев в зависимости от высоты кочек растут *S. angustifolium, S. magellanicum, S. fuscum.* Иногда со *S. warnstorfii* встречаются *Aulacomnium palustre u Helodium blanaowii.*

Формирование как мезотрофных веретий, так и олиготрофных шеломочков среди осоково-гипновых топей относится к субатлантическому времени. Раз образовавшись, сфагновые фитоценозы постоянно увеличиваются в размерах за счёт трансгрессии на эвтрофные осоково-гипновые фитоценозы. Со стороны климатических факторов препятствий для трансгрессии мезотрофных и олиготрофных фитоценозов на эвтрофные не имеется. В подзоне осиново-берёзовых лесов затянувшаяся до настоящего времени и господствующая эвтрофная стадия в развитии болот обусловлена эдафическими предпосылками. С увеличением мощности торфяной залежи уменьшается влияние подстилающих торфяную залежь минеральных пород на характер водно-минерального режима. В результате создаются благоприятные условия для трансформации растительного покрова: осоково-гипновые фитоценозы мочажин развиваются в травяно-сфагновые (на веретьях) и сосново-кустарничково-сфагновые, образующие небольшие островки — шеломочки.

Лесостепной вариант комплексных биогеоценозов осоково-гипнового типа отличается отсутствием большинства из вышеперечисленных видов. Для мочажин лесостепного варианта комплексных биогеоценозов этого типа наиболее характерны такие

виды, как *Cladium mariscus, Carex buxbaumii, Eriophorum latifolium, Thalictrum simplex, Ligularia sibirica,* из мхов *Campylium stellatum, Limprichtia cossonii, Calliergonella cuspidata.* На веретьях господствует *Tomentypnum nitens.* В травяном ярусе обычны *Phragmites australis, Festuca rubra* (Бронзов, 1936).

В комплексах биогеоценозов осоково-гипнового типа в строении торфяных отложений доминирует осоково-гипновый торф, чередующийся с небольшими прослойками осокового или гипнового торфа. Эти виды торфа залегают и в основании осоково-гипновых залежей. Мощность залежи составляет 1,5—2,0 м.

Таёжный вариант осоково-гипновых биогеоценозов типичен для пойменных и притеррасных болот, где биогеоценозы этого типа образуют небольшие по площади вкрапления в биогеоценозах осокового и ивово-осокового типов. Таёжный вариант по структуре растительного покрова, в отличие от подтаёжного и лесостепного, не является комплексным. Мощность торфяных отложений в биогеоценозах осоково-гипнового типа колеблется в пределах 1,5—2,0 м. Залежь сложена в основном осоково-гипновым торфом.

Иной флористический состав имеют осоково-гипновые фитоценозы в тундровом варианте осоково-гипновых биогеоценозов. В арктической и типичной тундре биогеоценозы осоково-гипнового типа занимают сравнительно небольшие территории в сочетании с типичными тундрами и тундровыми заболоченными ивняками по долинам рек, в озёрных котловинах, депрессиях водораздельных пространств. В травяном ярусе господствуют осоки: *Carex aquatilis, C. concolor, C. rariflora, C. disperma,* из разнотравья встречаются *Menyanthes trifoliata, Comarum palustre.* Моховой покров образуют *Sanionia uncinata, Warnstorfia exannulata, Limprichtia revolvens, Sarmentypnum sarmentosum, Sphagnum squarrosum, S. balticum.*

Торфяной слой не превышает 0,2—0,5 м, торф в основном гипновый (Боч, Мазинг, 1979).

21. Разнотравно-гипновый тип биогеоценозов. Комплексные биогеоценозы этого типа встречаются в подзоне осиново-берёзовых лесов в сочетании с комплексными биогеоценозами осоково-гипнового типа, с которыми их сближает флористический состав мохового яруса. В комплексных биогеоценозах разнотравно-гипнового типа общее проективное покрытие травяного яруса составляет 60—70%. Обычно доминирует *Carex ap-*

propinquata. Она растёт в сочетании с *Menyanthes trifoliata.* Последняя приурочена к межкочечным понижениям. Довольно часто встречаются *Carex diandra* и *Comarum palustre.* Редкие вкрапления образуют *Calamagrostis neglecta, Cardamine pratensis, Triglochin maritimum, Peucedanum palustre, Stellaria palustris, Epilobium palustre, Orchis russowii, Calla palustris, Utricularia intermedia.*

Покрытие мохового яруса достигает 90—100%. По бокам, у основания кочек, в межкочечных понижениях господствует *Hamatocaulis vernicosus* с вкраплением *Calliergon stramineum.*

На фоне ровных разнотравно-гипновых топей выделяются кочки неправильной формы высотой 0,1—0,2 м. Иногда соединяясь, они образуют гряды. Кочки занимают 50—60% поверхности. На них растут *Andromeda polifolia, Betula nana, Oxycoccus palustris.* Верхушки кочек заняты *Sphagnum angustifolium* и S. *magellanicum* с примесью *S. centrale.* Появление олиготрофных видов на верхушках кочек свидетельствует об изменении водно-минерального режима (в результате торфонакопления) в сторону питания более мягкими водами и о начале сукцессии биогеоценозов разнотравно-гипнового типа в осоково-разнотравно-сфагновый тип.

В строении торфяных отложений биогеоценозов разнотравно-гипнового типа доминирует осоково-гипновый торф. Глубина залежи составляет 2,0—2,5 м.

22. Хвощово-гипновый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа встречаются очень редко. Они формируются преимущественно в таёжной зоне по окраинам эвтрофных болотных систем в условиях питания ожелезнёнными водами. Эти биогеоценозы представляют собой сильно обводнённые трудно проходимые безлесные участки с достаточно ровной поверхностью. Небольшие кочки высотой до 0,3 м разбросаны редко. На кочках растут *Betula nana, Andromeda polifolia, Oxycoccus palustris.* Ровные межкочечные пространства сплошь заняты *Equisetum palustre, Eriophorum polystachion.* Из гшаовых мхов в топких понижениях доминирует *Hamatocaulis vernicosus.* Верхушки кочек заняты *Sphagnum angustifolium,* у основания растёт S. *warnstorfii.* Появление кочек с олиготрофными видами сфагновых мхов свидетельствует об изменении водно-минерального режима и о тенденции смены биогеоценозов эвтрофного хвощово-гипнового типа мезотрофным осоково-сфагновым типом.

Мощность торфяных отложений в биогеоценозах этого типа составляет 0,5—1,0 м. Торфяная залежь сложена хвощовым и гипновым торфами.

23. Осоково сфагновый ***тип биогеоценозов.*** Биогеоценозы этого типа также встречаются сравнительно редко, преимущественно в условиях питания мягкими грунтовыми водами по периферии олиготрофных и мезотрофных болот в таёжной зоне. Биогеоценозы осоково-сфагнового типа приурочены к транзитным топям, они образуют и сплавины на зарастающих озёрах и реках. Эти биогеоценозы безлесны, сильно обводнены, микрорельеф в них пологокочковатый. Высота кочек 0,1—0,2 м. Кочки занимают 30—40% поверхности. На пологих кочках вокруг редких стволов деревьев растут *Betula nana, Chamaedaphne calyculata, Andromeda polifolia.* Покрытие травяного яруса 20—40%. Доминируют *Carex lasiocarpa, C. rostrata, C. chordorrhiza,* иногда значительна примесь *C. limosa.* Из разнотравья обычны *Naumburgia thyrsiflora, Menyanthes trifoliata, Comarum palustre, Utricularia intermedia.*

Моховой покров пышно развит. Межкочечные понижения заняты *Sphagnum obtusum,* у основания кочек растёт *S. fallax,* ближе к периферии появляется *S. teres.* Верхушки кочек покрыты *S. centrale.* На верхушках кочек высотой 0,3—0,4 м появляются олиготрофные виды — S. *magellanicum* и *S. angustifolium.* Иногда кочки образованы *S. warnstorfii.*

Биогеоценозы эвтрофного осоково-сфагнового типа развиваются в осоково-сфагновый мезотрофный. К биогеоценозам осоково-сфагнового типа по условиям обитания и флористическому составу очень близок разнотравно-сфагновый тип, который отличается лишь более значительным преобладанием в травяном покрове болотного разнотравья.

Торфяная залежь в биогеоценозах этого типа осоковая, многослойная топяная или осоково-сфагновая. Глубина торфяных отложений колеблется от 0,5—1,5 м (по окраинам болот) до 3,0—4,0 м в центральных участках и по склонам болот.

24. ***Гипновый тип биогеоценозов.*** Биогеоценозы этого типа формируются в условиях питания жёсткими грунтовыми водами. Чаще они занимают небольшие участки на водораздельных болотах в подзоне осиново-берёзовых лесов. В средней и южной тайге биогеоценозы этого типа встречаются очень редко. В них обычно наиболее пышно развит моховой покров. Травяной ярус

сильно разрежен, присутствие кустарничков незначительно. Очень редко, преимущественно близ веретий, появляются единичные экземпляры *Betula alba, Salix rosmarinifolia* и S. *lapponum.* Из кустарничков на веретьях встречаются *Betula nana, Andromeda polifolia,* реже *Oxycoccus palustris.* Степень покрытия кустарничковым ярусом не превышают 10—15%. Травяной ярус имеет степень покрытия тоже не более 10—15%. Он представлен *Carex diandra, C. chordorrhiza, C. omskiana, C. lasiocarpa* и болотным разнотравьем.

В моховом покрове доминируют *Hamatocaulis vernicosus, Drepanocladus sendtneri.* Часто встречаются *Pseudocalliergon trifarium, Meesia triquetra.*

Залежь в биогеоценозах гипнового типа сложена гипновым, осоково-гипновым и осоковым видами торфа. Мощность торфяных отложений — 2,0—2,5 м.

25. Сфагновый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа в таёжной зоне встречаются также очень небольшими участками по окраинам олиготрофных болот в условиях питания мягкими водами. В биогеоценозах сфагнового типа травяной покров сильно разрежен. Степень его покрытия 10—15%. Основной фон образует моховой покров. По сфагновому ковру разбросаны лишь отдельные экземпляры *Carex lasiocarpa, C. chordorrhiza, Scheuchzeria palustris, Equisetum fluviatile, Menyanthes trifoliata.* Кочки имеют высоту 0,1—0,2 м. Они образованы *Sphagnum centrale,* иногда *S. papillosum.* Между кочек сплошной ковёр из *S. subsecundum,* реже встречается *S. fallax.*

Торфяные отложения в биогеоценозах этого типа чаще представлены торфяной залежью осоково-сфагнового вида строения, в которой слои осоково-сфагнового торфа чередуются с линзами осокового или сфагнового торфа. Сфагновый торф обычно приурочен к верхнему горизонту торфяных отложений. Мощность отложений составляет **1,0**—1,75 м.

4.3. Биогеоценозы мезотрофного типа

Биогеоценозы мезотрофных типов на болотах Западной Сибири не занимают больших площадей. Обычно они встречаются в виде фрагментов на контактах олиготрофных и эвтрофных участков, вблизи внутренних минеральных островов, по окраинам олиготрофных болотных систем.

26. Сосново-берёзовый ***тип биогеоценозов.*** Биогеоценозы этого типа обычны для таёжной зоны. Они приурочены к хорошо дренированным берегам озёр, рек или к окраинам олиготрофных болот. В биогеоценозах этого типа древесный ярус состоит из *Pinus sylvestris* и *Betula alba;* примесь *Plnus sibirica* и *Picea obovata* незначительна. Высота деревьев 6—8 м, нередко 10—12 м. Сомкнутость крон — 0,5—0,7. Микрорельеф кочковатый, кочки высотой 0,2—0,3 м приурочены к стволам деревьев. Они образованы олиготрофными видами сфагновых мхов: *Sphagnum angustifolium* и S. *magellanicum.* У основания кочек обычны эвтрофные виды *S. warnstorfii* и *S. centrale.* Эти виды занимают и межкочечные понижения. На кочках высотой более 0,4 м появляется *S. fuscum.* Кустарничковый ярус сильно разрежен: степень проективного покрытия кустарничков — 20—30%. Из кустарничков наиболее часто на верхушках и боках кочек растут *Chamaedaphne calyculata* и *Betula nana.* Травяной покров также сильно разрежен. Между кочками встречаются *Carex lasiocarpa, C. rostrata,* обычна примесь *Eriophorum vaginatum.*

Для биогеоценозов этого типа характерен переходный лесной вид залежи. Мощность торфяных отложений составляет 1,0—1,5 м.

27. ***Сосново-березово-осоковый тип биогеоценозов.*** Биогеоценозы этого типа развиваются на месте сосново-берёзовых в условиях несколько более повышенного увлажнения. Микрорельеф полого-кочковатый. Высота кочек 0,2—0,3 м, диаметр 0,4—0,9 м. Обычно кочки приурочены к стволам деревьев. Сомкнутость крон древесного яруса в биогеоценозах этого типа из-за повышенного увлажнения снижается до 0,3—0,4. Древесный ярус образован *Plnus sylvestris* и *Betula alba.* Высота деревьев 5—7 м, диаметр 10—15 см. Кустарничковый ярус представлен единичными экземплярами *Chamaedaphne calyculata* и *Andromeda pollfolia.* Степень проективного покрытия менее 20%. В травяном ярусе (степень покрытия 40—50%) доминируют *Carex lasiocarpa* и *C. rostrata.*

Верхушки кочек покрыты *Sphagnum magellanicum* и *S. angustifolium,* иногда на верхушках кочек появляется *S. fuscum.* Бока, основания кочек и невысокие кочки (до 0,25 м) заняты *S. warnstorfii* и S. *centrale.* В сильно увлажненных межкочечных понижениях растут *S. obtusum* и S. *fallax.* Из зеленых мхов на верхушках кочек почти постоянно встречаются *Aulacomnium palus-tre , Pleurozium schreberi, Polytrichum commune.*

В биогеоценозах этого типа торфяная залежь (обычно лесо-топяной вид строения) сложена переходными видами торфа: лесным, лесо-топяным, топяным. Для придонных горизонтов характерны низинные виды торфа. Мощность торфяных отложений 2,0—2,5 м.

28. ***Сосново-берёзово-разнотравный тип биогеоценозов.*** Биогеоценозы этого типа формируются в условиях не. только повышенного увлажнения, но и питания более богатыми грунтовыми водами. Они встречаются в таёжной зоне и образуют фрагменты по периферии болотных систем.

Древесный ярус представлен *Pinus sylvestris* и *Betula alba.* Высота деревьев 4—7 м, диаметр 9—19 см, сомкнутость крон 0,3—0,4. Кустарничковый ярус сильно разрежен, степень его проективного покрытия едва достигает 20%. На кочках вокруг стволов деревьев растут *Chamaedaphne calyculata* и *Andromeda polifolia.*

Травяной покров (степень проективного покрытия 40—50%) довольно разнообразен по видовому составу. У основания кочек, в межкочечных понижениях растут *Menyanthes trifoliata, Comarum palustre, Naumburgia thyrsiflora, Drosera rotundifolia, Calamagrostis neglecta, Phragmites australis, Carex lasiocarpa, C rostrata, C. limosa, Equisetum fluviatile.*

Положительные формы микрорельефа образуют кочки высотой 0,5—0,7 м, диаметром 0,4—1,2 м. Они занимают 50—60% Поверхности. Кочки формируются вокруг стволов деревьев. Верхушки кочек покрыты *Sphagnum magellanicum* с вкраплением *S.fuscum,* на склонах доминирует S. *angustifolium.* У основания кочек и в межкочечных понижениях растут S. *centrale* и S. *warntorfii.* В обводнённых понижениях появляется *S. obtusum.* Из зеленых мхов на верхушках кочек обычны *Aulacomnium palustre,* ***fleurozium*** *schreberi, Polytrichum commune.*

Торфяная залежь в биогеоценозах этого типа низинная осоковая или лесо-топяная, либо переходная топяная или лесо-топяная. Мощность торфяных отложений составляет 2,0—2,5 м.

29. Сосново-березово-осоково-сфагновый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа встречаются сравнительно редко. генетически они связаны с сосново-березово-осоковым типом. Они занимают небольшие участки по окраинам болот, вдоль су-

ходольных островов, у основания уступов более высоких террас и встречаются в основном в таёжной зоне.

Микрорельеф в биогеоценозах этого типа кочковатый. Кочки неправильной формы, имеют высоту 0,5—0,7 м и занимают 50—60% поверхности. Между кочками обычно застаивается вода или же она выступает при нажатии на моховой покров. Древесный ярус сильно угнетён и довольно разрежен. Сомкнутость крон 0,2—0,3. *Pinus sylvestris* и *Betula alba* имеют высоту 4—6 м, диаметр стволов 7—9 см. Нередко попадаются сухие деревья. Признаки угнетения заметны на кустарничковом и травяном покровах. Степень проективного покрытия кустарничкового яруса составляет 30—40%. На кочках вокруг стволов деревьев растут *Ledum palustre, Chamaedaphne calyculata, Andromeda polifolia, Oxycoccus palustris.*

В травяном ярусе, степень общего проективного покрытия которого не превышает 30—40%, доминируют *Carex lasiocarpa* и *C. rostrata.* В межкочечных понижениях попадаются отдельные экземпляры *Comarum palustre, Menyanthes trifoliata, Naumburgia thyrsiflora, Equisetum fluviatile.*

Моховой покров довольно плотный. Верхушки и бока кочек высотой 0,5—0,7 м покрыты *Sphagnum magellanicum* и *S. angustifolium* с вкраплением *Polytrichum commune.* Невысокие кочки (до 0,5 м) образованы *Sphagnum centrale,* у основания кочек обычен *S. warnstorfii.* Межкочечные понижения заняты *S. obtusum.*

Залежь в биогеоценозах этого типа низинная осоковая, лесо-топяная или переходная лесо-топяная. Глубина залежи 1,5—2,0 м. Придонные слои образованы низинным древесным торфом.

30. Сосново-берёзово-разнотравно-сфагновый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа в условиях повышенного увлажнения развиваются из сосново-берёзовых. Сомкнутость крон в древесном ярусе небольшая — 0,3—0,4. Он образован *Pinus sylvestris* и *Betula alba,* примесь *Picea obovata* **и** *Pinus sibirica* незначительна. Высота деревьев 5—7 м, диаметр 10—15 см. Степень покрытия кустарничкового яруса не превышает 10—15%. Он образован единичными экземплярами *Betula nana, Ledum palustre, Chamaedaphne calyculata, Oxycoccus palustris.* В травяном покрове доминируют *Menyanthes trifoliata, Scheuchzeria palustris, Carex lasiocarpa, Equisetum fluviatile,* его покрытие составляет 30—40% (рис. 27).

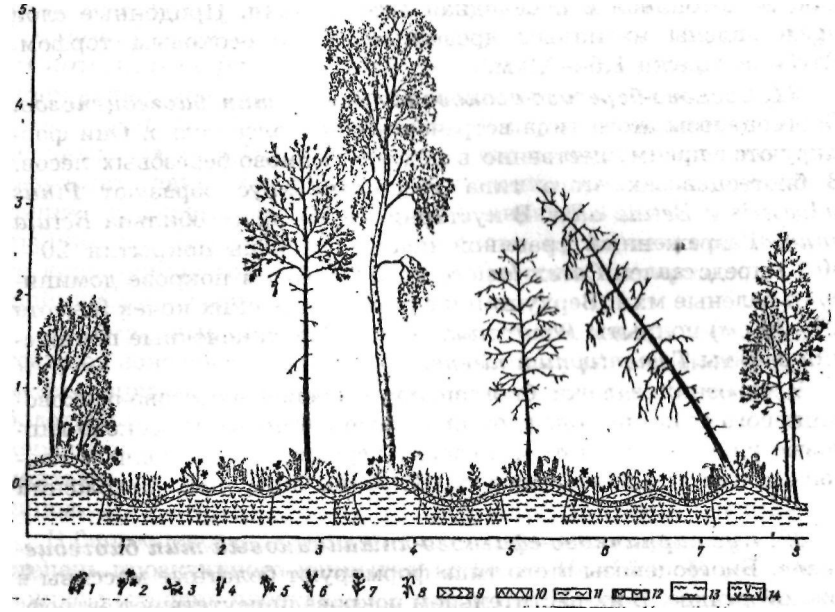


Рис. 27. Мезотрофный биогеоценоз сосново-берёзово-разнотравно-сфагнового типа

Виды растений: 1 — *Chamaedaphne calyculata,* 2 — *Comarum palustre,* 3 — *Menyanthes trifoliata,* 4 — *Equisetum fluviatile,* 5 — *Comarum palustre,* 6 — *Ledum palustre,* 7 — *Naumburgia thyrsiflora,* 8 — *Carex limosa,* 9 — *Sphagnum magellanicum,* 10 — *S. obtusum,* 11 — *S. warnstorfii,* 12 — S. *centrale;* виды торфа: 13 — магелланикум, 14 — травяно-сфагновый низинный

Микрорельеф полого-кочковатый. Высота кочек 0,2—0,4 м, диаметр 0,4—0,9 м. Кочки приурочены к стволам деревьев. Верхушки кочек покрыты *Sphagnum magellanicum* и *S. angustifolium.* На верхушках наиболее высоких кочек обычно появляется *S. fuscum.* Склоны и основания кочек, а также верхушки невысоких кочек покрыты *S. centrale* и S. *warnstorfii.* В сильно увлажненных межкочечных понижениях растут *S. obtusum* и *S. fallax.* Из зелёных мхов на верхушках кочек почти постоянно встречаются *Aulacomnium palustre, Pleurozium schreberi, Polytrichum commune.*

Залежь в биогеоценозах этого типа низинная осоковая, топя-

ная, лесо-топяная и переходная лесо-топяная. Придонные слои представлены низинным древесным, реже осоковым торфом. Глубина залежи 1,5—2,0 м.

31. Сосново-берёзово осоково-гипновый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа встречаются наиболее редко. Они формируются преимущественно в подзоне осиново-берёзовых лесов. В биогеоценозах этого типа древесный ярус образуют *Pinus sylvestris* и *Betula alba.* В кустарничковом ярусе обильна *Betula nana.* Разреженный травяной покров (степень покрытия 20—30%) представлен *Carex lasiocarpa.* В моховом покрове доминируют зелёные мхи. Верхушки и склоны невысоких кочек (высота 20—30 см) покрыты *Pleurozium schreberi,* межкочечные понижения заняты *Tomentypnum nitens.*

В строении залежи биогеоценозов сосново-берёзово-осоково-гипнового типа преобладают низинные гипновые и осоково-гипновые виды торфа, которые сверху перекрыты переходным гипновым или осоковым торфом. Глубина торфяных отложений 2,0—2,5 м.

32. Кустарничково-сфагново-лишайниковый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа формируют болотные массивы в южной тундре. В их растительном покрове присутствуют эвтрофные и мезотрофные виды, что позволяет отнести кустарничково-сфагново-лишайниковый тип биогеоценозов к мезотрофным. Они также встречаются в лесотундре, северной тайге и приурочены к плоским депрессиям на водораздельных равнинах, древних террасах, где формируются в условиях избыточного, но слабопроточного увлажнения. Это одна из последних стадий трансформации биогеоценозов эвтрофных типов в мезотрофные. По данным Б. Н. Городкова (1944) и А. П. Тыртикова (1969, 1979), биогеоценозы кустарничково-сфагново-лишайникового типа генетически связаны с осоково-сфагновыми, сфагновыми, а также валиково-полигональными комплексами. В настоящее время они являются заключительной стадией в развитии некомплексных травяных болот при заболачивании водоёмов и суши.

В биогеоценозах кустарничково-сфагново-лишайникового типа микрорельеф кочковатый. Кочки занимают до 60—70% поверхности, их высота составляет 0,2—0,6 м, диаметр до 1,0 м. Кустарничковый ярус образуют *Ledum palustre, Vaccinium vitis-idaea, Betula nana, Empetrum nigrum* s. 1., *Oxycoccus palustrls.* Из травянистых растений обычна *Eriophorum vaginatum,* в понижениях между кочками растут *E. polystachion, Carex rotundata,* C. *limosa.* В мохово-лишайниковом покрове господствуют *Cladina stellaris, C. rangiferina, Cetraria islandica, Flavocetraria cucullata.* Понижения между кочек заняты сфагновыми мхами — *Sphagnum angustifolium* и S. *warnstorfii.* В случае самоосушения отдельных участков болот, например, при поднятии поверхности в результате накопления торфа или пучения грунтов при промерзании, сфагновые мхи постепенно отмирают и вытесняются лишайниками. В результате биогеоценозы кустарничково-сфагново-лишайникового типа трансформируются в кустарничково-лишайниковые (Тыртиков, 1969).

33. Осоковый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа в таёжной зоне обычно занимают небольшие участки, скорее фрагменты, приуроченные к склонам водораздельных и террасных болот. Они формируются в условиях обильного питания слабоминерализованными грунтовыми водами. Встречаются они и на контакте между биогеоценозами эвтрофных и олиготрофных Типов.

В биогеоценозах осокового типа синузия кустарничков имеет степень проективного покрытия не более 10—15%. В травяном покрове (степень проективного покрытия 70—80%) доминируют *Carex lasiocarpa* и *C. rostrata* с вкраплением *Eriophorum vagi-fiatum.* Микрорельеф слабоволнистый, высота кочек колеблется в пределах 10—15 см. Кочки образованы *Sphagnum angustifolium,* на верхушках кочек растет *S. magellanicum.* Межкочечные понижения сильно увлажнены. В них обитает *S. obtusum,* реже встречается S. *fallax.*

В мезотрофных биогеоценозах осокового типа залежь низинная осоковая или осоково-сфагновая, сверху сложена переходным осоковым или осоково-сфагновым торфом. В отдельных случаях торфяные пласты образованы исключительно переходными Видами торфа. Мощность торфяных отложений 1,5—2,0 м.

34. Шейхцериевый тип биогеоценозов. Мезотрофные биогеоценозы этого типа встречаются крайне редко. Преимущественно они приурочены к сильно обводненным окраинам олиготрофных болот и сами сильно обводнены, безлесны, кустарничковый ярус в них отсутствует. В травяном покрове господствуют Scheuchzeria *palustris, Eriophorum vaginatum, Carex lasiocarpa, C. rostrata.* В моховом покрове доминирует *Sphagnum obtusum* с примесью *S. majus, S. fallax, S. papillosum.*

Мезотрофные биогеоценозы шейхцериевого типа отличаются от эвтрофных биогеоценозов того же типа присутствием олиготрофных видов в травяном и моховом ярусах.

Торфяная залежь в биогеоценозах этого типа сложена низинным и переходным осоковым, осоково-сфагновым, сфагновым видами торфа, иногда в строении залежи доминирует переходный шейхцериевый торф. Глубина торфяных отложений 0,5—1,0 м.

35. Пушицевый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа в виде фрагментов обычны на болотах таёжной зоны. Они занимают небольшие участки по окраинам водораздельных и террасных болот. Биогеоценозы пушицевого типа обводнены, со слабо кочковатым микрорельефом, безлесны. Невысокие кочки образует *Eriophorum vaginatum.* В межкочечных понижениях растут *Carex lasiocarpa, C. rostrata,* встречается *C. limosa.* Возвышения покрыты *Sphagnum angustifolium.* Небольшие вкрапления на верхушках кочек образует *S. magellanicum.*

Мощность торфяных отложений в этих биогеоценозах составляет 1,0—1,5 м. В сложении залежи доминируют низинные и переходные виды осокового, осоково-сфагнового торфа с небольшими линзами переходного пушицевого торфа. Интенсивное развитие *Eriophorum vaginatum* знаменует трансформацию биогеоценозов эвтрофного пушицевого типа в олиготрофный пушицевый тип.

36. Разнотравный тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа чаще встречаются в сочетании с осоковыми или пушицевыми. Они обычно безлесны, сильно обводнены. Кустарничковый ярус в них отсутствует или представлен редкими угнетенными экземплярами *Chamaedaphne calyculata* и *Andromeda polifolia,* которые приурочены к пологим кочкам. Травяной ярус довольно пестрый, он представлен осоками *(Carex rostrata, C. lasiocarpa, C. limosa), Eriophorum vaginatum,* нередко с примесью *Scheuchzeria palustris, Comarum palustre, Menyanthes trifoliata.*

В моховом покрове межкочечных понижений обычен *Sphagnum obtusum.* На кочках растет *S. angustifolium,* у основания кочек встречается S. *fallax.*

По глубине и строению залежи торфяные отложения в биогеоценозах этого типа близки к стратиграфии торфяных отложений мезотрофных биогеоценозов пушицевого и осокового типов.

37. Осоково-сфагновый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа представляют собой безлесные осоково-сфагновые

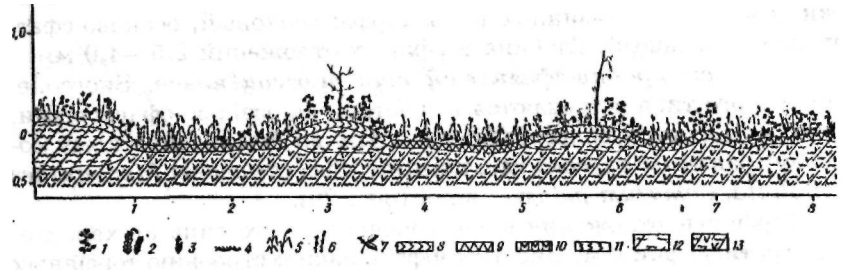


Рис. 28. Мезотрофный биогеоценоз осоково-сфагнового типа

Виды растений: 1 — *Betula nana,* 2 — *Chamaedaphne calyculata,* 3 — *Andromeda polifolia,* 4 — *Oxycoccus palustris,* 5 — *Carex limosa,* 6 — *Equisetum fluuiatile,* 7 — *Menyanthes trifoliata,* 8 — *Sphagnum magellanicum,* 9 — *S. obtusum,* 10 — S. *centrale,* 11 — *Dicranum polysetum;* виды торфа: 12 — осоково-сфагновый переходный, 13 — травяно-сфагновый переходный

топи, сильно обводненные и трудно проходимые (рис. 28). В таёжной зоне биогеоценозы осоково-сфагнового типа формируются по периферии олиготрофных болот, вблизи суходольных островов, вдоль внутризалежных водотоков. Наибольшие территории биогеоценозы осоково-сфагнового типа занимают на болотах, приуроченных к склонам высоких и низких террас.

Поверхность осоково-сфагновых топей ровная, кочки высотой 5—20 см разбросаны редко. Микроповышения высотой до 5 см обычно образованы *Sphagnum papillosum.* Здесь же растут *Carex lasiocarpa* и *C. limosa.* На микроповышениях высотой 10 см и более поселяются *S. angustifolium, S. magellanicum, S. centrale.* На кочках обычны *Andromeda polifolia, Oxycoccus palustris, Betula nana, Chamaedaphne calyculata.* Верхушки кочек высотой более 15—20 см покрыты *Sphagnum fuscum,* здесь поселяется *Ledum palustre,* иногда встречаются единичные экземпляры *Pinus sylvestris f. willkommii* и *Betula alba* высотой 2—3 м. Обширные ровные межкочечные понижения заняты ковром из *Sphagnum obtusum, S. fallax* с вкраплением *S. angustifolium.* Проективное покрытие травяного яруса составляет 60—70%. В нем доминируют *Carex lasiocarpa, C. limosa, C. rostrata* с примесью *Scheuchzeria palustris, Eriophorum russeolum, E. polystachion, Comarum palustre, Menyanthes trifoliata.*

Для мезотрофных биогеоценозов осоково-сфагнового типа характерна переходная топяная залежь. Иногда в сложении залежи доминируют низинные виды торфа: осоковый, осоково-сфагновый, сфагновый. Глубина торфяных отложений 2,5—4,0 м.

38. Разнотравно-сфагновый ***тип*** *биогеоценозов.* Биогеоценозы этого типа встречаются в сочетании с осоково-сфагновыми. Они выделяются более разнообразным по флористическому составу травяным ярусом, где, помимо осок, отмечены *Menyanthes trifoliata, Comarum palustre* и др. (рис. 29).

Торфяные отложения в биогеоценозах этого типа по характеру стратиграфии и мощности торфа близки к строению торфяных отложений в биогеоценозах осоково-сфагнового типа.

39. Осоково-гипновый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа в средней и южной тайге приурочены к окраинам болот, в подзоне осиново-берёзовых лесов занимают значительные по размерам участки на склонах болотных систем. Биогеоценозы этого типа безлесны, сильно обводнены, их питание осуществляется за счёт жестких грунтовых вод. Проективное покрытие травяного яруса составляет 40—50%. Доминируют *Carex lasiocarpa, C. rostrata, C. limosa,* с вкраплением *Eriophorum vaginatum, Menyanthes trifoliata, Comarum palustre.* Кустарнички *(Chamaedaphne calyculata, Andromeda polifolia)* приурочены к верхушкам кочек.

Микрорельеф полого-кочковатый. Высота кочек 15—20 см, диаметр 0,4—0,9 м. Кочки занимают 30—40% поверхности. На верхушках кочек поселяются олиготрофные виды сфагновых мхов: *Sphagnum magellanicum, S. angustifolium.* В межкочечных понижениях доминируют зеленые мхи: *Meesia triquetra, Drepanocladus sendtneri, Calliergon giganteum, Pseudocalliergon trifarium, Tomentypnum nitens.*

Торфяные отложения в биогеоценозах этого типа представлены такими низинными видами торфа, как осоково-гипновый, гипновый и осоковый, которые сверху обычно перекрыты переходными видами: гипновым, осоковым. Переходные виды торфа в строении залежи доминируют редко. Глубина торфа 2,0—2,5 м.

40. Разнотравно-гипновый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа встречаются очень редко, преимущественно в подзоне осиново-берёзовых лесов. Они представляют собой безлесные обводненные топи, в которых обычно отсутствуют кустарнички. Общее проективное покрытие травяного яруса колеблется в пределах 40—50%. Из разнотравья в межкочечных понижениях обычны *Menyanthes trifoliata, Comarum palustre, Naumburgia thyrsiflora,* в значительном количестве встречаются *Carex lasiocarpa, C. rostrata, Equisetum fluviatile, Eriophorum vaginatum, E. russeolum.*

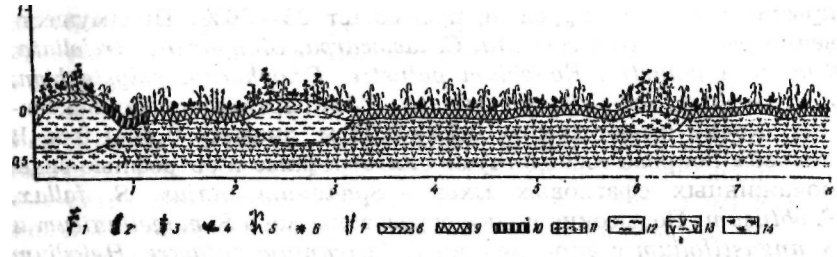


Рис. 29. Мезотрофный биогеоценоз разнотравно-сфагнового типа

Виды растений: 1 — *Betula nana,* 2 — *Chamaedaphne calyculata,* 3 — *Andromeda polifolia,* 4 — *Menyanthes trifoliata,* 5 — *Carex limosa,* 6 — *Drosera rotundifolia,* 7 — *Equisetum fluviatile,* 8 — *Sphagnum magellanicum,* 9 — S. *fuscum,* 10 — *S. palustre,* 11 — S. *angustifolium;* виды торфа: 12 — магелланикум, 13 — травяно-сфагновый низинный, 14 — ангустифолиум

В моховом покрове доминируют зеленые мхи. К межкочечным понижениям приурочены *Drepanocladus sendtneri, Calliergon giganteum, Pseudocalliergon trifarium, Tomentypnum nitens, Meesia triquetra.* Верхушки и бока кочек (высота 20—30 см, диаметр 0,4—1,2 м) покрыты олиготрофными видами сфагновых мхов: *Sphagnum angustifolium* и *S. magellanicum.* На верхушках наиболее высоких кочек появляется *S. fuscum.*

По строению залежи и мощности торфяных отложений биогеоценозы осоково-разнотравного типа близки к осоково-гипновому типу.

41. Сфагновый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа довольно часто встречаются на болотах центральной части Западно-Сибирской равнины. Они занимают небольшие участки по периферии болот или приурочены к транзитным топям, топям выклинивания. Биогеоценозы осоково-сфагнового типа питаются за счёт мягких грунтовых и поверхностных вод. Они являются одной из начальных ступеней развития эвтрофных болот в олиготрофные.

В биогеоценозах сфагнового типа, благодаря высокой об-

воднённости, травяной покров выражен слабо, проективное покрытие травяного яруса не превышает 25—30%. Преимущественно растут *Carex rostrata, C. lasiocarpa, Menyanthes trifoliata, Comarum palustre, Epilobium palustre, Eriophorum polystachion, E. russeolum, Scheuchzeria palustris.* Микрорельеф слабокочковатый. Кочки имеют высоту 0,15—0,25 м, диаметр 0,5—1,0 м. В моховом покрове господствуют олиготрофные и эвтрофные виды мочажинных сфагновых мхов — *Sphagnum majus, S. fallax, S. obtusum.* Невысокие кочки образованы либо *S. magellanicum* и *S. angustifolium* с вкраплением *Aulacomnium palustre, Helodium blandowii,* либо *S. centrale.* На кочках обычно поселяются кустарнички: *Andromeda polifolia, Betula nana, Oxycoccus palustris.*

По строению залежи и мощности торфяных отложений биогеоценозы сфагнового типа близки к осоково-сфагновому.

42. Гипновый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа на болотах центральной части Западно-Сибирской равнины встречаются сравнительно редко. Они формируются в условиях выклинивания жёстких грунтовых вод. Появление олиготрофных видов свидетельствует о накоплении достаточно мощного слоя торфа, необходимого для перехода от грунтового питания к атмосферному. В подзоне осиново-берёзовых лесов биогеоценозы гипнового типа встречаются небольшими участками на болотах террас и водораздельных равнин. Эти биогеоценозы представляют собой сильно обводнённые топи, которые питаются за счёт жёстких грунтовых и поверхностных вод. На гипновом ковре из *Calliergon cordifolium, Warnstorfia exannulata, W. fluitans* разбросаны плоские подушки из *Sphagnum magellanicum, S. fallax, S. obtusum.* Травостой сильно разрежен, состоит из *Carex lasiocarpa, C. rostrata, Menyanthes trifoliata* с вкраплением пятен кустарничков *Betula nana, Chamaedaphne calyculata, Andromeda polifolia.*

По строению залежи и мощности торфяных отложений биогеоценозы гипнового типа близки к осоково-гипновому типу.

4.4. Биогеоценозы олиготрофного типа

Биогеоценозы олиготрофного типа — это достаточно своеобразные природные образования. Необходимые условия для их формирования: обильное увлажнение и бедный водно-минеральный режим. Такое сочетание экологических условий определяет, с одной стороны, узкий набор видов, с другой стороны, большую

комплексность в размещении эдификаторов в зависимости от характера микрорельефа, уклонов поверхности, неравномерного прироста торфа, количественной и качественной характеристик водного режима.

Поскольку растительный покров, особенно олиготрофных болот, пространственно неоднороден, в нём чётко выделяются территориальные комплексы, представляющие собой закономерные сочетания фитоценозов в том или ином таксономическом ранге. Учитывая особенности растительного покрова болот как в научном, так и в прикладном отношении, наиболее целесообразно выделить комплексы биогеоценозов по характеру растительного покрова, соответствующие, в основном, комплексам групп формаций.

Биогеоценозы олиготрофных типов и их комплексы на болотах Западной Сибири занимают наибольшие территории. Они встречаются во всех ботанико-географических зонах. Но наиболее широко они представлены на болотах в таёжной зоне.

43. Сосново-кустарничково-сфагновый тип биогеоценозов (рямы) и его географические варианты. Биогеоценозы этого типа занимают существенные площади в пределах таёжной и даже лесостепной зоны. Особенно велики их площади в южной тайге на болотах водораздельных равнин и надпойменных террас. В северной, средней и южной тайге рямы приурочены к окраинам или к хорошо дренированным склонам болот с уклонами поверхности 0,001—0,006 (Романова, 1967-а). Занимают они и наиболее выпуклые центральные участки болот. Сравнительно большие уклоны поверхности обеспечивают достаточно хороший поверхностный сток и более низкие горизонты залегания болотных вод, что способствует достаточной аэрации корнеобитаемого слоя и благоприятно сказывается на развитии древесного яруса. С уменьшением уклонов сокращаются высота деревьев и сомкнутость крон.

На болотах первых надпойменных террас биогеоценозы сосново-кустарничково-сфагнового типа занимают небольшие участки обычно округлой или слегка овальной формы. В этих условиях они формируются по периферии болот, обращенной к реке (Предтеченский, Скобеева, 1974).

На болотах вторых надпойменных террас площади, занимаемые рямами, увеличиваются: они приурочены к дренированным окраинам, склонам болот, берегам внутриболотных озер, рек, су-

ходолов. Контуры биогеоценозов сосново-кустарничково-сфагнового типа на склонах болот часто вытянуты в радиально-направленные полосы (шириной ОД—3,0 км). Эти полосы веером расходятся от центров болот и чередуются с участками, занятыми комплексами биогеоценозов грядово-мочажинного и грядово-мочажинно-озеркового типов. На вторых террасах биогеоценозы сосново-кустарничково-сфагнового типа обычно полностью слагают сравнительно небольшие болота, образовавшиеся в небольших (диаметр 1—2 км) котловинах округлых очертаний. На третьих и четвертых террасах правобережья Оби в пределах междуречий Назыма, Лямина, Агана, Ваха рямы на наиболее дренированных склонах и окраинах болот образуют сравнительно небольшие овальной формы вкрапления среди комплексов биогеоценозов озерково-грядово-мочажинного типа.

На водораздельных равнинах правобережья Оби (в пределах междуречий Ваха, Тыма, Кети) площади, занимаемые рямами на дренированных склонах болот, несколько увеличиваются. Чередуясь с участками, занятыми комплексами биогеоценозов грядово-мочажинно-озеркового и грядово-мочажинного типов, они создают пёстрый мозаичный рисунок поверхности болот. В северной половине Обь-Иртышского междуречья рямы занимают выпуклые вершины, дренированные участки склонов и окраины болот, расчленённые многочисленными суходольными островами сложной конфигурации. В подзоне осиново-берёзовых лесов (подтайга) рямы встречаются в виде островков округлой или овальной формы среди обширных эвтрофных осоково-гипно-вейниковых топей, где их генезис связан с условиями обеднённого водно-минерального режима и питания атмосферными осадками. Местами олиготрофные островки, соединяясь между собой, образуют более крупные и сложные по конфигурации системы. Биогеоценозы сосново-кустарничково-сфагнового типа, занимая наиболее возвышенные участки болот, ниже по склону вытесняются биогеоценозами фускум-типа, комплексами грядово-мочажинного типа. Выпуклые олиготрофные участки болот могут принимать каплевидные или овальные очертания, сильно вытянутые по уклону болот. В лесостепи рямы формируются среди травяных займищ в результате постепенного естественного опреснения их отдельных участков.

В биогеоценозах сосново-кустарничково-сфагнового типа (рямах) можно выделить несколько географических вариантов: се-

веротаёжный, среднетаёжный, южнотаёжный и лесостепной. Географические варианты рямов отличаются как степенью распространения, так и некоторыми фитоценотическими особенностями (соотношение в древесном ярусе *Pinus sylvestris* и *P. sibirica,* наличие разных экологических форм сосны, особенности флористического состава кустарничкового яруса, наличие или отсутствие травяного и лишайникового покровов и глубина торфяных отложений). Общее число наиболее распространенных ассоциаций, выявленных в растительном покрове различных географических вариантов рямов, достигает 30.

Северотаёжный вариант рямов характеризуется преобладанием в древесном ярусе *Pinus sibirica* и встречается севернее 64° с. ш. В рямах этого географического варианта высота деревьев 6—8 м, диаметр 8—10 см, сомкнутость крон 0,5—0,6. В кустарничковом ярусе доминируют *Ledum palustre* и *Chamaedaphne calyculata,* пятнами встречается *Andromeda polifolia.* Микрорельеф пологокочковатый. Высота кочек 0,3—0,5 м, диаметр 0,5—0,9 м. Моховой покров образован *Sphagnum fuscum.* Вкрапления <S. *angustifoUum* и *S. magellanicum* редки. Часты пятна лишайников: *Cladina stellaris, C. rangiferina, C. arbuscula.* Наиболее характерная ассоциация для этого варианта рямов: Pinus sibirica — Ledum palustre — Sphagnum fuscum.

Широкий диапазон встречаемости биогеоценозов сосново-кустарничково-сфагнового типа, а также разнообразие его географических вариантов обусловливают региональное проявление связи между растительным покровом биогеоценозов этого типа и строением их торфяной залежи. Фитоценозы северотаёжного варианта рямов с Pinus *sibirica* являются индикатором фускум-залежи глубиной не более 2 м.

Рямы с *Pinus sylvestris f. litwinowii* мы относим к среднетаёжному варианту, рямы с *Pinus sylvestris f. uliginosa* — к южнотаёжному. Оба названных варианта могут встречаться как в средней, так и в южной тайге. В подтайте чаще представлен южнотаежный вариант рямов.

Среднетаёжный вариант рямов с Pinus sylvestris f. litwinowii особенно характерен для склонов болот (рис. 30). Здесь рямы часто чередуются с необлесенными «полосами стока», направленными вдоль уклонов. Рямы следует рассматривать как одну из конечных фаз развития олиготрофных биогеоценозов травяно-сфагнового и сфагнового типов.

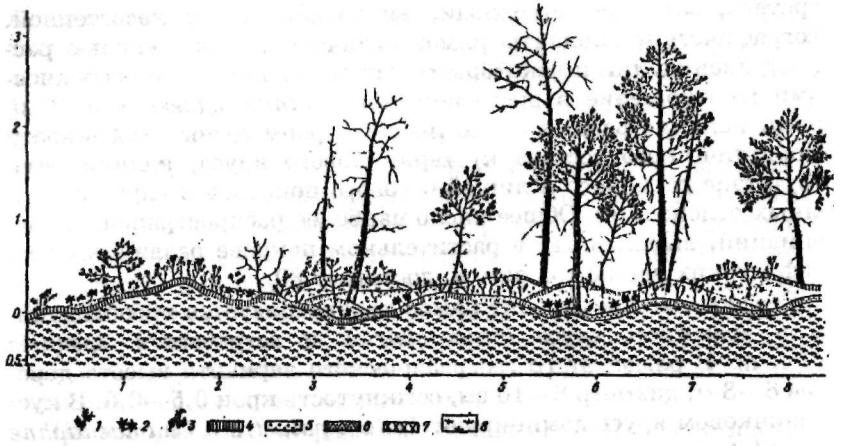


Рис. 30. Олиготрофный биогеоценоз сосново-кустарничково-сфагнового типа (рям)

Виды растений: 1 — *Ledum palustre,* 2 — *Rubus chamaemorus,* 3 — *Chamaedaphne calyculata,* 4 — *Sphagnum fuscum,* 5 — *Cladina stellaris,* 6 — ft *arbuscula,* 7 — *Pleurozium schreberi;* виды торфа: 8 — фускум

Древесный ярус в рямах с *Pinus sylvestris* f. *litwinowii* более разреженный: сомкнутость крон 0,4—0,6, иногда падает до 0,3—0,2. Высота деревьев 4—5 м, диаметр стволов 3—7 см. Здесь же произрастающая *Pinus sylvestris* f. *willkommii* имеет высоту 1—2 м, диаметр 1—3 см. Помимо *P. sylvestris,* в состав древесного яруса входит кедр *P. sibirica.* Высота деревьев 3—10 м, диаметр 5—20 см. В средней тайге участие кедра незначительно (формула древостоя: 9CIK или 8C2K), с продвижением на север участие кедра в древесном ярусе существенно возрастает. Среди эпифитных листоватых лишайников фон создает *Hypogymnia physodes;* обычны также кустистые лишайники родов *Usnea* и *Bryoria.* Проективное покрытие кустарничкового яруса высокое, 60—80%. В условиях увеличения обводнённости оно снижается до 40—50%. Количественное соотношение между отдельными видами кустарничков зависит от глубины залегания болотных вод. При уровнях воды ниже 50 см в кустарничковом ярусе доминирует исключительно *Ledum palustre,* несколько реже он растёт совместно с *Chamaedaphne calyculata.* Индикатором более высо-

кого уровня болотных вод (20—30 см) является *Andromeda polifolia. Betula nana* встречается редко. В слабо затенённых местах обычны пятна *Vaccinium uliginosum* и *V. myrtillus. Vaccinium vitis-idaea* тяготеет к самой периферии рямов. А. Я. Бронзов (1936) отмечает, что пятна *V. uliginosum* приурочены к бывшим мочажинам, поросшим *Sphagnum fuscum.* Кроме *Vaccinium uliginosum,* на таких пятнах встречаются молодые экземпляры *Pinus sylvestris, Andromeda polifolia.* Под покровом *Sphagnum fuscum* на этих пятнах всегда удается обнаружить отмершие остатки *S. angustifolium, S. magellanicum, S. balticum.* На верхушках кочек и на их боках в условиях несколько разреженного кустарничкового яруса обычно растёт *Oxycoccus microcarpus.* Травянистая растительность представлена единичными экземплярами *Eriophorum vaginatum, Rubus chamaemorus,* сравнительно редко встречается *Drosera rotundifolia.*

В моховом покрове доминирует *Sphagnum fuscum; S. magellanicum* и *S. angustifolium* приурочены к основанию кочек и межкочечным понижениям. Их участие в сложении мохового покрова не превышает 3—5%. Доминантами эти виды становятся только до периферии рямов. На верхушках и по бокам более высоких кочек (до 0,7—0,9 м), у основания стволов сосен обычны пятна *Pleurozium schreberi, Aulacomnium palustre, Dicranum bonjeanii.* Вкрапления лишайников сравнительно редки. Они приурочены к бокам и основаниям кочек, где растёт *S. fuscum,* обильно пронизанный стеблями *Mylia anomala.* На периферии северотаёжного варианта рямов межкочечные понижения заняты S. *angustifolium,* по бокам кочек резко возрастает участие *S. magellanicum.* Наиболее распространёнными являются ассоциации: Pinus sylvestris f. litwinowii - Ledum palustre - Sphagnum fuscum; Pinus sylvestris f. litwinowii - Ledum palustre + Chamaedaphne calyculata - Sphagnum fuscum.

В условиях постепенного увеличения обводнённости биогеоценозы сосново-кустарничково-сфагнового типа развиваются в грядово-мочажинные комплексы. Сукцессии биогеоценозов из сосново-кустарничково-сфагнового типа в грядово-мочажинные комплексы начинаются с дифференциации поверхности на межкочечные углубления типа микромочажин и кочки слегка вытянутой формы. Если углубления невелики и не достигают уровня болотных вод, то их поверхность либо зарастает *Pleurozium schreberi,* либо постепенно восстанавливается нарушенное деятельно-

стью лишайников равновесие и лишайниковые сообщества превращаются в исходные фитоценозы со *Sphagnum fuscum.*

Последовательный ряд смен доминант в таких условиях описан А. Я. Бронзовым (1930): *Sphagnum balticum* => S. *angustifolium* => *Eriophorum vaginatum* =» *Sphagnum angustifolium* + *S. magellanicum* => *Eriophorum vaginatum* — *Sphagnum fuscum* => *Pinus sylvestris f. litwinowii* =* *Ledum palustre* + *Chamaedaphne calyculata* — *Sphagnum fuscum.*

Смена фитоценозов носит циклический характер в том случае, если она обусловлена эндогенными факторами (например, жизнедеятельностью самой болотной растительности) и не нарушается внешними воздействиями. Если же нарушение сфагнового покрова доходит до уровня болотных вод, то западины зарастают *Sphagnum angustifolium* (ближе к окраинам болот), либо *S. balticum* (в центральных частях болот). Когда условия подтопления со стороны вышележащих частей болота таковы, что уровень болотной воды начинает подниматься выше обычного, тогда *S. balticum* в западинах вытесняется S. *majus.* Появление в межкочечных понижениях *S. balticum* и *S. majus* знаменует начало дальнейшей дифференциации микрорельефа и формирование микромочажин, что в соответствующих условиях обводнённости приводит к смене биогеоценозов сосново-кустарничково-сфагнового типа с *Pinus sylvestris* f. *litwinowii* комплексными биогеоценозами грядово-мочажинного типа. Таким образом, хотя сосново-кустарничково-сфагновый тип биогеоценозов и относится к наиболее устойчивым, при изменении гидрологического режима в сторону увеличения обводнённости он развивается в комплексный грядово-мочажинный. Нередко промежуточной фазой в этом экогенетическом ряде является биогеоценоз фускум-типа.

Тенденция развития рямов в комплексные биогеоценозы грядово-мочажинного и грядово-мочажинно-озеркового типов особенно прогрессирует в районах, где преобладают отрицательные тектонические движения земной поверхности. Например, в бассейне р. Конды постоянное опускание поверхности обусловливает чрезвычайно высокую обводнённость территории. Это способствует интенсивному развитию в рямах регрессивных явлений, проявляющихся в обильном развитии печёночных мхов, лишайников, деградации сфагнового покрова и формировании мочажин.

Южнотаёжный вариант рямов с Pinus sylvestris **f.** ***uliginosa*** занимает небольшие «молодые» олиготрофные болота, сформированные на месте сосновых боров, или же они приурочены к центральным наиболее выпуклым участкам олиготрофных болот. В этих так называемых «рослых» рямах, занимающих наиболее приподнятые участки крупных олиготрофных болотных систем, высота деревьев 6—10 м, диаметр стволов 8—15 см, сомкнутость крон 0,5—0,8. Примесь *Pinus sylvestris* f. *litwinowii* и *P. sibirica* незначительна. Кустарничковый ярус развит очень пышно. Степень проективного покрытия кустарничков нередко достигает 70—80%. Доминантами являются *Ledum palustre* **и** *Chamaedaphne calyculata,* довольно обильна *Oxycoccus microcarpus.* В условиях более высокого уровня болотных вод в составе кустарничкового яруса увеличивается участие *Andromeda polifolia* и более пышно развит травяной покров, представленный *Eriophorum vaginatum, Drosera rotundifolia,* ***Rubus*** *chamaemorus.*

Микрорельеф «рослых» рямов кочковатый. Кочки занимают 40—60% поверхности, высота кочек 0,4—0,7 м, диаметр 0,5—1,3 м. В моховом ярусе доминирует *Sphagnum fuscum.* У основания кочек и в межкочечных понижениях обычны внедрения единичных экземпляров *S. angustifolium* и *S. magellanicum.* На верхушках и по бокам кочек встречаются пятна зелёных мхов: *Pleurozium schreberi, Dicranum polysetum, D. bergeri,* реже растут *Hylocomium splendens, Aulacomnium palustre.* У основания кочек и в межкочечных понижениях обычны пятна из *Sphagnum fuscum,* густо пронизанные стеблями *Mylia anomala.* На этих же местах обычно поселяются лишайники: *Cladina stellaris, C. rangiferina.* Наличие пятен лишайников — характерная особенность рямов, занимающих наиболее выпуклые центральные участки болот. Зеленомошные и лишайниковые ассоциации — это стадии единого регенерационного процесса при разрушении отдельных участков сфагнового покрова.

Наиболее распространёнными ассоциациями «рослых» рямов в центральных участках болот являются: Pinus sylvestris f. uliginosa — Ledum palustre — Sphagnum fuscum; Pinus sylvestris f. uliginosa — Ledum palustre + Chamaedaphne calyculata — Sphagnum fuscum.

В «рослых» рямах на окраинах болот, возникших в результате заболачивания сосновых боров или сосново-елово-берёзовых

лесов, древесный ярус также состоит из *Pinus sylvestris* f. *uliginosa*. Состав древостоя — 10С+К, реже 9С1К. Средняя высота древостоя 6—12 м. Средний диаметр на высоте груди — 9,5 см, максимальный — 25,7 см, бонитет V. Подрост представлен в основном *Pinus sylvestris,* редко встречается возобновление из *P. sibirica* и *Betula alba*. В кустарничковом ярусе доминантами являются *Ledum palustre* и *Chamaedaphne calyculata*. Они приурочены к моховым подушкам и приствольным повышениям. В межкочечных понижениях степень проективного покрытия кустарничков падает до 40—50%. В периферийной зоне рослых рямов в кустарничковом ярусе резко возрастает присутствие *Vaccinium vitis-idaea,* нередко обильны *V. uliginosum* и *V. myrtillus*. В полосе, непосредственно граничащей с сосновым лесом, где мощность торфа не превышает 20—30 см, доминантой кустарничкового яруса становится *V. myrtillus*.

В травяном покрове рямов, приуроченных к самой периферии болотных систем, очень характерно обилие *Carex globularis*. Этот вид осоки — индикатор глубины залежи не более 1,0 м. Доминантами мохового покрова в «молодых» рямах, образовавшихся на месте сосновых боров, являются *Sphagnum magellanicum* и *S. angustifolium*. В этих рямах по бокам и у основания кочек обычны пятна S. *rubellum* и *S. centrale*. На верхушках кочек высотой более 40—50 см и на приствольных буграх поселяется S. *fuscum*. Здесь же можно встретить вкрапление *Polytrichum striatum, Pleurozium schreberi* и др.

На стволах и ветках сосен, на стволиках кустарничков обитает много лишайников-эпифитов. Из них наиболее обычны *Vulpicida pinastri, Usnea hirta, U. subfloridana, Hypogymnia physodes, Melanelia olivacea* (Храмов, Валуцкий, 1977).

Переход от рямов к лишайниковым сосновым борам и сосново-берёзово-еловым лесам постепенный. Наиболее распространённой промежуточной стадией между рямами и сосновыми борами являются сосняки лишайниково-сфагновые, в которых сосна имеет высоту 9—15 м, диаметр стволов 16—20 см. Второй ярус образуют деревья высотой 2,5—9 м с диаметром стволов 4—9 см. Микрорельеф образован подушками из сфагновых мхов, их диаметр колеблется в пределах 1,5—3 м, высота 0,2—0,4 м. Межкочечные пространства занимают лишайники *Cladina stellaris, C. rangiferina* с вкраплением мхов *Pleurozium schreberi, Dicranum polysetum*.

На сфагновых буграх из *Sphagnum capillifolium* и *S. rubellum* растут *Ledum palustre, Chamaedaphne calyculata, Andromeda polifolia,* встречаются *Rubus chamaemorus, Drosera rotundifolia*. К пятнам лишайников тяготеет *Empetrum nigrum*. Тут же обильно произрастают *Vaccinium vitis-idaea, V. myrtillus*. Переход к сосново-берёзово-еловым лесам осуществляется через сообщества с преобладанием *Ledum palustre* и *Chamaedaphne calyculata*.

В подтайге рямы встречаются в виде островов среди обширных эвтрофных осоково-гипновых топей. В этой подзоне только в редких случаях на наиболее высоких участках в рельефе (в условиях незаселённых грунтов) заболачивание начиналось с олиготрофной стадии.

Обычно в подтайге в развитии болотных систем эвтрофная стадия достаточно продолжительна. Трансформация эвтрофных осоково-гипновых топей в олиготрофные рямы началась в субатлантическом периоде с формирования эвтрофных биогеоценозов осоково-сфагнового и сфагнового типов. Пионерами сфагновой стадии были *Sphagnum subsecundum* и *S. teres*. В дальнейшем эвтрофные виды сфагновых мхов были вытеснены мезотрофными. Переход в олиготрофную стадию развития связан с появлением *S. russowii,* который сравнительно быстро был вытеснен типичным олиготрофным видом *S. fuscum*. Иногда биогеоценозы мезотрофного сфагнового типа трансформировались в биогеоценозы олиготрофного сфагнового типа, в которых доминантами были *S. magellanicum* или *S. angusti folium*. Постепенный, но постоянный переход в олиготрофную стадию — это современная тенденция в развитии биогеоценозов осоково-гипнового типа. В настоящее время образование рямов прогрессирует, постоянно Увеличивается площадь олиготрофных участков среди эвтрофных осоково-гипновых топей. Анализ многочисленных аэрофотоснимков, непосредственные наблюдения за растительностью рямов в природе, а также исследования ботанического состава центральных и краевых участков рямов подтверждают высказывание А. А. Генкеля и П. Н. Красовского (1937) относительно растекания» выпуклых рямов, формирования у них плоской вершины и (при ослаблении поверхностного стока) преобразования их в комплексные биогеоценозы грядово-мочажинного типа.

История развития болот в подтайге отразилась на строении торфяных отложений в рямах. Если по характеру современного растительного покрова рямы в подтайге схожи с рямами в сред-

ней и южной тайге, то особенности стратиграфии торфяных отложений позволяют выделить их в особый подтаёжный вариант рямов, для строения торфяных отложений которых характерна смешанная топяная залежь. В северной, средней и южной тайге рямы в большинстве случаев являются индикаторами верховой фускум-залежи. Мощность слоя торфяных отложений, сложенных фускум-торфом, в южной тайге достигает 6 м, в средней и северной тайге понижается до 4—2 м.

В лесостепи рямы представляют собой болотные биогеоценозы своеобразного типа (лесостепной вариант биогеоценозов сосново-кустарничково-сфагнового типа). В лесостепи рямы разбросаны среди займищ. Размеры рямов колеблются в пределах 100—400 га, наиболее крупные из них имеют площадь 875—1500 га. Встречаются и совсем маленькие рямы, площадь которых не превышает 4—5 га. Рямы распространены по всей лесостепи. Однако встречаемость их убывает с севера на юг. Наиболее крупные рямы приурочены к северной половине лесостепи. Для небольших рямов характерна овальная или округлая конфигурация. Поверхностность рямов выпуклая, хорошо дренированная. Растительный покров в лесостепных рямах довольно однообразен. Древесный ярус обычно представлен *Pinus sylvestris* f. *uliginosa*. Высота деревьев 6—10 м, диаметр стволов — 8—15 см, сомкнутость крон имеет показатель 0,7—0,8 м, бонитет — V-a, максимальный возраст составляет 140—250 лет. Примесь *Pinus sylvestris* f. *litwinowii* и *P. sibirica* незначительна. По периферии рямов в древесном ярусе появляется *Betula alba*.

Кустарничковый ярус развит очень пышно. Его общее проективное покрытие составляет 70—80%. В центральной части рямов доминантами являются *Ledum palustre* и *Chamaedaphne calyculata*. Примесь *Andromeda polifolia, Betula nana, Vaccinimn uliginosum, V. myrtillus, V. vitis-idaea* здесь незначительна. *Vaccinium vitis-idaea* преобладает на горевших рямах. По периферии рямов среди кустарничков чаще растут *Andromeda polifolia* и *Oxycoccus palustris*. Для травяного яруса характерны *Drosera rotundifolia, Carex globularis* и *Eriophorum vaginatum*. Последние два вида чаще приурочены к окраинам рямов. Микрорельеф полого-кочковатый. Кочки занимают 40—50% поверхности. Высота кочек 30—40 см, диаметр 0,6—1,2 м. В моховом ярусе господствует *Sphagnum fuscum*. По бокам кочек и в межкочечных понижениях появляются единичные экземпляры S. *angustifolium* и

S. magellanicum, небольшие пятна образует *S. russowii,* у основания стволов деревьев, на верхушках кочек растут *Pleurozium schreberi, Polytrichum strictum, Aulacomnium palustre, Dicranum bonjeanii*. Сравнительно сомкнутый древесный и пышный кустарничковый ярус подавляют развитие мохового покрова, *Sphagnum fuscum* густо пронизан стебельками *Mylia anomala*. Местами под влиянием густого покрова из опавшей хвои моховой покров из *S. fuscum* деградирует и вытесняется зелёными мхами, обычно *Pleurozium schreberi*. Лишайники встречаются мелкими разрозненными пятнами и представлены *Cladina rangiferina, C. arbuscula*.

В лесостепных рямах в настоящее время не наблюдается тенденции к смене биогеоценозов сосново-кустарничково-сфагнового типа более обводнёнными. Это объясняется особенностями гидрологического режима рямов. Во-первых, лесостепные рямы формируются в гидрологической зоне недостаточного увлажнения, Во-вторых, они имеют сильно выпуклую форму, обеспечивающую постоянный поверхностный сток. Это препятствует переувлажнению их поверхности.

44. Сосново-кустарничково-пушицево-сфагновый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа в таёжной зоне занимают небольшие участки по окраинам болот. В отличие от биогеоценозов сосново-кустарничково-сфагнового типа сосново-кустарничково-пушицево-сфагновый тип характеризуется более разреженным кустарничковым ярусом и достаточно пышным травяным покровом с господством *Eriophorum vaginatum*. Флористическое разнообразие кустарничкового яруса позволяет в растительном покрове выделить до 14 ассоциаций (Лисс, Березина, 1981-а).

В сложении торфяной залежи биогеоценозов сосново-кустарничково-пушицево-сфагнового типа участвуют пушицево-сфагновый, пушицевый, сосново-сфагновый, сосново-пушицевый виды торфа, которые сверху обычно перекрыты полуметровым слоем *angustifolium-, magellanicum-* или *fuscum-торфа*. Общий слой торфяных отложений составляет 1,2—1,5 м. Наличие прослоек торфа высокой степени разложения (> 35%): пушицевого, пушицево-сфагнового, сосново-пушицевого, сосново-сфагнового — особенно характерно для окраин болотных систем. Это связано с тем, что их периферические участки в отличие от центральных не развивались автономно, а подвергались воздействию экзогенных факторов. Датирование слоев торфа высокой степени разло-

жения показывает, что аналогичный торф накапливался в более тёплые и сухие отрезки голоцена.

45. Сосново-кустарничково-сфагново-кладиновый ***тип*** *биогеоценозов.* Биогеоценозы этого типа наиболее широко представлены в северной тайге, где они приурочены к наиболее дренированным участкам болотных систем. В средней тайге биогеоценозы этого типа, в основном, занимают приподнятые участки в олиготрофных болотных системах.

В биогеоценозах этого типа древесный ярус сильно разрежен и представлен *Pinus sylvestris* f. *litwinowii* и f. *uliginosa; P. sibirica* встречается довольно редко; сосна растёт небольшими группами (по 2—3 дерева) или поодиночке. Высота деревьев 2—4 м, диаметр стволов 5—10 см. На стволах и ветвях *Pinus sylvestris* и *P. sibirica* обычны эпифитные лишайники — листоватые: *Hypogymnia physodes, Parmelia sulcata, Vulpicida pinastri, Melanelia olivacea, Imshaugia aleurites,* кустистые: *Usnea hirta, U. subfloridana, Bryoria furcellata, Evernia mesomorpha,* из накипных — *Mycoblastus sanguinarius.*

В кустарничковом ярусе доминируют *Ledum palustre* и *Chamaedaphne calyculata.* Они приурочены к невысоким пологим кочкам. Здесь же растёт *Oxycoccus microcarpus.* Небольшие пятна *Vaccinium uliginosum* характерны для межкочечных понижений, где также встречаются единичные экземпляры *V. vitis-idaea* и *V. myrtillus.*

Травяной покров сильно разрежен. Степень покрытия *Eriophorum vaginatum* **и** *Drosera rotundifolia* не превышает 5%. *Rubus chamaemorus* приурочена к межкочечным понижениям, где степень её проективного покрытия колеблется от 20 до 50%. В моховом покрове доминирует *Sphagnum fuscum.* Вкрапления S. *magellanicum* и S. *angustifolium* характерны для боков, оснований кочек, межкочечных понижений. В несколько более углублённых межкочечных понижениях поселяется *S. balticum.* При повышении уровня залегания болотных вод пятна *S. balticum* постепенно увеличивают свои размеры. В результате образуются мочажины. На верхушках кочек обычны пятна *Pleurozium schreberi.* Примесь *Dicranum polysetum, D. bergeri, Aulacomnium palustre, Hylocomium splendens* незначительна. Около 60% поверхности боков кочек и межкочечных понижений занято лишайниками. Доминантами являются *Cladina stellaris, C. rangiferina,* реже встречаются *Cetraria ericetorum, C. islandica,* **из-**

редка отмечено присутствие *Cladonia deformis, C. fimbriata, C. cenotea, C. cornuta, C. amaurocraea.* Лишайники поселяются на сфагновом покрове вслед за печёночными мхами (в основном *Mylia anomala).* Последние достаточно часто образуют по бокам и у основания кочек плотные скопления шириной до 20—30 см.

Если изменение гидрологического режима в сторону подъёма уровня болотных вод носит временный характер, то с прекращением действия этого фактора зарождающиеся мочажины со *Sphagnum balticum* вновь зарастают *S. fuscum.* Если же уровень залегания болотных вод становится постоянным, то размеры мочажин увеличиваются и в их центральных частях образуются озерки. В результате биогеоценозы сосново-кустарничково-кладониевого типа трансформируются в комплексные биогеоценозы грядово-мочажинно-озеркового типа.

В строении залежи биогеоценозов сосново-кустарничково-кладониевого типа обычно доминирует фускум-торф с небольшими вкраплениями мочажинного или комплексного. Мощность торфяных отложений колеблется в пределах 2,5—4,5 м, нередко она достигает 6 м.

Изучение связи между мощностью торфяных отложений и характером современного растительного покрова олиготрофных болот в таёжной зоне показало, что именно биогеоценозы сосново-кустарничково-сфагново-кладинового типа являются индикаторами участков болот с максимальной глубиной торфяных отложений (Толпышева, Лисс, 1989).

46. Сосново-пушицево-сфагновый тип биогеоценозов. **Биогеоценозы** этого типа на болотах в центральной части Западно-Сибирской равнины не занимают больших площадей, они приурочены к среднедренированным склонам, периферии болот с уклонами поверхности в пределах 0,0013—0,0028 (Романова, 1976) и с залежью торфа в среднем глубиной не более 3 м. Биогеоценозы указанного типа либо фрагментарно окаймляют участки болот с комплексами биогеоценозов грядово-мочажинного типа, либо образуют небольшие вкрапления на периферии олиготрофных болот. Они представляют собой промежуточную фазу между олиготрофными безлесными моховыми, травяно-моховыми топями и облесенными биогеоценозами сосново-кустарничково-сфагнового типа. Биогеоценозы сосново-пушицево-сфагнового типа формируются и на месте заболачивающихся сосновых лесов. В таком

случае придонные слои залежи представлены сосново-пушицевым или пушицевым торфом высокой степени разложения.

В биогеоценозах сосново-пушицево-сфагнового типа древесный ярус образован *Pinus sylvestris* f. *litwinowii.* Высота деревьев 2,5—5,5 м, диаметр стволов 3—10 см. *Pinus sylvestris* f. *willkommii* высотой 1,0—1,5 м, диаметром 1,5—4,0 см встречается редко. Сомкнутость крон 0,1—0,3. Разреженный кустарничковый ярус (общее проективное покрытие 25—30%) образуют *Ledum palustre, Chamaedaphne calyculata, Andromeda polifolia, Oxycoccus microcarpus,* редко растут *Vaccinium uliginosum* и *Betula nana.* Травяной покров пышно развит (покрытие 30—60%). Доминирует *Eriophorum vaginatum.* По бокам кочек растут *Rubus chamaemorus* и *Drosera rotundifolia.*

Микрорельеф кочковатый: высота кочек 0,4—0,6, диаметр 0,5—1,3 м. Кочки занимают 40—60% поверхности. Верхушки и бока кочек покрыты *Sphagnum fuscum,* нередки вкрапления *Pleurozium schreberi* и *Polytrichum commune.* В межкочечных понижениях господствует *Sphagnum angustifolium.* У основания и на боках кочек растет *S. magellanicum.* В биогеоценозах сосново-пушицево-сфагнового типа, формирующихся на окраинах болот, у основания кочек и в межкочечных понижениях встречаются пятна *S. capillifolium* и *S. rubellum,* а *S. magellanicum* и *S. angustifolium* поселяются преимущественно на верхушках кочек.

При поднятии уровня грунтовых вод до 10—15 см в межкочечных понижениях появляются *S. fallax* и *S. balticum.* Это создает благоприятные условия для поселения еще более влаголюбивых видов сфагновых мхов, большей дифференциации микрорельефа и преобразования биогеоценоза сосново-пушицево-сфагнового типа в комплексе биогеоценозов грядово-мочажинного типа. При общем падении уровня болотных вод биогеоценозы сосново-пушицево-сфагнового типа вновь развиваются в сосново-кустарничково-сфагновый тип.

В строении залежи биогеоценозов этого типа преобладает пушицево-сфагновый торф, чередующийся с линзами пушицевого, сосново-пушицевого и сосново-сфагнового торфа. Эти виды торфа обычно перекрыты 0,5-метровым слоем фускум- или ангустифолиум-торфа. Глубина торфяных отложений небольшая — 1,5 м.

47. Сосново-осоково-сфагновый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа не занимают больших площадей. Они характерны преимущественно для дренированных окраин олиготроф-

ных болот. Древесный ярус в биогеоценозах этого типа представлен *Pinus sylvestris* f. *litwinowii* (высота деревьев 5—6 м, диаметр стволов 6—10 см). В условиях повышенного дренажа доминирует *P. sylvestris* f. *uliginosa* высотой 10—12 м. Иногда к сосне примешиваются *Pinus sibirica* и *Betula alba.*

Степень общего проективного покрытия кустарничкового яруса 30—40%. Из представителей этого яруса обычны *Ledum palustre* и *Chamaedaphne calyculata.* Изредка присутствуют *Vaccinium uliginosum* и *V. vitis-idaea.* Всегда, но в небольшом количестве, встречается *Oxycoccus microcarpus,* очень редко *Betula nana.*

Травяной покров образован *Carex globularis* и редкими экземплярами *Eriophorum vaginatum.* Изредка встречается *Drosera rotundifolia.* Довольно широко распространена *Rubus chamaemorus.*

Микрорельеф кочковатый. Высота кочек 30—40 см, диаметр 0,8—1,5 м. Верхушки кочек заняты *Sphagnum fuscum.* По бокам растет *S. magellanicum,* нередко он вытесняет *S. fuscum* и на верхушках кочек; в межкочечных понижениях растёт S. *angustifolium.* Ближе к периферии доминантом в моховом ярусе становится S. *capillifolium.* Из зелёных мхов на верхушках кочек обычны *Polytrichum strictum* и *Pleurozium schreberi.*

В растительном покрове биогеоценозов сосново-осоково-сфагнового типа выявляются всего лишь две ассоциации: Pinus sylvestris — Carex globularis — Sphagnum fuscum и Pinus sylvestris — Carex globularis — Sphagnum angustifolium. Глубина залегания болотных вод — 20—45 см.

Биогеоценозы сосново-осоково-сфагнового типа являются начальной стадией преобразования сосняка-зеленомошника или беломошника в сосново-кустарничково-сфагновое болото. Торфяная залежь в биогеоценозах сосново-осоково-сфагнового типа сложена верховым сосново-осоковым торфом. Мощность сосново-осоковой залежи невелика и колеблется в пределах 1,0—2,0 м.

48. Сосново-сфагновый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа встречаются в таёжной зоне очень редко и небольшими участками преимущественно на окраинах олиготрофных болот.

Древесный ярус в них представлен *Pinus sylvestris* f. *litwinowii* высотой 4—6 м, диаметром 6—12 см, обычна примесь *P. sylvestris* f. *uliginosa* высотой 8—10 м, диаметром 15—20 см и *P. sibirica* высотой 6—8 м, диаметром 10—18 см. Иногда единично растёт *Betula alba.* Сомкнутость крон 0,3—0,4.

Микрорельеф полого-кочковатый, кочки занимают 50—80% поверхности, имеют высоту 0,3—0,5 м, диаметр 0,5—0,9 м (часто до 2,0 м). Кустарничковый ярус сильно разрежен, степень общего проективного покрытия не превышает 10—20%. На кочках растут *Ledum palustre, Chamaedaphne calyculata, Andromeda polifolia,* возможна примесь *Vaccinium myrtillus* и *V. uliginosum*. В сильно разреженном травяном покрове доминируют *Rubus chamaemorus* и *Eriophorum vaginatum*. В большом количестве растёт *Drosera rotundifolia*. В межкочечных понижениях иногда встречаются *Carex limosa* и *Scheuchzeria palustris*.

В моховом покрове господствует *Sphagnum fuscum,* по бокам кочек и в межкочечных понижениях растут S. *magellanicum* и *S. angustifolium*. В обводнённых межкочечных понижениях появляются влаголюбивые *S. balticum* и *S. majus,* в условиях подтока более богатых вод — *S. fallax*. У стволов деревьев, вокруг пней поселяются *Pleurozium schreberi* и *Cladina rangiferina*.

Для растительного покрова биогеоценозов сосново-сфагнового типа наиболее характерна ассоциация Pinus sylvestris — Sphagnum fuscum.

Биогеоценозы этого типа образуются на месте мезотрофных травяно-сфагновых топей. Для них свойственна фускум-залежь, реже ангустифолиум- или магелланикум-залежь. Иногда в строении залежи преобладают сосново-сфагновые виды торфа. Мощность торфа колеблется в пределах 1,0—2,0 м.

49. Кустарничково-сфагновый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа характерны для болот центральной части Западно-Сибирской равнины. Они занимают небольшие участки на окраинах и по склонам болот. В центральных частях крупных болотных систем биогеоценозы кустарничково-сфагнового типа формируются на месте транзитных эвтрофных и мезотрофных топей. Они являются одной из начальных стадий превращения этих топей в олиготрофные биогеоценозы сосново-кустарничково-сфагнового типа.

Микрорельеф в биогеоценозах кустарничково-сфагнового типа полого-кочковатый. Кочки занимают 70—80% поверхности. Диаметр кочек 0,5—0,8 м, высота 0,3—0,4 м. Древесный ярус образован единичными экземплярами *Pinus sylvestris* i. *litwinowii* или вовсе отсутствует. В кустарничковом ярусе доминирует *Chamaedaphne calyculata,* реже растёт *Andromeda polifolia,* местами обильна *Oxycoccus palustris*. Разреженный травяной покров

представлен единичными экземплярами *Eriophorum vaginatum* и *Rubus chamaemorus*. Верхушки кочек образованы *Sphagnum fuscum,* бока и межкочечные понижения заняты *S. magellanicum* и S. *angusti folium*. При повышении уровня болотных вод до 5—10 см в межкочечных понижениях поселяются сфагновые мхи из секции *Cuspidata*.

С понижением уровня болотных вод до 20—30 см сфагновые мхи секции *Cuspidata* вновь вытесняются сфагновыми мхами из секции *Acutifolia*. Флористическое разнообразие растительного покрова в биогеоценозах кустарничково-сфагнового типа обусловлено их генезисом. В растительном покрове биогеоценозов кустарничково-сфагнового типа выявлено до 33 ассоциаций (Лисс, Березина, 1981-а).

В данных биогеоценозах строение залежи зависит от их положения в пределах болот. Если биогеоценозы кустарничково-сфагнового типа приурочены к окраинам болот, то мощность торфяных отложений составляет 1,0—1,5 м. В строении залежи участвуют фускум-, ангустрифолиум-, магелланикум-виды торфа с примесью пушицевого и пушицево-сфагнового торфов. В биогеоценозах кустарничково-сфагнового типа, приуроченных к центральным частям болот и генетически связанных с эвтрофными и мезотрофными топями, мощность торфяных отложений возрастает до 3,0—5,0 м. Наиболее распространённые виды строения залежи — смешанная или переходная топяная.

50. Шейхцериево сфагновый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа встречаются в пределах крупных болотных систем в таёжной зоне в сочетании с биогеоценозами осоково-сфагнового, пушицево-сфагнового, разнотравно-сфагнового, сфагнового (фускум) типов. Они представляют собой обводнённые топи, которые широкими полосами (в поперечнике несколько сот метров) тянутся от крупных озёр или минеральных островов вдоль уклонов поверхности болот. Обычно они заканчиваются ручейками или болотными речками.

Уровень залегания болотных вод в топях колеблется в пределах 5—15 см. Ниже этого уровня он падает лишь в летние засушливые периоды. Чаще уровень болотных вод соответствует поверхности мохового покрова.

В зависимости от генезиса различаются первичные и вторичные топи. Первичные олиготрофные топи обычно приурочены к окраинам болот. Они являются одной из фаз развития эвтрофных

или мезотрофных травяно-сфагновых топей в биогеоценозы олиготрофных типов. В начале голоцена разнообразные варианты первичных олиготрофных топей в районах с господством песчаных отложений были одной из начальных стадий заболачивания безлесных пространств. Вторичные олиготрофные топи приурочены к пониженным участкам в болотных системах, где застаиваются воды поверхностного стока. Эти топи генетически связаны с мезотрофными и эвтрофными травяно-сфагновыми топями. В этом случае они являются индикаторами глубокозалежных торфяных отложений.

Поверхность шейхцериево-сфагновых топей ровная. Редко встречаются пологие кочки высотой 0,2—0,3 м, диаметром 0,7—1,2 м. Иногда кочки сливаются в небольшие гряды. В целом, поверхность топи представляет собой систему обширных незамкнутых мочажин с вкраплением намечающихся пологих гряд и кочек. Положительные элементы микрорельефа образованы *Sphagnum angustifolium* с небольшим вкраплением *S. magellanicum*. Кустарнички *(Andromeda polifolia, Oxycoccus palustris)* угнетёны и разрежены, их проективное покрытие составляет не более 10—20%. Общее проективное покрытие травяного яруса не превышает 40—50%. Обычно доминируют *Scheuchzeria palustris* с примесью *Carex limosa, Rhynchospora alba, Drosera anglica,* В местах подтока более богатых вод встречаются небольшие пятна *Phragmites australis,* единичные экземпляры *Carex rostrata* и *Menyanthes trifoliata*.

Обширные мочажины покрыты ковром из *Sphagnum majus,* реже встречаются «S. *jensenii, S. lindbergii*. Ближе к периферии в мочажинах обычны S. *balticum* и S. *fallax*. Из печёночных мхов, особенно во вторичных шейхцериево-сфагновых топях, нередки пятна *Cladopodiella fluitans*.

В шейхцериево-сфагновых топях, несмотря на сравнительно незначительную дифференциацию микрорельефа, разнообразие в условиях водно-минерального режима обусловливает довольно пёстрый растительный покров, насчитывающий до 19 ассоциаций (Лисс, Березина, 1981-а).

В биогеоценозах шейхцериево-сфагнового типа первичных по генезису, глубина залежи не превышает 2,0 м. В биогеоценозах аналогичного типа, но вторичных по генезису, мощность залежи увеличивается до 5—6 м. Торфяные отложения представлены

следующими видами залежей: шейхцериево-сфагновая, мочажинная, редко комплексная.

51. Осоково-сфагновый тип биогеоценозов. **В** биогеоценозах этого типа доминантой травяного покрова становится *Carex limosa,* нередко с примесью *Rhynchospora alba, Scheuchzeria palustris, Drosera anglica*. В моховом покрове те же виды, что и в биогеоценозах шейхцериево-сфагнового типа.

Микрорельеф образуют пологие кочки высотой до 0,2—0,3 м, диаметром около 0,6—1,6 м. Кочки занимают 20—30% поверхности. В сложении торфяной залежи доминируют мочажинные виды торфа.

52. Пушицево сфагновый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа не занимают больших площадей. Обычно они формируются по периферии выпуклых олиготрофных болот. Поверхность таких топей ровная. Незначительная дифференциация микрорельефа создаётся за счёт пологих кочек высотой 0,15—0,25 м, диаметром 0,8—1,5 м, иногда вытянутых в гряды длиной до 3—4 м. Кустарнички *(Andromeda polifolia* и *Oxycoccus palustris)* приурочены к верхушкам и бокам кочек. В травяном покрове доминирует *Eriophorum vaginatum*. С увеличением обводнённости её вытесняют *Scheuchzeria palustris* и *Carex limosa*. На кочках растёт *Sphagnum angustifolium* со значительным вкраплением *S. magellanicum*. Обводнённые межкочечные понижения затянуты ковром из S. *balticum, S. fallax, S. majus*. В более северных районах в обводнённых мочажинах растёт S. *lindbergii*.

В биогеоценозах этого типа торфяная залежь сложена мочажинным, редко комплексным видами торфа с линзами пушицево-сфагнового. Глубина торфяных отложений составляет 1,5—2,0 м.

53. Разнотравно-сфагновый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа обычно занимают сравнительно небольшие участки и встречаются на периферии олиготрофных болот в условиях подтопления мягкими водами или же приурочены к внутризалежным водотокам. В биогеоценозах разнотравно-сфагнового типа, первичных по генезису, при господстве олиготрофных видов можно встретить отдельные мезотрофные и даже эвтрофные виды, которые исчезают по мере нарастания верховой торфяной толщи. Растительный покров во вторичных по генезису биогеоценозах разнотравно-сфагнового типа состоит исключительно из олиготрофных видов.

Поверхность разнотравно-сфагновых топей сравнительно ровная. Редко разбросанные олиготрофные кочки постепенно сливаются в гряды. Эти формы микрорельефа занимают до 10—30% поверхности, на долю топких мочажин приходится 80—90%. Небольшие кочки диаметром 0,7—1,0 м, высотой 0,2—0,3 м покрыты *Sphagnum angustifolium* и *S. magellanicum.* Из кустарничков на них обильны *Andromeda polifolia* и *Oxycoccus palustris,* растут *Betula nana* и *Chamaedaphne calyculata.* Из трав тут встречаются *Carex limosa, Scheuchzeria palustris,* обильно представлена *Eriophorum vaginatum.* Более высокие (0,5—0,7 м), хорошо дренированные кочки и гряды образованы *Sphagnum fuscum.* На этих элементах микрорельефа можно встретить единичные экземпляры *Pinus sylvestris* f. *willkommii* высотой 0,5—2,0 и даже f. *litwinowii* высотой до 2,5—3,0 м.

В топких мочажинах проективное покрытие травяного яруса составляет 40—50%. Здесь растут *Carex limosa, C. lasiocarpa, Scheuchzeria palustris, Eriophorum vaginatum.* Моховой покров образован *Sphagnum majus* в сочетании со *S. balticum.*

С биогеоценозом этого типа генетически связан и образует ряд промежуточных переходов комплекс биогеоценозов кочковато-мочажинного типа. Приуроченность биогеоценозов разнотравно-сфагнового типа к окраинам болот обусловливает небольшую мощность торфяных отложений (1,5—2,0 м), которые представлены залежами таких видов строения, как мочажинная, комплексная, смешанная, топяная.

54. ***Сфагновый*** *(fuscum) тип биогеоценозов.* Биогеоценозы этого типа наиболее часто встречаются на болотах в средней и южной тайге. На болотах высоких террас и водораздельных равнин биогеоценозы сфагнового типа (т. н. «фускум»-биогеоценозы) занимают небольшие площади на склонах болот и на их приподнятых центральных участках. На болотах нижних террас Оби и её притоков, а также на болотах Обь-Иртышского междуречья биогеоценозы фускум-типа образуют небольшие вкрапления овальной формы среди эвтрофных травяно-моховых топей.

Древесный ярус в биогеоценозах этого типа сильно разрежен и угнетён. Он представлен *Pinus sylvestris* f. *willkommii.* Высота деревьев 1,5—2,5 м, диаметр стволов 2—5 см. Редко встречаются единичные экземпляры *P. sibirica.*

Степень общего проективного покрытия кустарничков колеблется в пределах 20—40%. Обязательными компонентами кустарничкового яруса являются *Chamaedaphne calyculata, Andromeda polifolia, Oxycoccus microcarpus.* Низкорослые экземпляры *Ledum palustre, Betula nana, Vaccinum vitis-idaea, V. uliginosum* встречаются редко.

Степень покрытия трав не превышает 15—20%, иногда падает до 5%. Константным видом в травяном покрове является *Eriophorum vaginatum.* У основания кочек единично растут *Rubus chamaemorus, Drosera rotundifolia, Carex globularis* и *C. pauciflora.* Микрорельеф крупнокочковатый. Высота кочёк — 0,5—0,9 м, диаметр — 1,5—2,5 м. Кочки занимают до 70% поверхности. Верхушки, бока кочек, межкочечные понижения сплошь покрыты *Sphagnum fuscum.* Единичные вкрапления у основания кочек и в межкочечных понижениях образуют лишь S. *angustifolium* и S. *magellanicum.* Отдельные экземпляры S. *balticum* и *S.fallax* в межкочечных понижениях встречаются редко. На боках кочек типичны небольшие пятна лишайников (преимущественно *Cladina stellaris,* или *C. rangiferina)* и печёночных мхов *(Mylia anomald).*

Биогеоценозы фускум-типа генетически связаны с олиготрофными сфагновыми топями. В условиях изменения гидрологического режима в сторону повышения дренажа биогеоценозы фускум-типа сменяются биогеоценозами сосново-кустарничково-сфагнового типа. В случае подъёма уровня болотных вод и увеличения увлажнённости в межкочечных понижениях появляются влаголюбивые виды сфагновых мхов. В этом случае биогеоценозы фускум-типа постепенно развиваются в комплексы биогеоценозов грядово-мочажинного типа.

В фускум-биогеоценозах в строении торфяных отложений доминирует фускум-торф, который подстилается слоем мочажинного или комплексного торфа (до 2 м). Нередки варианты, когда фускум-торф нацело слагает торфяную залежь мощностью до 4,0—5,0 м.

55. Комплексный кочковато-мочажинный тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа на болотах центральной части Западно-Сибирской равнины встречаются редко. Они обычно занимают сравнительно небольшие участки в условиях подтопления мягкими делювиальными водами: по периферии олиготрофных болот, вдоль внутризалежных водотоков, в понижениях между приподнятыми вершинами болот. Они генетически связаны с первичными олиготрофными сфагновыми топями, являясь

предшественниками первичных комплексов биогеоценозов грядово-мочажинного типа.

Для комплексов биогеоценозов кочковато-мочажинного типа характерна достаточно большая пестрота в растительном покрове. Она связана с расчленением поверхности на кочки, иногда вытянутые в короткие гряды, и межкочечные понижения, часто расширяющиеся до мочажин. Положительные элементы микрорельефа занимают в среднем 40—50% поверхности, на долю мочажин приходится 60—70% поверхности, нередко площадь, занимаемая мочажинами, возрастает до 70%. Высота кочек 0,4—1,0 м. В зависимости от высоты и размеров они заняты фитоценозами кустарничково-сфагнового или кустарничково-травяно-сфагнового типа (высота 0,2—0,4 м). Для сильно обводнённых мочажин характерны травяно-сфагновые сообщества. Древесный ярус на кочках представлен единичными экземплярами *Pinus sylvestris* f. *willkommii,* высотой 1,5—2,0 м, очень редко встречается *Plnus sylvestris* f. *litwinowii* высотой 2,5—3,5 м, диаметром 5—7 см. Степень проективного покрытия кустарничков колеблется в пределах 30—70%. Среди кустарничков константными видами являются *Ledum palustre, Chamaedaphne calyculata, Andromeda polifolia.* Почти всегда встречается *Oxycoccus microcarpus,* редко растёт *Betula nana.* Из трав на кочках преобладает *Erlophorum vaginatum,* значительно реже растут *Carex limosa, Scheuchzeria palustris, Rhynchospora alba.*

Доминантой мохового покрова кочек является *Sphagnum fuscum.* По бокам и у основания кочек растут «S. *magellanicum* и S. *angustifolium.* Последние два вида преобладают на кочках высотой до 20 см.

Растительный покров мочажин представлен фитоценозами травяно-сфагнового или сфагнового типов. В мочажинах обычными компонентами травяного яруса являются *Eriophorum vaginatum, Scheuchzeria palustris, Carex limosa,* реже встречаются *Rhynchospora alba, Drosera anglica.* Моховой ярус мочажин представлен такими влаголюбивыми видами, как *Sphagnum majus, S. fallax, S. balticum, S. papillosum,* редко встречаются вкрапления <S. *jensenii, S. lindbergii, S. cuspidatum.* В зависимости от доминант травяного яруса выделяются отдельные варианты фитоценозов травяно-сфагнового типа, представленные шейхцериево-сфагновыми, осоково-сфагновыми, пушицево-сфагновыми, разнотравно-сфагновыми ассоциациями, если травяной ярус об-

разован несколькими доминантами. Фитоценозы пушицево-сфагнового типа обычно занимают очень небольшие участки с господством *Sphagnum fallax* или *S. balticum. Scheuchzeria palustris* и *Carex limosa* доминируют в наиболее обводнённых участках, где моховой покров образует преимущественно *Sphagnum majus.*

В строении торфяных отложений биогеоценозов рассматриваемого типа доминируют мочажинные, шейхцериево-сфагновые и комплексные виды торфа, образующие аналогичные по названию виды залежей.

56. Комплексный бугристо-мочажииный тип биогеоценозов. Биогеоценозы такого типа встречаются также редко. Они являются начальной фазой в генетическом ряду: комплекс биогеоценозов кочковато-мочажинного => бугристо-мочажинного => грядово-мочажинного => озерково-грядово-мочажинного типа. Комплексы биогеоценозов бугристо-мочажинного типа отличаются от грядово-мочажинного типа соотношением длины и ширины положительных элементов микрорельефа. В комплексах биогеоценозов бугристо-мочажинного типа бугры имеют продолговатую форму, их длина превосходит ширину не более чем в 2—3 раза. Высота бугров 0,3—0,8 м, диаметр 2—6 м. Склоны бугров довольно крутые. Бугры занимают от 40 до 60% площади. Верхушки бугров покрыты *Sphagnum fuscum,* их бока и основания заняты *S. magellanicum* и S. *angusti folium.* На буграх единично встречаются *Pinus sylvestris f. litwinowii, P. sibirica* и *Betula alba.*

Среди кустарничков преобладают *Chamaedaphne calyculata,Andromeda polifolia, Oxycoccus palustris,* реже растет *Ledim palustre.* Из трав на буграх отмечены *Eriophorum vaginatam* и *Drosera rotundifolia.* В мочажинах растут *Carex limosa, C. lasiocarpa, Scheuchzeria palustris, Menyanthes trifoliata.* Моховой покров в мочажинах образован *Sphagnum angustifolium, S. fallax, S. balticum.*

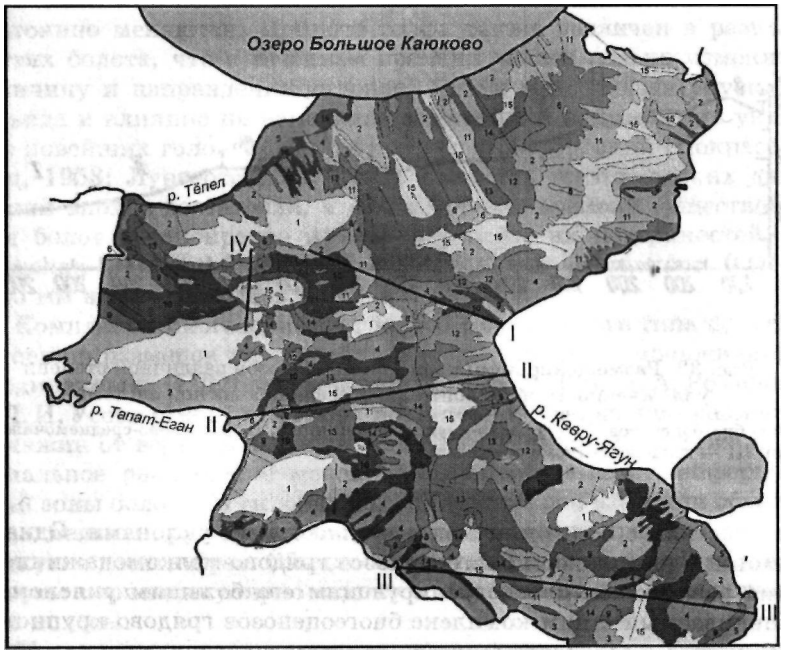
В комплексах биогеоценозов бугристо-мочажинного типа стратиграфия торфяных отложений сходна со строением залежи биогеоценозов кочковато-мочажинного типа.

57. Комплексный грядово-мочажииный тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа наиболее широко распространены на болотах в центральной части Западно-Сибирской равнины. В подзоне северной тайги они опоясывают плоские вершины болот, занятые комплексами биогеоценозов озерково-грядово-мочажинного и озерково-грядового типа. В подзоне средней тайги комплексы биогеоценозов грядово-мочажинного типа обычно при-

урочены к плоским вершинам и пологим склонам болот (рис. 31). Ф. 3. Глебов (1965) отмечает случаи, когда комплексы биогеоценозов грядово-мочажинного типа полностью слагают небольшие по размерам плоские котловинные болота. В южной тайге площади, занимаемые комплексами биогеоценозов грядово-мочажинного типа, существенно сокращаются.

Комплексы биогеоценозов грядово-мочажинного типа приурочены к уклонам в интервале 0,0004—0,0052 (Романова, 1976). Анализы отметок поверхности по профилям через болотные системы показали, что хотя уклоны, к которым приурочены комплексы биогеоценозов грядово-мочажинного типа с различным соотношением площадей, занимаемых грядами и мочажинами, фактически не отличаются от указанных К. Е. Ивановым (1953, 1976), Е.А.Романовой и Л.И.Усовой (1969), однако их строгая приуроченность к определённым уклонам поверхности в природе выдерживается не всегда. Она проявляется лишь на однозначных постепенных уклонах, чётко выраженных на значительном протяжении. Анализируя материалы нивелировочных работ, мы убедились, что на участках болот, занятых различными комплексами биогеоценозов грядово-мочажинных типов и характеризующихся разными уклонами, обводнённость зависит не только от величины уклона, но и от гидрологического режима предшествующего и последующего участков (Березина, Куликова, Лисс, 1974-а). Например, отмечены случаи, когда комплексы биогеоценозов грядово-мочажинного типа с сильно обводнёнными мочажинами занимали участки с большими уклонами (порядка 0,002), чем менее обводнённые комплексы биогеоценозов того же типа, или комплекс биогеоценозов грядово-крупномочажинного типа на краю олиготрофного болота (в т. н. зоне подтопления) занимает участки с большими уклонами, чем менее обводнённый, расположенный выше по уклону комплекс биогеоценозов грядово-среднемочажинного типа. На рис. 32 проиллюстрирован вариант, когда на склоне олиготрофного болота к депрессиям и участкам с незначительными уклонами приурочены как достаточно обводнённые участки комплекса биогеоценозов грядово-крупномочажинного типа, так и слабо обводнённые участки комплексов биогеоценозов грядово-мелкомочажинного типа.

Таким образом, комплексы биогеоценозов грядово-крупномочажинного и грядово-мелкомочажинаого типа сформировались



Легенда
Лесные и болотные биогеоценозы

ЛЕСн Ы Ё:

- Сосновые бруснично-лишайнико'вые леса на сухих гривах в сочетании с сосновыми чернично-бруснично-багульниково-зеленомошно-сфагновыми лесами окологривных понижений.

БОЛОТНЫЕ:
I - ОЛИГОТРОФНЫЕ
- Сосне во- кустари и чкоао -сфагновые
- Сосново-кустарничково-сфагновые с участием зеленых мхов
- Сосновс-кустарничково-сфагновые с участием мочажинных мхов
- Сосновс-кустарничково-пушицево-сфагновые
- Куста рнич ко во- сфагновые
- Травя но-сфагновые с островными грядами
- Травяно-сфагновые в зоне подтопления
- Грядово-мелкомочэжинные
J - Грядово-среднемочажинные с регрессивными явлениями на грядах
1 - Грядово-среднемочажинные с регрессивными явлениями на грядах и в мочажинах
2 - Грядово-среднемочажинные с ориентированными грядами
3 - Грядоао-крупномочажинные с регрессивными явлениями на грядах
Ф - Грядово-крулмомочажинные с регрессивными явлениями на грядах и в мочажинах
5 - Грядово-мочажинно-озерковые
II - ЭВТРОФНЫЕ
3 - Березоео-вахтовые

Рис. 31. Фрагмент геоботанической карты северной части Салымо-Юганской болотной системы (средняя тайга). (См. цветной рис. 1)

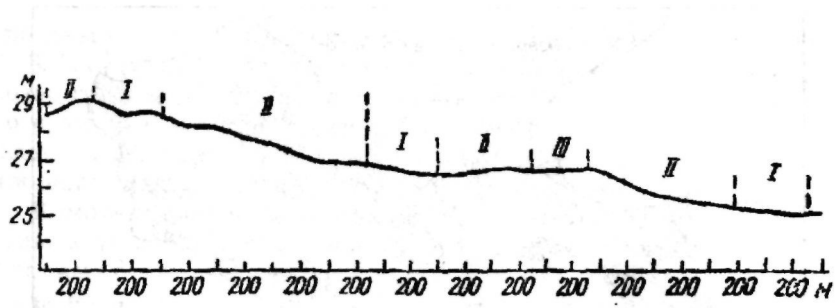


Рис. 32. Размещение комплексов биогеоценозов различной степени увлажненности на склоне олиготрофной болотной системы

Типы биогеоценозов: I — грядово-крупномочажинный, II — грядово-среднемочажинный, III — грядово-мелкомочажинный

на участках с более или менее одинаковыми уклонами. Однако участок с комплексом биогеоценозов грядово-мелкомочажинного типа расположен перед дренирующим его большим уклоном, а сравниваемый с ним комплекс биогеоценозов грядово-крупномочажинного типа подтопляется, так как он располагается ниже склона второго порядка, занятого комплексом биогеоценозов грядово-среднемочажинного типа.

Водотоки в комплексах биогеоценозов грядово-мочажинного типа (торфяные речки, ручьи) и осуществляемый ими дренаж оказывают сильное влияние на прилегающую к водотоку растительность.

Интенсивность поверхностного стока не всегда непосредственно связана с величиной уклона. Связь эта осложняется дренирующим или подтопляющим влиянием окружающих элементов мезорельефа и дренирующим действием болотных водотоков. Уклон сам по себе еще не предопределяет развитие биогеоценоза сосново-кустарничково-сфагнового типа или комплекса биогеоценозов грядово-мочажинного типа, поскольку формирование биогеоценозов того или иного типа зависит от особенностей стока, который в свою очередь определяется рядом таких условий, как величина притока поверхностных вод, близость водоприемника и т. п. (Богдановская-Гиенэф, 1969). Болотные биогеоценозы — динамические образования. Уклоны и направление стока в них

постоянно меняются. Прирост торфа также различен в разных частях болота, что с течением времени может сильно изменять величину и направление уклонов. Кроме того, нельзя упускать из вида и влияние на изменение величины и направления уклонов новейших голоценовых тектонических движений (Покрасс и Кац, 1953; Лунгерсгаузен, 1955). Скорость тектонических движений вполне достаточна, чтобы в течение времени существования болот неоднократно изменить уклоны их поверхностей. В пределах Западно-Сибирской равнины она составляет 0,07—0,25 мм в год (Николаев, 1962-а, б).

Комплексы биогеоценозов грядово-мочажинного типа по соотношению размеров площадей, занятых грядами и мочажинами, неодинаковы. И.Д.Богдановская-Гиенэф (1969), Е.А.Романова и Л. И. Усова (1969) отмечают постепенное увеличение размеров мочажин от верхней части склона болот к нижней, а также максимальное расширение мочажин несколько выше периферической зоны болот. На склонах болот длинные оси мочажин обычно параллельны друг другу; их длинная ось часто превосходит короткую в десятки раз. Обычно на крутых склонах мочажины вытянуты перпендикулярно склону и направлению всей обводненной полосы.

На плоских пространствах в центральных частях болот длинные оси мочажин пересекаются в различных направлениях. Кроме того, в мочажинах в центральных частях болот обычно длинная ось превосходит короткую лишь в 2—3 раза. Нередко полосы комплексов биогеоценозов грядово-мочажинного типа вытянуты параллельно окраинам болот, в этом случае мочажины направлены перпендикулярно линии стока.

Ведущая роль в формировании гряд и мочажин отводится взаимодействию растительного покрова и фильтрационного потока влаги в деятельном слое торфа (Иванов, 1956). Это положение развивает гипотезу И. Д. Богдановской-Гиенэф (1936) о фитоценотическом механизме образования гряд и мочажин. Согласно этому представлению вода, проходящая через густую корневую систему поселившихся на топи цветковых растений, обедняется минеральными солями и кислородом. Сбоку же от растения вода не претерпевает такого изменения, и туда в силу положительного аэро- и хемотропизма направляются побеги и подземные части растений. Здесь также лучше условия для прорастания семян и развития всходов. Так образуется вытянутая перпендикулярно течению

воды зачаточная гряда, которая постепенно расширяется в сторону, откуда притекает вода. Затем эта первичная дифференциация усиливается из-за неравномерного промерзания, поселения различных видов сфагновых мхов и других растений, вследствие возникшей разницы в экологических условиях, различий в разложении растительных остатков и степени спрессовывания торфа.

К. Е. Иванов (1956), развивая эту гипотезу, показывает, что различие в обеспеченности растений минеральным питанием и кислородом возникает из-за неравномерного распространения линий стока. Эта неравномерность обусловлена различной скоростью фильтрации воды в западинах и кочках или же просто в дернине разной плотности. Там, где линии фильтрации гуще, лучше проточность и, следовательно, лучше обеспеченность растений минеральными веществами и кислородом. На соседних участках, всегда перпендикулярных стоку, она хуже — там меньше прирост торфа, а следовательно, образуются западины. Так возникает первичная дифференцировка микрорельефа. Н. И. Пьявченко (1985), в отличие от К. Е. Иванова (1956), связывает процесс грядообразования с морозной трещиноватостью в условиях континентального климата Сибири.

Гипотеза о происхождении комплексов биогеоценозов грядово-мочажинного типа как результата взаимодействия фильтрационного потока влаги в деятельном слое торфа и болотной растительности, распространяющейся в направлении, перпендикулярном стоку, объясняет и механизм перемещения гряд и мочажин вверх по склону болот (Конойко, 1971; Березина, Куликова, Лисс, 1974-а).

Вода, фильтруясь через гряды, теряет кислород. При прохождении по мочажине вода деятельного горизонта снова обогащается кислородом. Растительность проксимальных сторон гряд находится в более благоприятных условиях аэрации, нежели дистальных сторон. Одновременно выявлены закономерности и в распределении тепла. В дистальных частях мочажин (проксимальные части гряд) не только больше кислорода, но и более высокая температура воды, что способствует развитию здесь грядовой растительности (рис. 33) (Лоопманн, Пайдла, 1981).

В зависимости от соотношения размеров площадей, занимаемых положительными и отрицательными элементами микрорельефа, выделяют три варианта комплексов биогеоценозов грядово-мочажинного типа: грядово-крупно-, грядово-средне- и грядо-

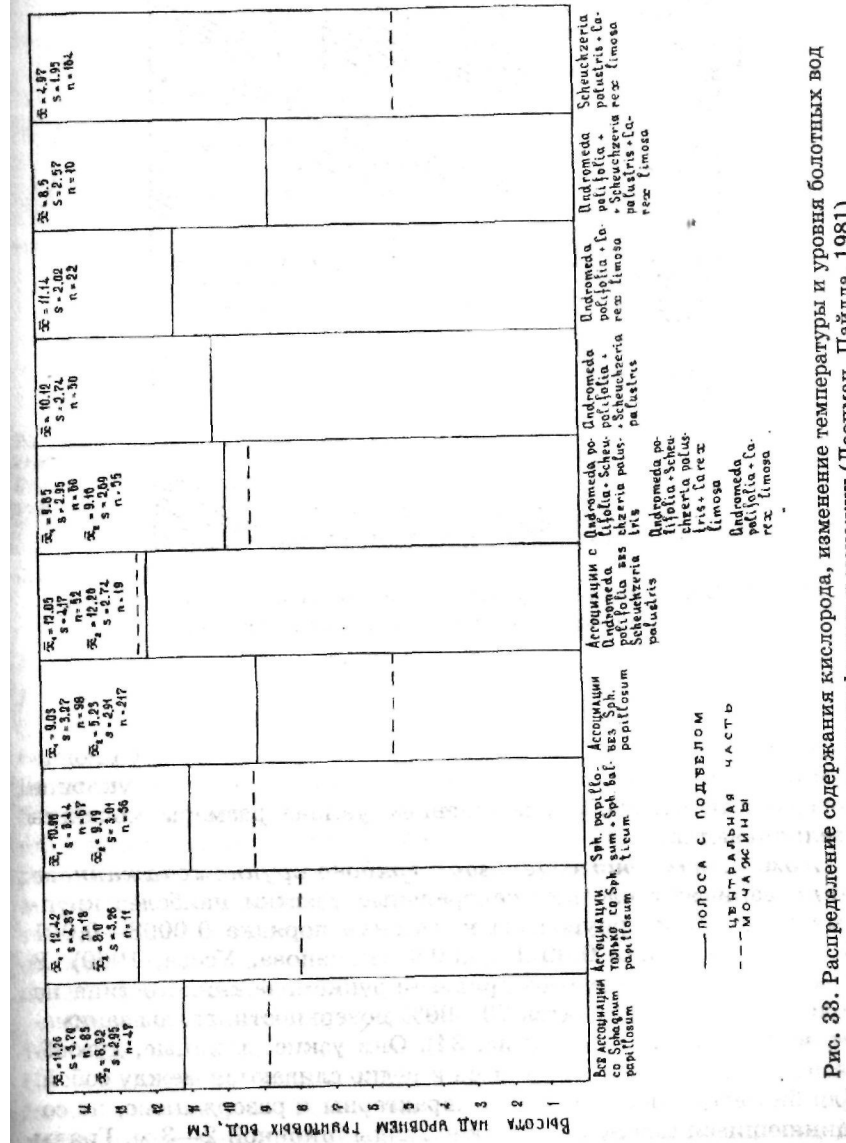


Рис. 33. Распределение содержания кислорода, изменение температуры и уровня болотных вод в деятельном слое торфа гряд и мочажин (Лоопман, Пайдла, 1981)

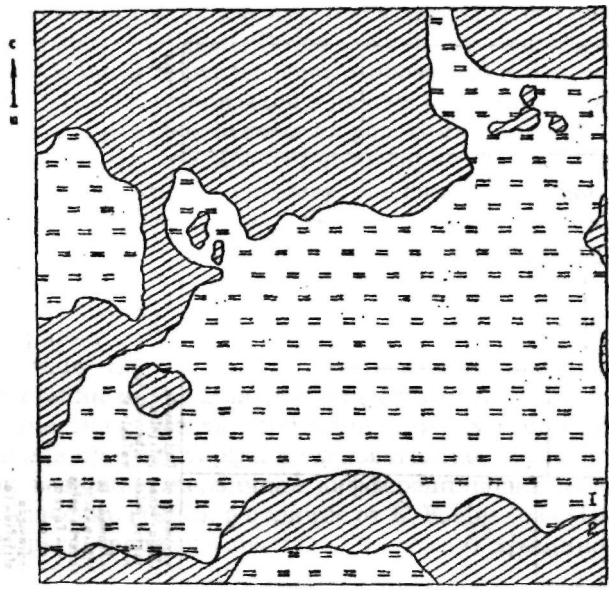


Рис. 34. Соотношение площадей, занимаемых грядами и мочажинами в биогеоценозах грядово-крупномочажинного типа:

I — мочажина, II — гряда

во-мелкомочажинный. Форма гряд и соотношение между площадями, занимаемыми грядами и мочажинами, зависят от уклонов поверхности болота: с уменьшением уклона размеры мочажин увеличиваются.

Комплексы биогеоценозов грядово-крупномочажинного типа занимают плоские центральные участки наиболее крупных болот. Они приурочены к уклонам порядка 0,0008—0,001 (Иванов, 1956) или 0,0011—0,0033 (Романова, Усова, 1969). В комплексах биогеоценозов грядово-крупномочажинного типа на долю мочажин приходится 70—90% поверхности, гряды занимают всего лишь 10—30% (рис. 34). Они узкие, длинные, дугообразно изогнутые, не ветвящиеся и редко сливаются между собой. Для биогеоценозов этого типа характерны и разорванные, не соединяющиеся между собой узкие гряды шириной 2—3 м. Гряды

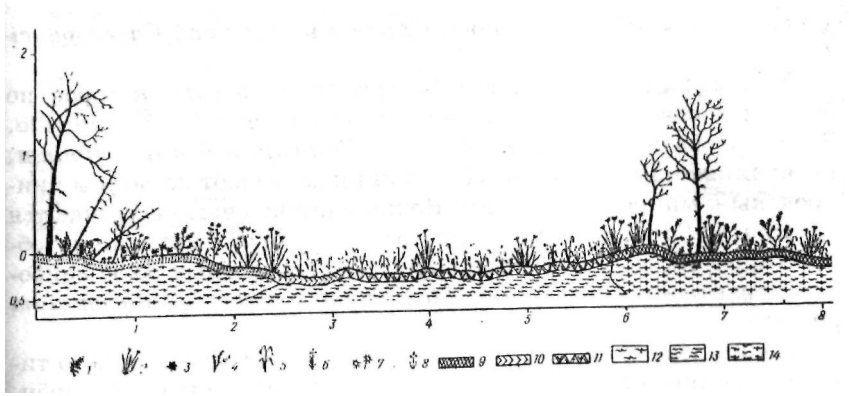


Рис. 35. Олиготрофный комплексный биогеоценоз грядово-мочажинного типа

Растения: 1 — *Chamaedaphne calyculata,* 2 — *Erlophorum vaginatum,* 3 — *Rubus chamaemorus,* 4 — *Ledum palustre,* 5 — *Carex llmosa,* 6 — *Andromeda polifolia,* 7 — *Drosera rotundifolia,* 8—9 — *Sphagnum fuscum,* 10 — S. *balticum,* 11 — *S. majus;* виды торфа: 12 — фуокум; 13 — мочажинный; 14 — комплексный ,

возвышаются над мочажинами на 0,2—0,5 м. Ширина гряд колеблется в пределах 1—4 м. Иногда гряды распадаются на бугры.

На грядах единично, реже небольшими группами, растет *Pinus sylvestris* f. *willkommii* высотой 1—3 м. Высота деревьев *P. sibirica* тоже не превышает 2—3 м (рис. 35).

Общее проективное покрытие кустарничками в среднем составляет 30—50% . До 70—75% оно возрастает только на хорошо дренированных грядах, возвышающихся над мочажинами на 60—70 см. В этих условиях доминантой кустарничкового яруса становится *Ledum palustre;* обильна также *Oxycoccus microcarpus.* На плоских слабодренированных грядах *Ledum palustre* встречается в небольшом количестве или полностью исчезает. На таких грядах в кустарничковом ярусе обычно преобладает *Andromeda polifolia,* довольно обильно представлена и *Chamaedaphne calyculata.* Наиболее редко встречается *Betula nana.*

Степень проективного покрытия трав колеблется в пределах 10—40% . По склонам и у основания гряд растет *Drosera anglica. на* центральных участках гряд, а также на склонах обильна r*ubus chamaemorus.* Всюду растет и *Drosera rotundifolia.* На пологих плохо дренированных грядах встречаются *Carex limosa* и

Rhynchospora alba, отдельными пятнами отмечена *Carex pauciflora.*

Моховой покров представлен *Sphagnum fuscum,* которой по бокам и у основания гряд пронизан стебельками *Mylia anomala.* Здесь же обычны вкрапления *S. magellanicum* и S. *angustifolium,* нередки пятна *S. rubellum.* Лишайники занимают до 30% и приурочены к микроположениям. Из лишайников чаще встречаются *Cladina stellaris, C. rangiferina,* реже *Cetraria islandica,* на обнажённом торфе *Icmadophila ericetorum;* из зелёных мхов наиболее характерны вкрапления *Pleurozium schreberi, Aulacomnium palustre.*

В комплексах биогеоценозов грядово-крупномочажинного типа мочажины крупные (50х70 м, 50х100 м), сильно обводнённые, незамкнутые. На значительной площади мочажин вода стоит вровень с моховым покровом или же мхи оказываются полностью погруженными в воду. Постоянно высокий уровень болотных вод в комплексе биогеоценозов грядово-крупномочажинного типа отрицательно сказывается не только на состоянии древесного яруса, он вызывает интенсивное угнетение кустарничкового и мохового покровов. Отсутствие свободного от болотной .воды горизонта обусловливает флористическое своеобразие мочажинных ассоциаций. Наиболее распространенными ассоциациями в сильно обводнённых мочажинах являются: Scheuchzeria palustris — Sphagnum majus, а также Carex limosa — Sphagnum majus. *Scheuchzeria palustris* и *Carex limosa* обычно приурочены к участкам мочажин, где доминантой мохового яруса выступает *Sphagnum majus. Baeothryon caespitosum* растет на периферии мочажин, вдоль оснований гряд. Совместно со *Sphagnum majus* в моховом покрове сильно обводнённых мочажин встречаются S. *jensenii, S. lindbergii,* редко удается обнаружить S. *aongstroemii.* В отличие от европейской территории России, в мочажинах западно-сибирских болот почти не встречается *Sphagnum cuspidatum. S. papillosum* образует овальной формы пятна размером до 1—1,5 м в поперечнике (рис. 36, 37).

Во многих сильно обводнённых шейхцериево-сфагновых мочажинах заметны признаки деградации: сфагновый покров сильно угнетён и сплошь покрыт печёночным мхом *Cladopodiella fluitans.* На участках, где обильно разрастаются печёночные мхи, *Sphagnum majus* вытесняется *S. compactum,* одновременно появляется *Rhynchospora alba.* Такие участки мочажин (так называе-

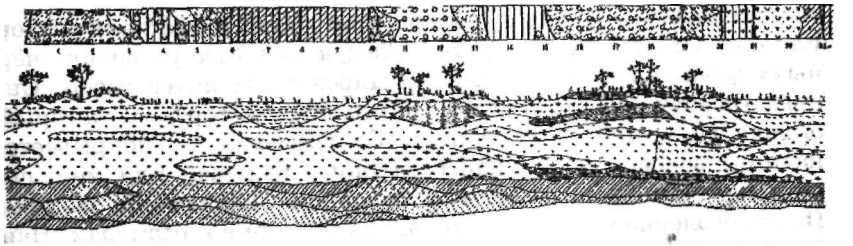


Рис. 36. Фрагмент растительного покрова и строения залежи в грядово-крупномочажинном комплексе биогеоценозов

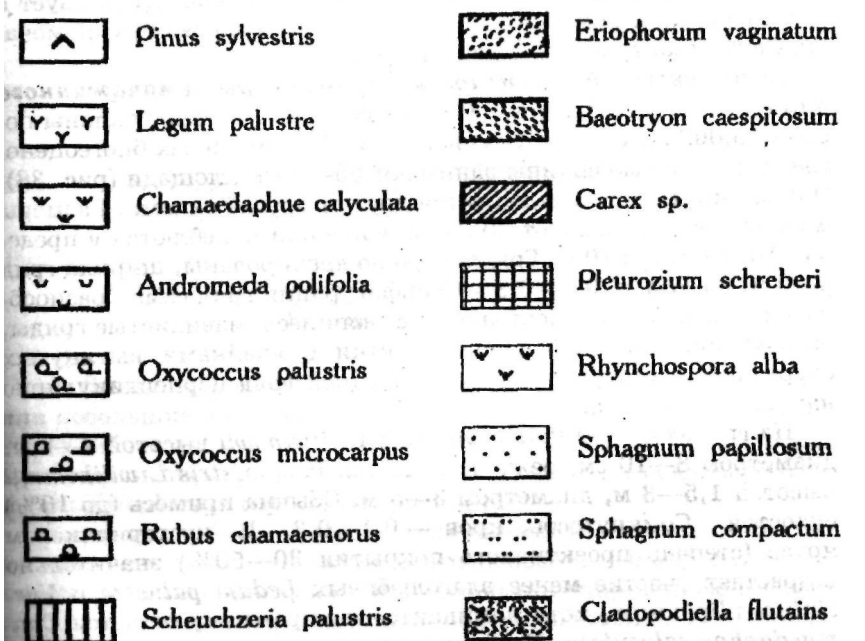


Рис. 37. Условные обозначения растительных ассоциаций.

мые «чёрные» мочажины) совершенно лишены сфагновых мхов, или они встречаются единично. Следующая фаза развития «чёрных» мочажин — появление денудированных пятен торфа. Они представляют собой участки с оголенным торфом, который, окисляясь, становится черным. Со временем он покрывается налётом водорослей и цианобактерий с большей или меньшей примесью печёночных мхов, в основном *Cladopodiella fluitans.* Пятна оголённого торфа различаются по форме и размерам. Наиболее часто встречаются пятна округлой или удлиненной формы размером 2x3 м, 3x4 м. Они окаймлены бордюром из ассоциации *Rhynchospora alba — Cladopodiella fluitans.* Из лишайников в этих условиях развивается только *Cetrariella delisei.* Появление «чёрных» мочажин и оглеенных пятен торфа свидетельствует о трансформации комплексного биогеоценоза грядово-крупномочажинного типа в озерково-денудационный.

Комплексы биогеоценозов грядово-среднемочажинного ***типа*** на болотах Западной Сибири обычно занимают склоны порядка 0,0022 (Романова, Усова, 1969). В комплексах биогеоценозов этого типа мочажины занимают 50—60% площади (рис. 38). Они замкнутые, т. е. отделяются друг от друга грядами. Размеры мочажин не превышают 30x50 м, чаще они колеблются в пределах 10x10 м, 20x20 м. Гряды хорошо дренированы, ширина гряд 3—6 м, высота — 0,5—0,8 м. Конфигурация гряд самая разнообразная. Широко распространены ветвящиеся, извилистые гряды, образующие сложный рисунок сетки с ячейками вытянутых очертаний, что обусловлено ориентацией гряд перпендикулярно направлению стока.

На грядах растет *Pinus sylvestris* i. *litwinowii* высотой 4—5 м, диаметром 8—10 см, реже встречается P. *sylvestris* f. *willhommii* высотой 1,5—3 м, диаметром 3—5 м. Обычна примесь (до 10%) сухостоя. Сомкнутость крон — 0,1—0,3. В кустарничковом ярусе (степень проективного покрытия 30—50%) значительно возрастает участие менее влаголюбивых *Ledum palustre* и *Vaccinium uliginosum,* хотя доминантой по-прежнему остается *Chamaedaphne calyculata.* По бокам и у основания гряд растет *Eriophorum vaginatum,* на гребнях гряд часто обильны *Rubus chamaemorus* и *Drosera rotundifolia.* В моховом покрове гряд доминирует *Sphagnum fuscum,* из лишайников виды р. *Cladina.*

Растительный покров мочажин средних размеров более однообразен. Травяной ярус представлен *Scheuchzeria palustris* и

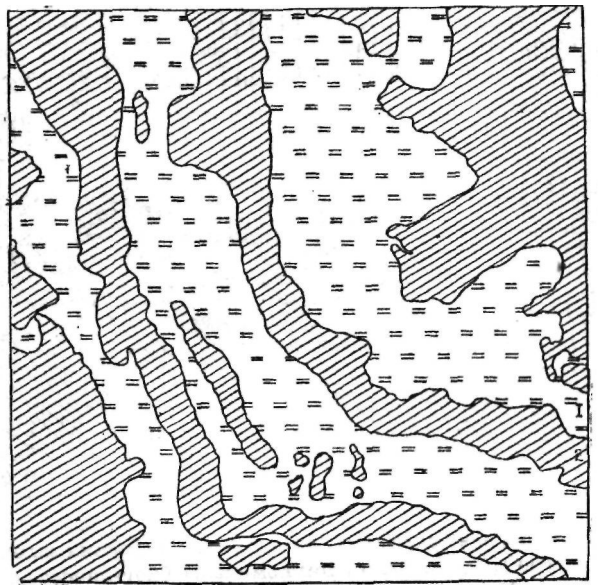


Рис. 38. Соотношения (%) площадей, занимаемых грядами и мочажинами в грядово-среднемочажинном комплексе биогеоценозов:
I - мочажина, II - гряда

Carex limosa, Rhynchospora alba образует единичные вкрапления или небольшие пятна (до 1 м в поперечнике). В моховом покрове таких мочажин доминирует *Sphagnum majus.* По краям мочажин у основания гряд растет *S. balticum,* здесь же обычны вкрапления *Eriophorum vaginatum* (рис. 39).

Комплексы биогеоценозов грядово-мелкомочажинного типа встречаются на контакте с биогеоценозами типа фускум-, сосново-пушицево-сфагнового или сосново-кустарничково-сфагнового типа. Комплексы биогеоценозов грядово-мелкомочажинного типа большей частью приурочены к уклонам порядка 0,0035—**0,004** (Иванов, 1956) или 0,0033—0,0037 (Романова, Усова, 1969).

В комплексах биогеоценозов грядово-мелкомочажинного типа мочажины небольшие (1x2 м — 2x3 м) и занимают 20—30% поверхности (рис. 40). Мочажины имеют слегка вытянутую форму

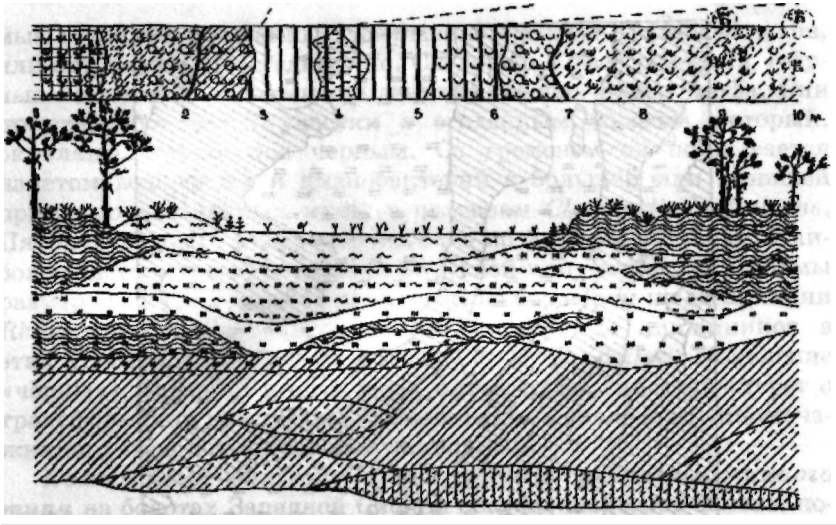


Рис. 39. Фрагмент растительного покрова и строения залежи в грядово-среднемочажинном комплексе биогеоценозов. Условные обозначения см. на рис. 37

без строгой ориентировки. Обводнённость мочажин низкая. Вода обычно стоит на 10—15 см ниже уровня мохового покрова. Гряды имеют ширину 3—10 м, иногда 10—15 м, высота гряд 0,5—0,8 м. Нередко гряды, сливаясь, образуют участки, представляющие собой типичные биогеоценозы сосново-кустарничково-сфагнового типа.

На грядах растет *Pinus sylvestris* f. *litwinowii* высотой 3—5 м, диаметром 5—10 см. Примесь *P. sylvestris* f. *willhommii* высотой 1—3 м, диаметром 3—5 см незначительна. Сомкнутость древостоя 0,1—0,3, обычен сухостой. Характерно присутствие *P. sibirica* высотой 6—10 м.

Кустарничковый ярус на грядах развит довольно пышно; общее проективное покрытие кустарничков составляет 50—60%, иногда оно достигает 80%. В условиях хорошего дренажа на грядах обильна *Chamaedaphne calyculata,* интенсивно разрастается и *Ledum palustre.* С ухудшением дренажа и повышением уровня грунтовых вод доминантой становится *Andromeda polifolia.* Ред-

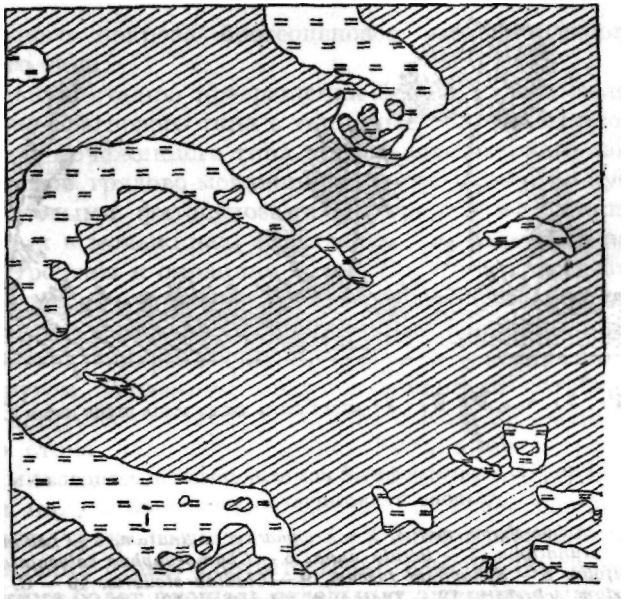


Рис. 40. Соотношение (%) площадей, занимаемых грядами и мочажинами в грядово-мелкомочажинном комплексе биогеоценозов:

I — мочажина, II — гряда

*

кий травяной покров представлен *Eriophorum vaginatum.* В моховом ярусе преобладает *Sphagnum fuscum.* По склонам и у основания гряд характерны вкрапления *S. angustifolium* и *S. magellanicum.* В слабообводнённых мочажинах диффузно разбросаны *Chamaedaphne calyculata, Andromeda polifolia, Oxycoccus palustris.* Общее проективное покрытие кустарничков в мочажинах не превышает 20%. В травяном ярусе мочажин обильна *Eriophorum vaginatum,* которая образует кочки высотой 10—15 см. Они занимают 35—45% поверхности мочажин. Степень покрытия *Scheuchzeria palustris* и *Carex limosa* падает до 10—15%. Моховой покров в мочажинах представлен *Sphagnum balticum* и *S. fallax* (рис. 41).

В центре мочажин, где уровень болотных вод залегает на глубине 10—15 см от поверхности, появляется *S. majus.* Окраины мочажин заняты *S. angustifolium.* В мочажинах, где уровень за-

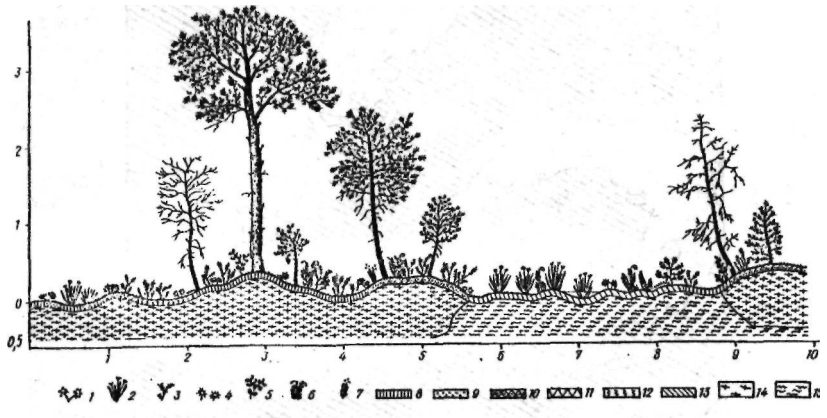


Рис. 41. Олиготрофный комплексный биогеоценоз грядово-мелкомочажинного типа

Растения: 1 — *Rubus chamaemorus,* 2 — *Eriophorum vaglnatum,* 3 — *Ledum palustre,* 4 — *Drosera rotundifolla,* 5 — *Betula nana,* 6 — *Chamaedaphne calyculata,* 7 — *Andromeda polifolia,* 8 — *Sphagnum fuscum,* 9 — *Cladina stellaris,* 10 — C. *arbuscula,* 11 — *Pleurozium schreberi,* 12 — *Dicranum polysetum,* 13 — *Sphagnum balticum* и S. *fallax;* виды торфа: 14 — фускум, 15 — мочажинный

легания болотных вод понижается до 20 см, наиболее распространенными ассоциациями являются: Scheuchzeria palustris — Sphagnum balticum и Eriophorum vaginatum — S. balticum. Пушицевые и шейхцериевые мочажины со *Sphagnum balticum* и *S. majus* формируются в результате сукцессий фитоценозов, протекающих в межкочечных понижениях биогеоценозов сосново-кустарничково-сфагнового типа при условиях изменения гидрологического режима в сторону увеличения обводнённости. Названные ассоциации связаны рядом переходов с ассоциацией Eriophorum vaginatum — Sphagnum angustifolium, в которой к S. *angustifolium* примешивается *S. magellanicum.* На небольших микроповышениях появляется *S. fuscum.* Увеличивается количество *Andromeda polifolia* и *Chamaedaphne calyculata.* В условиях изменения гидрологического режима в сторону повышения дренажа ассоциация Eriophorum vaginatum — Sphagnum angustifolium вытесняется ассоциацией Pinus sylvestris — Ledum palustre + Chamaedaphne calyculata — S. fuscum, характерной для

растительного покрова биогеоценозов сосново-кустарничково-сфагнового типа.

Начальную стадию превращения биогеоценозов сосново-кустарничково-сфагнового типа в типичные комплексы биогеоценозов грядово-мочажинного типа представляет вариант комплекса биогеоценозов грядово-мочажинного типа с сосново-кустарничково-сфагновыми фитоценозами на грядах и кустарничково-сфагновыми в мочажинах. Комплексы биогеоценозов подобного типа приурочены к окраинам болот. Они отличаются от биогеоценозов сосново-кустарничково-сфагнового типа большей дифференциацией поверхности. Выделенные варианты комплексов биогеоценозов грядово-мочажинного типа генетически связаны друг с другом. Тенденции развития зависят от колебания величины и направления поверхностного стока. Изменение поверхностного стока на болотах может быть вызвано различными причинами: климатическими, эпейрогенетическими, антропогенными или онтогенезом самих болот. Растительный покров болот очень чутко реагирует на малейшее изменение величины и направления стока. Соответственно изменению гидрологического режима болот площадь отдельных элементов микрорельефа (гряд или мочажин) увеличивается или уменьшается, соотношение гряд и мочажин меняется, варианты комплексов биогеоценозов грядово-мочажинного типа сменяют друг друга. О характере взаимодействия между грядами и мочажинами можно судить по состоянию растительного покрова на границах этих элементов микрорельефа.

Широкий диапазон адаптации растительного покрова комплексов биогеоценозов грядово-мочажинного типа к колебаниям водного режима проявляется часто не в изменении флористического состава растительного покрова отдельных элементов микрорельефа, а в соотношениях площадей, занимаемых грядами и мочажинами, если меняется величина стока, или в переориентации форм микрорельефа, если меняется его направление. Изучение взаимодействия гряд и мочажин в различных вариантах комплексов биогеоценозов грядово-мочажинного типа вскрывает сущность гомеостатического механизма этих образований (фитоценотического по своей природе). Работа гомеостатического механизма направлена на поддержание оптимальной устойчивости взаимодействия растительности и водного режима.

По состоянию пограничной полосы между фитоценозами гряд

и мочажин можно судить о тенденциях в колебании величины и направления стока, о степени стабилизации стока, о соответствии ему соотношения размеров и ориентации гряд и мочажин. Равновесие во взаимодействии растительности гряд и мочажин свидетельствует о том, что размеры этих элементов микрорельефа, а также характер их растительного покрова адекватны направлению и интенсивности стока при данной величине уклона. В этом случае границы гряд и мочажин выражены чётко и представляют собой переходную полосу шириной 30—50 см, занятую *Sphagnum magellanicum* и S. *angustifolium*.

Возраст гряд и мочажин в биогеоценозах этого типа может быть различным и иногда весьма значительным (начало субатлантического периода). В комплексах биогеоценозов грядово-мочажинного типа, ныне характеризующихся относительным устойчивым равновесием, в прошлом гряды и мочажины нередко обнаруживали признаки изменения размеров, конфигурации, ориентации относительно направления стока. Анализ торфяных отложений, подстилающих расположенные рядом гряды и мочажины, вскрывает сложную динамику взаимоотношений таких пар. При изменении стока на данном или соседнем участке равновесие сменяется явлениями трансгрессии растительности: при уменьшении застойности, понижении уровня болотных вод наблюдается трансгрессия растительности гряд на растительность мочажин, тогда площадь гряд расширяется за счёт сокращения площади мочажин. Падение уровня болотных вод сказывается на увеличении высоты гряд. На таких грядах обычно преобладает *Pinus sylvestris* f. *litwinowii*. Падение уровня болотных вод вызывает изменение и в кустарничковом ярусе: увеличиваются высота растений и величина проективного покрытия. Ширина контактной зоны между грядами и мочажинами увеличивается и достигает 50—80 см. В мочажинах формируются микроповышения, занятые *Sphagnum magellanicum, S. angustifolium* с вкраплением *S. fuscum*. В результате появления микроповышений (сначала высотой до 5 см) площадь мочажин постепенно сокращается. Дальнейшее снижение уровня болотных вод в мочажинах вызывает развитие микроповышений в небольшие пологие кочки высотой 10—20 см. Дальнейший рост этих кочек в высоту и слияние их между собой приводят к образованию бугров высотой 30—40 см. Последовательная смена ассоциаций, отражающая зарастание мочажин в результате расширения площадей, занимаемых фитоценозами кустарничково-сфагнового типа, представлена в таблице 10.

Таблица 10

Смена ассоциаций при зарастании мочажин и восстановлении гряд

Ассоциации	Форма микрорельефа
Pinus sylvestris f. litwinowii — Ledum palustre — Sphagnum fuscum + Cladina stellaris + C. rangiferina	грЪды высотой 40—50 см
P. sylvestris f. litwinowii — L. palustre — S. fuscum; Chamaedaphne calyculata — S. fuscum; Andromeda polifolia + Oxycoccus microcarpus — S. fuscum	кочки высотой 20—40 см
Betula nana — C. calyculata — S. magellanicum; A. polifolia — S. magellanicum	кочки высотой 15 см
A. polifolia — S. papillosum; A. polifolia — S. majus; Scheuchzeria palustris — S. papillosum	микроповышения в мочажинах высотой 5 см
Scheuchzeria palustris — S. majus; Rhynchospora alba — S. majus; Carex limosa — S. majus	ровная поверхность мочажин

Тенденция расширения площади гряд за счёт сокращения размеров мочажин, например, особенно чётко прослеживается в комплексах биогеоценозов грядово-мочажинного типа, приуроченных к болотам Кеть-Тымского междуречья. Постоянная трансгрессия гряд на мочажины — следствие проявления в этом районе тектонических поднятий.

Трансгрессия растительности мочажин на растительный покров гряд (явления вымокания и регрессии), т. е. расширение площади мочажин за счёт сокращения площади гряд, наблюдается на пологих участках болот вследствие поднятия уровня болотных вод. Увеличение площади мочажин, отличающихся большей водопроводимостью, и сокращение площади гряд, которые характеризуются меньшей водопроводимостью, осуществляется до тех пор, пока не наступит соответствие между такими показателями, как глубина залегания болотных вод, величина водопрово-

димости и степень интенсивности испарения при соответствующих величинах уклона.

Постоянная трансгрессия мочажин на гряды — явление характерное, например, для комплексов биогеоценозов грядово-мочажинного типа в бассейне р. Конды. Это район, подвергшийся интенсивному тектоническому опусканию. Трансгрессия мочажин на гряды сопровождается широким развитием регрессивных явлений. Растительность гряд в условиях активной трансгрессии мочажин обычно представлена ассоциацией Pinus sylvestrls f. willkommii — Ledum palustre — Sphagnum fuscum. Эти гряды низкие, местами затоплены. На них много сухостоя, который свидетельствует о том, что в недавнем прошлом здесь была обильна более крупная *Pinus sylvestris* f. *litwinowii.* Степень покрытия кустарничкового яруса довольно высокая (40%), но жизненность его невелика и оценивается в три балла. На грядах рассеянно встречается *Rubus chamaemorus,* растут *Eriophorum vaginatum* и *Drosera rotundifolia.* По склонам гряд *Sphagnum fuscum* полностью вытесняется *S. balticum.* Микропонижения на грядах заняты лишайниками: *Cladina stellaris, C. rangiferina, Cetraria islandica, Icmadophila ericetorum,* видами рода *Cladonia.* Общее проективное покрытие лишайниками нередко достигает 70%. Регенерационные процессы, сопровождающиеся поселением на освободившихся от лишайников пятнах торфа *Dicranum polysetum, Pleurozium schreberi, Sphagnum angustifolium,* выражены очень слабо. Этим западно-сибирский вариант регенерационных биогеоценозов, формирующихся в условиях сравнительно обильного увлажнения, отличается от регенерационных биогеоценозов, описанных для Швеции Х. Освальдом (Osvald, I923), где они образуются в условиях недостатка влаги.

В условиях высокого залегания уровня болотных вод мочажины сильно обводнены. Их центральные части заняты шейхцериево-сфагновыми и осоково-сфагновыми ассоциациями, на периферии мочажин растут *Andromeda polifolia, Eriophorum vaginatum* в сочетании со *Sphagnum majus.* Границы гряд и мочажин представляют собой затопленные периферические зоны, покрытые *Mylia anomala.* Эти участки становятся более пологими, сильно увлажняются, на них поселяются мочажинные виды сфагновых мхов.

Помимо постоянного изменения соотношений между площадями, занимаемыми грядами и мочажинами в комплексах биогеоценозов грядово-мочажинного типа, наблюдается постоянное перемещение гряд и мочажин вверх по склону болота в направлении, перпендикулярном стоку (рис. 42). Проксимальные и дистальные контактные с мочажинами склоны гряд, перемещающихся вверх по склону, сильно отличаются. Проксимальные склоны гряд пологие. Они языками заходят в глубь мочажин и состоят из микроповышений, образованных *Sphagnum angustifolium* и *S. magellanicum* с вкраплением *S. fuscum,* чередующихся с кочками *Eriophorum vaginatum.* На микроповышениях поселяются кустарнички, появляются молодые сосны. Дистальные склоны гряд крутые, границы с мочажинами резкие. По склону гряды на темнобурых пятнах отмершего *Sphagnum fuscum* поселяются S. *angustifolium* и *S. balticum,* отмечены пятна *Icmadophila ericetorum.*

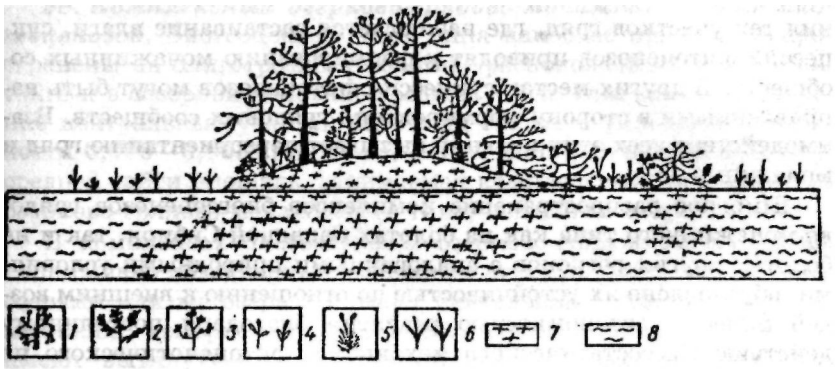


Рис. 42. Перемещение гряд и мочажин вверх по склону перпендикулярно направлению поверхностного стока

Растения: 1 — *Ledum palustre,* 2 — *Chamaedaphne calyculata,* 2а — *Rubus chamaemorus,* 3 — *Andromeda polifolia,* 4 — *Scheuchzeria palustris,* 5 — *Eriophorum vaginatum,* 6 — *Carex limosa;* торфообразователи: 7 — *Sphagnum fuscum,* 8 — *S. majus*

Ботанический анализ торфа показывает, что такие процессы трансгрессии могут быть как кратковременными, так и весьма длительными и однонаправленными, и тогда это отражается на торфяной залежи, подстилающей современные гряды и мочажины.

Наступление гряд на мочажины и мочажин на гряды в ряде случаев может быть неравномерным по длине гряды. У основа-

ния тех участков гряд, где наблюдается застаивание влаги, сукцессии фитоценозов приводят к формированию мочажинных сообществ. В других местах сукцессии фитоценозов могут быть направленными в сторону формирования грядовых сообществ. Взаимодействие всех этих явлений вызывает переориентацию гряд и мочажин.

Широкое распространение комплексов биогеоценозов грядово-мочажинного типа как на болотах Западной Сибири, так и на болотах других регионов с аналогичными природными условиями, обусловлено их устойчивостью по отношению к внешним воздействиям и автономностью развития благодаря постоянному действию гомеостатического механизма, фитоценотического по своей природе.

Интенсивность оттаивания и промерзания гряд и мочажин влияет на формирование растительных сообществ, в то же время скорость промерзания и оттаивания гряд и мочажин зависит от стратиграфии торфяной толщи.

Промерзание торфяной залежи в комплексах биогеоценозов грядово-мочажинного типа начинается с мочажин. Глубина и интенсивность промерзания торфяной залежи в значительной степени зависят от высоты и плотности снежного покрова. В мочажинах интенсивность нарастания мерзлого слоя осенью изменяется от 0,4 до 1Д см/сутки, зимой от 0,1 до 2,3 см/сутки. Оттаивание торфяной залежи начинается с положительных элементов микрорельефа, так как в понижениях высота снежного покрова больше. Полное оттаивание мочажин завершается раньше, чем гряд, что объясняется значительно большей теплопроводностью деятельного слоя сильно обводнённых мочажин по сравнению с теплопроводностью рыхлого верхнего слоя гряд. Мочажины на олиготрофных болотах оттаивают раньше, чем гряды, на 20—25 дней, на эвтрофных — на 5—10 дней. В некоторые годы в комплексах биогеоценозов грядово-мочажинного типа с хорошо развитым микрорельефом мерзлый слой сохраняется до конца июля, а под отдельными сфагновыми подушками и до конца теплого сезона (Котова, 1976). Линзы сезонной мерзлоты, сохраняющиеся в течение вегетационного периода, препятствуют фильтрации влаги из нижележащих горизонтов к поверхности гряд. В таких местах на грядах обильно разрастаются лишайники, вытесняя сфагновый покров.

58. Комплексный озерково-грядово мочажиниый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа наиболее широко распространены на олиготрофных болотах, расположенных в северной тайге и в северной половине средней тайги. Они занимают плоские центральные участки болотных систем с уклонами поверхности 0,006—0,003 (Романова, Усова, 1969). В южной половине средней тайги площадь, занимаемая комплексами биогеоценозов озерково-грядово-мочажинного типа, несколько сокращается.

В комплексах биогеоценозов озерково-грядово-мочажинного типа сильно обводнённые мочажины чередуются со вторичными озёрами или же озёра занимают центральные участки крупных мочажин, измеряемые иногда несколькими гектарами. Озёра имеют вытянутую или округлую форму. Размеры их сильно варьируют. Встречаются как маленькие озерки диаметром 10—20 м, так и крупные озёра диаметром 50—100 м и более. Береговая линия озёр сильно изрезана. Глубина воды 0,8—1,3 м. Дно торфянистое. Озёра и мочажины чередуются с грядами. Гряды занимают 20—50% поверхности. Ширина гряд 1—3 м, высота 0,2—0,4 м. Мочажины и озёра занимают 50—80% поверхности. Мочажины незамкнутые, сильно обводнённые. Размеры мочажин 50х100 м, 50х200 м.

На грядах растет *Pinus sylvestris* i. *litwinowii* высотой 3,5—5 м, диаметром 8—10 см, и f. *willkommii* высотой 1,0—3,5 м, диаметром 5—7 см, редко встречается *P. sibirica.* Сомкнутость крон 0,2—0,3, часто падает до 0,1, проективное покрытие кустарничков составляет 60—70%; доминируют преимущественно *Chamaedaphne calyculata* и *Ledum palustre,* реже встречается *Andromeda polifolia.* Травы представлены *Rubus chamaemorus.* В моховом покрове преобладает *Sphagnum fuscum.* По склонам и у основания кочек обычны пятна лишайников, преимущественно виды р. *Cladina.*

Травяной покров в мочажинах образован *Carex limosa, Scheuchzeria palustris, Rhynchospora alba.* Степень их покрытия — 40—50%. В местах, лишенных мохового покрова, растёт *Drosera anglica.* В моховом покрове мочажин преобладают *Sphagnum majus, S. papillosum,* по периферии мочажин обычен *S. balticum.*

59. Комплексный озерково-грядовый тип биогеоценозов. Комплексы биогеоценозов этого типа являются одной из фаз развития комплекса биогеоценозов озерково-грядово-мочажинного типа. Комплексы биогеоценозов озерково-грядового типа занима-

ют наибольшие площади в северной тайге. Поверхность в комплексах биогеоценозов этого типа расчленена на гряды и понижения, занимаемые озёрами. Озёра обычно окаймлены узкой полосой травяно-сфагновой сплавины и занимают до 80—90% поверхности. Они, как правило, имеют вытянутую форму: длина 100—900 м, ширина 25—200 м. Берега озёр мало изрезанные, топкие, дно торфяное. Глубина слоя воды 0,7—1,5 м (Романова, Усова, 1969). Постоянное размывание торфяных перемычек, разъединяющих озёра, приводит к увеличению зеркала воды.

Гряды над поверхностью воды в озёрах возвышаются на 30—40 см. На грядах растёт *Pinus sylvestris* f. *litwinowii,* высота деревьев 3—4 м, диаметр 4—15 см, встречается и *P. sylvestris* f. *willkommii* высотой 1—1,5 м. Сомкнутость крон сильно варьирует. Наряду с облесенными грядами (сомкнутость крон 0,3—0,4) встречаются гряды, почти лишенные древесного яруса. Кустарничковый ярус образуют *Ledum palustre* и *Chamaedaphne calyculata.* Рассеянно разбросаны *Andromeda polifolia, Vaccinium vitis-idaea, Betula nana.* Небольшие пятна образует *Empetrum nigrum.* Из травянистых обычен *Rubus chamaemorus.* В моховом ярусе гряд доминантом является *Sphagnum fuscum.* Он покрывает верхушки и бока гряд, спускается в межкочечные понижения. Микрорельеф гряд кочковатый. У основания кочек обычны небольшие вкрапления *S. angustifolium* и *S. magellanicum.* На верхушках кочек растут *Pleurozium schreberi* и *Dicranum polysetum.* Межкочечные понижения часто заняты лишайниками *Cladina stellaris* и *C. rangiferina.* Нередко они распространяются на бока и верхушки кочек, имеющих высоту 30—40 см.

В комплексах биогеоценозов озерково-грядового типа мочажины или полностью отсутствуют, или узкой полосой (сплавиной) окаймляют озёра. В мочажинах общее проективное покрытие травяного яруса — 40—50%. По сфагновому покрову равномерно разбросаны *Scheuchzeria palustris, Carex limosa, Rhynchospora alba.* Открытую водную поверхность окаймляет бордюр из *Menyanthes trifoliata.* Вода в мочажинах стоит вровень с моховым покровом. В нем доминирует *Sphagnum majus,* у основания гряд растет *S. balticum.*

В строении залежей комплексов биогеоценозов озерково-грядового типа отмечены те же закономерности, что и в строении торфяных отложений комплексов биогеоценозов озерково-грядово-мочажинного типа.

60. Комплексный мочажинно-озерковый тип биогеоценозов. Комплексы биогеоценозов этого типа также приурочены к плоским центральным участкам олиготрофных болот, особенно в северотаёжной подзоне. Ф. З. Глебов (1969) отмечает наиболее широкое распространение комплексов биогеоценозов этого типа в средней тайге в пределах первой надпойменной террасе р. Дубчес. В комплексах биогеоценозов мочажинно-озеркового типа до 70% поверхности занято мочажинами, остальная площадь приходится на озерки с извилистыми очертаниями шириной до 50 м, длиной до 200 м, глубиной 1,5 м, соединённых между собой узкими протоками. Поверхность мочажин представляет собой сильно обводнённый сфагновый зыбун, на котором встречаются слабо выраженные микроповышения высотой 20—30 см. Редко разбросаны гряды высотой 50—70 см, шириной 1,5—2 м, длиной 40—50 м, на которых растут единичные экземпляры *Pinus sylvestris* f. *willkommii* и *Betula nana.* Из кустарничков на микроповышениях встречаются преимущественно *Andromeda polifolia* и *Oxycoccus microcarpus.* Только на дренированных кочках растет *Ledum palustre.*

Травяной покров сильно разрежен, среди травянистых преобладают *Scheuchzeria palustris* и *Carex limosa,* встречается *Eriophorum vaginatum,* в неглубоких микропонижениях отмечена угнетённая *Menyanthes trifoliata,* редко разбросаны экземпляры *Drosera rotundifolia* и *D. anglica.*

В моховом покрове господствует *Sphagnum majus,* реже — *S. jensenii,* плоские невысокие микроповышения образованы *S. papillosum.*

Поверхность воды в озерках большей частью свободна от растительности, лишь на некоторых озерках отмечены узкие прибрежные заросли *Menyanthes trifoliata.*

В строении торфяных отложений комплексов биогеоценозов этого типа доминируют мочажинные, комплексные, шейхериевые и шейхериево-сфагновые виды торфа. Глубина торфяных залежей в подзоне северной тайги составляет 2,0—4,0 м. В подзоне средней тайги мощность торфа может возрастать до 6 м.

61. Комплексный озерково-денудационный тип биогеоценозов. Комплексы биогеоценозов этого типа являются одной из фаз развития биогеоценозов комплексных типов с грядово-мочажинным микрорельефом и вторичными озерками. Они обычны для болотных систем в северной, средней и даже в южной тайге.

Отличительная особенность комплексов биогеоценозов озерково-денудационного типа — интенсивное развитие регрессивных явлений, которые выражаются в более или менее полном прекращении торфонакопления в связи с замещением растений торфообразователей растениями, не образующими торф: печёночными мхами, лишайниками, водорослями. Причины, вызывающие развитие регрессивных явлений, по-видимому, обусловлены географическим положением болот.

Б. Н. Городков (1944, 1946) объяснял смену сфагновых мхов лишайниками в условиях западно-сибирских заболоченных Тундр недостатком влаги после поднятия торфяных бугров и подсушивания на них сфагновых мхов. О. Чильман (Kihlman, 1890) и Х. Освальд (Osvald, 1923) видели причину регрессивных явлений на болотах Скандинавии в недостатке влаги зимой и ранней весной. И.Д.Богдановская-Гиенэф (1928, 1956, 1969), В.Д.Лопатин (1954) и др. связывали возникновение регрессивных процессов с обилием застойной влаги.

По нашим наблюдениям, регрессивные явления особенно сильно выражены на плоских центральных частях наиболее стадийно старых крупных и глубокозалежных болотных систем, где крайне замедлен поверхностный сток. Способствуют развитию регрессивных явлений и особенности газового режима болот: обилие застойной влаги ведёт к недостатку кислорода. Метан, накапливающийся в придонных слоях торфяных отложений, при выделении на поверхность вызывает отмирание растительного покрова и развитие явлений денудации (Богдановская-Гиенэф, 1969).

На плоских центральных участках болот регрессивные явления захватывают как положительные, так и отрицательные элементы микрорельефа (гряды, мочажины). На склонах болот, где поверхностный сток выражен, хотя и слабо, регрессивные явления сводятся к локальному развитию пятен лишайников и печёночных мхов, вытесняющих *Sphagnum fuscum.*

На положительных элементах микрорельефа деградация сфагновых мхов происходит из-за прогрессирующего истощения минеральных солей в торфяном субстрате по мере нарастания торфяной залежи. Кроме того, сфагновый покров деградирует вследствие медленного весеннего оттаивания торфа и сохранения линз мерзлоты нередко в течение всего вегетационного периода. Гибели сфагновых мхов предшествует обильное развитие *Mylia anomala.* На месте пятен, занятых *M. anomala,* образуются небольшие микро-

понижения. В условиях сравнительно глубокого залегания болотных вод (на глубине более 25—30 см) эти углубления постепенно зарастают *Pleurozium schreberi.* Вслед за зелёными мхами появляются пятна лишайников: *Cladina stellaris, C. rangiferina, C. mitis,* виды р. *Cladonia, Cetraria islandica,* степень проективного покрытия которых превышает 60%. Во влажных понижениях, когда болотные воды залегают на глубине менее 25 см, поселяется *Sphagnum angustifolium.* Возможны варианты, когда дфагновые мхи из секции *Acutifolia* вытесняются более влаголюбивыми из секции *Cuspidata: Sphagnum balticum* и даже S. *majus.* В таких случаях небольшие влажные понижения расширяются и превращаются в мочажины. В условиях повышенной обводнённости этот процесс прогрессирует. В итоге гряды распадаются на отдельные кочки и замещаются топкими мочажинами.

В мочажинах процесс разрушения сфагнового покрова начинается с поселения на поверхности *Sphagnum majus,* печёночного мха *Cladopodiella fluitans,* в дальнейшем S. *majus* вытесняется &. *compactum* и *Cladopodiella fluitans* или *Rhynchospora alba* и *Cladopodiella fluitans, Cetrariella delisei.*

Постепенно на голом окисленном торфяном субстрате остаются только печёночные мхи и водоросли. Следующей стадией является либо образование озерков, либо поселение на оглеенном торфе лишайников: *Cladonia cenotea, C. deformis, C. fimbriata,* других видов р. *Cladonia.*

Поселяющиеся на оголённом торфяном субстрате цианобактерии являются активными фиксаторами атмосферного азота. Разбивающиеся вслед за ними лишайники используют продукты разложения цианобактерий, накапливая соединения азота и другие элементы питания. В связи с этим содержание общего азота в растениях с оголённых участков торфа выше, чем в растениях *с* ненарушенным сфагновым покровом. Например, содержание соединений азота (NO3), накопленного в лишайнике *Cladina stellaris,* в 25—30 раз превосходит содержание N03, выявленного в сфагновых и печёночных мхах (табл. 11). При отмирании и разложении лишайников азот и другие элементы поступают обратно >в субстрат, что позволяет поселяться на пятнах оголённого торфа, ранее занятых лишайниками, эвтрофным видам (например, *Menyanthes trifoliata, Eriophorum polystachion, Carex ros-\trata,Warnstorfia fluitans, Polytrichum strictum).* После того, как запас соединений азота, накопленного в торфяном субстрате,

оказывается исчерпанным, эвтрофные и мезо-эвтрофные виды вновь вытесняются олиготрофными.

Накопление продуктов метаболизма низшими растениями и отсутствие живых сфагновых мхов вызывают понижение активной кислотности. Последнее служит препятствием для непосредственного заселения участков с обнажённым торфом такими стенооксифильными видами, как *Sphagnum baltikum, S. majus.* Поэтому пионерами зарастания оголённых пятен торфа являются *S. lindbergii* и *S. papillosum.* Эти виды способны произрастать в условиях с более широкой амплитудой колебания кислотности (Богдановская-Гиенэф, 1969). В мочажинах S. *papillosum* образует пятна до 2—5 м в поперечнике. Линзы *papillosum-торфа,* выявленные в мочажинах, по мощности не превышают 20—30 см: они обычно залегают на торфе, в котором присутствуют остатки *Rhynchospora alba,* обязательного компонента в растительном покрове на участках с регрессивными явлениями.

Таблица 11

Содержание закисного железа и соединений азота в растениях гряд и мочажин в биогеоценозах озёрно-денудационного типа

Формы микрорельефа	Виды растений	,Н	N20	N03	NH_4	Fe^{2+}	Fe^{3+}
Гряда	*Sphagnum fuscum*	4,4	90,34	51,7	293,0	2,8	19,9
	Mylia anomala	3,95	85,57	114,0	233,7	3,4	16,24
	Cladlna stellaris	2,7	71,56	1516,0	372,0	37,3	54,7
Мочажина	*Sphagnum majus*	4,45	92,38	53,2	158,7	2,8	16,9
	Cladopodiella fluitans	3,75	92,79	86,8	153,9	3,7	23,4
	Sphagnum compactum + Cladopodiella fluitans	**3,95**	**92,26**	**69,1**	**553,0**	**2,8**	**11,1**
	Sphagnum papillosum	5,15	92,88	75,13	611,7	6,7	51,53

Фитоценозы с преобладанием *Sphagnum papillosum* дают начало новому ряду зарастания. Компоненты озерково-денудационного комплекса находятся в сложной динамике взаимосмен. Направление и соотношение восстановительно-разрушительных процессов зависит от особенностей гидрологического режима. На грядах, где произрастает угнетённый *Sphagnum fuscum* и поселяется *Mylia anomala,* образуются участки плотного отмирающего сфагнового очёса, на которых сначала появляются лишайники, а в результате дальнейшей деградации, приводящей к"исчезновению растительности, развиваются озерки. В озерки трансформируются и мочажины после появления в них участков деградирующего сфагнового очёса и пятен торфа, лишённых растительности и покрытых плёнкой из *Cladopodiella fluitans.* С другой стороны, на лишайниковом покрове гряд поселяется *Sphagnum fuscum,* а озерки зарастают сфагновой сплавиной, на которой потом селятся те же *S. magellanicum* и S. *fuscum.*

В районах, где преобладают процессы аккумуляции, прослеживается тенденция увеличения водной поверхности озерков за счёт слияния отдельно формирующихся озерков друг с другом. Обратный процесс зарастания вторичных озерков наиболее характерен для территорий, на которых проявляются процессы денудации.

В динамике комплексов биогеоценозов озерково-денудационного типа, по мнению Ф. 3. Глебова (1969), водно-эрозионная деятельность играет важную роль: поверхность воды в озерках обычно находится на разных уровнях, кроме того, все озерки связаны в единую чрезвычайно сложную водную систему, часть которой скрыта под грядами и мочажинами. Вторичные озерки, возникшие в результате развития регрессивных явлений, начинают оказывать дренирующее влияние на поверхность болот и вновь улучшают условия произрастания окружающих фитоценозов.

Таким образом, формирование комплексов биогеоценозов озерково-денудационного типа — это лишь временный этап в развитии олиготрофных болот, а не конечная стадия их развития, как считают Х.Освальд (Osvald, 1923) и В.Д.Лопатин (1949). В. Д. Лопатин (1954) на основании изучения регрессивных явлений на Гладком болоте в Ленинградской области предлагает, наряду с общепринятыми эвтрофным, мезотрофным и олиготрофным типами болот, выделить особый тип — дистрофный. Основанием для выделения болот этого типа В.Д.Лопатин считает

отсутствие торфонакопления, появление явных признаков деградации болота, что приводит к его смене географическим урочищем другого типа. Однако этот вывод справедлив лишь для болот небольших размеров. В Западной Сибири болота по размерам значительно превосходят исследованные В.Д.Лопатиным (1949, 1954), Х. Освальдом (1923) и представляют собой автономно развивающиеся системы. В таких условиях развитие комплексов озерково-денудационного (дистрофного) типа не приводит к замене болотных систем урочищами других типов. Сохранение болотных систем, хотя и подвергающихся денудации, обеспечивается постоянной работой их гомеостатического организма, фитоценотического по своей природе: участки с оголённым торфом и вторичные озерки зарастают, перерыв в торфонакоплении сменяется дальнейшим торфонакоплением. В то же время восстановленные участки вновь подвергаются деградации.

В комплексах биогеоценозов озерково-денудационного типа торфяная залежь обычно представлена такими видами строения, как комплексная, мочажинная, шейхцериево-сфагновая, реже фускум. В северной тайге и северной половине средней тайги глубина торфяных залежей в комплексах биогеоценозов этого типа, приуроченных к болотам высоких террас, не превышает 2,0—2,5 м. На болотах низких террас средняя мощность торфа увеличивается до 3,0—4,0 м. В южной половине средней тайги комплексы биогеоценозов озерково-денудационного типа на болотах высоких террас и водораздельных равнин являются индикаторами аналогичных видов строения торфяных залежей. Глубина торфа в биогеоценозах этого типа может достигать 5,0—6,0 м.

Пространственная дифференциация биогеоценозов комплексных типов на положительные и отрицательные формы микрорельефа, отличающиеся сочетанием эдификаторов, влияет на гидрохимические особенности болотных вод.

Растительный покров, особенно сфагновый, играет большую роль в формировании химического состава болотных вод. Результаты зольных анализов сфагновых мхов свидетельствуют о преобладании в них Si02, кальция, калия. Особенно высоко содержание железа — около 8%, серы — 8% (табл. 12) (Калинина и др., 1980). Малая зольность сфагновых мхов (1,5—2%) определяет и слабую минерализацию вод. В болотных водах сухой остаток в основном состоит из органических веществ (0,1—0,2 г/л). Воды имеют кислую, реже нейтральную реакцию (pH 3,4—5,0),

в них мало гидрокарбонатных ионов, ионов хлора, зато преобладают сульфаты (табл. 13). Один из главных источников сульфатов — атмосферные осадки, в них содержится до 6,0 мг/л сульфат-иона (Болота Западной Сибири..., 1976). На химический состав болотных вод влияют и другие, более сложные химические процессы, связанные с преобразованием органического вещества. В грунтовых водах на песчаных гривах в воде озёр первичного происхождения преобладают сульфаты калия. В первичных озёрах pH достигает 5,0—6,0, здесь выше содержание и гидрокарбонатных ионов.

Таблица 12

Зольный состав сфагновых мхов

Вид	Зольность, %	Содержание, %									
		SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	MnO_2	SO_2	P_2O_5	Na_2O	K_2O
Sphagnum uuscurn	1,58	24,52	7,89	2,11	16,65	7,11	1,69	8,78	3,33	2,40	1,7,38
1 *Sphagnum* 1 *majus*	1,38	22,63	7,67	2,46	15,64	7,08	1,16	7,61	4,47	2,32	18,92

j

Окисляемость воды (содержание кислорода) колеблется от 5 до 21 мг/л, что в несколько раз меньше, чем в болотных водах. С Втим связано и меньшее содержание растворимого органического вещества. Выявлено малое содержание форм железа, азота, что указывает на лучшие окислительные условия в грунтовых водах на песчаных гривах и в первичных озёрах. Преобладание в химическом составе болотных вод сульфат-иона свидетельствует о раз-Витии окислительных процессов. Окисляемость — одна из важнейших характеристик болотных вод. Наибольшей величины перманганатная окисляемость достигает в биогеоценозах сосново-кустарничково-сфагнового типа, наименьшие её значения выявлены в первичных озёрах. Обогащённость вод растворимыми формами гумуса способствует миграции кремния, железа, алюминия, марганца. Разложение органического вещества протекает при недостатке кислорода (особенно с глубины 50—80 см), о чём можно судить по выделению сероводорода и метана. Это указывает на развитие в болотных системах восстановительных процессов. Образованию сероводорода и, по-видимому, сульфатов

Таблица 13

Химический состав болотных и грунтовых вод

Биогеоценозы, глубина отбора проб грунтовых вод	Показатели, мг/л												
	pH	HCO_3^-	Кислотность	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Перманганатная окисляемость	O_2	Mn	Al
Болотные воды													
Сосново-кустарничково-сфагновые, кочка	—	—	—	—	105,60	32,0	9,60	0,53	0,33	—	4,96	0,20	3,85
Сосново-кустарничково-сфагновые, кочка	4,15	9,76	—	6,30	72,00	18,00	7,20	0,58	0,96	159,20	1,10	0,08	8,20
межкочечное понижение	4,05	5,45	—	6,44	76,80	28,00	28,80	0,77	0,11	146,4	2,50	0,29	7,72
Грядово-мочажинные, гряда	3,75	—	0,14	2,275	67,20	20,00	9,60	0,18	0,11	91,52	2,13	0,27	3,95
мочажина	3,40	—	1,20	1,925	52,80	16,00	6,00	0,20	0,04	79,36	1,08	0,13	16,60
Грядово-средне-мочажинные, гряда	3,50	—	0,09	2,205	96,00	22,00	15,60	0,16	0,19	87,68	1,60	0,29	3,70
мочажина	3,60	—	0,20	2,555	72,00	20,00	14,40	0,34	0,96	105,28	1,85	0,08	3,65
Грядово-крупно-мочажинные, гряда	3,65	—	0,08	4,0552	124,80	26,00	22,80	0,73	0,50	27,64	1,25	0,291	4,10
мочажина	3,50	—	0,10	2,835	96,00	28,00	16,80	0,77	1,21	96,64	3,38	1,16	3,95
Грядово-крупно-мочажинные, гряда	4,25	1,83	—	4,13	196,80	24,00	34,80	1,22	0,67	85,12	2,00	0,37	8,30
мочажина	4,60	3,66	—	4,27	316,80	16,00	55,20	0,36	0,67	92,00	6,75	0,17	8,00
Грунтовые воды													
Глубина, м													
2,50	4,40	3,66	—	2,185	76,80	24,00	9,60	0,15	0,41	5,44	2,25	0,59	14,80
2,30	4,25	3,66	—	2,205	86,40	28,00	7,20	0,22	0,55	18,88	2,00	0,80	33,00
1,50	3,50	—	0,08	1,995	115,20	14,00	19,20	0,08	0,36	52,16	3,90	0,84	49,50

Железа способствует жизнедеятельность сульфатредуцирующих бактий. Известно (Крюков, Авсиевич, 1933), что двухвалентное железо восстанавливает сульфаты. Железо для болот — типоморфный элемент (Перельман, 1966). Миграция железа определяется присутствием органических гумусовых кислот. Двухвалентное железо легко мигрирует в кислых водах. Его содержание колеблется, например, от 0,019 мг/л на гривах и до 1,59 мг/л в биогеоценозах сосново-кустарничково-сфагнового типа.

Чем больше растворимого органического вещества* тем больше закисных форм железа. При наличии свободного кислорода Fe^{2+} легко окисляется и переходит в Fe^{3+}. В сернокислых водах Fe^{3+} легко растворяется. Для Fe^{3+} характерна и коллоидная миграция, связанная с органическим веществом. Содержание общего железа в биогеоценозах сосново-кустарничково-сфагнового типа достигает 11,26 мг/л, содержание органогенного связанного железа на песчаных гривах составляет 0,96 мг/л, в мочажинах — 65 мг/л, что хорошо коррелирует с величиной перманганатной окисляемости (табл. 14).

В болотных водах содержатся и неорганические формы азота. мочажинах с анаэробными условиями преобладают аммонийные ионы, на грядах их присутствие сокращается. Концентрация нитритов (NO2) из-за их нестойкости мала. Концентрация NOз колеблется от 0,175 мг/л в биогеоценозах сосново-кустарничково-сфагнового типа. В этом типе биогеоценозов достаточно высоко и содержание аммонийных ионов и общего азота (табл. 14).

Таблица 14

Формы азота и железа в болотных и грунтовых водах

Биогеоценозы	Содержание, мг/л						
	NO_3	NO_2	NH_4	Fe^{2+}	Fe^{3+} (органогенно связанное железо)	Fe^{3+}	Fe^{3+} (общее железо)
1	2	3	4	5	6	7	8
Сосново-кустарничково-сфагновые							
кочка	3,432	0,031	11,60	1,593	1,220	4,179	6,990
межкочечное понижение	11,500	0,008	13,05	0,971	1,403	6,016	8,390

1	2	3	4	5	6	7	8
Грядово-средне-мочажинные							
гряда	5,500	0,035	3,35	1,078	1,380	5,153	7,610
мочажина	1,080	0,009	2,76	1,010	1,650	5,570	8,230
Грядово-крупно-мочажиняые							
гряда	1,150	0,026	3,00	0,894	1,121	6,377	8,390
мочажина	6,250	0,007	3.90	0,544	1,015	4,501	6,060
Сосняк-беломошник на гриве	0,175	0,012	0.14	0,019	0,960	4,610	5,589

Итак, в связи с низкими значениями pH болотных вод и малым содержанием гидрокарбонатных ионов преобладают выщелачивающая и общекислотная виды кислотности.

4.5. Биогеоценозы гетеротрофного типа

Комплексы биогеоценозов гетеротрофного типа объединяются в четыре группы: с валиково-полигональным, плоскобугристым, крупнобугристым и грядово-мочажинным мезо- и микрорельефом.

61. Комплексный валиково-полигональный тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа характерны для зоны тундры. В зависимости от растительного покрова на валиках и полигонах выделяются следующие зональные варианты валиково-полигонального типа биогеоценозов: арктический, северный субарктический и южный субарктический.

Арктический вариант комплексов биогеоценозов валиково-полигопального типа широко представлен в подзоне арктической тундры на молодых морских и речных террасах в сочетании с некомплексными биогеоценозами осоково-пушицевого и осоково-гипнового типов.

В комплексных биогеоценозах микрорельеф образован полигонами, валиками и трещинами. Полигональные болота по форме элементов микрорельефа П. И. Кашперюк (1985) подразделяет на валиково-полигональные, плоскополигональные и бугристо-полигональные. Морфологические различия полигональных болот обусловлены стадийностью развития мерзлотных форм рельефа, в данном случае полигональных структур.

Полигоны имеют правильную четырёх-, реже пяти-шестиугольную форму, они разделены между собой трещинами шириной 0,3—0,5 м. Вдоль трещин тянутся валики высотой 15—20 см, шириной 1—4 м. Растительность на полигонах и в трещинах травяно-гипновая. В травяном ярусе преобладают *Dupontia fisheri, Carex concolor, Eriophorum medium.* Моховой покров достаточно густой. Из зелёных мхов обычны *Sanionia uncinata, sarmentypnum sarmentosum,* из сфагнов преобладает *Sphagnum girgensohnii.* На валиках растительность злаково-осокрво-морошково-сфагновая с лишайниками. В травяном ярусе господствуют d*upontia fisheri, Eriophorum medium, Luzula wahlenbergii, Carex concolor, Rubus chamaemorus.* В моховом и мохово-лишайниковом покрове обычны *Sphagnum fimbriatum, S. balticum, cetrariella delisei, Cladonia macroceras (C. elongata* р. р. Л *Dicranum elongatum* (Романова, 1985).

По исследованиям М.С.Боч (1970, 1971), комплексные биогеоценозы валиково-полигонального типа отличаются маломощной торфяной залежью (не более 0,3 м), сложенной слаборазложившимся (8—25%) низинным и переходным сфагновым, травяно-сфагновым, травяно-гипновым и травяным торфом.

Северный субарктический вариант биогеоценозов валиково-полигонального типа в основном характерен для болот, расположенных в типичной тундре. Биогеоценозы этого типа приурочены к плоским слабо дренированным участкам водоразделов, к долинам рек, к котловинам спущенных озёр. Полигональная структура микрорельефа состоит из полигонов квадратной или пятиугольной формы длиной 15—20 м, валиков высотой до 40 см, шириной 3—9 м и трещин шириной 1—3 м. В отличие от валиково-полигонального типа биогеоценозов, характерных для арктической тундры, рассматриваемый вариант имеет широкие валики, термокарстовые просадки в центре полигонов, на месте которых образуются мочажины. Центральные части полигонов и мочажины заняты осоково-гипновыми и осоково-сфагновыми фитоценозами. Доминируют *Carex concolor, C. rari-, C. rotundata,* моховой покров образуют гипновые мхи — *Pflionia uncinata, Sarmentypnum sarmentosum,* из сфагновых мхов — *Sphagnum balticum, S. lenense.* На валиках господствуют кустарничково-зеленомошные сообщества с преобладанием кустарничков *Rubus chamaemorus, Vaccinium vitis-idaea, Andromeda solifolia, Betula nana,* мхов — *Dicranum angustum, Sphagnum le-*

nense. Из кустистых лишайников обычны *Cladina rangiferina, Flavocetraria cucullata.* В трещинах растут *Carex rariflora, C. rotundata, Sphagnum balticum* (Романова, 1985).

В типичной тундре (в её северной зоне) мощность залежи в валиково-полигональных болотах возрастает до 3,0 м. На полигонах залежь сложена низинным осоково-хвощовым, травяным торфом, сверху перекрытым сфагновым, зеленомошным и кустарничковым торфом. В трещинах между полигонами торф осоково-хвощовый, сверху перекрыт сфагново-гипновым торфом. Степень разложения торфов колеблется в пределах 5—25% (Романова, 1976).

Южный субарктический вариант биогеоценозов валиково-полигонального типа получил наибольшее развитие в южной части типичной тундры. Биогеоценозы этого типа образуют крупные болотные массивы, которые приурочены преимущественно к плоским водораздельным равнинам, террасам, речным поймам и котловинам спущенных озёр. Полигоны имеют шести- или семиугольную форму, плоскую или слегка вогнутую в центральной части поверхности, и отвесные склоны к трещинам. Ширина трещин около 1,0 м, глубина 0,8 м.

Полигоны и валики заняты кустарничково-зеленомошно-лишайниковыми фитоценозами. Из представителей кустарничкового яруса обычны *Vaccinium vitis-idaea, Andromeda polifolia, Betula nana.* В мохово-лишайниковом ярусе из зелёных мхов господствуют *Dicranum angustum, Polytrichum strictum,* из сфагновых — *Sphagnum angustifolium, S. lenense,* из лишайников — *Cladina rangiferina, Flavocetraria cucullata.*

В мочажинах, формирующихся на месте термокарстовых просадок, развиваются более влаголюбивые фитоценозы — пушицево-сфагновые *(Eriophorum russeolum* и *Sphagnum balticum)* или осоково-сфагновые *(Carex rotundata, S. majus* и *S. lindbergii).*

Мощность торфяной толщи колеблется в значительных пределах, от 1 до 3, 5 м. Верхний слой торфяной залежи (20—30 см) на полигонах представлен верховым сфагновым торфом, часто с примесью кустарничков. Нижележащие слои образованы низинным сфагновым, осоковым, гипновым, хвощовым торфом. В торфяных отложениях на полигонах обнаружено значительное количество древесных остатков — берёзы, ели, лиственницы. Торфяная залежь в трещинах состоит исключительно из низинного торфа, гипнового и сфагнового (Романова, 1985).

Торфяная залежь в валиково-полигональных болотах практически всегда находится в мёрзлом состоянии. В течение вегетационного периода оттаивает лишь верхний (30—50 см) слой залежи (Романова, 1976).

62. Комплексный плоскобугристый тип биогеоценозов. биогеоценозы этого типа формируют крупные болотные массивы в тундре, лесотундре и северной тайге. Они приурочены к понижениям на водораздельных равнинах или же встречаются в комплексе с другими типами болот. Они представляют собой чередование плоских торфяных бугров с обводнёнными мочажинами |«ерсеями»). Соотношение их площадей сильно варьирует. Высо--а бугров составляет 0,5—1 м, диаметр колеблется от нескольких до десятков, иногда до сотен метров. Для северной тайги А П. Тыртиков (1979) отмечает плоские бугры высотой до 4—6 м.

В зависимости от флористического состава фитоценозов на |плоских буграх и в мочажинах выделяются два варианта комплексных плоскобугристых типов биогеоценозов: 1) с ерниково-сфагново-лишайниковыми фитоценозами на буграх и осоково-сфагновыми, пушицево-сфагновыми — в мочажинах; 2) багульниково-ерниково-лишайниковыми фитоценозами на буграх и осоково-сфагновыми в мочажинах.

Типы биогеоценозов первого варианта образуют значительные скопления в пониженных котловинах на водораздельных равнинах., на надпойменных террасах и по берегам озёр в тундре. На буграх в кустарничковом ярусе господствуют *Betula nana, Ledum palustre, Rubus chamaemorus.* Моховой покров пышно развит — микроповышения образованы *Sphagnum lenense, S. fallax,* в понижениях растут *S. warnstorfii* и *S. balticum;* довольно часто встречаются представители родов *Dicranum, Polytrichum.* Из лишайников — наиболее обычны *Cladina rangiferina, C. arbuscula, Cettraria cucullata.*

Мочажины заняты осоково-сфагновыми фитоценозами. Травяной ярус образуют *Carex rotundata, C. chordorrhiza,* реже встречается *Eriophorum russeolum.* В моховом покрове господствуют Sphagnum *balticum* и S. *lindbergii.* В межбугровых понижениях, кроме мочажин, много озёр и озерков (Романова, 1985).

Типы биогеоценозов второго варианта широко распространены в северной тайге, где они приурочены к депрессиям водораздельных равнин, их склонам и притеррасным частям речных долин. Бугры плоские, высотой 0,5—2,0 м, диаметр их 5—15 м, местами до 20 м и более, имеют овальную или вытянутую форму.

Вершины и склоны бугров заняты кустарничково-лишайниковыми фитоценозами. Нередко в центральных частях бугров кустистые лишайники полностью вытесняются корковыми лишайниками. Кустарнички угнетены, часто имеют карликовую форму. Преобладают *Ledum palustre, Rubus chamaemorus, Betula nana, Vaccinum vitis-idaea.* В мохово-лишайниковом покрове доминируют лишайники *Cladina rangiferina, C. mitis, Flavocetraria cucullata, F. nivalis.* В понижениях небольшие пятна образуют *Sphagnum lenense, Dicranum elongatum.* Мочажины заняты осоково-сфагновыми фитоценозами: *Carex chordorrhiza, C. rotundata, C. rariflora* в сочетании со *Sphagnum balticum, S. majus, S. subsecundum* и *Limprichtia revolvens.*

Среди мочажин обычны озерки и даже крупные озёра (Романова, 1985).

Плоскобугристые болота значительно различаются по мощности и стратиграфии торфяных отложений. Глубина торфа на буграх колеблется в пределах 1,8—2,0 м, иногда достигает 3 м. Основная толща торфяных отложений сложена низинным осоково-гипновым, осоковым, осоково-сфагновым торфом с включением древесных остатков. В верхнем слое торфяных отложений нередка примесь вересковых кустарничков, в придонных слоях — хвоща. В мочажинах залежь сложена низинным осоковым, осоково-сфагновым торфом (Н.Я.Кац, С.В.Кац, 1971; Пьявченко, 1955-а, б; Фёдорова, 1953; Власова, 1936).

На торфяных буграх наблюдается повсеместно деградация растительного покрова и верхнего слоя торфа. Поэтому торфонакопление на них происходит медленно, что можно, по-видимому, рассматривать как тундровый вариант регрессивных явлений. Слой оттаивания торфяной толщи в вегетационный период на буграх составляет 0,5 м, в межбугровых понижениях (мочажинах) залежь оттаивает полностью на всю глубину (Романова, 1976).

63. Комплексный крупнобугристый тип биогеоценозов. Биогеоценозы этого типа встречаются в виде вкраплений или же образуют крупные болотные массивы в южной половине тундровой зоны, встречаются они и в северотаёжной подзоне. Они наиболее характерны для области распространения островной мерзлоты. Южная граница крупнобугристых болотных комплексов проходит около 64° с. ш., в верховьях рек Надыма, Пура она опускается до 62° с. ш.

Биогеоценозы этого типа приурочены к депрессиям на терра-

сах озёрных котловин и на водоразделах. Обычно они встречаются в сочетании с комплексами биогеоценозов плоскобугристого и грядово-мочажинного типов. Крупнобугристые комплексы представляют собой сочетания торфяных бугров и понижений, занятых мочажинами (ерсеев) и термокарстовыми озёрами. Размер буг**ров** колеблется от десятков до сотен метров в поперечнике. Высота бугров 6—8 м, ближе к лесотундре они уменьшаются до 2—4 м. Форма бугров куполообразная, склоны пологие или обрывистые, чем они и отличаются от плоскобугристых .болот. Мочажины между буграми имеют вытянутую форму и соединены между собой в единую систему, по которой талая вода сбрасывается и в озёра, и в речную сеть.

По форме бугров и растительности на них и в мочажинах выделяются два варианта комплексных крупнобугристых типов биогеооценозов: 1) с зеленомошно-лишайниковыми фитоценозами на буграх и осоково-пушицево-сфагновыми фитоценозами в мочажинах 2) с кустарничково-зеленомошно-лишайниковыми, иногда облесенными фитоценозами на буграх и сосново-сфагновыми фитоценозами в мочажинах.

Типы биогеоценозов первого варианта имеют довольно однообразный растительный покров. Вершины бугров заняты сообществами из зелёных мхов и лишайников: *Dicranum elongatum, D. con-, Cladonia deformis, Ochrolechia tartarea.* На склонах бугров господствуют кустарнички *Ledum palustre, Vaccinium uliginosum, vitis-idaea, Rubus chamaemorus, Betula nana* с примесью *Eriophorum vaginatum.* Иногда встречаются единичные деревья *Larix sibirica, Betula alba, Pinus sylvestris.* На открытых участках склона сплошной покров образуют лишайники *Cladina arbuscula, Yangiferina, Flavocetraria cucullata.* В мочажинах господствуют фитоценозы, образованные эвтрофными, мезотрофными или олиэврофными видами: *Carex rotundata, C. chordorrhiza, Eriophorum lystachyon, Menyanthes trifoliata, Comarum palustre.* В моховом покрове преобладают сфагновые мхи — S. *balticum, S. lindbergii,* смесь зелёных мхов незначительна.

Типы биогеоценозов второго варианта встречаются в сочетании с типами биогеоценозов первого варианта. Вершины крутых склонов и верхние части бугров заняты кустарничково-зелёно-Гипно-лишайниковыми фитоценозами. В кустарничковом ярусе господствуют те же *Ledum palustre, Vaccinium vitis-idaea, Em-**rum** nigrum, Betula nana, Rubus chamaemorus.* В мохово-ли-

шайниковом ярусе обычны *Dicranum elongatum, D. polysetum, D. congestion, Cladina stellaris, C. rangiferina, C. arbuscula, C. deformis, Flavocetraria cucullata.* Ниже по склону кустарничково-зеленомошно-лишайниковые фитоценозы сменяются сфагновыми и кустарничково-сфагновыми. У основания склонов пышно развиты заросли *Betula nana* и *Ledum palustre.* Бугры обычно безлесны, иногда встречаются отдельные угнетённые деревья *Larix sibirica, Pinus sibirica, Picea obovata, Betula alba.*

Б.Н.Городков (1916) и В.В.Говорухин (1947) выделяют особый тип крупнобугристых болот с буграми, облесенными *Pinus sibirica* или *Betula alba;* высота бугров до 3—5 м. Мочажины (ерсеи) сильно обводнены, их площадь нередко превышает территорию, занятую буграми. В мочажинах доминируют осоково-гипновые, осоково-пушицево-сфагновые фитоценозы. Из осок обычны *Carex rotundata, C. limosa, C. chordorrhiza,* присутствуют *Eriophorum polystachion, E. russeolum, Menyanthes trifoliata, Comarum palustre.* В моховом покрове господствуют *Sphagnum majus, S. balticum, S. lindbergii, S. teres,* из зелёных мхов представители родов *Drepanocladus, Calliergon.*

В ерсеях много крупных термокарстовых озёр глубиной до 0,5—1,0 м.

Мощность торфяной залежи крупнобугристых болот в среднем колеблется в пределах 1,0—1,5 м, только в отдельных случаях достигает 3—5 м. Торфяная залежь отличается неоднородностью состава торфа и разной степенью его разложения.

Верхний слой торфяных отложений в основном/ сложен низинным сфагновым торфом, нижний — осоковым низинным, нередки вкрапления слоев гипнового, древесного торфа, в придонных отложениях встречается хвощовый торф. Слои переходного и верхового торфа, перекрывающие низинный торф, встречаются редко, их мощность незначительна. В верхних горизонтах степень разложения колеблется в пределах 15—20%, в придонных слоях увеличивается до 35—40%. Торфяные бугры внутри имеют мёрзлое ядро, состоящее из торфа и минерального грунта (суглинка, глины) с многочисленными прослойками льда толщиной до нескольких десятков сантиметров. В вегетационный период торф на буграх оттаивает на 20—60 см, в мочажинах между буграми на всю глубину залежи — многолетняя мерзлота залегает в минеральном грунте значительно ниже ложа понижений (Пьявченко, Федотов, 1967; Тыртиков, 1966, 1969; Романова, 1976).

64. Гетеротрофный грядово-мочажинный тип биогеоценозов. Комплексы биогеоценозов этого типа представляют собой сочетания гряд и мочажин, растительный покров которых резко отличается флористическим составом из-за их различной трофности. Биогеоценозы этих типов формируются в таёжной зоне на месте транзитных топей, где происходит сброс и аккумуляция вод, стекающих с выпуклых олиготрофных участков; образуются комплексы биогеоценозов гетеротрофных типов и на контакте с топями выклинивания. Развитие таких биогеоценозов, как показывает ботанический анализ торфяных отложений, может быть очень длительным. В то же время формирование участков комплексов биогеоценозов гетеротрофных типов близ или среди эвтрофных или мезотрофных болот — одна из форм развития этих болот в олиготрофные.

Комплексы биогеоценозов гетеротрофных типов представляют собой западно-сибирский вариант аапа-болот. От европейских аапа-болот западно-сибирские отличаются строением растительного покрова и более Широким диапазоном распространения: в Западной Сибири аапа-болота встречаются по всей таёжной зоне. Европейские же аапа-болота не спускаются южнее 62 параллели. Они приурочены к речным долинам, на водораздельных равнинах — к незначительным понижениям рельефа (указано по М. С. Боч, В. В. Мазингу, 1979). Западно-сибирский вариант аапа-болот формируется на ровных междуречных пространствах.

В Западной Сибири по сочетанию трофности гряд и мочажин выявлены три варианта комплексов гетеротрофных биогеоценозов: 1) с олиготрофными грядами и мезотрофными мочажинами (комплексы биогеоценозов олиго-мезотрофные); 2) с олиготрофными грядами и эвтрофными мочажинами (комплексы биогеоценозов олиго-эвтрофные); 3) с мезотрофными грядами и эвтрофными мочажинами (комплексы биогеоценозов мезо-эвтрофные).

Комплексы биогеоценозов олиго- и мезо-эвтрофных типов представляют собой закономерное сочетание олиготрофных гряд с мезотрофными или эвтрофными мочажинами. В биогеоценозах таких типов микрорельеф грядово-мочажинный. Гряды как бы состоят из отдельных слившихся между собой кочек. Высота гряд 0,25—0,35 м, диаметр 0,5—0,3 м. Гряды занимают 40—50% поверхности. На них растёт *Pinus sylvestris* f. *litwinowii* и f. *willkommii* высотой 1—5 м, диаметром 3—10 см, сомкнутость крон 0,1—0,2. Кустарничковый ярус пышно развит, степень про-

ективного покрытия 70—80%, в нём преобладают *Ledum palustre, Chamaedaphne calyculata, Betula nana.* Из трав на грядах растут *Eriophorum vaginatum, Drosera rotundifolia,* а также *Rubus chamaemorus.* Моховой покров образует *Sphagnum fuscum.* Только на склонах и у основания гряд появляются *S. magellanicum* и *S. angustifolium.*

Мочажины замкнутые, сильно обводнённые, обычно на их поверхности скапливается вода. Размер мочажин 10х20 м, 20х30 м. В мезотрофных мочажинах проективное покрытие травяного яруса составляет 50—60%. Он представлен *Scheuchzeria palustris, Carex limosa, Menyanthes trifoliata.* В моховом ярусе встречаются олиготрофные и эвтрофные сфагновые мхи: *Sphagnum papillosum, S. balticum, S. majus, S. fallax, S. obtusum.* В эвтрофных мочажинах проективное покрытие травяного яруса более высокое и составляет 60—70%. Он представлен исключительно эвтрофными видами — *Menyanthes trifoliata, Equisetum palustre, Comarum palustre, Eriophorum polystachion, Carex rostrata, C. lasiocarpa.*

В моховом покрове таких мочажин преобладают исключительно эвтрофные виды — *Sphagnum subsecundum* и др., иногда встречаются мочажины, сплошь покрытые зелёными мхами (преимущественно *Hamatocaulis vernicosus).*

Комплексы биогеоценозов мезо-эвтрофных типов формируются в условиях более богатого водно-минерального режима и образуют небольшие вкрапления на склонах и по периферии болотных систем на водораздельных равнинах и террасах. Микрорельеф в биогеоценозах таких типов также грядово-мочажинный. Гряды занимают 50% поверхности. Высота гряд 0,2—0,4 м, ширина 2—4 м. Они образуют ячеистый рисунок. На грядах хорошо развит древесный ярус из *Pinus sylvestris* и *Betula alba.* Высота деревьев 5—6 м. Кустарничковый ярус сильно разрежен, степень проективного покрытия 20—30%. Он образован *Betula nana, Ledum palustre, Andromeda polifolia.* Из трав на грядах растут *Menyanthes trifoliata, Comarum palustre, Eriophorum vaginatum.* Моховой покров представлен *Sphagnum warnstorfii, S. centrale,* у основания гряд появляется *S. obtusum.* Из зелёных мхов на грядах отмечены *Aulacomnium palustre* и *Pleurozium schreberi.*

В мочажинах растут *Menyanthes trifoliata, Comarum palustre, Carex diandra, C. rostrata.* Проективное покрытие травяного яруса колеблется в пределах 30—50%. В моховом покрове доминируют зелёные мхи: *Hamatocaulis vernicosus, Meesia triquetra.*

В строении торфяных отложений в комплексах биогеоценозов гетеротрофных типов отмечается большая пестрота. Под олиготрофными грядами залежь чаще сложена фускум-торфом. Для мезотрофных гряд характерна переходная топяная или низинная осоковая и осоково-сфагновая залежь. В эвтрофных и мезотрофных мочажинах залежь обычно сложена низинными видами горфа: осоковым, гипновым, травяным. Глубина торфяных отложений варьирует в значительных пределах — от 1,0 м до 3,0 м.

4.6. Растительный покров болот как индикатор генезиса, строения и глубины торфяных отложений

Постоянное закономерное взаимодействие, существующее как между внутренними компонентами болотных биогеоценозов, так и с компонентами окружающей их среды, позволяет утверждать, что возможно использовать растительный покров болот в качестве индикатора типа питания, условий формирования, гидрохимических показателей болотных вод, стратиграфии торфяной залежи, её мощности.

Болотные системы по многим параметрам сильно варьируют в ависимости от их зональной и геоморфологической приуроченности. Соответственно и значимость индикаторов подвержена сильным колебаниям в разных географических зонах, подзонах и геоморфологических поверхностях.

Отдельные фитоценозы могут быть индикаторами определенного типа питания болота. Например, растительный покров болот грунтового питания, сформировавшихся в таёжной зоне на притеррасных частях пойм, характеризуется преобладанием сосново-елово-кедрово-берёзово-осоковых (травяных) фитоценозов (согры). В центральных частях пойм той же зоны показателями грунтового питания являются ивовые, ивово-осоковые, осоковые фитоценозы. Индикаторами атмосферного питания являются любые фитоценозы и их комплексы, относящиеся к олиготрофному типу.

Растения могут использоваться для оценки некоторых гидрохимических свойств болотных вод. Наиболее чётко, по нашим данным (Калинина и др., 1980), по данным С.В.Викторова и Г.Л. Ремезовой (1988), они указывают на изменение окисляемо-

сти, определяемой суммарным содержанием органических веществ, растворённых в воде. Индикаторами вод с наивысшей окисляемостью являются сообщества болот атмосферного питания с исключительным преобладанием в древесном ярусе *Pinus sylvestris,* в кустарничковом — вересковых, в моховом — олиготрофных видов сфагновых мхов, нередко в сочетании с лишайниками. Для эвтрофных болот типичны низкие значения окисляемости.

Сукцессии в растительном покрове при заболачивании лесов тесно связаны с особенностями условий произрастания. В слабопроточных условиях как результат естественного процесса болотообразования наблюдается процесс перехода ельников долгомошных в ельники сфагновые, при дальнейшем заболачивании — в сосняки сфагновые и в итоге — в олиготрофное сфагновое болото.

При заболачивании за счёт проточных вод ельники травяные сменяются безлесными эвтрофными болотами. Эти стадии заболачивания индицируются по смене жизненных форм. Заболачивание проявляется также в угнетении древостоя, его изреженности, ухудшении класса бонитета древесных пород, появлении специфических болотных форм этих пород, внедрении в слабопроточных условиях болотных кустарничков, в проточных условиях — лиственных древесных пород, кустарниковых ив, болотных трав, осок и т. п. (Викторов, Ремезова, 1988).

В результате нарастания торфа леса проточного ряда — ельники травяные могут переходить в леса застойного ряда — ельники сфагновые, что индицируется по развитию сфагновых мхов (Сукачёв, 1934).

Многолетние исследования А. П. Тыртикова (1969, 1974, 1979) посвященные изучению динамики растительного покрова и развития мерзлотных форм рельефа, позволяют использовать индикационные показатели растительных сообществ в тундре и лесотундре для выявления состава поверхностных отложений, характера морозобойного растрескивания грунтов, глубины оттаивания почв и пород, местоположения таликовых участков, глубины снежного покрова.

Индикация состава поверхностных отложений производится по характеру растительности и особенностям её размещения. Верхнечетвертичные морские и прибрежно-морские глинистые и суглинистые отложения на слабо расчленённых поверхностях водоразделов индицируются кустарничково-моховыми пятнистыми фитоценозами.

Кустарничково-лишайниковые фитоценозы с несомкнутым растительным покровом индицируют песчаные и супесчаные отложения, характерные для террас.

С достаточной уверенностью можно говорить о возможности индикации верхнечетвертичных и современных озёрно-болотных и болотных отложений. На озёрно-аллювиальных равнинах под полигональными болотами развиты верхнечетвертичные и современные озёрно-болотные и болотные отложения с различной мощностью торфа. В центральных и южных тундрах это валико-во-полигональные болота, где на валиках высотой 0,3—0,8 м, шириной 1,0—1,5 м размещаются кустарничково-зеленомошные сообщества, а в трещинах осоково-пушицевые фитоценозы индицируют торф мощностью до 1,0 м.

Полигональные болота в тундре и лесотундре, для которых характерно размещение в центральных частях крупных полигонов осоково-сфагновых и осоково-гипновых фитоценозов, по ложбинам — осоково-пушицевых, являются индикаторами, торфяных отложений наименьшей мощности — 0,3—0,5 м.

Плоскобугристые болота, подстилаемые песками и супесями, с кустарничково-сфагново-лишайниковыми фитоценозами на буграх и осоково-пушицево-сфагновыми в межбугорных понижениях, являются индикаторами торфа мощностью от 1 до 5 м.

Выпуклобугристые болота, подстилаемые суглинками, с кустарничково-лишайниковыми фитоценозами на буграх, мохово-лишайниковыми по склонам и осоково-пушицево-сфагновыми в межбугорных понижениях индицируют мощность торфа до 5—6 м.

Индикатором морозобойного растрескивания и морозного пучения служит форма рельефа поверхности. Например, сеть морозобойных трещин на болотах, образующая плоские полигоны, указывает на полигонально-трещинный процесс, а также на морозобойное растрескивание поверхности и образование повторно-жильных льдов.

Индикатором морозобойного растрескивания и морозного пучения поверхности является прежде всего форма поверхности, растительность играет второстепенную роль.

Сеть морозобойных трещин на торфяниках слабая и теряющаяся, но образующая плоские полигоны, указывает на полигонально-трещинный процесс, на морозобойное растрескивание и

образование повторножильных льдов. Образование валиково-полигонального рельефа в центральной тундре также указывает на морозобойную трещиноватость поверхности, причём внутренние части полигонов заполнены водой. Процессы морозного пучения на минеральных грунтах обнаруживают скопления бугров и гряд высотой 2—6 м, разделённые заболоченными понижениями, а на торфяниках скопления торфяных бугров округлой и округло-вытянутой формы высотой 1—6 м.

На пучение при промерзании замкнутых валиков указывает один, реже несколько бугров высотой от 3—6 до 15—20 м при диаметре основания бугра от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

Полигональные болота служат индикаторами слабодренированных грунтов. Наличие таких болот в поймах рек свидетельствует о накоплении или консервации полигонально-жильных льдов.

Полигональные болота на древних террасах и междуречьях севера Западной Сибири — индикаторы древних торфяников, в которых полигонально-жильные льды вытаяли или вытаивают. На торфяниках, примыкающих к таким болотам, чаще всего можно обнаружить погребённые древние полигонально-жильные льды.

Плоскобугристые торфяники — индикаторы древних торфяных образований, в которых полигонально-жильные льды вытаяли. Плоские торфяные бугры, разделённые плоскими понижениями-мочажинами, а также расположенные одиночно или группами среди озёрно-болотных понижений — свидетельство современного термокарстового процесса.

Крупнобугристые торфяники — также индикаторы сильнольдистых и чрезвычайно просадочных грунтов, непригодных для осуществления гражданского и промышленного строительства.

Торфяные бугры с обрывистыми склонами, на которых видны обвалы обнажённого торфа, служат показателями интенсивных современных термокарстовых процессов.

Полигональные пятнистые тундры, полигональные болота, плоскобугристые и крупнобугристые торфяники легко распознаются на космических и аэрофотоснимках и при визуальном наблюдении. Поэтому они могут быть использованы как признаки состава и свойств грунтов, условий дренажа местности, рельефа,

мерзлотных процессов при инженерно-геологических, ботанико-географических и других исследованиях.

В тундре и лесотундре глубина протаивания почв и грунтов — чрезвычайно важный фактор, обусловленный механическим составом почв, грунтов, и индицируемый определёнными сообществами. В подзоне типичных тундр, на морской равнине, под кочковатыми кустарничково-лишайниковыми тундрами пески и супеси, перекрытые торфом мощностью меньше 0,5 м, оттаивают на 0,3—0,5 м, а суглинки и супеси под пятнистым куотарничково-моховым и кустарничково-мохово-лишайниковыми тундрами — на 0,7—0,8 м.

В подзоне южных тундр на водоразделах пятнистые тундры с осоково-кустарничковыми и моховыми фитоценозами индицируют протаивание суглинков и супесей под маломощным слоем торфа всего на глубину 0,6—1,0 м. В лесотундре болота протаивают летом только на 0,4—0,6 м, по долинам рек и логам, в местах, лишённых торфяных отложений, ивняки указывают протаивание суглинков на 1,2—1,4 м.

Публикации, посвященные изучению взаимосвязей между современным растительным покровом болот, строением торфяных отложений, их мощностью, относятся, в основном, к европейской части России (Lukkala, 1920; Бегак, Тюремнов, 1934; Руофф, 1934; Богдановская-Гиенэф, 1936, 1956, 1969; Лопатин, 1949, 1954; Пьявченко, 1953; Боч, 1958-а, б, 1959, 1963; Солоневич, 1960; Романова, 1965; Яснопольская, 1964, 1965). Эти работы показывают, что индицировать строение торфяной залежи и мощность торфа только по одному растительному покрову практически невозможно. Многолетние исследования, проведённые нами по изучению этих взаимосвязей на примере болот Западной Сибири, также показывают, что в болотных системах, различных по генезису и закономерностям развития, под одинаковыми растительными сообществами стратиграфия торфяной залежи может быть разнообразна. Это связано с дивергентно-конвергентным развитием растительности, приведшим к значительному сходству конечных стадий.

Имеющийся в нашем распоряжении обширный фактический материал показывает, что центральные участки крупных болотных систем, как правило, имеют залежь, достаточно однородную по величине степени разложения и ботаническому составу торфа. Такая залежь соответствует по набору растений-торфообразовате-

лей видовому составу современных торфообразующих фитоценозов. Строение торфяной залежи по периферии болотных систем и в пределах болот (площадью до 5000 га) характеризуется чередованием небольших по мощности слоев из разных видов торфа.

Эта закономерность проявляется в особенностях стратиграфии торфяных отложений как в пределах различных участков отдельных болотных систем, так и в болотных системах разных размеров.

По наблюдению в Западной Сибири, крупные болотные системы, достигнувшие значительной массы, обладают высокой способностью к нейтрализации изменений в гидрологическом режиме, вызванных разнообразными причинами. Например, в крупных болотных системах водный режим поддерживается в довольно постоянных пределах благодаря особым свойствам водопроводимости в растительном покрове и в деятельном горизонте.

Растительный покров олиготрофных сфагновых болот обладает высокими влагоёмкостью (до 1000% от сухого веса сфагновых мхов) и водопроводимостью (до 0,1 см/сек) при обилии влаги и почти полном прекращении водопроводимости (до 0,007 см/сек) в глубине деятельного горизонта (Иванов, 1953, 1975).

Такое распределение водопроводимости обеспечивает быстрый сброс дождевых и весенних талых снеговых вод при подъёме уровней болотных вод, а в период отсутствия осадков, наоборот, не допускает осушения болот, т. к. даже при незначительном падении уровня болотных вод горизонтальная фильтрация прекращается.

Поэтому, несмотря на сезонные и годичные изменения количества атмосферных осадков, поступающих в деятельный горизонт болот, обеспечивается небольшая амплитуда колебания уровня болотных вод и относительное постоянство его (Иванов, 1975), а, следовательно, и постоянство фитоценозов, произрастающих в соответствующих условиях гидрологического режима.

Следствием господства сфагновых мхов на верховых болотах является их олиготрофность и повышенное содержание органических кислот. Это обстоятельство способствует длительному поддержанию постоянства гидрохимических условий, а, следовательно, и постоянству флористического состава современных фитоценозов. Постоянная высокая обводнённость и кислая среда, которые формируют сфагновые мхи, обеспечивают высокую подвижность ионов, попадающих из атмосферы или в результате

водотока. Последние, благодаря имеющемуся на болотах стоку, постепенно сбрасываются. Это явление, с одной стороны, поддерживает олиготрофность среды на центральных участках болотных систем, а с другой стороны, способствует эвтрофизации их окраин или понижений между выпуклыми участками. Поэтому эти понижения обычно заняты мезо- или эвтрофными топями.

В связи с этим крупные, особенно выпуклые болотные системы справляются с довольно сильным химическим загрязнением, в т. ч. и антропогенного происхождения. Что же касается небольших по размерам и сравнительно плоских болот, то там повышение минерализации вызывает заметное изменение в растительном покрове.

Таким образом, устойчивость болотных систем и слагающих их различных типов болотных биогеоценозов, выражающаяся в их способности быстро реагировать на изменения гидрологического и геохимического режимов и обеспечивать восстановление этих режимов в соответствии с существующим растительным покровом, обусловливает постоянное и довольно однообразное строение торфяной залежи в центральных участках крупных болотных систем. Здесь монотонная по ботаническому составу и свойствам торфа залежь соответствует современному торфообразующему фитоценозу до глубины 2—4 м. В биогеоценозах, приуроченных к окраинам болот или образующих сравнительно небольшие по размерам болота (для Западной Сибири площадью до 5000 га) мощность слоев торфа, соответствующих современным торфообразующим фитоценозам, обычно уменьшается до 0,5 м.

Однородность строения торфяных отложений в центральных участках болот проявляется не только в однообразии их строения, но и в незначительном колебании показателей, характеризующих степень разложения торфа, его зольность, влажность. Например, в центральных участках крупных болот кривые, показывающие изменения степени разложения, имеют плавный ход с небольшой амплитудой колебаний, которая не превышает 10—15%. По окраинам болот, а также в центральных участках сравнительно небольших по размерам болот, где автономность развития нарушается влиянием экзогенных факторов, амплитуда колебания этого показателя даже в пределах одного и того же вида строения залежи может быть существенной. Эти свойства торфа изменяются и в широтном направлении. Например, в подтайге и лесостепи виды торфа характеризуются более высокими

показателями степени разложения, зольности, нежели эти же показатели у аналогичных видов торфа, сформировавшихся в средней и южной тайге.

В центральных участках крупных болотных систем, расположенных в северной и средней тайге, фитоценозы, в основном, могут быть индикаторами строения и глубины торфяных отложений в пределах всего контура занимаемой ими территории. По периферии индикация может осложниться влиянием соседствующих биогеоценозов.

Это положение важно учитывать при индицировании строения залежи, например, в бассейне р. Конды, в районе отрицательных тектонических движений с постоянно меняющимся гидрологическим режимом. Для болот Сургутского полесья и Салымо-Юганского междуречья — района положительных тектонических движений, пограничный эффект выражен слабее.

Показателем строения придонных слоев торфяных отложений являются региональные особенности начальных стадий заболачивания. Например, в северной тайге и в северной половине средней тайги в начальных стадиях развития болот преобладали олиготрофные и мезотрофные биогеоценозы сфагнового и травяно-сфагнового типов. В южной половине средней тайги придонные слои торфяных залежей сложены видами торфа древесной группы. В начальных стадиях заболачивания здесь преобладали биогеоценозы мезотрофного, эвтрофного и редко олиготрофного типа. В южной тайге заболачивание, как правило, начиналось с формирования эвтрофных биогеоценозов травяного и древесного типов. Здесь лишь в среднем голоцене гидрологический режим изменился настолько, что это привело к переходу болот из эвтрофной в мезотрофную и олиготрофную стадии развития.

Для выявления корреляции между строением залежи и современным растительным покровом не менее важным условием является принадлежность фитоценоза-индикатора к биогеоценозу соответствующего динамического типа: сформированному или формирующемуся. Индикаторами строения и свойств торфяной залежи могут быть фитоценозы в сформированных, длительно существующих биогеоценозах, т. е. вступивших в автономную стадию развития. Фитоценозы формирующихся типов биогеоценозов не могут быть индикаторами строения торфяной залежи на значительную глубину. Они отражают строение подстилающего слоя торфа до глубины 0,2—0,5 м.

Итак, растительный покров болот (отдельные фитоценозы и их комплексы) могут быть использованы в качестве индикатора строения торфяной залежи, её глубины, если, наряду с составом и структурой фитоценозов, учитывать следующие обстоятельства:

— географическое и геоморфологическое положение болотных систем;

— размер и местоположение фитоценоза-индикатора в пределах соответствующей болотной системы;

— динамический тип фитоценоза-индикатора: сформированный или формирующийся.

Среди фитоценозов олиготрофных типов и их комплексов достаточно надёжными индикаторами строения и глубины торфяных отложений являются: сосново-кустарничково-сфагновые, сосново-пушицево-сфагновые, сосново-осоково-сфагновые, грядово-мочажинные, озерково-грядово-мочажинные, озерково-денудационные. Для эвтрофных типов биогеоценозов индикаторами являются фитоценозы осокового и осоково-гипнового типов.

Площади, занимаемые фитоценозами этих типов, очень велики. Поэтому выявление фитоценозов-индикаторов даже в таком объёме имеет большое практическое значение. Ниже на примере фитоценозов различных типов проанализируем зональные и геоморфологические варианты проявления связи между растительными сообществами и строением подстилающих их торфяных отложений.

Фитоценозы сосново-кустарничково-сфагнового типа (рямы) в северной половине подзоны средней тайги и в северной тайге являются индикаторами преимущественно фускум-залежи (табл. 15). Характерная для этой территории в течение всего голоцена замедленная скорость торфонакопления обусловила и небольшую мощность торфяных отложений. Например, в Сургутском полесье на болотных системах высоких террас сосново-кустарничково-сфагновые фитоценозы чаще всего являются индикаторами фускум-залежи глубиной 1—2 м (рис. 43-к). Несколько реже торфяные отложения под фитоценозами сосново-кустарничково-сфагнового типа представлены комплексной залежью средней глубины 1,75 м при колебаниях от 1,5 до 2,0 м (рис. 43-з), ещё реже шейхцериево-сфагновой залежью глубиной 1,5 м (рис. 43-в), ангустифолиум-залежью средней глубины 2,0 м (рис. 43-б), магелланикум-залежью глубиной 1,9 м (43-ж). На окраинах болот под сосново-кустарничково-сфагновыми фитоцено-

зами залежь образована, кроме преобладающего фускум-торфа, зосново-пушицевым (рис. 43-г) или сосново-сфагновым торфом (рис. 43-д). Наличие под фитоценозами этих типов переходных видов торфа — редкое явление (рис. 43-а). Для окраин болот характерно уменьшение мощности торфяных отложений, особенно представленных фускум-торфом (рис. 43-б).

На низких террасах правобережья Оби сосново-кустарничково-сфагновые фитоценозы, особенно в центральных частях болотных систем, индицируют фускум-залежь глубиной до 3—4 м.

Региональные особенности индикации фитоценозов сосново-кустарничково-сфагнового типа в бассейне р. Конды обусловлены спецификой их развития. С этим связана и повышенная трофность болот, и обилие эвтрофных и мезотрофных топей, сохранившихся до настоящего времени. Поэтому при индикации строения залежи под сосново-кустарничково-сфагновыми фитоценозами в бассейне р. Конды необходимо учитывать положение индицируемого участка в пределах контура. В центре контура залежь под сосново-кустарничково-сфагновым фитоценозом обычно сложена фускум- или комплексным торфом, на периферии контура (на границе с мезотрофными или эвтрофными топями) залежь смешанная или переходная (рис. 44).

В южной половине подзоны средней тайги сосново-кустарничково-сфагновые фитоценозы являются индикаторами также фускум- или комплексной залежи, но большей глубины по сравнению с залежами, сформировавшимися на севере этой подзоны. Например, в центральных участках крупных болот на Салымо-Юганском междуречье сосново-кустарничково-сфагновые фитоценозы являются индикаторами фускум-залежи со средней мощностью до 3,6 м (рис. 45-е, и, к, л, м, н, о, п, р) и комплексной со средней мощностью 3,0 м (рис. 45-а, б, г, д, ж, з).

Анализ многочисленных стратиграфических разрезов показал, что встречаемость под сосново-кустарничково-сфагновыми фитоценозами торфяных залежей иного строения не превышает 5—7% (табл. 15). Среди них можно назвать следующие виды залежей: шейхцериево-сфагновая, шейхцериевая, пушицевая, ангустифолиум-, магелланикум-, переходная топяная, смешанная топяная.

На болотах низких террас сосново-кустарничково-сфагновые фитоценозы нередко являются индикаторами переходных топяных (рис. 45-с), смешанных топяно-лесных (рис. 45-т) или топя-

Таблица 15

Связь растительного покрова со строением залежи в сосново-кустарничково-сфагновых биогеоценозах (рямы)

Залежь	Встречаемость (%) видов торфяных залежей и глубина торфяных отложений																			
	Ботанико-географические зоны и подзоны																			
	Средняя тайга				Южная тайга												Осиново-берёзовые леса (подтайга)		Лесостепь	
	Южная половина				Северная половина				Южная половина											
	Мощность, м, min—max ср		Встречаемость, %		Мощность, м, min—max ср		Встречаемость, %		Мощность, м, min—max ср				Встречаемость, %		Мощность, м, min—max ср		Встречаемость, %		Мощность, м, min—max ср	
	Центр болота	Окраина болота			Центр болота	Окраина болота			Центр болота	Окраина болота										
Фускум	2,0—6,3 3,6	0,2—2,5 1,3	42	65	0,5—1,0 0,75				2,5—5,5 4,0	0,3—3,5 2,1	41						1,3—4,3 1,2	46	2,5—5,5 4,0	80
Комплексная	1,2—5,5 3,0	0,2—3,5 1,0	38	20	1,5—2,0 1,73		35		4,8—7,0 3,3	1,0—2,0 1,2	5						1,9—4,0 3,4	14	—	—
Магелланикум	1,0—5,0 2,6	0,5—1,5 0,9	5	4	1,8—2,0 1,9		7		1,0—2,5 1,4	—	9						1,8—2,3 2,0	9	—	—
Ангустифолиум	0,5—0,9 0,7		—	4	2,0—2,2 2,1		1,5		—	—	3						2,0—2,5 2,25	1	—	—
Сосново-сфагновая	1,0—2,3 1,5		3	2	0,8—1,2 1,0		1,5		0,8—1,5 1,1		10						—	3	—	—
Сосново-пушицевая	1,6—3,0 2,3			1	0,9—1,2 1,0		1,5		—	—							—	—	—	—
Шейхцериево-сфагновая	3,0—5,0 3,9	0,4—1,0 0,7	1	2	1—1,5 1,2		5,0		0,5—0,5 0,5		3						—	—	—	—
Мочажинная	—	—	—	—	—		—		9,5—4,5 3,5		1						—	—	—	—
Смешанная топяная	2,0—3,5 2,9		10	1	0,9—1,3 1,1		3,5		2,4—4,5 3,4	0,7—1,8 1,1	14						1,2—3,0 2,4	14	2,5—5,5 4,0	7
Переходная	0,6—5,4 2,5		3	1	1,0—1,2 1,1		5		2,5—5,0 3,75		14							13	2,5—5,5 4,0	
Низинная осоковая	—	—	—	—	—		—		—		3						2,3—2,5 2,4	—	—	—

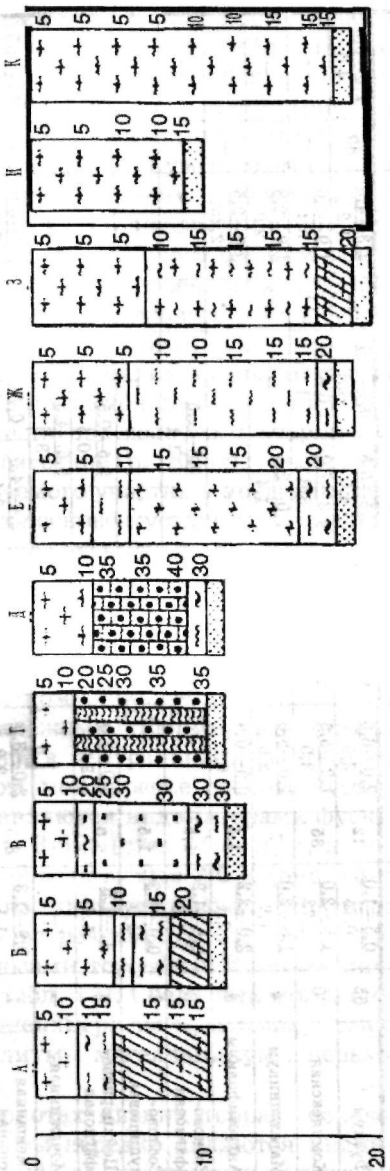


Рис. 43. Стратиграфические разрезы торфяных залежей под сосново-кустарничково-сфагновыми фитоценозами на высоких террасах и водораздельных равнинах (Сургутское полесье)

Виды залежей: А — переходная топяная, Б — смешанная топяная, В — шейхцериево-сфагновая, Г — сосново-пушицевая, Д — сосново-сфагновая, Е — ангустифолиум, Ж — магелланикум, З — комплексная, И, К — фускум; в рамке — доминирующие виды залежей

Условные обозначения на рис. 8

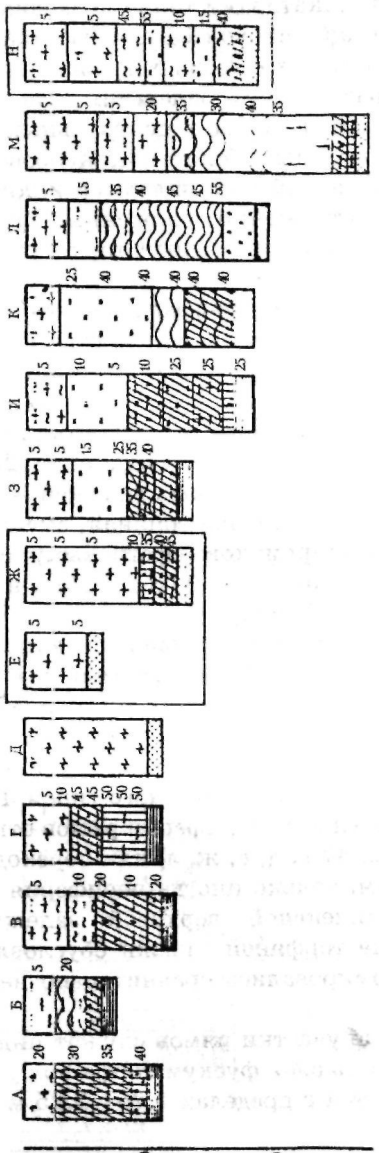


Рис. 44. Стратиграфические разрезы торфяных залежей под сосново-кустарничково-сфагновыми фитоценозами на окраинах болот в северной половине средней тайги

Виды залежей: А, Г — лесотопяная, Б — магелланикум, В — смешанная топянолесная, Д — ангустифолиум, Е, Ж — фускум, З, К — шейхцериевая, И — смешанная топяная, Л, М — пушицевая, Н — комплексная; в рамке — доминирующие виды залежей

Условные обозначения на рис. 8

ных (рис. 45-у) залежей. Индикаторами топяной залежи являются фитоценозы сосново-кустарничково-сфагнового типа, сформировавшиеся и на месте эвтрофных осоковых транзитных топей в болотных системах водораздельного залегания. На окраинах крупных олиготрофных болот, а также в центральных участках небольших сравнительно молодых болот фитоценозы сосново-кустарничково-сфагнового типа обычно являются индикаторами мелкозалежных торфяных отложений, сложенных фускум- (со средней мощностью 1,0 м) или комплексным торфом (со средней мощностью 1,0 м).

Фитоценозы сосново-кустарничково-сфагнового типа в южной тайге в центральных участках болот тоже являются индикаторами фускум- или комплексной залежей (рис. 46-а, ж, з, и), но с большей средней мощностью (4,0 м для фускум- и 3,3 м для комплексной залежи). По периферии рямов средние мощности торфа под этими фитоценозами соответственно падают до 2,1 м или 1,2 м (рис. 46-а, б). Другие виды торфяных залежей — магелланикум-, сосново-пушицевая, переходная топяная, смешанная топяно-лесная под сосново-кустарничково-сфагновыми фитоценозами встречаются редко (рис. 46-в, г, д, е) (табл. 15). Они приурочены, в основном, к окраинам болот.

Сосново-кустарничково-сфагновые фитоценозы в подтайге являются индикаторами фускум-залежи торфа только в пределах центральных частей, занимаемых ими контуров (рис. 47-и, к, л). В центре крупных рямов мощность фускум-торфа достигает 4 м и более. По периферии рямов наблюдается довольно пёстрое чередование слоев торфа переходного и низинного типов. По характеру строения торфяные залежи по периферии рямов относятся к смешанному топяному (рис. 47-г, д, е, ж, з) или переходному топяному (рис. 47-6, в) типам, только иногда периферия ряма является индикатором комплексной верховой залежи торфа (рис. 47-м). Такое строение торфяной залежи обусловлено тем, что в подтайге рямы сформировались сравнительно недавно на месте топей.

В лесостепи центральные участки рямов служат индикаторами фускум-залежи. Мощность слоя фускум-торфа под участками лесостепных рямов колеблется в пределах 1,75—7,25 м (рис. 48-д, е, ж).

В пограничной полосе рямы индицируют различные вариан-

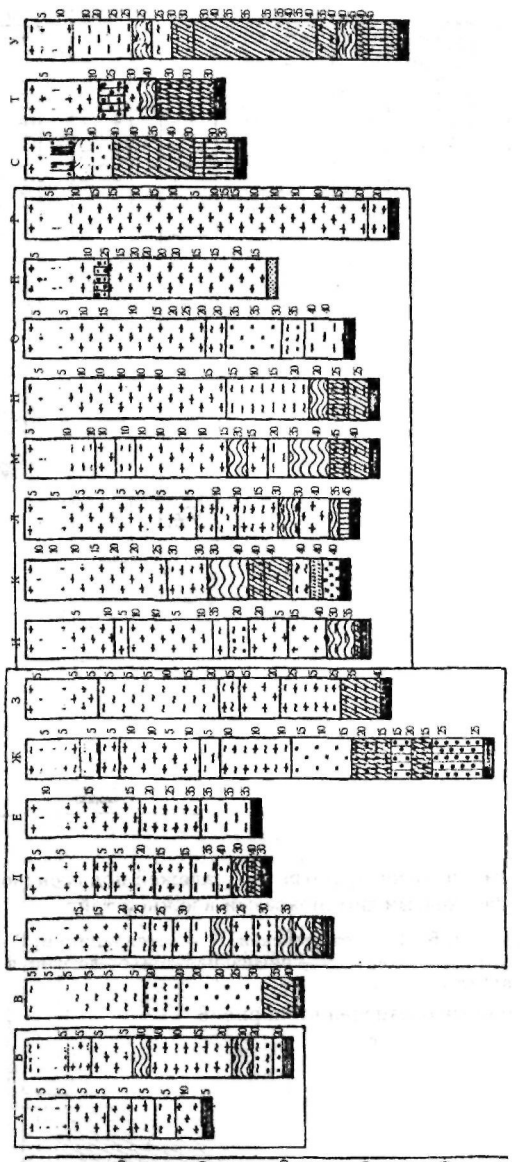


Рис. 45. Стратиграфические разрезы торфяных залежей под сосново-кустарничково-сфагновыми фитоценозами в центральных участках болот в южной половине подзоны средней тайги

Виды залежей: А, Б, Г, Д, Ж, З — комплексная, В — шейхцериево-сфагновая, Е, И, К, Л, М, Н, О, П, Р — фускум, С — переходная топяная, Т — смешанная топяно-лесная, У — смешанная топяная; в рамке — доминирующие виды залежей

Условные обозначения на рис. 8

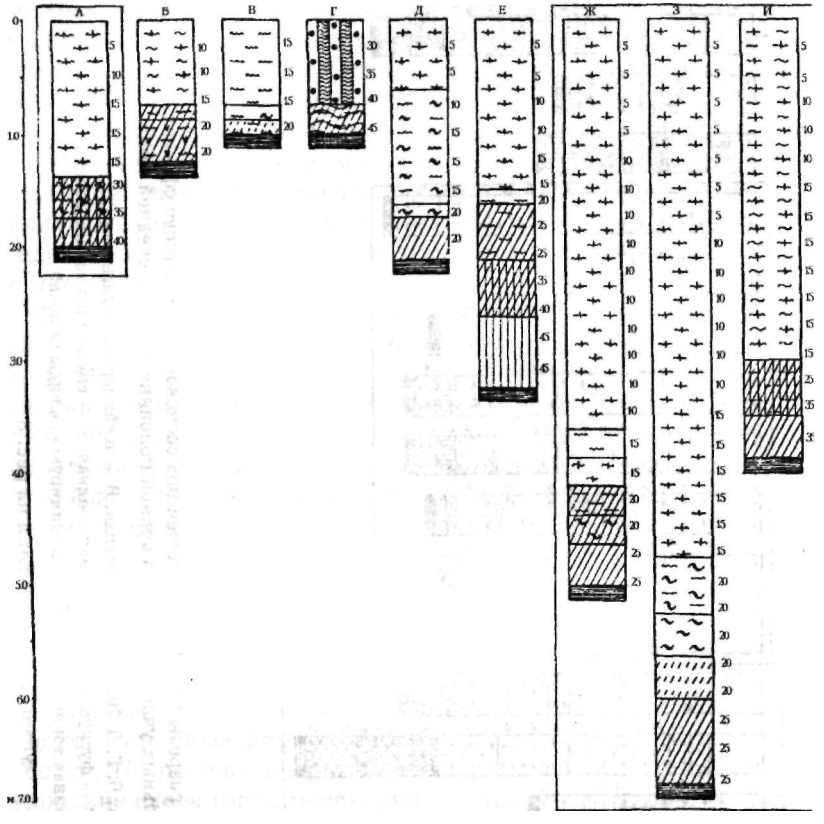


Рис. 46. Стратиграфические разрезы торфяных залежей под сосново-кустарничково-сфагновыми фитоценозами в южной тайге

Виды залежей: А, Ж, З — фускум, Б, И — комплексная, В — мвгелланикум, Г — сосново-пушицевая, Д — переходная топяная, Е — смешанная топяно-лесная; в рамке — доминирующие виды залежей

Условные обозначения на рис. 8

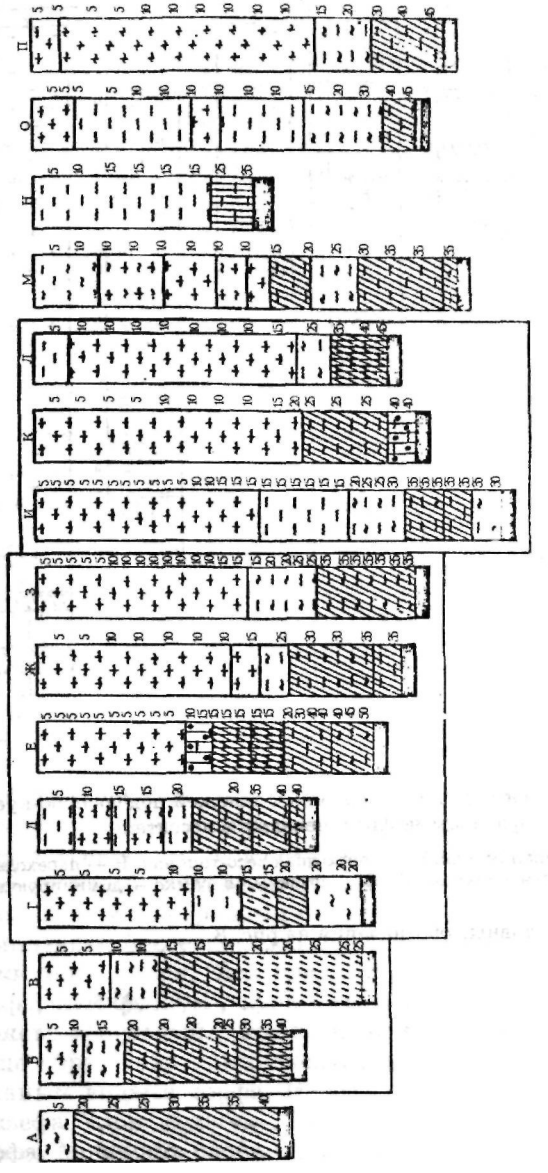


Рис. 47. Стратиграфические разрезы торфяных залежей под сосново-кустарничково-сфагновыми фитоценозами в подзоне осиново-берёзовых лесов (подтайга)

Виды залежей: А — низинная осоковая, Б, В — переходная топяная, Г, Д, Е, Ж, З — смешанная топяная, И, К, Л — фускум, М — комплексная, Н, О — магелланикум, П — ангустифолиум; в рамке — доминирующие виды залежей

Условные обозначения на рис. 8

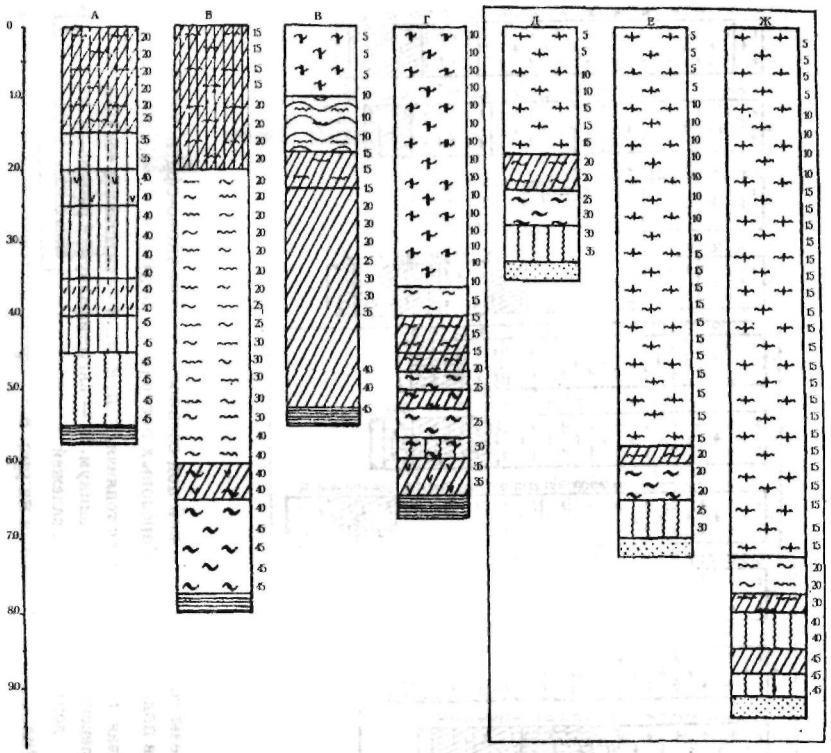


Рис. 48. Стратиграфические разрезы торфяных залежей под сосново-кустарничково-сфагновыми фитоценозами в лесостепи

Виды залежей: А — низинная лесная, Б — переходная лесо-топяная, В — переходная топяная, Г, Д — смешанная топяная, Е, Ж — фускум; в рамке—доминирующие виды залежей

Условные обозначения на рис. 8

ты низинных (рис. 48-а) переходных (рис. 48-б, в) и смешанных (рис. 48-г, д) видов залежей.

Важным условием для индикации строения залежи по комплексам фитоценозов грядово-мочажинного типа является знание их генезиса. Комплексы фитоценозов грядово-мочажинного типа первичные по генезису, т. е. сформировавшиеся на месте травяно-сфагновых топей, обычно являются индикаторами либо шейхцериево-сфагнового (рис. 49-и, к, л), либо мочажинного (рис. 49-м, н) видов строения залежи. Комплексы фитоценозов грядово-мочажинного типа, вторичные по генезису, т. е. развившиеся из фитоценозов сосново-кустарничково-сфагнового типа, являются индикаторами комплексной (рис. 49-а, б, в, г, д, з), реже фускум-залежи (рис. 49-е). В южной половине средней тайги в центральных частях болот комплексы фитоценозов грядово-мочажинного типа индицируют торфяную залежь мощностью до 3—4 м, иногда мощностью до 6—7 м (рис. 49-а, б).

В северной половине средней тайги глубина торфа под комплексами фитоценозов грядово-мочажинного типа (особенно на болотах верхних террас) падает до 2,5 м (рис. 50-д, е). На болотах низких террас глубина залежи под комплексами фитоценозов грядово-мочажинного типа составляет 3—4 м (рис. 50-а, б, г, ж, з). По окраинам мощность торфа под комплексами фитоценозов грядово-мочажинного типа уменьшается до 1,5—2 м (рис. 50-и, к, л, м). В бассейне р. Конды под комплексами фитоценозов грядово-мочажинного типа нередко встречается переходная залежь (рис. 50-в).

При изучении стратиграфии торфяных залежей под комплексами фитоценозов грядово-мочажинного типа большое значение имеет чёткое представление об особенностях строения залежи непосредственно под грядами и под мочажинами. В комплексах биогеоценозов грядово-мочажинного типа дифференциация строения залежи под грядами и мочажинами выражена слабее, чем в комплексах биогеоценозов грядово-средне- и грядово-крупномочажинного типов. Под грядами чаще встречаются такие виды торфа, как фускум-, пушицево-сфагновый, сосново-пушицевый, осоково-сфагновый, комплексный. Под мочажинами залежь чаще образована комплексным, шейхцериево-сфагновым, мочажинным видами торфа. Нередки под этими элементами микрорельефа слои фускум-, пушицево-сфагнового, магелланикум-торфа. Мощность слоев «грядовых» видов торфа, частота чередо-

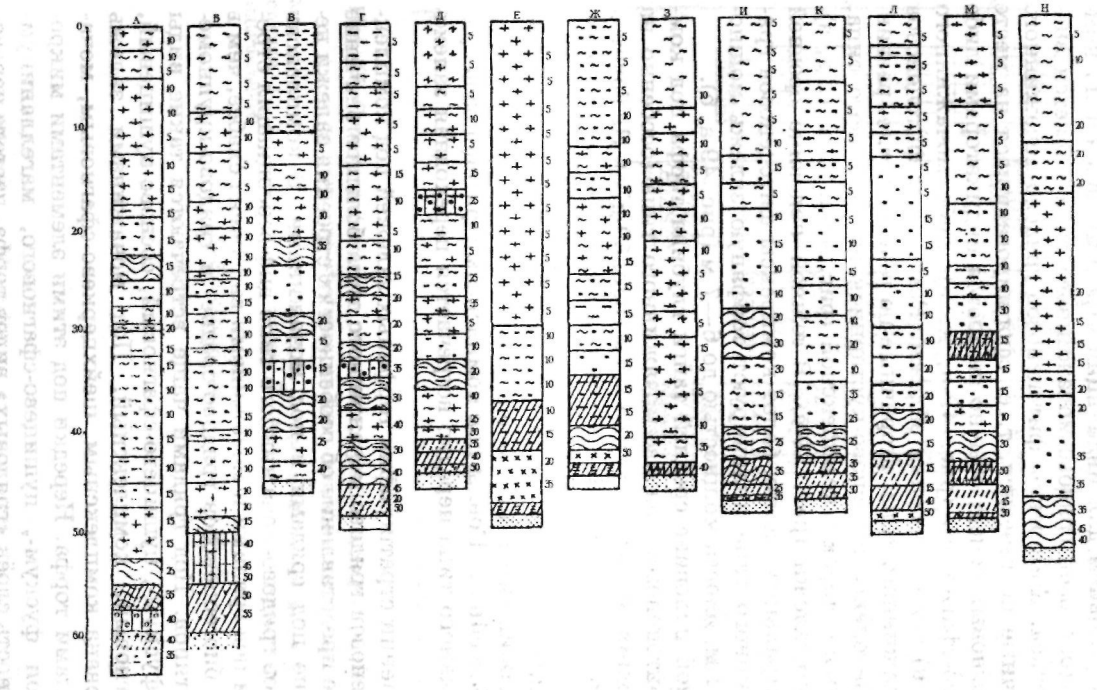


Рис. 49. Стратиграфические разрезы торфяных залежей под грядово-мочажинными комплексами биогеоценозов в центральной части болот (южная половина средней тайги)

Виды залежей: А, Б, В, Г, Д, З — комплексная, Е — фускум, И, К, Л — шейхцериево-сфагновая, М, Н — мочажинная

Условные обозначения на рис. 8

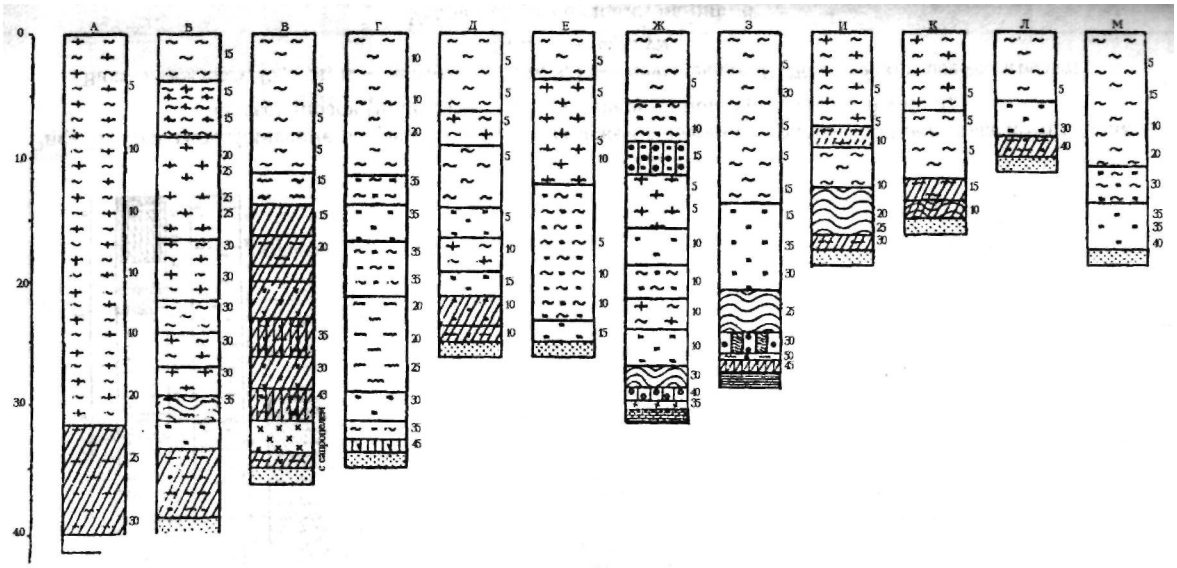


Рис. 50. Стратиграфические разрезы торфяных залежей в комплексах биогеоценозов грядово-мочажинного типа на болотах высоких террас (северная половина средней тайги)

Виды залежей: А, Б, Ж, И, К — комплексная, Г, Д, З, Л, М — мочажинная, Е — шейхцериево-сфагновая, В — переходная топяная

Условные обозначения на рис. 8

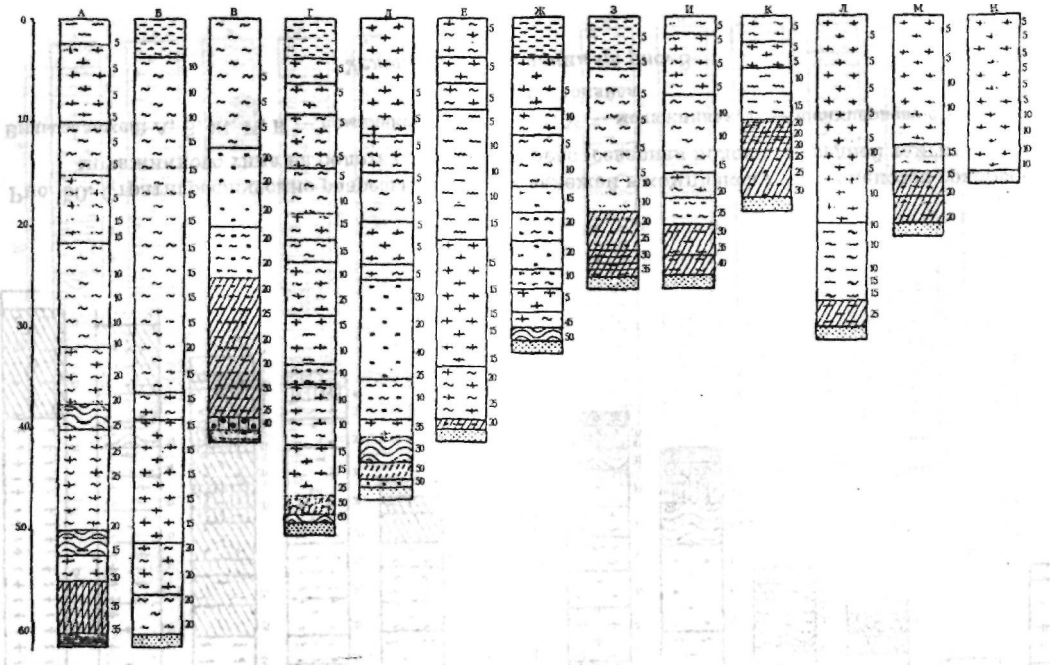


Рис. 51. Стратиграфические разрезы торфяных залежей в озерково-грядово-мочажинных комплексах биогеоценозов (низинные террасы северной половины средней тайги)

Виды залежей: А, Г, Д, И, К — комплексная, Б, З, И — мочажинная, В, Ж — шейхцериево-сфагновая, Л, Н, М — фускум

Условные обозначения на рис. 8

Таблица 16

Встречаемость видов торфа (%) под грядами и мочажинами в комплексах биогеоценозов грядово—мочажинного и озерково—грядово—мочажинного типов (на примере болот Среднего Приобья)

Комплексы биогеоценозов	Виды торфа													
	Пушицевый		Шейхцериево-сфагновый		Мочажинный		Комплексный		Фускум		Шейхцериево-сфагновый переходный		Осоково-сфагновый переходный	
	гряда	мочажина	гряда	мочажина	гряда	мочажина	гряда	мочажина	гряда	мочажина	гряда	мочажина	гряда	мочажина
Грядово-мелкомочажинный	62	38	—	—	25	75	43	57	67	33	—	—	—	100
Грядово-среднемочажинный	75	25	30	70	4	96	92	8	71	29	50	50	46	54
Грядово-крупномочажинный	78	22	48	52	11	89	36	64	70	30	—	100	49	51
Озерково-грядово-мочажинный	—	—	52	48	—	100	40	60	94	6	—	100	—	—

вания их с отложениями типичных «мочажинных» видов определяются особенностями развития болот в целом.

В комплексах биогеоценозов озерково-грядово-мочажинного и озерково-грядово-денудационного типов торфяные отложения представлены такими видами залежей, как комплексная (рис. 51-а, б, д, е, к), мочажинная (рис. 51-б, з, и), шейхцериево-сфагновая (рис. 51-в, ж), фускум- (рис. 51-л, м, н). Редко встречается смешанная топяная залежь. Глубина торфа в комплексах биогеоценозов этого типа, приуроченных к болотам высоких террас (северная половина средней тайги, северная тайга) не превышает 2 м. На болотах низких террас средняя мощность торфа в комплексах биогеоценозов этого типа увеличивается до 3—4 м. В южной половине средней тайги комплексы биогеоценозов озерково-грядово-мочажинного типа на болотах высоких террас и водораздельных равнин являются индикаторами аналогичных видов строения торфяных залежей; максимальная глубина залежи в комплексах биогеоценозов этого типа составляет 5,0—6,0 м. В комплексах биогеоценозов озерково-грядово-мочажинного типа под грядами и мочажинами отмечается довольно чёткая дифференциация в строении залежи. Мочажинный торф обычно встречается под мочажинами, фускум — преимущественно под грядами. Шейхцериево-сфагновый и комплексный виды торфа примерно в одинаковых соотношениях встречаются под грядами и мочажинами (табл. 16).

В комплексах биогеоценозов озерково-грядово-денудационного типа надёжным индикатором наибольшей глубины торфяной залежи является и обилие в современном растительном покрове лишайников (Толпышева, Лисс, 1989).

ГЛАВА 5

Закономерности развития болотных систем

5.1. Развитие болот на севере Западно-Сибирской равнины

Формирование и развитие болотных систем на севере Западной Сибири протекало под воздействием сложных геокриологических условий. Первые шаги торфонакопления в этом регионе возникли 9300—9000 лет назад (Кинд, 1971; Левковская и др., 1970; Пьявченко, 1971; Кашперюк, 1985). На основании палинологического анализа торфяных отложений в динамике климатических условий в голоцене на севере Западной Сибири выделяются два основных этапа: первая половина голоцена, характеризующаяся относительно влажным и тёплым, и вторая — с более холодным и континентальным климатом (Сукачёв, 1922; Н. Я. Кац, С. В. Кац, 1946, 1948; Хотинский, 1977).

Н. И. Пьявченко (1971) и В. Н. Кинд (1971) относят резкие ухудшения климата к атлантико-суббореальному рубежу, т. е. к 45ОО лет назад. Соответственно изменению климатических условий на протяжении голоцена наиболее интенсивно торфонакопление протекало в первой половине голоцена; во второй половине голоцена окончательно оформляется современный облик болотных систем. П. И. Кашперюк (1985), учитывая характер и условиях промерзания болотных систем, т. е. парагенезис торфяных отложений в процессе их криолитогенеза, выделяет две самостоятельные подгруппы торфяных массивов: синкриогенные и эпикриогенные. Им соответствуют и два морфологических типа во--отных систем: полигональные и бугристые (табл. 1, стр. 41).

В тундрах даже в период оптимума болотные отложения промерзали, в основном, сингенетически (первоначально), что привело к распространению здесь преимущественно полигональных

болот. Исследования А. П. Тыртикова (1979), посвященные изучению динамики растительного покрова и развитию мерзлотных форм рельефа на севере Западной Сибири, свидетельствуют о двояком происхождении полигонально-валиковых болот. С одной стороны, они формируются на участках, где происходит морозобойное растрескивание грунтов и накапливается полигонально-жильный лёд (т. н. первичные полигонально-валиковые болота). С другой стороны, они образуются в результате вытаивания полигонально-жильных льдов, заключённых в некомплексных торфяниках (т. н. вторичные полигонально-валиковые болота). Вторичные полигонально-валиковые болота наиболее широко распространены в южной тундре и в лесотундре. По мнению того же автора (Тыртиков, 1979), накопление полигонально-жильных льдов в процессе замерзания воды в морозобойных трещинах возможно только там, где глубина трещин больше глубины сезонного протаивания грунтов. Такие глубокие трещины, разбивающие поверхность грунта на прямоугольники, возникают в районах, характеризующихся низкими температурами и малым количеством снега.

В настоящее время наиболее ярко морозобойное растрескивание грунтов проявляется в районах Арктики с резко континентальным климатом, например, на севере Восточной Сибири и Якутии. На севере Западной Сибири, где климат более мягкий по сравнению с климатом севера Восточной Сибири и где зимой выпадает много снега, морозобойное растрескивание грунтов наблюдается лишь на самых северных оконечностях полуостровов Ямал и Гыдан, но и здесь трещины наблюдаются на открытых ветрам участках речных пойм, дельт, лайд. Таким образом, на севере Западной Сибири наиболее широко распространены вторичные валиково-полигональные болота, возникшие после вытаивания полигонально-жильных льдов, погребённых в древних торфяниках и образованных в более суровых климатических условиях по сравнению с современными (Тыртиков, 1979). Вытаивание полигонально-жильных льдов обычно начинается после нарушения или уничтожения растительного покрова и торфа над жилами льда. Эти нарушения вызываются пожарами, оленями, вездеходами. Процесс протаивания жил сопровождается просадкой грунтов, образованием ложбинок, наполняющихся водой. В ячейках между канавами с водой просадки торфяника не наблюдается, т. к. торф, даже обнажённый, не протаивает глубже

20 см, а протаивающий за лето слой его ежегодно промерзает полностью. Так образуются плоские торфяные бугры, разделенные канавами с водой. При замерзании воды в канавах лёд отжимает и несколько приподнимает края плоских полигонов, в результате по периферии полигонов образуются валики.

В центре полигонов развивается водно-болотная растительность, а на наиболее возвышенных сухих участках валиков — тундровая. А. П. Тыртиковым (1979) выявлено следующее (микро) поясное распределение растительности, характерное для полигонально-валиковых болот. Пушицевые фитоценозы с господством *Eriophorum polystachion* приурочены к центральным, наиболее глубоким участкам полигонов. Менее глубокие полигоны заняты осоково-сфагновыми фитоценозами. Эти же сообщества окружают и пушицевые фитоценозы. Ближе к периферии полигонов формируются морошково-сфагновые фитоценозы. Травянистоо-кустарничково-мохово-лишайниковые фитоценозы развива---- на валиках, возвышающихся над центральными участками полигонов не более, чем на 30 см.

Существование и развитие вторичных полигонально-валиковых болот зависит от канав, заполненных водой. Они существуют до тех пор, пока есть канавы с водой. Однако канавы постепенно восполняются торфом, попадающим в них с окраин торфяных полигонов, и зарастают. Когда глубина воды в канавах достигают 60—60 см, в них поселяются *Eriophorum polystachion, Caaquatilis,* редко *Arctophila fulva.* Следующий этап зарастание канав — внедрение гипновых мхов: *Warnstorfia fluitans, fyiprichtia revolvens* и формирование осоково-гипновых фитоценозов. Заполнение канав торфом приводит к смене осоково-гипновых фитоценозов пушицево-гипновыми, пушицево-сфагновыми затем осоково-сфагновыми. Дальнейшее ухудшение водно-минерального режима в канавах вызывает смену мезотрофных сфагновых мхов *(Sphagnum squarrosum, S. lindbergii)* олиготрофными *(S. angustifolium, S. lenense),* появление кустарничков и, наконец, формирование кустарничково-травяно-сфагновых фитоценозов. По мере зарастания канав уменьшается их глубина, количество воды, а следовательно, прекращается отжатие торфа, образование бугорков и начинается деградация валиков и выравнивание поверхности полигонально-валиковых болот вследствие того, что мхи в центрах полигонов и в канавках растут быстрее,

чем на повышенных, более сухих участках валиков. Аналогичные смены растительности происходят и внутри полигонов.

По мере выравнивания поверхности полигонов уменьшается количество снега в их центральных частях и канавках. Поверхность становится суше, что вызывает смену сфагнов зелёными мхами и лишайниками. В результате в растительном покрове уже некомплексных плоских болот доминантами становятся кустарничково-травяно-мохово-лишайниковые фитоценозы. Мощность торфа составляет 0,5—1,5 м (Андреев, Панфиловский, 1938), протаивает торф на 30—40 см (Тыртиков, 1979).

Растительность вторичных по происхождению торфяников не отличается от растительности первичных по генезису плоских болот, в которых погребены полигонально-жильные льды.

В лесотундре на протяжении всего голоцена торфяные отложения промерзали преимущественно эпигенетически (вторично), что обусловило распространение здесь преимущественно бугристых болот. В этом регионе болота, промёрзшие в самом начале голоцена в «дооптимальное» время, протаяли в оптимум, и вновь промёрзли во второй половине голоцена, образовав вторично промёрзшие эпигенетические болотные массивы.

В зоне тундры сформировавшиеся в атлантический период немёрзлые болотные массивы промерзали на протяжении суббореального и субатлантического периодов.

Между пологобугристыми и крупнобугристыми болотными массивами нет зональных границ. Разная высота бугров в различных частях одного и того же болотного массива, отсутствие полигональной сети, соседство молодых термокарстовых и пучинных форм, характерное распространение льдистости по разрезу, разрежи вание шлифов льда и уменьшение льдистости вниз по разрезу свидетельствует о том, что механизм их образования — миграционное пучение при эпигенетическом промерзании.

Морфологические отличия пологобугристых болотных систем от выпукло-бугристых обусловлены не генезисом и составом торфяной залежи, а характером минеральных отложений: торфа в пологобугристых болотах подстилаются исключительно песками, мощность которых составляет не менее 10—12 м, а в крупнобугристых болотах — глинистыми грунтами; пески образуют только линзы и маломощные слои.

5.1.1 Развитие болот в арктической тундре

В подзоне арктических тундр развитие болот происходило в условиях крайне сурового климата, короткого вегетационного периода, при сравнительно малом годовом количестве атмосферных осадков (260—300 мм) и незначительном испарении (150—300 мм) (Николаев и др., 1980), на глинистых и песчаных льдистых и сильнольдистых грунтах. Сплошное распространение вечной мерзлоты в сочетании с названными выше факторами создавало благоприятные условия для развития поверхностного заболачивания. Оно охватывает долины рек, плоские равнины, депрессии на водораздельных равнинах, морских и лагунно-морских террасах, днищах спущенных озёр. В развитии болот доминирует исключительно эвтрофная стадия, что связано со спецификой процесса болотообразования, развивающегося на слабовыщелоченных и почти невыщелоченных грунтах при наличии водоупорного мёрзлого слоя. Кроме того, в болотах происходит подток минеральных вод поверхностного стока (Пьявченко, 1985). По данным В. Н. Андреева (1934), в арктической тундре на долю эвтрофных болот приходится до 38% территории.

Среди арктических минеральных и торфяно-минеральных болот выделяются как некомплексные (однородные) по характеру растительного покрова болота, так и болота с ярко выраженным трещиноватым и валиково-полигональным мерзлотным режимом. Некомплексные болота приурочены к речным долинам, берегам озёр, рек. В растительном покрове этих болот выделяются осоковые, осоково-пушицевые, осоково-гипновые сообщества. Мощность торфяных отложений — минимальная, 0,2—0,3 м. Торф низинный в основном состоит из остатков осок и зелёных мхов, степень разложения колеблется в пределах 10—25% (Болота Западной Сибири..., 1976).

5.1.2. Развитие болот в типичной тундре

Наряду с современными полигональными болотами (возраст которых не более 500 лет) в подзоне типичной тундры встречаются и реликтовые (возраст 5000—3000 лет) (Боч, Мазинг, 1979). Они представляют собой четырёх- и многоугольные бугры высотой от 0,5 до 3,0 м, ограниченные сетью трещин-канавок. Происждение этих болот обусловлено морозным растрескиванием

грунта и последующим термокарстом, что ведёт к образованию полигонального рельефа, а также и морозным пучением, вызывающим образование бугров. Растительность реликтовых и современных валиково-полигональных болот достаточно сходна. На повышенных участках полигонов растут карликовые ивы *(Salix reptans, S. pulchra).* Центральные части полигонов и мочажины заняты осоково-гипновыми и осоково-сфагновыми сообществами.

Мощность торфа в полигональных комплексах колеблется в пределах 1,0—5,0 м. Он состоит из остатков осок, болотного разнотравья, бриевых и сфагновых мхов (Боч, Мазинг, 1979).

Некомплексные, сравнительно однородные по характеру растительного покрова болота имеют торфяные отложения мощностью 0,2—0,8 м. Торф низинный, состоит из остатков ив, осок, мхов. В современном растительном покрове господствуют те же виды: в кустарничковом ярусе карликовые ивы и *Betula nana,* травяной покров состоит из *Carex concolor, Arctagrostis latifolia, Dryas punctata* (Боч, Мазинг, 1979).

5.1.3. Развитие болот в южной тундре

В этой подзоне преобладают преимущественно реликтовые полигональные болота. Многие из них находятся в стадии разрушения под влиянием термокарста и водной эрозии. Полигоны заняты кустарничково-сфагновыми сообществами. В мочажинах и трещинах-канавках господствуют осоково-сфагновые сообщества. Мощность мерзлотного слоя в полигональных болотах достигает 2,0—3,0 м (Пьявченко, 1955-6). Он состоит из остатков осок, бриевых и сфагновых мхов, иногда с примесью древесных остатков. В торфяной толще встречаются пни и стволы лиственницы и ели, а также остатки травянистых растений, ныне в тундре не растущих.

Некомплексные (однородные) болота — в основном кустарничково-сфагновые. Участие в составе растительного покрова болот олиготрофных кустарничков, мезотрофных сфагновых мхов *(Sphagnum lenense, S. capillifolium, S. balticum)* и даже олиготрофных *(S. majus)* свидетельствует о начале проявления олиготрофизации.

В настоящее время процесс болотообразования наблюдается преимущественно в понижениях, где задерживается вода атмосферных осадков и скапливается влага от таяния мерзлоты. Вы-

таивание полигонально-жильных льдов связано с нарушением и уничтожением растительного покрова, перекрывающего полигонально-жильные льды. Причиной уничтожения растительного покрова, в свою очередь, являются термокарстовые процессы (Тыртиков, 1979). В результате на торфяниках с полигонально-жильными льдами в зависимости от условий дренажа образуются различные формы рельефа: на слабодренированных участках — полигонально-валиковые болота, где полигоны окружены канавами с водой, на сильнодренированных — плоскобугристые торфяники.

Затем полигонально-валиковые болота превращаются в плоские торфяники, покрытые тундровой растительностью. Плоскобугристые торфяники либо разрушаются, при этом плоские бугры нередко становятся выпуклыми, либо канавы между буграми зарастают, заполняясь торфом, и на их месте также образуются плоские вечномёрзлые торфяники, покрытые тундровой растительностью.

5.1.4. Развитие болот в лесотундре

В зоне лесотундры широко распространены бугристые (плоско- и крупнобугристые) торфяники. Они встречаются и в тундровой зоне. В таёжную зону они заходят до южной границы вечной мерзлоты.

Плоскобугристые торфяники генетически связаны с полигональными болотами и формируются в результате вытаивания полигонально-жильных льдов. Бугры обычно имеют правильное расположение и сравнительно одинаковые размеры, определяемые размерами бывших валиковых полигонов, расчленённых полигонально-жильными льдами (Тыртиков, 1979).

Высота плоских бугров зависит от мощности торфа, пронизанного полигонально-жильными льдами, и местами достигает 1,0 м. Высота бугров также зависит от глубины вытаивания ледяных жил и степени дренированности участка. Таким образом, в расположении бугров в пределах болотного массива наблюдается следующая закономерность: краевые и наиболее дренированные участки заняты наиболее высокими плосковершинными или выпукло-вершинными буграми, ближе к центральным частям плоские невысокие бугры; на слабодренированных участках сохраняются полигонально-валиковые болота, окру-

жённые канавами с водой. Выпукло-бугристые торфяники часто ошибочно принимают за крупнобугристые (Тыртиков, 1979). В действительности плоскобугристые и выпуклобугристые торфяники возникают в процессе разрушения полигонально-валиковых болот, содержащих полигонально-жильные льды. Крупнобугристые торфяники возникали и возникают в процессе пучения минеральных грунтов, подстилающих торфяники, при их промерзании (Тыртиков, 1979). Промерзание сопровождается подтоком влаги к фронту промерзания снизу, в результате происходит формирование мощных слоев льда в минеральном ядре. Крупнобугристые торфяники, как правило, подстилаются глинистыми грунтами, пески образуют только линзы и маломощные слои. Плоскобугристые болота подстилаются песками, мощность которых составляет не менее 10,0—12,0 м.

Крупнобугристые торфяники представляют собой комплекс выпукло-вершинных вечномёрзлых торфяно-минеральных бугров высотой от 2,0 до 12,0 м и озёрно-болотных понижений. Минеральное ядро в таких буграх выпуклое и сильнольдистое. Размеры и формы бугров достаточно разнообразны. Бугры образуют комплекс то с мокрыми мочажинами, то с более сухими понижениями, то с озёрами (Кац, 1948).

Выявлено два типа выпуклых крупных бугров, различающихся по составу. Первый тип — это бугры, сложенные исключительно торфом (Пьявченко, 1955). Если под торфом иногда и встречается «выпуклина» минерального грунта, то она значительно меньше торфяной части бугра, и льдистость её небольшая (Драницын, 1914). Второй тип — бугры с минеральным ядром, довольно сильно насыщенным льдом. Минеральное ядро составляет основную массу бугра (Попов, 1947; Белопухова, 1962; Тыртиков, 1966, 1969, 1979).

Кроме бугров с льдистым минеральным ядром широко распространены торфяные массивы площадью до нескольких десятков гектаров, характеризующиеся наличием под торфом минеральной толщи с очень высоким содержанием льда. Такие массивы возвышаются над окружающими их лесами и болотами на 10,0—12,0 м. Мощность торфа на буграх и в массивах — 0,5—6,0 м. Количество льда в минеральных ядрах торфяных бугров и массивов соответствует их высоте.

Относительно времени формирования крупнобугристых торфяников существуют две точки зрения. Мерзлотоведы (Сумгин,

1934, 1938; Попов, 1953 и др.) считают, что бугры образовались в процессе пучения при промерзании болот в прошлом, в настоящее время крупнобугристые торфяники деградируют. Однако исследователи, придерживающиеся этой точки зрения, учитывают только одну сторону явления — разрушение торфяных бугров и не анализируют современные условия развития болотной растительности.

Представители второй точки зрения (Танфильев, 1911; Драницын, 1914; Андреев, 1931; Шумилова, 1951; ГорсСдков, 1932, 1946; Тыртиков, 1966, 1969, 1979) связывают формирование бугров с современной динамикой растительности болот. А. П. Тыртиковым (1979) раскрыт механизм образования крупнобугристых торфяников в процессе заболачивания водоёмов и суши, а также показана роль растительного покрова в создании благоприятных условий для промерзания грунтов под торфом и для их пучения.

5.2. Развитие болот в центральной и южной частях Западно-Сибирской равнины

5.2.1. Развитие болот в северной тайге

В северной тайге развитие болот протекало в условиях слабо расчленённого аккумулятивного и в меньшей степени денудационного рельефа, избыточного атмосферного увлажнения, близкого к поверхности залегания грунтовых вод с минерализацией от 0,1—0,5 г/л, редко до 1,0 г/л, преимущественно гидрокарбонатных кальциевых, редко магниевых и натриевых, часто с повышенным содержанием железа, органических соединений, кремнезёма (Инженерно-геологическая карта..., 1972). Сочетание таких природных условий определило явное преобладание в развитии северотаёжных болот олиготрофной стадии. Заболачивание высоких правобережных террас Оби (в пределах широтного отрезка её течения), по нашим данным (Лисс, Березина, 1981-а), началось на рубеже бореального и атлантического периодов. Например, возрастом 7870160 лет датируется придонный слой торфа с глубины 2,4—2,5 м, отобранный в районе оз. Пильтам-Лор.

Состав растительных остатков, выявленных в послойно взятых образцах торфа из шурфа, расположенного близ оз. Пиль-

там-Лор, позволяет реконструировать такую смену стадий в развитии болот, приуроченных к верхним правобережным террасам Оби. На бореально-атлантическом рубеже эти болота представляли собой сочетания из мелкозалежных сильно обводнённых олиготрофных биогеоценозов шейхцериево-сфагнового, осоково-сфагнового, пушицево-сфагнового типа и реже мезотрофных биогеоценозов осоково-сфагнового типа, что подтверждают данные по соотношению площадей болот (%) соответственно генезису начальных стадий заболачивания (табл. 17).

Таблица 17

Генезис начальных стадий заболачивания, %

Округа	Начальные стадий заболачивания, %		
	эвтрофная	мезотрофная	олиготрофная
II Сургутско-Полесский	5	23	72
Кондинский	43	22	35
Салымо-Юганский	47	31	22
Тым-Вахский	24	58	18
Кеть-Тымский	60	19	21
Северобарабинский	49	42	9
Южнобарабинский	100	—	—

Согласно данным табл. 17, на большей части Сургутского полесья заболачивание начиналось с олиготрофной стадии: в сфагновом покрове доминировали *Sphagnum majus* и S. *balticum.* Из травянистых растений в придонных слоях олиготрофных топей обычны *Scheuchzeria palustris* и *Eriophorum vaginatum,* нередка в них примесь мезо-олиготрофных видов — *S. fallax, Warnstorfia fluiians.*

В атлантическом периоде процесс заболачивания распространился из первоначальных очагов на окружающие территории: изолированные очаги заболачивания постепенно сливались в более крупные системы болот. В это же время эвтрофные и мезотрофные биогеоценозы травяных и травяно-моховых типов развивались в биогеоценозы олиготрофного типа.

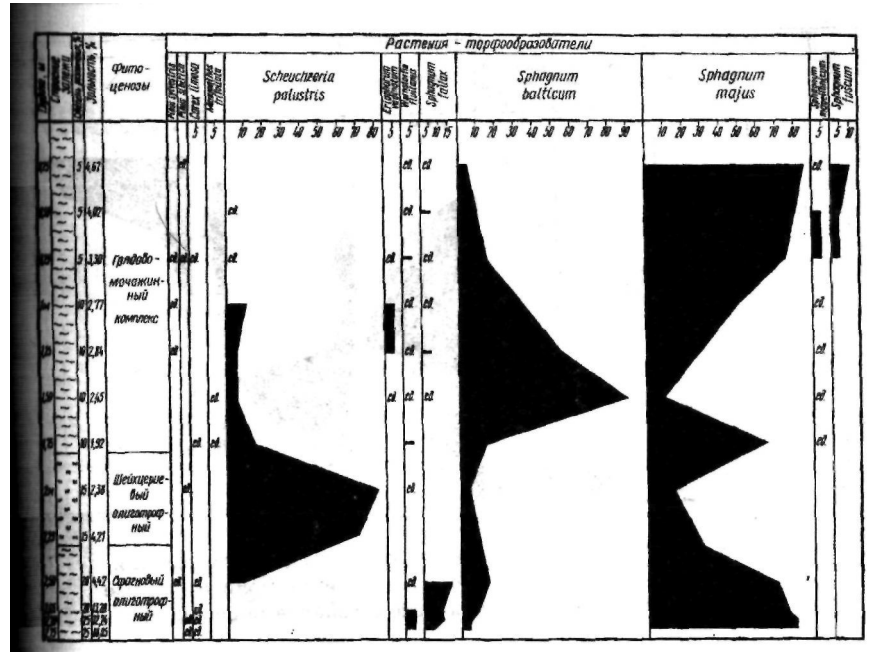


Рис. 52. Развитие болот в Сургутском полесье (преобладание олиготрофной стадии и обводнённых фаз). Условные обозначения на рис. 8

В суббореальном периоде болота, представляющие собой сочетания биогеоценозов моховых и травяно-моховых типов, преобразовывались в комплексные грядово-мочажинные, а впоследствии в озерково-грядово-мочажинные и озерково-грядовые болота.

В Сургутском полесье грядово-мочажинная и особенно озерково-грядово-мочажинная фазы в развитии биогеоценозов болотных типов весьма продолжительны. Суббореально-субатлантическая толща торфяных отложений болот, образованных биогеоценозами названных типов, выделяется однородной стратиграфией, представленной в основном верховыми видами торфа: мочажинным, шейхцериево-сфагновым, комплексным. Монотонность в строении торфяных отложений является следствием относительной автономности в развитии центральных **участков** крупных болотных систем (рис. 52, 53).

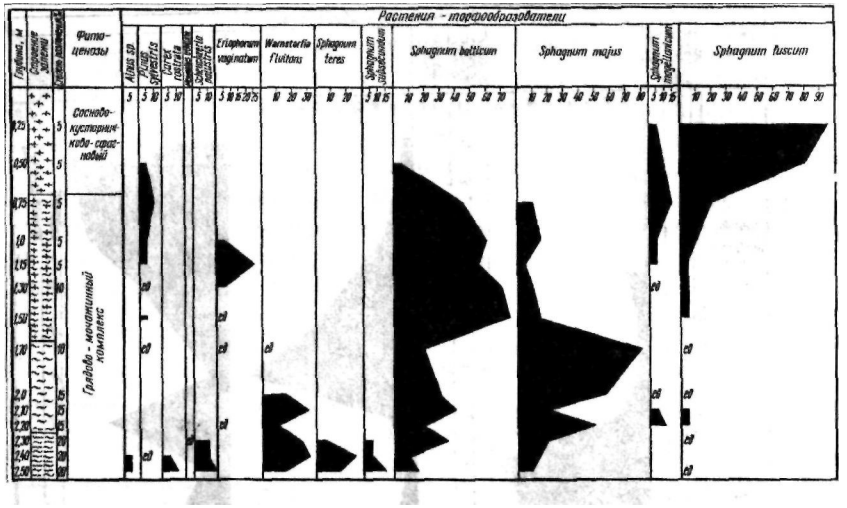


Рис. 53. Развитие болот в Сургутском полесье (трансформация мезотрофных биогеоценозов обводнённых типов в олиготрофные хорошо дренированные). Условные обозначения на рис. 8

Сложную стратиграфию имеют окраины болотных систем или же небольшие по размерам болота (для Западной Сибири площадью до 5000 га).

В условиях изменения гидрологического режима в сторону улучшения дренажа безлесные биогеоценозы мезотрофных и олиготрофных типов трансформировались в облесенные биогеоценозы сосново-кустарничково-сфагнового типа (рис. 54). По мере торфонакопления и некоторой дифференциации микрорельефа влаголюбивые сфагновые мхи *(Sphagnum majus, S. balticum)* и осоки *(Carex lasiocarpa, C. rostrata, C. limosa)* на положительных элементах микрорельефа сначала вытеснялись менее влаголюбивым *S. fuscum.* Одновременно формировались кустарничковый и древесный ярусы, и обводнённая сфагновая топь развивалась в дренированное сосново-кустарничково-сфагновое болото.

На низких правобережных террасах Оби бореальный или близкий к нему возраст первых очагов заболачивания подтверждается рядом абсолютных датировок придонных образцов торфа. Например, возраст 8000±80 лет имеют придонные слои

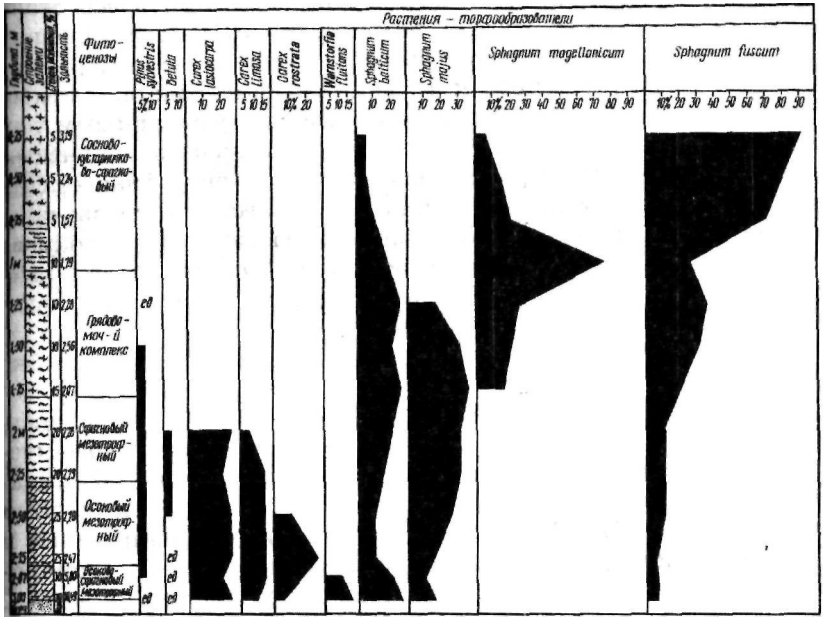


Рис. 54. Развитие болот в Сургутском полесье (смена олиготрофных биогеоценозов грядово-мочажинного типа хорошо дренированными сосново-кустарничково-сфагнового типа (рямы)).
Условные обозначения на рис. 8

низинного осоково-гипнового торфа на глубине 6,0—6,25 м болота Самотлор, расположенного в Нижневартовском районе. Остатки древесины берёзы, извлечённые из придонных слоев торфа с глубины 2,45—2,51 м, датируются возрастом 7700±70 лет. Концом бореального периода датируется и придонный слой верхового сфагнового торфа сравнительно неглубокого болота Сытомино (Лисс, Березина, 1981-а), а также придонный слой торфа в разрезе Ай-Курьех (Хотинский, Климанов, 1985).

Началом атлантического периода (7860±70 лет) датируется придонный слой низинного осокового торфа с примесью сапропеля болота, расположенного на низкой правобережной террасе реки Вах близ впадения её в Обь (глубина взятия образца —

3,9—4,0 м). Первичными очагами заболачивания здесь стали наиболее глубокие депрессии рельефа, в которых в условиях более богатого водно-минерального режима сначала образовались эвтрофные травяные и травяно-моховые болота, сложенные низинным осоковым, гипновым или осоково-гипновым торфом мощностью не более 0,5 м. Анализ большого количества стратиграфических разрезов показывает, что эвтрофная стадия в развитии болот этой территории была очаговой и сравнительно непродолжительной. Доминантами растительного покрова были *Equisetum* sp., *Carex lasiocarpa, C. diandra, C. rostrata, Menyanthes trifoliata, Sphagnum obtusion, Scorpidium scorpioldes.*

На низких террасах сукцессии болотных биогеоценозов также были направлены на вытеснение травяно-моховых топей грядово-мочажинными и озерково-грядово-мочажинными комплексами биогеоценозов. Фаза облесенных биогеоценозов сосново-кустарничково-сфагнового типа была непродолжительной. Это подтверждается небольшими по мощности (1,0—1,5 м) слоями фускум-торфа. Только в условиях постоянного дренирования в развитии болот преобладали биогеоценозы сосново-кустарничково-сфагнового типа (рямы). Аналогично развивались и болота, приуроченные к правобережью р. Вах. В настоящее время здесь преобладают олиготрофные озерково-грядово-мочажинные болотные системы. Мощность торфяной залежи колеблется в пределах 4,0—6,0 м.

В северо-восточных районах правобережья бассейна р. Вах, которое заходит в Верхнетазовскую возвышенность, болотообразовательный процесс протекал в условиях повышенного дренирования. Поэтому в развитии болот этого региона как в прошлом, так и в настоящем доминируют биогеоценозы сосново-кустарничково-сфагнового типа.

Несколько особняком развивались болота на Северо-Сосьвинской возвышенности. В развитии этих болот более продолжительны эвтрофная и мезотрофная стадии. На низких террасах р. Сосьвы многие болота до настоящего времени так и не вышли из стадии грунтового питания. Особенности водно-минерального режима на высоких террасах р. Сосьвы и водораздельных равнинах привели к формированию своеобразных гетеротрофных грядово-мочажинных комплексов болот (т. н. западно-сибирский вариант аапа-болот) (рис. 55).

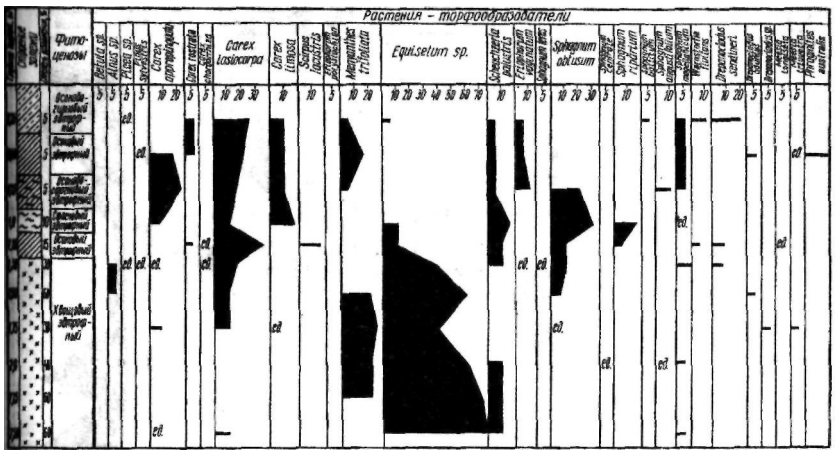


Рис. 55. Развитие болот на низких террасах р. Сосьвы.
Условные обозначения на рис. 8

На развитие болот Кондинской низменности оказала влияние приуроченность этой территории к району тектонических опусканий. Чрезвычайно высокая обводнённость бассейна р. Конды на протяжении всего голоцена обусловила явное преобладание болот, в развитии которых преобладали безлесные или слабооблесенные биогеоценозы травяно-мохового и мохового типа. Интенсивность торфонакопления в течение всего голоцена здесь оставалась достаточно высокой. В этом регионе значительные площади занимают глубокозалежные болота с мощностью торфяной залежи до 5,0—6,0 м и более.

В Кондинской низменности первые очаги заболачивания датируются бореальным периодом. Этим временем датируется, например, придонный слой торфа в разрезе Сырковое (Лисс и др., 1976) (табл. 7). Особенностью развития болот Кондинской низменности по сравнению с развитием болот Сургутского полесья, служит относительно более широкое распространение в начальные периоды голоцена эвтрофных биогеоценозов травяного и травяно-мохового типа. Продолжительность эвтрофной стадии в развитии кондинскйх болот определяется их геоморфологической приуроченностью. В развитии болот, образовавшихся на водораз-

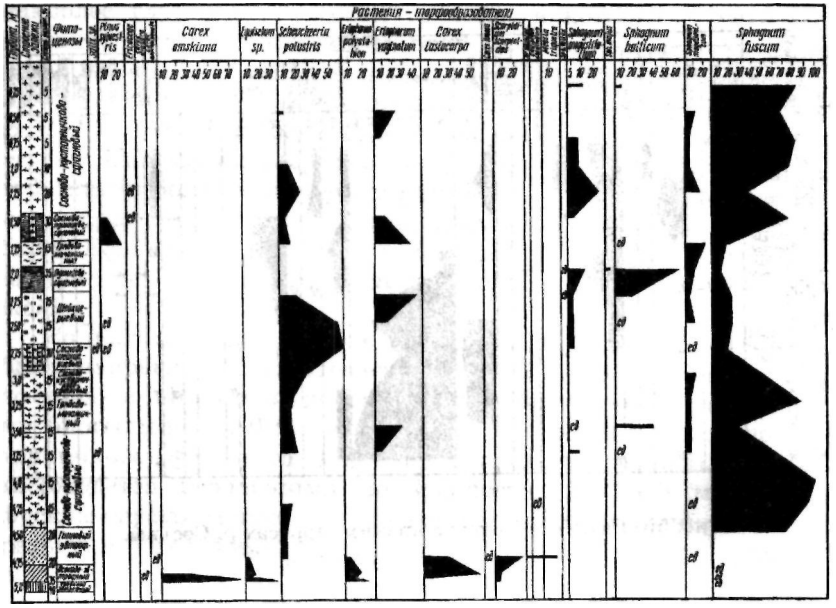


Рис. 56. Сукцессия биогеоценозов олиготрофных типов на дренированных участках в бассейне р. Конды. Условные обозначения на рис. 8

дельных равнинах и высоких террасах, эвтрофная стадия была сравнительно кратковременной. В залежах этих болот низинные виды торфа образовали преимущественно придонные слои. В торфяных залежах болот, приуроченных к низким террасам, мощность слоя придонного низинного торфа значительно возрастает.

В бореальном периоде и в начале атлантического в растительном покрове болот, формирующихся на высоких террасах и водораздельных равнинах, доминировали эвтрофные фитоценозы с присутствием *Carex omskiana, C. lasiocarpa, Eriophorum polystachion* и *Equisetum* sp. По мере торфонакопления им на смену пришли гипновые, осоково-гипновые сообщества с участием *Drepanocladus aduncus, D. sendtneri, Hamatocaulis vernicosus.* Мезотрофная стадия в развитии этих болот оставалась непродолжительной. В олиготрофную стадию развития болота высоких террас и водораздельных равнин вступили, в основном, в атлан-

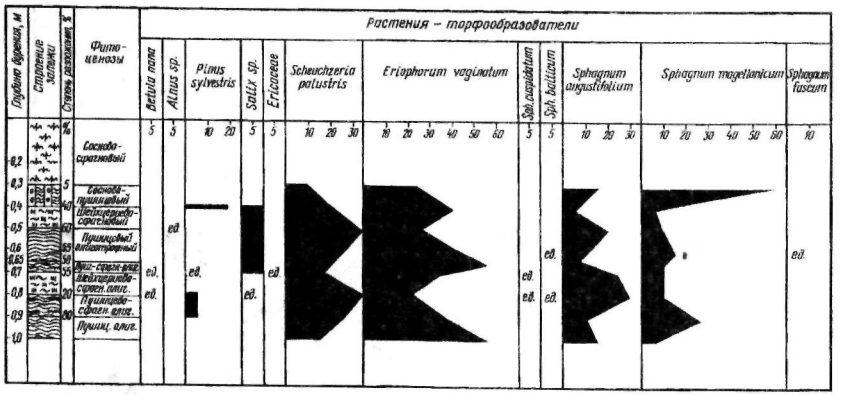


Рис. 57. Развитие мелкозалежных олиготрофных болот в бассейне р. Конды. Условные обозначения на рис. 8

тическом периоде. Олиготрофная стадия в развитии этих болот характеризуется преобладанием слабо облесенных биогеоценозов травяно-сфагнового типа и постепенной дифференциацией их микрорельефа на гряды и мочажины. Постоянная для болот Кондинской низменности трансгрессия мочажин на гряды способствовала формированию комплексов биогеоценозов грядово-мочажинно-озеркового типа и развитию регрессивных явлений, проявляющихся в широком распространении на мочажинах ассоциации Rhynchospora alba — Sphagnum compactum + Cladopodiella fluitans. Господство на протяжении олиготрофной стадии естественно дренированных биогеоценозов еосново-кустарничково-сфагнового типа — явление редкое (рис. 56).

Развитие мелкозалежных болот на высоких террасах обычно начиналось с мезотрофной или олиготрофной стадий. Низинные виды торфа в придонных слоях торфяных отложений таких болот встречаются довольно редко. Большинство мелкозалежных олиготрофных болот возникло в результате заболачивания сосновых лесов. В их современном растительном покрове обычны сосново-сфагновые, сосново-пушицевые, сосново-пушицево-сфагновые, пушицево-сфагновые фитоценозы, образующие сходные по названию виды торфа (рис. 57).

На низких террасах в развитии болот эвтрофная стадия оста-

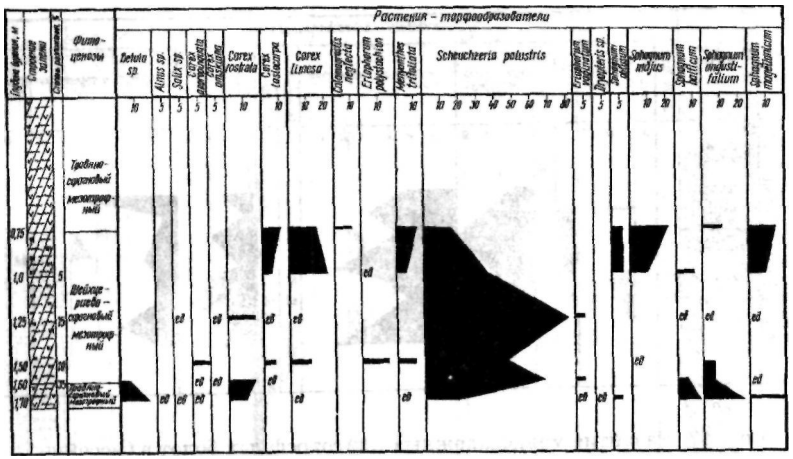


Рис. 58. Развитие мелкозалежных мезотрофных болот в бассейне р. Конды. Условные обозначения на рис. 8

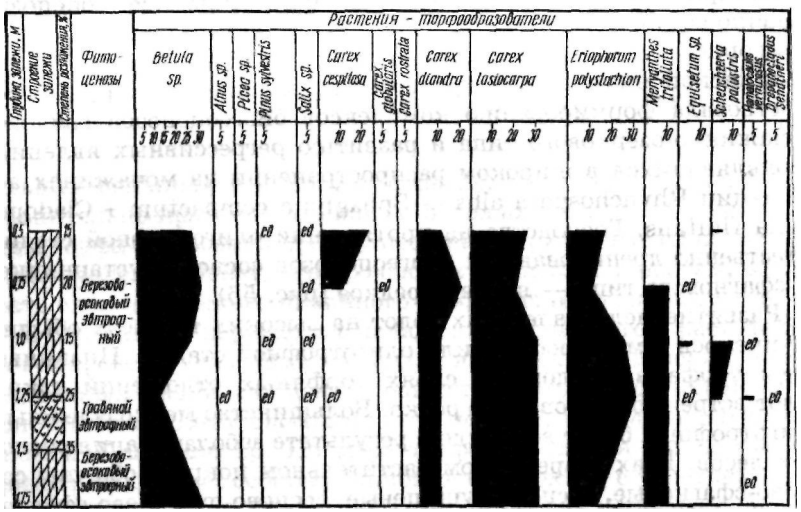


Рис. 59. Развитие эвтрофных болот в пойме р. М. Тетер. Условные обозначения на рис. 8

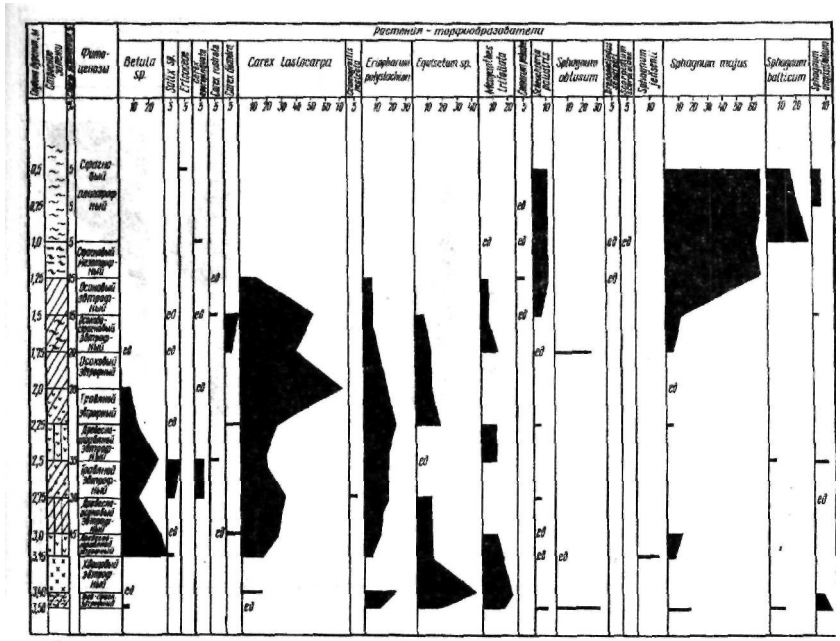


Рис. 60. Сукцессии биогеоценозов в транзитной топи олиготрофного болота в бассейне реки Конды (центральная часть). Условные обозначения на рис. 8

валась достаточно продолжительной, в развитии этих болот нередко доминировала и мезотрофная стадия. Переход болот этого типа в олиготрофную стадию осуществлялся либо в конце суббореального периода, либо мезотрофная стадия в развитии сохранялась до настоящего времени (рис. 58).

Исключительно преобладала эвтрофная стадия в развитии пойменных болот. Рис. 59 иллюстрирует развитие эвтрофного берёзово-осокового болота, образовавшегося в среднем течении р. Малый Тетер (приток р. Конды). На протяжении всего периода существования этого болота в растительном покрове преобладали берёзово-осоковые фитоценозы с участием в травяном покрове *Carex lasiocarpa, C. diandra, Eriophorum polystachion, Menyanthes trifoliata.* В настоящее время в растительном покрове значительно возрастала роль *Carex cespitosa.*

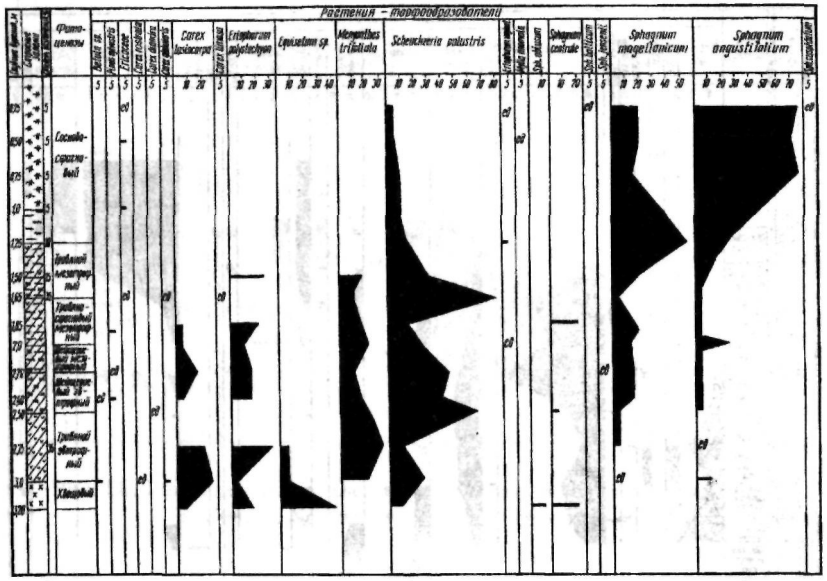


Рис. 61. Сукцессии биогеоценозов в транзитной топи олиготрофного болота в бассейне реки Конды (окраина топи).
Условные обозначения на рис. 8

Региональной особенностью болотных систем в бассейне р. Конды является обилие эвтрофных и мезотрофных транзитных топей и топей выклинивания. Это обусловлено приуроченностью Кондинской низменности к району активных тектонических опусканий. Растительный покров топей в начальные этапы их формирования был представлен эвтрофными хвощовыми, разнотравными, разнотравно-сфагновыми фитоценозами. По мере торфонакопления гидрологический режим топей менялся в сторону большей олиготрофности и дренированности: эвтрофные виды постепенно вытеснялись мезотрофными и олиготрофными, более гидрофильные — менее гидрофильными.

Анализы стратиграфических разрезов из центральных (рис. 60), краевых (рис. 61) и пограничных (рис. 62) участков топей иллюстрируют довольно пёстрое чередование видов торфа, относящихся к различным группам. В течение субатлантическо-

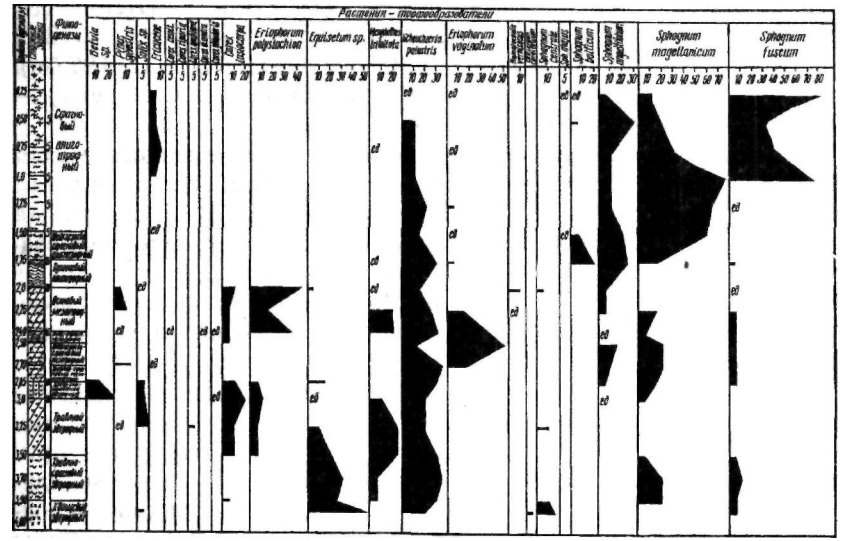


Рис. 62. Сукцессии биогеоценозов в транзитной топи олиготрофного болота в бассейне реки Конды (пограничная часть топи).
Условные обозначения на рис. 8

го периода ширина эвтрофных топей резко сократилась в результате «расползания» вширь олиготрофных участков. По-видимому, со временем на месте эвтрофных или мезотрофных топей образуются олиготрофные биогеоценозы осоково-сфагнового или кустарничково-сфагнового типа.

5.2.2. Развитие болот в средней тайге

В средней тайге выявлены более древние очаги заболачивания. Например, дриасом датируется придонный слой торфяных отложений в устье руч. Ентарного на Оби (Архипов и др., 1980) (табл. 7). В пребореальном периоде происходило накопление сапропелевых отложений в Салымо-Юганской болотной системе (Лисс, Березина, 1981-а). Пребореальный возраст имеет придонный слой торфа и в разрезе у пос. Горно-Слиткино на Иртыше (Волков и др., 1973). На пребореально-бореальном рубеже началось торфонакопление в разрезах, расположенных близ с. Боль-

шое Першино (Тюменская область) — 9280±200 лет (Нейштадт, 1967), с. Александровское — 9200±100 лет (Глебов и др., 1973) и у с. Покур (Томская область) — 9200170 лет (Нейштадт, 1977-а), около с. Комарища — 9000+100 лет (Тюменская область) — 9900±100 лет (Волков и др., 1973).

С бореальным периодом связано начало непрерывного накопления болотных и озёрно-болотных отложений на большей части исследуемой территории (Хотинский и др., 1979). Бореальный период отличался распространением преимущественно мелкозалежных (глубиной до 0,5—1,0 м) мезотрофных и эвтрофных болот, представленных сочетаниями биогеоценозов древесного, древесно-травяного, осокового, осоково-сфагнового и гипнового типов.

В течение атлантического периода заболачивание охватило значительные площади на водораздельных равнинах и высоких террасах. Например, атлантическим периодом датируется придонный осоковый торф болота Урна (Демьян-Иртышское междуречье) (Лисс и др., 1976). Этот разрез имеет ряд радиоуглеродных датировок. Придонный образец осокового торфа с глубины 4,15—4,25 м имеет абсолютный возраст 7740±70 лет. Атлантический возраст имеют многие болота Кеть-Тымского междуречья с глубиной залежи до 4,0 м и даже глубокозалежные болота с глубиной торфа более 5,0 м.

Для болот в средней тайге выявляется сравнительно чёткая корреляция между возрастом торфяных отложений и их мощностью. Бореальным возрастом более 8000 лет датируются слои торфа, начиная с глубины 5,5 м и более. Болота глубиной 4,0—4,5 м, в основном, имеют атлантический возраст, глубиной до 3,0 м — суббореальный, до 2,0 м — субатлантический.

В суббореальном периоде в центральных частях болот олиготрофные биогеоценозы травяно-мохового типа развивались в грядово-мочажинные комплексы. Образование вторичных озёр началось в субатлантическом периоде. В условиях изменения гидрологического режима болот в сторону увеличения дренированности комплексы биогеоценозов грядово-мочажинного типа развивались в биогеоценозы сосново-кустарничково-сфагнового типа, окаймлённые по периферии биогеоценозами сосново-сфагнового или сосново-пушицево-сфагнового типа. На выпуклых вершинах или на крутых склонах болот в условиях хорошей проточности сосново-кустарничково-сфагновая фаза могла

быть весьма продолжительной. В таком случае образовывался 3—5-метровый слой однородного по свойствам фускум-торфа. Салымо-Юганское междуречье принадлежит к округу, где господствуют слабо дренированные и прогрессивно-переувлажняющиеся болота (Орлов, 1978). Трансформация болот Салымо-Юганского междуречья в олиготрофную стадию развития началась в конце атлантического и завершилась в суббореальном периоде. Развитие этих болот в течение субатлантического периода характеризовалось образованием вторичных озёр среди крупных обводнённых мочажин. Этот процесс — следствие регрессивных явлений, особенно типичных для мочажин, покрытых плёнкой печёночных мхов.

На Кеть-Тымском междуречье развитие болот, приуроченных к ложбинам древнего стока, отличалось значительно большей протяжённостью эвтрофной и мезотрофной стадий. Преобладание эвтрофной и мезотрофной стадий характерно и для болот, сформировавшихся на правобережных террасах Оби и Кети. На низких террасах Оби и Кети болота на протяжении почти всего голоцена оставались в эвтрофной стадии (рис. 63). Послойный ботанический анализ торфяных отложений свидетельствует о последовательных сменах эвтрофных биогеоценозов осокового, травяного, гипнового и шейхцериевого типов. В субатлантическом периоде эвтрофные и мезотрофные виды постепенно вытеснялись олиготрофными, и на месте олиготрофных, преимущественно шейхцериевых топей формировались грядово-мочажинные комплексы или биогеоценозы сосново-кустарничково-сфагиового типа. В ряде случаев период существования мезотрофной и даже эвтрофной стадий затягивался до настоящего времени. Эвтрофные и мезотрофные травяно-сфагновые болота широко распространены на низких правобережных террасах Оби и Кети и в настоящее время. С середины суббореального периода среди таких болот формируются сосново-кустарничково-сфагновые рямы, которые представляют собой выпуклые, округлой или овальной формы дренированные олиготрофные сосново-кустарничково-сфагновые острова, разбросанные среди обводнённых мезотрофных и эвтрофных травяно-сфагновых топей или древесно-травяно-сфагновых болот.

В развитии болот, приуроченных к водораздельным равнинам на Кеть-Тымском междуречье, на протяжении всего голоцена доминировала олиготрофная стадия. Это сказалось на стратигра-

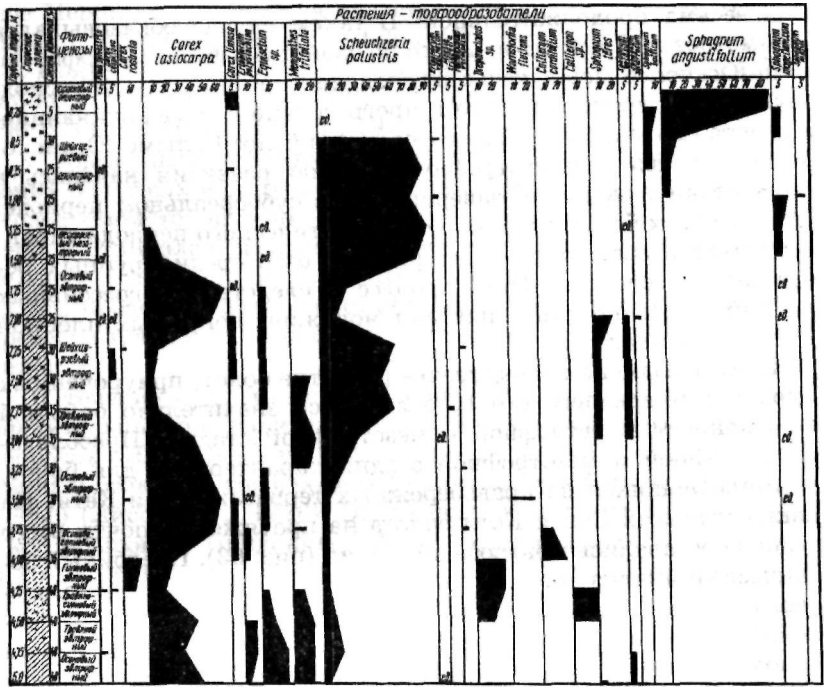


Рис. 63. Развитие болот на низких террасах Оби и Кети. Условные обозначения на рис. 8

фии торфяных отложений, представленных верховыми видами торфа (рис. 64).

Бассейн реки Демьянки относится к району новейших тектонических опусканий (Николаев, 1962). Это отразилось на особенностях формирования болот Демьян-Иртышского междуречья, в развитии которых преобладает эвтрофная стадия. На этой территории болота возникли в атлантическом периоде в результате заболачивания лесных территорий. Придонные слои торфяных залежей обычно сложены древесно-осоковым торфом (Лисс и др., 1976; Лисс, Березина, 1981-а). По мере торфонакопления и изменения гидрологического режима болот в сторону увеличения обводнённости облесенные биогеоценозы типа согр развивались в

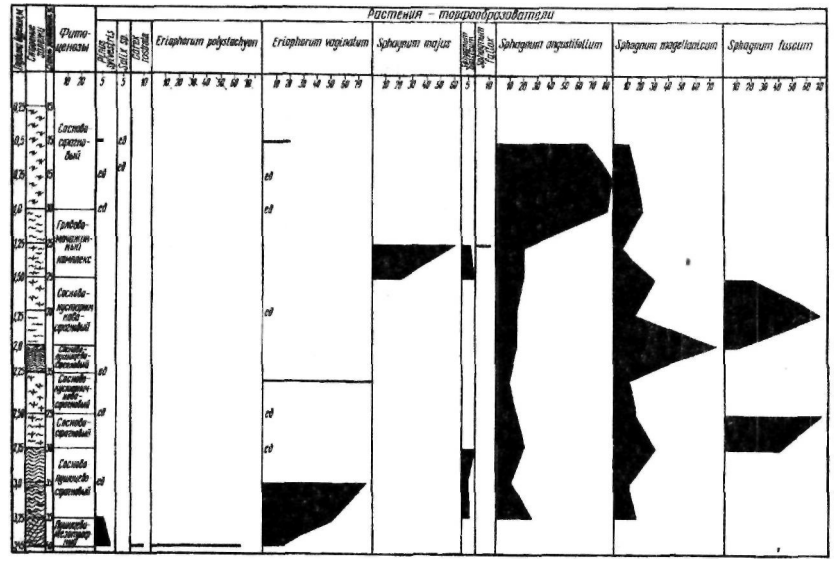


Рис. 64. Развитие болот на водораздельной равнине междуречья Кети и Тыма. Условные обозначения на рис. 8

безлесные эвтрофные осокового типа. На протяжении всей эвтрофной стадии доминантой биогеоценозов осокового типа оставалась *Carex lasiocarpa*.

В суббореальном периоде биогеоценозы этого типа постепенно вытеснялись мезотрофными биогеоценозами осоково-сфагнового и разнотравно-сфагнового типа. Переход в стадию атмосферного питания наметился в конце суббореального периода. Тенденция к олиготрофизации достаточно сильно проявляется и в настоящее время. Она выражается в формировании среди обводнённых осоково-гипновых топей небольших кочек (до 0,5 м^2), образованных *Sphagnum cenrale*. С ростом кочек (до 0,6—0,7 м в высоту, 1,0—2,0 м в диаметре) эвтрофные виды сфагновых мхов вытесняются олиготрофными S. *angustifolium* и *S. magellanicum*. Одновременно появляются представители вересковых. Кочки увеличиваются в размерах (диаметр 2,0—3,0 м) и становятся более дренированными. На верхушках таких кочек доминирует S. *fuscum*. Постепенно развивается и древесный ярус. На многих из

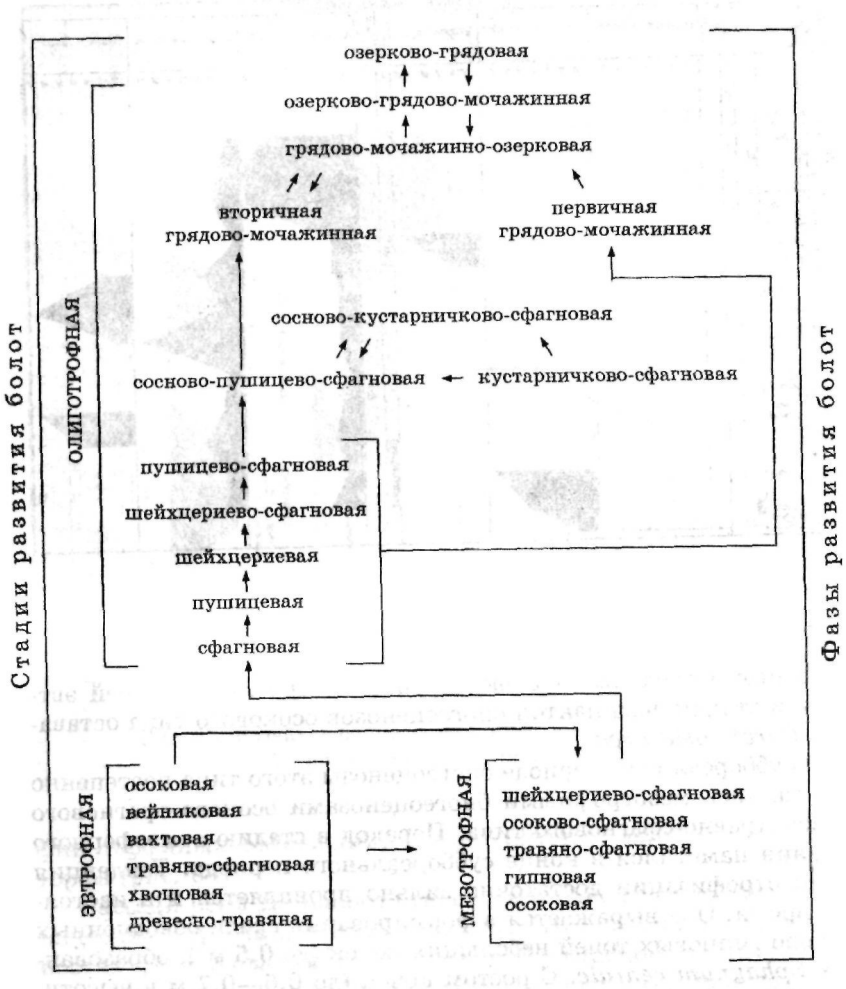


Схема 1. Развитие болот в средней и северной тайге

таких островков мощность верхового фускум-торфа достигает 1,25 м. По данным радиоуглеродных датировок (табл. 7), этот слой слаборазложившегося фускум-торфа образовался всего лишь за 190 лет. По-видимому, тенденция к увеличению размеров сосново-кустарничково-сфагновых островов и слиянию их между собой будет прогрессировать. Это приведёт к формированию биогеоценозов сосново-кустарничково-сфагнового типа.

Обобщённая схема сукцессии болотных биогеоценозов, характерная для северо- и среднетаёжных болот, представлена на схеме 1.

5.2.3. Развитие болот в южной тайге

В южной тайге глубокозалежные болота (мощность торфа > 6 м) преимущественно водораздельного залегания датируются бореальным периодом. В этом периоде образовались и многие ныне погребённые торфяники, в которых линзы сильно спрессованного торфа перекрыты 2—3-метровым слоем минеральных отложений. Болота, датируемые более ранними отрезками голоцена, встречаются реже.

В начале атлантического периода интенсивно заболачивались и низкие террасы. Например, возраст 7260±90 лет имеет придонный слой торфа с глубины 5,5—5,7 м одного из притеррасных болот, расположенного в нижнем течении р. Парабель. Заболачивание притеррасных пойм происходило в середине атлантического периода. Возраст 5660180 лет имеет придонный слой торфа с глубины 4,8—5,0 м, отобранный в центральной части болота Аркадьево. Это болото расположено в притеррасной части поймы Оби близ пос. Кожевниково (Томская область). Мелкозалежная окраина этого болота датируется субатлантическим периодом (табл. 7).

В атлантическом периоде на низких террасах образовались и многие болота, ныне погребённые под минеральными отложениями. Например, в середине атлантического периода (6120±80 лет) сформировался погребённый торфяник у пос. Новый Васюган (Томская область) со слоем торфа мощностью 2,1 м. Аналогичным возрастом датируются и многочисленные погребённые торфяники мощностью до 1,5 м, выявленные вдоль щ Нюрольки.

Для южнотаёжной подзоны характерно образование болот в

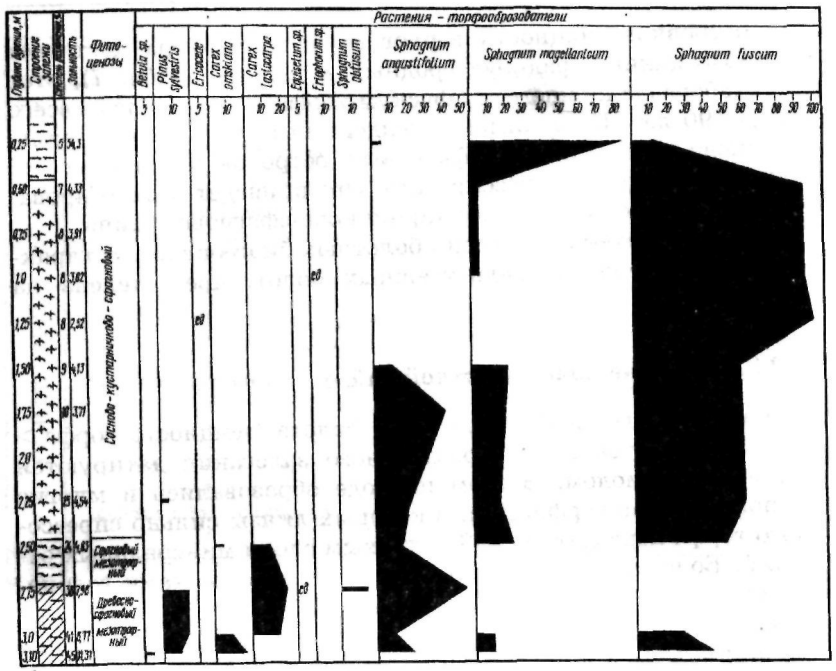


Рис. 65. Сукцессии биогеоценозов в северной части Большого Васюганского болота. Условные обозначения на рис. 8

основном на месте заболачивающегося леса. Поэтому в данной подзоне дно многих болот выстилают слои низинного древесного, древесно-осокового, древесно-сфагнового и редко переходного торфа высокой степени разложения — 40—50% (рис. 65). Для этих видов торфа характерно присутствие остатков древесины, коры хвойных и лиственных пород. По мере торфонакопления и изменения условий водно-воздушного режима облесенные биогеоценозы с хорошо выраженным ярусом вытеснялись эвтрофными безлесными травяного и травяно-мохового типов. Иногда заболачивание начиналось с формирования безлесных биогеоценозов (рис. 66). В растительном покрове болот, сложенных такими биогеоценозами, обычно доминировали эвтрофные виды сфагновых мхов *(Sphagnum teres, S. obtusum),* из осок преобладали

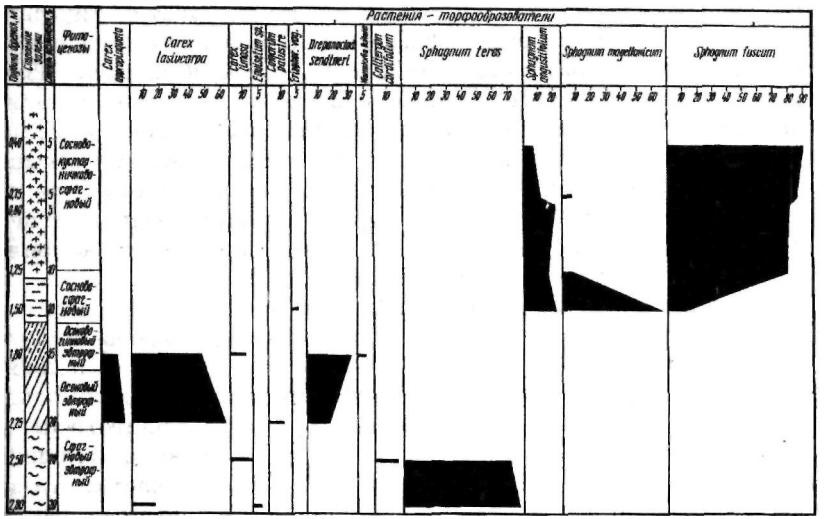


Рис. 66. Сукцессии биогеоценозов в центральной части Большого Васюганского болота. Условные обозначения на рис. 8

Carex lasiocarpa, C. appropinquata, из зелёных мхов — *Calliergon cordifolium, Drepanocladus sendtneri.* Большая продолжительность эвтрофной стадии, нежели в средней тайге — особенность в развитии болот южной тайги. Она связана с засоленностью подстилающих болота грунтов. Благодаря большей минерализации грунтовых вод (особенно в южной половине подзоны) болота пребывали в эвтрофной стадии до конца атлантического периода. Даже в настоящее время многие водораздельные и террасные болота на этой территории (особенно в южной половине) находятся в эвтрофной стадии.

Некоторое различие в продолжительности эвтрофной стадии в северной и южной половинах подзоны объясняется тем, что на характере водно-минерального питания болот сказывается карбонатное засоление грунтов, особенно сильное на юге Западной Сибири. По мере торфонакопления и прекращения питания болот за счёт грунтовых карбонатных вод это различие в первоначальных условиях болотообразования нивелируется.

Переход в мезотрофную, а впоследствии в олиготрофную ста-

дию чаще осуществлялся в суббореальном и субатлантическом периодах. Эвтрофные виды сфагновых мхов вытеснялись олиготрофными *Sphagnum angustifolium* и S. *magellanicum*. Изменение гидрологического режима в сторону усиления дренажа способствовало интенсивному развитию в моховом покрове *S. fuscum*. В условиях питания бедными грунтовыми водами продолжительность эвтрофной стадии оставалась небольшой. В таком случае болота вступали в олиготрофную стадию развития ещё в атлантическом периоде. Эта стадия характеризовалась накоплением преимущественно фускум-торфа.

Болота, недавно вступившие в стадию атмосферного питания, обычно имеют слегка выпуклую и слабо дифференцированную на формы микрорельефа поверхность. В растительном покрове таких болот господствуют сосново-сфагновые и сосново-пушицево-сфагновые фитоценозы. Развитие плоских олиготрофных болот в выпуклые происходило во второй половине голоцена. Наиболее выпуклые и хорошо дренированные участки таких болот в настоящее время заняты биогеоценозами сосново-кустарничково-сфагнового типа. Окраины сильно обводнены либо за счёт поверхностного стока с центральных выпуклых участков болот, либо за счёт делювиального стока с окружающих болота минеральных склонов. Подтопляемые окраины обычно заняты эвтрофными безлесными биогеоценозами.

Дальнейшее развитие болот сопровождалось формированием плоских вершин с замедленным поверхностным стоком. Ныне они заняты комплексами биогеоценозов грядово-мочажинного типа. Из трёх стадий развития олиготрофных болот, выявленных ещё Г. Я. Бронзовым (1930), большинство современных южнотаёжных болот находится в стадии либо сильно выпуклых и сравнительно хорошо дренированных, либо в стадии выпуклых болот с ровной центральной частью.

В южной тайге по сравнению с подзоной средней тайги количество вторичных озёр на болотах резко сокращается. Среди болотных биогеоценозов господствуют биогеоценозы сосново-кустарничково-сфагнового типа. Среднеобводнённые комплексы биогеоценозов грядово-мочажинного типа приурочены лишь к плоским центральным участкам болот. С заболачивания леса началось и развитие болот, протянувшихся широкими полосами по плоским междуречьям левых притоков Оби (Чузик, Кенга, Парбиг, Бакчар, Икса, Шегарка). По периферии этих болот в

условиях сравнительно богатого грунтового питания (за счёт карбонатного засоления подстилающих пород) эвтрофная стадия в развитии болот затянулась до настоящего времени. В центральных участках болот (особенно крупных) переход в стадию атмосферного питания начался на рубеже суббореального и субатлантического периодов. Он сопровождался формированием олиготрофных биогеоценозов сосново-сфагнового типа и сосново-кустарничково-сфагнового типа на месте эвтрофных биогеоценозов древесно-травяно-мохового и травяно-мохового типов. В строении торфяной залежи таких болот, особенно в их центральных участках, выявляется нижний пласт, образованный низинным осоковым и древесно-осоковым торфом, и верхний пласт, сложенный верховым сфагновым торфом.

Болота, возникшие на Кеть-Тымском междуречье, особенно Приуроченные к низким террасам Кети, Тыма, Оби, до настоящего времени находятся в эвтрофной и мезотрофной стадиях развития.

Болота в верховьях бассейна Чулыма и в левобережной части долины Кети тоже ещё не вышли из эвтрофной стадии развития. Болота, образовавшиеся в водораздельных котловинах на Кеть-Тымском междуречье, сложены верховыми видами торфа. Для развития болот этой территории наиболее типична смена биогеоценозов пушицево-сфагнового типа биогеоценозами сосново-пушицево-сфагнового и сосново-кустарничково-сфагнового типов.

5.2.4. Развитие болот в подзоне осиново-берёзовых лесов (подтайге)

В подзоне осиново-берёзовых лесов условия благоприятны для развития процесса болотообразования вопреки менее благоприятному соотношению элементов водного и теплового балансов. Развитие болот здесь обусловлено близким залеганием к Поверхности грунтовых вод, тяжёлым механическим составом Подстилающих грунтов и слабым расчленением поверхности (Инженерно-геологическая карта Западно-Сибирской плиты, «72).

В подтайге начало заболачивания датируется атлантическим и суббореальным периодами. Корреляция спорово-пыльцевых спектров придонных образцов торфа с абсолютными датировками синхронных горизонтов торфа показывает, что болота глубиной

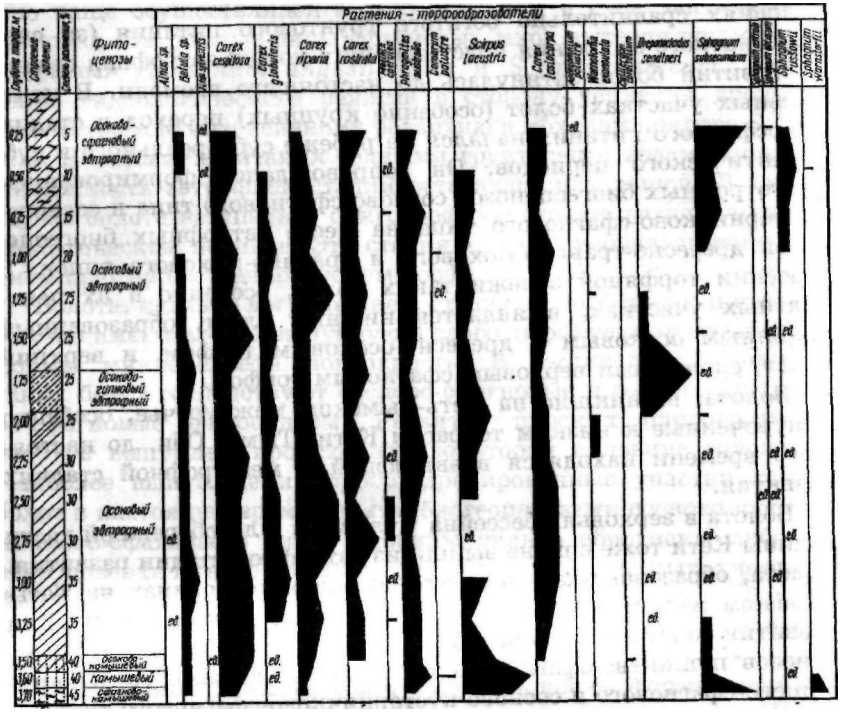


Рис. 67. Сукцессии биогеоценозов в эвтрофной части болота Баксянское. Условные обозначения на рис. 8

до 4,0 м имеют атлантический возраст (6070190 лет), до 3,0 м — суббореальный (2610±70 лет), до 2,0 м — субатлантический (1640+70 лет). Исключение составляет болото Баксинское, расположенное в Бакчарском районе Томской области. Придонный слой торфа с глубины 4,15—4,45 м этого болота имеет суббореальный возраст (3380±80 лет).

Длительное пребывание болот в эвтрофной стадии обусловлено засолением подстилающих пород и высокой минерализацией (до 3 г/л) грунтовых вод (Инженерно-геологическая карта Западно-Сибирской плиты, **1972).** Только в редких случаях, на наиболее высоких участках рельефа и на незаселённых грунтах, заболачивание начиналось с олиготрофной стадии. Наличие в при-

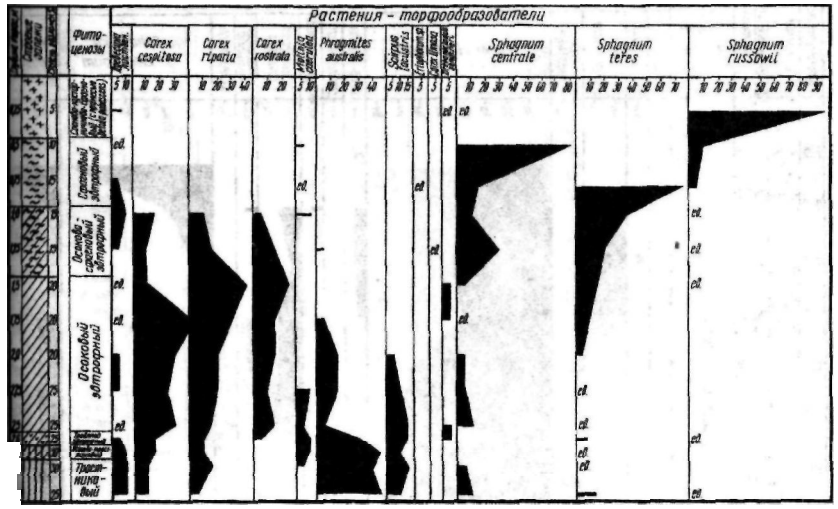


Рис. 68. Трансформация эвтрофных биогеоценозов осоково-гипнового типа в эвтрофные сфагновые (Тара-Тартасское междуречье). Условные обозначения на рис. 8

донных слоях залежей тростникового, осоково-тростникового [Торфа (с преобладанием в нём остатков *Carex cespitosa, C. riparia, \Scirpus lacustris)* позволяет предполагать, что в атлантическом «Периоде болота в подзоне осиново-берёзовых лесов напоминали Современные займищные болота зоны лесостепи.

' Осоково-гипновые болота обычно формировались на месте рваболачивающихся лесов или заторфовывающихся водоёмов (**рис.** 67).

Перелом в развитии болот наметился в середине субатланти-*ческого периода. К этому времени слой торфяных отложений достиг 2,0—2,5 м и создались условия для перехода болот в стадию •атмосферного питания. Рис. 68—70 иллюстрируют последовательность смен типов болотных биогеоценозов, характерную для Тара-Тартасского междуречья. По мере торфонакопления и изменения гидрологического режима в болотных биогеоценозах солевыносливые виды (например, *Phragmites australis)* (рис. 68) вытеснялись менее солевыносливыми. В растительном покрове био-

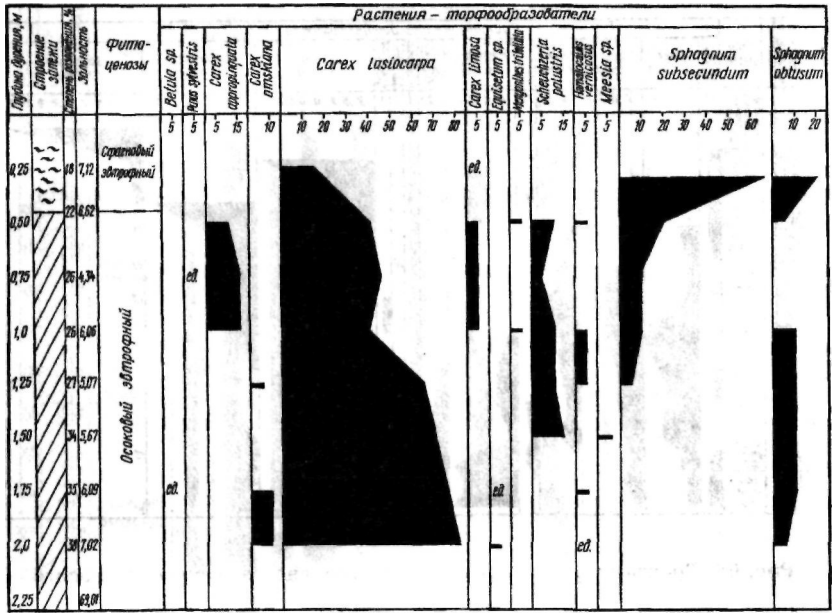


Рис. 69. Сукцессии биогеоценозов в эвтрофных осоково-гипновых болотах (Тара-Тартасское междуречье). Условные обозначения на рис. 8

геоценозов доминантами стали осоки *(Carex cespitosa, C. riparia, C. rostrata),* появились зелёные мхи *(Drepanocladus sendtneri).* На смену им пришли сфагновые сообщества. Пионерами олиготрофной стадии в развитии болот сначала были эвтрофные виды сфагновых мхов: *Sphagnum subsecundum, S. obtusum* (рис. 69). К концу эвтрофной стадии появился *S. cenrale* (рис. 68) и, наконец, при переходе болота к мезо-олиготрофной стадии — S. *russowii* (рис. 68). Переход болот в олиготрофную стадию ознаменовался поселением на них S. *fuscum* (рис. 70). Одновременно появились вересковые кустарнички, развился древесный ярус из *Pinus sylvestis.*

Переход болот в олиготрофную стадию развития осуществляется и в настоящее время. Это подтверждается постоянным появлением *Sphagnum fuscum* в современных биогеоценозах мезо-

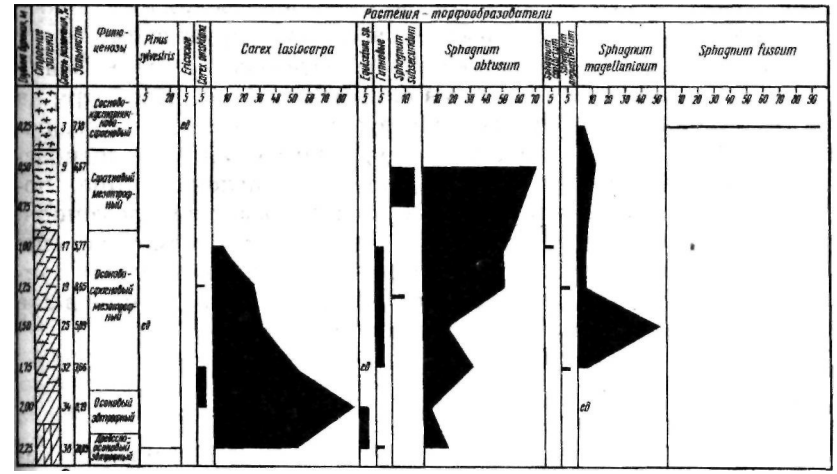


Рис. 70. Трансформация эвтрофных биогеоценозов в мезотрофные и олиготрофные (Тара-Тартасское междуречье). Условные обозначения на рис. 8

Схема 2. Развитие болот в подзоне осиново-берёзовых лесов (подтайга)

трофных типов. Сукцессии болотных биогеоценозов, характерные для подзоны осиново-берёзовых лесов, иллюстрирует схема 2.

В развитии болот в подзоне осиново-берёзовых лесов особенно чётко прослеживается тенденция олиготрофизации. Несмотря на то, что в настоящее время господствуют биогеоценозы эвтрофного осоково-гипнового типа, площадь, занимаемая биогеоценозами олиготрофного сосново-кустарничково-сфагнового типа, постоянно увеличивается за счёт расползания рямов и шеломочков. Медленное «растекание» выпуклых рямов, как отмечали ещё А. А. Генкель и П. Н. Красовский (1937), со временем может привести к формированию у них плоских вершин и появлению даже грядово-мочажинных комплексов биогеоценозов.

5.2.5. Развитие болот в лесостепи

В лесостепи соотношение элементов водного и теплового балансов складывается не в пользу болотообразовательного процесса. Глубина залегания грунтовых вод колеблется от 2—3 до 20—30 м, причём на большей территории она превышает 5—10 м. Поэтому средняя заболоченность лесостепи не более 7%. Причиной же интенсивного болотообразовательного процесса в отдельных районах является характер рельефа: наличие бессточных мало дренированных пространств с разнообразными отрицательными формами рельефа, отличающимися высокой степенью засоленности грунтов. Например, в Барабинской низменности заболоченность достигает 25%. Высокая степень минерализации грунтовых вод обеспечивает начало заболачивания исключительно с эвтрофной стадии. Степень минерализации грунтовых вод возрастает в направлении с севера на юг. В северной части лесостепи и в расчленённых восточных районах грунтовые воды характеризуются сравнительно невысокой минерализацией (0,5—3,0 г/л). По химическому составу они чаще всего гидрокарбонатно-кальциевые. На более засушливых участках с нерасчленённым рельефом широко развиты грунтовые воды гидрокарбонатно-натриевого (кальциевого и кальциевого-магниевого), хлоридно-натриевого, хлоридно-сульфатно-натриево-кальциевого, сульфатно-хлоридно-натриевого и другого химического состава с минерализацией от 3—5 до 30—50 г/л, в отдельных районах и более 50 г/л. Наиболее высокоминерализованные грунтовые воды хлоридно-натриевого и сульфатно-хлоридно-натриевого состава формируются на плоских, бессточных равнинах (особенно в небольших понижениях рельефа) при небольшой глубине залегания вод за счёт континентального засоления (Гармонов и др., 1961; Гидрогеология СССР, 1970).

Палинологические и радиоуглеродные данные (Нейштадт, 1957; Лисс и др., 1976; Левина и др., 1987) не подтвердили высказываний относительно реликтового характера рямов, возникших, по мнению П.Н.Крылова (1919), Н.А.Ивановой и И. М. Крашенинникова (1934), в ледниковом периоде,.

Интенсивное заболачивание в лесостепной зоне началось во второй половине голоцена. Например, возраст придонного осокового торфа (1,25—1,35 м) займища близ ст. Убинская (Новосибирская область) исчисляется в 2140±80 лет. Придонный древесно-осоковый торф на глубине 3,0—3,1 м рядом расположенного ряма имеет возраст 4350±70 лет. Возраст ряма со слоем торфа мощностью 2,1 м составляет 3050±70 лет. Возраст сапропелевых отложений того же болота, отобранных с глубины 2,6—2,8 м, датируется в 4180±70 лет (Лисс и др., 1976).

Займища, глубина которых не превышает 2,0 м, имеют оубатлантический возраст. Трансформация займищ в рямы чаще датируется раннесуббореальным временем или началом субатлантического времени, что согласуется с заключениями палеогеографов (Хотинский, 1977) относительно похолодания и увеличения увлажнённости в начале как суббореального, так и субатлантического периодов. К.Е.Иванов и Л. В.Котова (1964), отметив рост ныне существующих рямов вширь, показали, что формирование рямов среди займищ соответствует современной природной обстановке лесостепи.

Зарастание озёр и образование займищ — явление, свойственное преимущественно северной лесостепи. Оно обусловлено тем, что на этой территории пересыхание озёр и связанное с этим засоление сказывается только на периферии водоёмов. В южной лесостепи пересыхание озёр, особенно в годы с минимальным количеством осадков, может распространяться и на центральные части водоёмов. Это нарушает процессы прогрессивного зарастания и делает их обратимыми.

Заболачивание депрессий и водоёмов с высокой концентрацией солей обычно ограничивалось тростниковой стадией с солончаковой растительностью на периферии (Красовский, 1925). При заболачивании депрессий, занятых пресноводными озёрами,

намечались более развёрнутые экогенетические ряды. Сначала образовывались тростниковые или камышовые займища с вкраплением ассоциаций из *Typha angustifolia, Scirpus tabernaemontani, Scolochloa festucacea.* В дальнейшем тростниковые и камышовые займища, сформировавшиеся в результате зарастания пресноводных водоёмов, преобразовывались в биогеоценозы кочкарно-осокового типа с участием *Carex omskiana* и *C. cespitosa* (схема 3).

В северной лесостепи осоковые кочкарники сменялись осоковыми болотами, на которых доминантами становились корневищные осоки: сначала господствовали *Carex diandra* и *C. rostrata,* впоследствии они вытеснялись *C. lasiocarpa.* Следующий этап в развитии корневищно-осоковых займищ характеризовался формированием мохового яруса. Первыми поселялись гипновые мхи, а впоследствии сфагновые *(Sphagnum subsecundum* и S. *teres),* хорошо выдерживающие сравнительно высокую минерализацию.

Зарождение рямов среди эвтрофных травяных болот в северной лесостепи начиналось с появления небольших пятен из эвтрофных сфагновых мхов среди осоковых и осоково-гипновых фитоценозов. Последующее накопление сфагнового торфа обусловило возможность поселения мезотрофных, а затем и олиготрофных видов сфагновых мхов. Одновременно формировались кустарничковый и древесный ярусы (рис. 71).

Для лесостепных рямов наиболее характерны ассоциации: Pinus sylvestris f. uliginosa — Ledum palustre — Sphagnum fuscum или P. sylvestris f. uliginosa — Chamaedaphne calyculata — S. fuscum. Современная стадия в развитии большинства рямов представлена биогеоценозами, в кустарничковом ярусе которых доминирует *Vaccinium vitis-idaea,* а в моховом покрове *Sphagnum fuscum* вытесняется *Pleurozium schreberi.* Ассоциация Pinus sylvestris f. uliginosa — Vaccinium vitis-idaea — Pleurozium schreberi является лесостепным вариантом проявления регрессивных явлений. Это своеобразие рямов лесостепи сильно отличает их от биогеоценозов сосново-кустарничково-сфагнового типа, развивающихся в условиях континентального, но влажного климата таёжной зоны или влажного приморского климата в других регионах России.

Развитие мезотрофных и олиготрофных биогеоценозов осоково-сфагновых типов бывает весьма продолжительным.

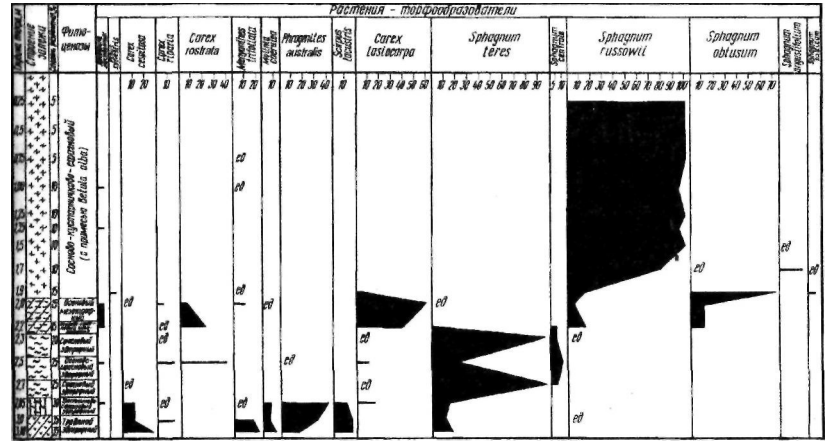


Рис. 71. Трансформация эвтрофных биогеоценозов осокового типа в мезофные и олиготрофные сосново-кустарничково-сфагнового типа (рямы). Условные обозначения на рис. 8

В развитии займищ многими авторами отмечены явления как опреснения, так и увеличения засоления в связи с перераспределением солей (Панадиади, 1953; Куркин, 1967, 1970). В этом случае менее солевыносливые виды *(Sphagnum teres)* замещаются более солевыносливыми *(Phragmites australis, Calamagrostis neglecta).*

Заболачивание плоских западин начиналось с поселения на них *Salix rosmarinifolia.* Это связано с деградацией и осолонением солонцовых почв в западинах, которые увлажнены сильнее, чем почвы окружающих приподнятых участков. Дальнейшее развитие биогеоценозов ивово-осокового типа сопровождалось формированием древесного яруса из *Betula alba.* В травяном покрове заболоченных берёзовых колков доминирует *Carex disticha* с примесью *C. atherodes* и *C. riparia* (схема 3).

Колочные болота формировались и на месте кочкарно-осоковых. В этом случае кольцо из *Betula alba* окаймляет сообщества из *Carex omskiana.* На следующей стадии развития кочкарно-осоковых болот появлялись *Salix rosmarinifolia* и *C. lasiocarpa.* В некоторых колочных болотах благодаря прогрессирующему опреснению и обводнению возникали небольшие сплавины из

Фазы развития болот

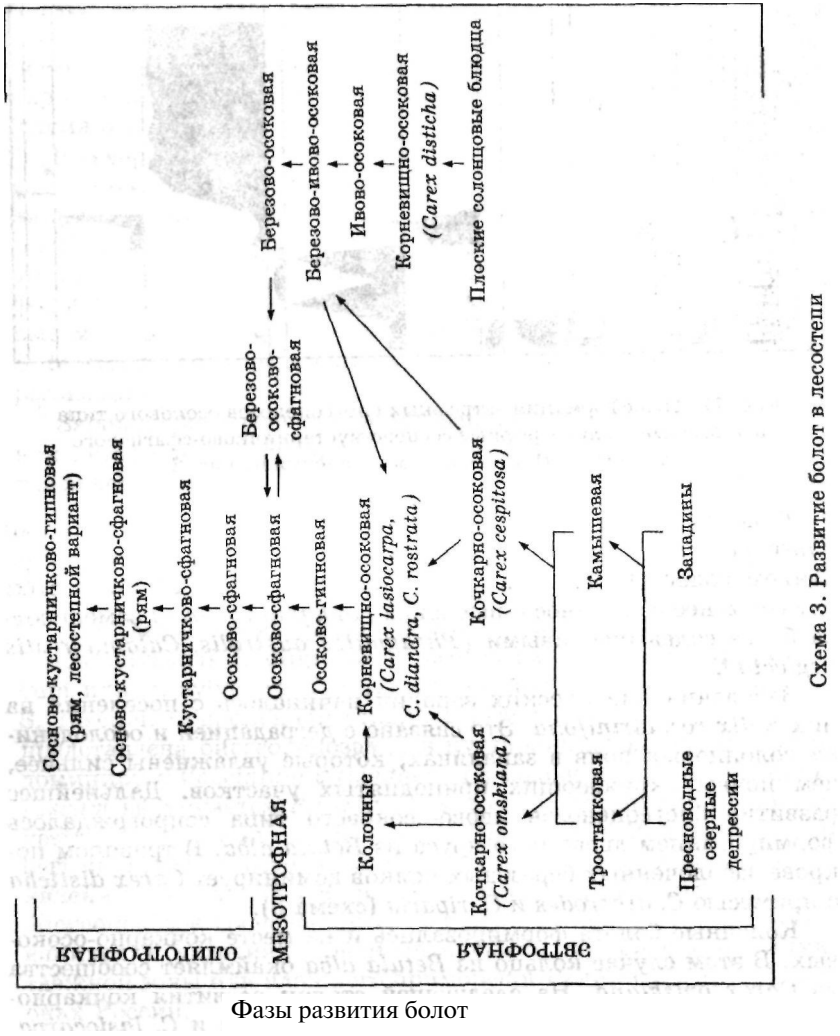


Схема 3. Развитие болот в лесостепи

Фазы развития болот

Sphagnum teres и тем самым создавались условия для перехода эвтрофной стадии болот в мезотрофную или олиготрофную (схема 3).

Таким образом, и в лесостепи в условиях высокого засоления и недостатка атмосферной влаги намечается тенденция, характерная для развития болот всей Западной Сибири: постепенный, но постоянный процесс смены эвтрофнои и мезотрофнои стадий развития на олиготрофную.

5.3. Динамика вертикальной скорости торфонакопления, биологической продуктивности болотных систем и темпов заболачивания

Известно, что величина линейного прироста торфа зависит от комплекса таких факторов, как климатические, орографические, гидрологические. Соотношение элементов теплового и водного балансов определяют величину биологической продуктивности, интенсивность процесса аккумуляции, а, следовательно, и скорость торфонакопления. Гидрологический режим через условия водно-минерального питания влияет на структуру болотных фитоценозов, и, в первую очередь, на соотношение жизненных форм, условия разложения растительных остатков и пере-ода их в торф. Поэтому динамику скорости линейного прироста торфа можно рассматривать как показатель, который отражает изменение природных условий на протяжении торфонакопления.

Расчёт прироста торфа в целом по разрезам за весь период голоцена, а также за его отдельные отрезки (бореальный, атлантический, суббореальный, субатлантический) произведен по результатам абсолютных датировок нижних и верхних границ слоёв торфяных отложений соответствующей мощности. В случае отсутствия абсолютных датировок возраст слоев устанавливался по результатам палинологического анализа. Для этой цели было выбрано более 65 опорных торфяных разрезов из различных природных зон Западной Сибири (табл. 18).

Корреляция прироста торфа в опорных разрезах позволила, во-первых, выявить особенности пространственной (зональной) динамики средних показателей линейного прироста торфа в целом по всему голоцену, во-вторых, показать временные

Таблица 18

Динамика вертикальной скорости торфонакопления по подзонам и зонам, мм/год

Периоды голоцена	Зоны											
	Тундра				Лесотундра				Северная тайга			
	Разрез	Возраст, годы	Глубина, м	Средняя скорость т-н, мм/год	Разрез	Возраст, годы	Глубина, м	Средняя скорость т-н, мм/год	Разрез	Возраст, годы	Глубина, м	Средняя скорость т-н, мм/год
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SA	Матюй-Сале (Трофимов, Баду, Васильчук, 1986)	490±100	0,05	0,10	Каргинский (Фирсов, Троицкий, Левина, 1974)	2420±15	0,13	0,16	Ай-Курьех (Хотинский, Климанов, 1985)			
	Яписале (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)	1580±180	1,0	0,63	Пангода (Лисс, Березина, 1981-а)	450±60 2870±60	0,75 1,45	1,0 0,5				
	Щучье (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)	200	0,1	0,5								
SB	Неросавей (Трофимов, Баду, Васильчук, 1986)	4060±200	1,3	0,32					Ай-Курьех (Хотинский, Климанов, 1985)	3800±40	0,20	0,05
	Гыда (Трофимов, Баду, Васильчук, 1986)	3960±50	0,75	0,19								
	Монтарат-алянтъяха (Трофимов, Баду, Васильчук, 1986)	3900±100	0,85	0,22								
AT	Недаяха (Трофимов, Баду, Васильчук, 1986)	6900±200	4,3	0,62	Каргинский (Фирсов, Троицкий, Левина, 1974)	2420±15	1,5	0,25				
	Малая Юта (Трофимов, Баду, Васильчук, 1986)	6800±200	1,3	0,19	Игарка (Кинд, 1969)	6030±100	0,4	0,07				
	Танама (Трофимов, Баду, Васильчук, 1986)	6650±50	3,0	0,45	Пангода (Лисс, Березина, 1981-а)	5610±70 5810±70 6830±80 6680±70	3,0 3,25 2,0 3,0	0,53 0,55 0,32 0,44				
	Щучье (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)	7690±110	4,0	0,2	Игарка (Левковская, Кинд, Завельский, 1970)	6030±100	0,35	0,06				
	Юрибей (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)	7460±100	4,0	0,54								

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Щучье (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)	6140±80	1,0	0,16								
	Юрибей (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)	5550±150	1,5	0,27								
	Юрибей (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)	4990±250	1,5	0,3								
ВО	Матюй-Сале (Трофимов, Баду, Васильчук, 1986)	8330±60	3,5	0,42	Игарка (Кинд, 1969)	9200±40	1,25	0,14	Ай-Курьех (Хотинский, Климанов, 1985)	9000±50	3,5	0,38
	Малая Хета (Трофимов, Баду, Васильчук, 1986)	8500±250	3,0	0,35								
	Юрибей (Трофимов, Баду, Васильчук, 1986)	8440±50	2,0	0,24								
	Недаяха (Трофимов, Баду, Васильчук, 1986)	8060±15 8030±50	2,0 1,5	0,25 0,19								

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
РВ	Юрибей (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)	9230±50	4,3	0,47								
	Япиксале (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)	8960±140	5,0	0,56								
	Юрибей (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)	8830±40	2,8	0,32								
	Белый (Васильчук, Петрова, Серова, 1983)	8500±120	2,5	0,29								
	Матюй-Сале (Трофимов, Баду, Васильчук, 1986)	9970±70	4,1	0,40								
Средние показатели вертикальной скорости торфонакопления по зонам и подзонам, мм/год				0,31				0,35				0,37

Периоды голоцена	Зоны							
	Средняя тайга				Южная тайга			
	Разрез	Возраст, годы	Глубина, м	Средняя скорость т-н, мм/год	Разрез	Возраст, годы	Глубина, м	Средняя скорость т-н, мм/год
1	2	3	4	5	6	7	8	9
SA	Ентарный (Архипов, Левина, Панычев, 1980)	2400±30	1,7	0,71	Аркадьево (Лисс, Березина, 1981-а)	1930±60	1,5	0,80
					Устье р. Томь (Архипов, Вотах, 1980)	1760±40 1860±30	0,6 0,55	0,34 0,30
SB	Урна (Лисс, Березина, Куликова, 1976)	3710±30	2,8	0,55	Васюганье III (Хотинский, 1977)	4570±170	2,75	0,60
	Новый Тевриз (Лисс, Березина, 1981-а)	4260±80	0,6	0,14				
	Урна (Лисс, Березина, Куликова, 1976)	7740±70	4,25	0,55	Аркадьево (Лисс, Березина, 1981-а)	5560±80	5,0	0,88
	Самотлор (Лисс, Березина, Куликова, 1976)	7700±80	2,5	0,32	Парабель (Лисс, Березина, Куликова, 1976)	7260±90	5,7	0,79
AT	Пильтам-Лор (Лисс, Березина, Куликова, 1976)	7870±60	2,5	0,32	Новый Васюган (Лисс, Березина, 1981-а)	6120±80	2,2	0,36
	Тугиян-Юган (Архипов, Левина, Панычев, 1980)	6300±50	1,05	0,16	Васюганье I (Хотинский, 1977)	5760±130	4,0	0,69

1	2	3	4	5	6	7	8	9
BO	Сытомино (Лисс, Березина, 1981-а)	8500	3,5	0,41	Матьяга (Хотинский, 1977)	5150±120	3,75	0,73
	Салымо-Юганский (Лисс, Березина, 1981-а)	8140±80	6,0	0,74				
	Новый Тевриз (Лисс, Березина, 1981-а)	8400±70 8300±70	1,5 1,45	0,18 0,17				
Средние показатели вертикальной скорости торфонакопления по зонам и подзонам, мм/год				0,57				0,72

Периоды голоцена	Зоны							
	Подтайга				Лесостепь			
	Разрез	Возраст, годы	Глубина, м	Средняя скорость т-н, мм/год	Разрез	Возраст, годы	Глубина, м	Средняя скорость т-н, мм/год
1	2	3	4	5	6	7	8	9
SA	Баксинское (Лисс, Березина, 1981-а)	2610±70 1640±70 440±80	2,75 2,0 0,4	1,05 1,22 0,9	Убинское займище (Лисс, Березина, Куликова, 1976)	2140±80	1,25	0,58
					Каянское займище (Левина, Орлова, Панычев и др., 1987)	3350±30	1,65	0,70
					Суминское займище (Климанов, Левина, Орлова и др., 1987)	550±25 650±50 780±65 1730±25 1260±95 2370±70	0,60 1,0 1,25 2,0 1,7 2,4	1,09 1,54 1,60 1,16 1,35 1,01

1	2	3	4	5	6	7	8	9
SB	Баксинское (Лисс, Березина, 1981-а)	3380±80	4,45	1,32	Убинский рям (Лисс, Березина, Куликова, 1976)	4350±70	3,1	0,71
					Гуськовский рям (Лисс, Березина, Куликова, 1976)	3580±70	9,2	2,57
					Семёноостровское займище (Лисс, Березина, 1981-а)	3050±70	2,1	0,69
					Гуськовское займище (Лисс, Березина, 1981-а)	4180±70	2,8	0,67
					Каянское займище (Левина, Орлова, Панычев и др., 1987)	4200±80	2,7	0,64
AT	Чуваши (Лисс, Березина, Куликова, 1976)	6070±90	3,75	0,62	Каянское займище (Левина, Орлова, Панычев и др., 1987)	5490±40	3,0	0,55
BO					Гладкое (Фирсов, Волкова, Левина, 1982)	8710±30	5,88	0,67
Средние показатели вертикальной скорости торфонакопления по зонам и подзонам, мм/год				1,1				рям 1,64 / займище 0,73

закономерности изменения этих показателей по периодам голоцена.

Максимальная величина линейной скорости торфонакопления в целом по голоцену установлена для болотных систем подтайги (1,1 мм/год). Несмотря на то, что подтайга относится к зоне неустойчивого увлажнения (Мезенцев, Карнацевич, 1969), в этом регионе высокие показатели линейной скорости торфонакопления обусловлены значительной биологической продуктивностью, характерной для биогеоценозов лесного, древесно-травяно-мохового типов (табл. 19). В южной тайге, которая относится к зоне избыточного увлажнения (Мезенцев, Карнацевич, 1969), интенсивное торфонакопление обусловлено более благоприятными климатическими показателями и относительно высокой биологической продуктивностью болотных биогеоценозов сосново-кустарничково-сфагнового типа (рямов). Рямы на болотных системах в южной тайге занимают значительные площади. В южной тайге исключение составляют лишь низкие показатели линейной скорости торфонакопления (0,3—0,36 мм/год) в погребённых голоценовых торфяниках в долинах рек, где произошло сильное спрессовывание торфяной толщи (табл. 18).

В северном направлении величина этого показателя постепенно уменьшается. В средней тайге средняя скорость линейного прироста торфа составляет 0,57 мм/год, в северной — 0,37 мм/год, в лесотундре — 0,35 мм/год, в тундре — 0,31 мм/год (табл. 18).

На юге Западной Сибири, в лесостепи, особенно в займищах, процесс торфонакопления также замедлен — 0,73 мм/год (табл. 18). В этой зоне более интенсивно процесс торфонакопления протекает в рямах — 1,64 мм/год (табл. 18). Уменьшение торфонакопления в травяных займищах, несмотря на сравнительно высокую биологическую продуктивность травяных сообществ (табл. 19), связано с интенсивным разложением растительных остатков в условиях высокой теплообеспеченности и переменной увлажнённости. В рямах высокие показатели линейной скорости торфонакопления обусловлены более постоянным увлажнением и очень медленным разложением, а также значительной продолжительностью вегетационного периода.

Таблица 19

Биологическая продуктивность болотных биогеоценозов, кг/га

Географическая приуроченность	Типы болотных биогеоценозов	Биологическая продуктивность	
		Общая фитомасса, кг/га	Ежегодная продукция, кг/га
Северная тайга	Грядово-мочажинно-озерковый	18,27	8,57
Средняя тайга	Грядово-мочажинный	38,31	17,80
Южная тайга	Сосново-кустарничково-сфагновый	457,6	38,1
Подтайга	Сосново-тростниково-сфагновый мезотрофный	546,61	59,49
	Кустарничково-осоково-сфагновый мезотрофный	137,0	49,53
	Лесной мезотрофный	1616,5	60,4
		(Глебов, Толейко, 1975)	
	Лесной эвтрофный	1733,6	78,1
	Безлесный эвтрофный	90,0	—
		(Пьявченко, 1967)	
Лесостепь	Безлесный травяно-гипновый	150,0	40,6
		(Базилевич, 1967)	
	Крупнотравный	269,0	585,0
		(Базилевич, 1967)	

С зональными вариантами средней скорости вертикального торфонакопления коррелирует пространственная дифференциация средних глубин торфяных отложений. Наибольшие средние глубины торфяных залежей выявлены для болот южной тайги — 2,8 м. В этой подзоне встречаются болота с глубиной торфа до 10—12 м. К северу и югу от подзоны южной тайги мощность торфяных отложений постепенно снижается. Пространственное изменение этих показателей объясняет и диффе-

ренциацию процессов заболачивания на интенсивное и замедленное торфонакопление.

Активное заболачивание характерно для таёжной зоны, где средняя скорость вертикального торфонакопления в течение голоцена более 0,8 мм/год (Лисс, Березина, 1981-а). Сходные данные относительно средней годовой величины линейного прироста торфяной толщи в аналогичной ботанико-географической зоне в северо-западной ландшафтной области европейской части России приводит Г. Ф. Кузьмин (1980).

Исключение составляет северная тайга Западной Сибири, где средняя скорость торфонакопления имеет более низкие показатели, что обусловлено как суровыми термическими условиями, так и особенностями онтогенеза самих болотных систем, в развитии которых доминирует стадия биогеоценозов грядово-мочажинно-озеркового типа, отличающихся наиболее низкими показателями биологической продуктивности (табл. 18, 19).

Современная активность процесса заболачивания в таёжной зоне обусловлена наличием здесь огромной массы болот (Лисс, Березина, 1980-а, б), что обеспечивает постоянный высокий уровень грунтовых вод на прилегающих к болотам лесных территориях и увеличение гидроморфности почв (Караваева, 1981). По-видимому, этим можно объяснить высокую интенсивность торфонакопления в подтайге, по условиям увлажнённости относящейся к зоне неустойчивого увлажнения.

В лесостепи торфонакопление замедленное. Средняя скорость торфонакопления в займищах лесостепи на протяжении голоцена не превышала 0,8 мм/год (Лисс, Березина, 1981-а). Замедленное торфонакопление в лесостепи в первую очередь обусловлено климатическими и гидрогеологическими факторами: этот регион относится к зоне недостаточного увлажнения.

Пространственная дифференциация торфонакопительного процесса по степени его интенсивности обусловливает и дифференцированный подход к прогнозу скорости заболачивания. Скорость торфонакопления различалась не только в пространстве, но и во времени, т. е. в разные периоды голоцена (рис. 72).

Динамика линейного прироста торфа по отдельным периодам голоцена характеризуется ритмичностью и определённой направленностью (табл. 20).

Максимальные значения вертикального прироста торфяных отложений (от 0,53 мм/год до 0,83 мм/год, в среднем

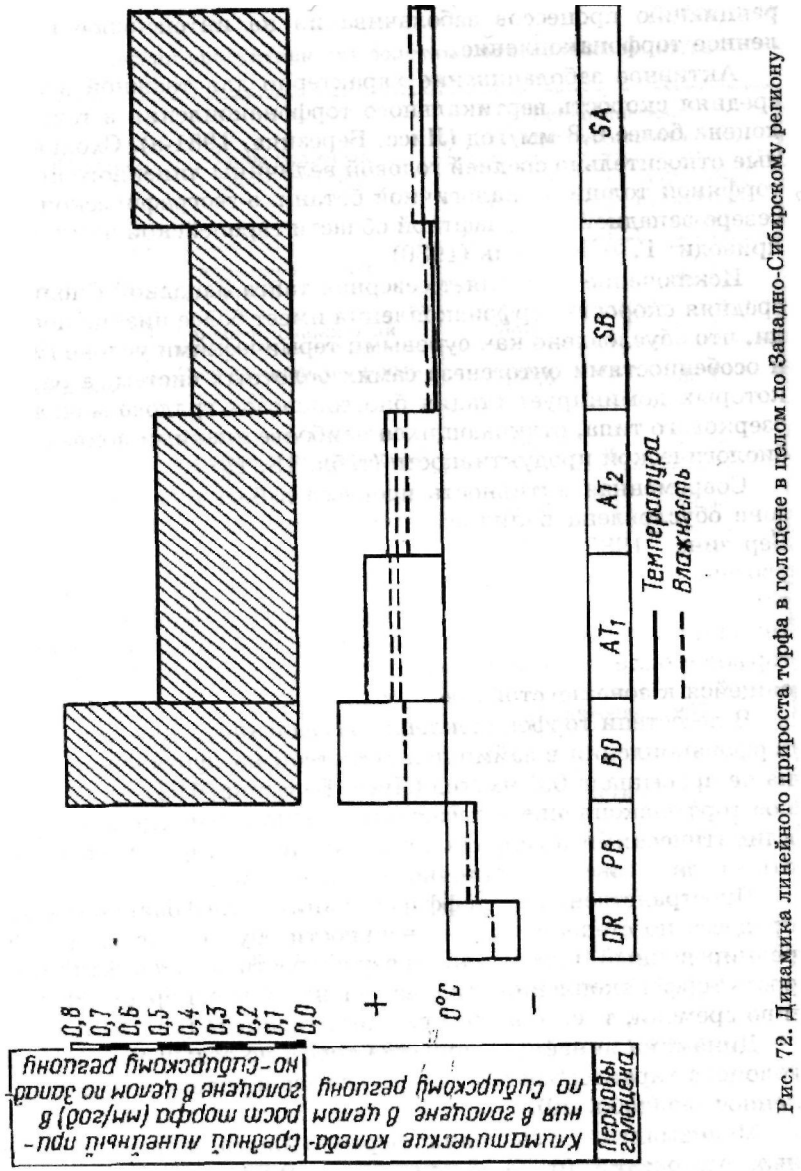


Рис. 72. Динамика линейного прироста торфа в голоцене в целом по Западно-Сибирскому региону

0,77 ММ/ГОД), независимо от типа залежи и территориальной приуроченности болот, установлены для бореального периода, что подтверждает мнение Н. А. Хотинского (1982) относительно термического бореального максимума в голоцене, характерного именно для Западной Сибири.

В атлантическом периоде наблюдается некоторое уменьшение прироста торфа: более заметное в северной тайге и менее выраженное в средней тайге (табл. 20).

Таблица 20

Динамика скорости линейного прироста торфа по периодам голоцена, мм/год

Периоды голоцена	Северная тайга		Средняя тайга					Лесостепь
	Сёртынья (Хотинский, 1977)	Сытомно (Лисс, Березина, 1981-а)	Лукашкин Яр (Глебов и др., 1974)	Салымо-Юганское (Лисс, Березина, 1981-а)	Самотлор (Лисс, Березина, 1981-а)	Урна (Лисс, Березина, 1981-а)	Сырковое (Лисс, Березина, 1981-а)	Каянское (Левина и др., 1987)
SA	0,47	0,43		0,56	0,43	0,65	0,65	0,7
SB	0,36	0,34	0,37	0,45	0,27	0,35	0,34	0,64
AT	0,34	0,35	0,45	0,66	0,66	0,42	0,57	—
BO	0,53	0,83	0,83	0,83	0,83	—	—	—

Минимальный прирост торфяных отложений (0,27—0,34 мм/год) отмечен для суббореального периода, когда климат был относительно сухим и холодным.

В субатлантическом периоде средняя скорость торфонакопления снова несколько возрастает (до 0,53 мм/год), но не достигает величины, установленной для бореального периода. Более высокие показатели торфонакопления, отмеченные для субатлантического периода, можно объяснить тем, что верхний слой торфяных отложений менее уплотнён. В северной тайге, лесотундре и

в тундре на мёрзлых буграх процесс торфонакопления вовсе прекращается.

Таким образом, в целом по голоцену выявляется следующая закономерность: в первую половину голоцена средняя вертикальная скорость торфонакопления отличалась более высокими показателями, чем во вторую половину. Это можно связать с изменениями климатических условий в сторону похолодания и увеличения континентальности.

На протяжении голоцена от бореального периода к современности наблюдается и сложная динамика аккумуляции органического вещества в торфе (Елина, 1983; Дзюба, 1988). Она является отражением не только изменения общих климатических тенденций, но и обусловлена направленностью сукцессии биогеоценозов болотных типов. Установлено, что растительные сообщества болотных биогеоценозов олиготрофных типов отличаются меньшей биологической продуктивностью по сравнению с продуктивностью растительных сообществ биогеоценозов эвтрофных и мезотрофных типов (табл. 19).

Аккумуляция органического вещества в торфе и продукционные процессы не всегда связаны пропорциональной зависимостью. Анализ тенденций продукционного процесса, реконструированного Г. А. Единой (1983) для болот Карелии, показал, что величина производимого ежегодно органического вещества постепенно, но неоднозначно уменьшается от бореала к современности. Г. А. Единой установлена и определённая связь общей усреднённой величины линейного прироста всей залежи с её стратиграфией. Но чётких связей прироста с видом или группой торфа не выявлено. Максимальный прирост (0,89 мм/год) имеют залежи верховые сфагновые, переходные и низинные травяные и травяно-моховые малой и средней степени разложения (10—25%). Средним линейным приростом характеризуются залежи переходные и низийные топяные, усложнённые небольшими по мощности прослоями древесных или пушицевых торфов. Минимальный прирост (0,54 мм/год) имеют верховые и переходные пушицевые и пушицево-сфагновые, переходные и низинные лесные и топянолесные залежи с повышенной степенью разложения (40—60%).

Основываясь на тенденциях развития болот Западной Сибири, мы приходим к следующему заключению: прослеживается тенденция постепенного снижения продукционного процесса по мере трансформации болотных биогеоценозов эвтрофных типов в

мезотрофные и олиготрофные. Эта закономерность также коррелирует с изменением климатических условий в сторону похолодания и увеличения континентальности.

Приведённые данные позволяют заключить, что пространственно-временные показатели скорости линейного прироста торфа, особенно в сочетании с такими данными, как величины степени разложения торфа, хронологические зонально-подзональные рубежи трансформации болотных биогеоценозов эвтрофных типов в мезотрофные и олиготрофные, могут быть использованы в качестве индикаторов изменения климатических колебаний на протяжении голоцена.

5.4. Реконструкция развития болотных систем в голоцене

В позднеледниковое время (12000—10300 лет назад) в условиях достаточно сурового и резко континентального климата значительная часть территории Западно-Сибирской равнины представляла собой безлесные пространства, занятые перигляциальными степями и тундровыми сообществами, по своей структуре близкими к перигляциальной растительности сартанского похолодания (Лазуков, Свиточ, 1980). Для этого времени известны лишь единичные очаги заболачивания (Нейштадт, 1976; Лисс, Березина, 1981-а). Более интенсивно протекало накопление озёрных отложений в мелководных предледниковых водоёмах (Тюремнов, 1957).

Улучшение климатических условий наступило на рубеже позднеледникового и послеледникового времени (10300 лет назад, Кинд, 1969).

Резкий перелом в развитии природных условий в сторону потепления и уменьшения континентальности климата на рубеже поздне- и послеледникового периода произошёл на территории всей северной Евразии (Kubitzki, 1961; Nilsson, 1964; Heusser, 1966; Tsukada, 1967; Кинд, 1971; Хотинский, 1977). Н. А. Хотинский (1977) определяет его как синхронный палеогеографический рубеж глобального масштаба. Постепенно среди полынно-маревых степных сообществ начали появляться берёзовые и сосново-берёзовые редколесья. Во второй половине пребореального периода в условиях ещё более тёплого и влажного климата формировались елово-берёзовые и лиственничные редколесья (Хотинский, 1977).

В бореальном периоде дальнейшее улучшение климатических условий вызвало широкое распространение еловых лесов, которые образовали северную, среднюю, южную тайгу. Лишь в подтайге сохранилось господство полынно-злаковых сообществ с кустарниковой берёзой. К бореальному времени относится и значительное продвижение древесных пород в сторону современной тундры, о чём свидетельствуют древесные остатки в бореальных отложениях в низовьях Оби и Енисея (Пьявченко, **1971).**

Бореальный термический максимум прослеживается на территории всей азиатской части России: на Сахалине (Хотинский, **1977),** в Японии (Tsukada, 1967), на Аляске (Кинд, 1974). В пределах европейской части России и в Западной Европе в бореальном периоде климат оставался относительно холодным и сухим.

В Западной Сибири с серединой бореального периода связано начало непрерывного торфонакопления (Хотинский и др., 1979). Зональная дифференциация болотных систем отсутствовала (рис. 73). Это было обусловлено очаговым торфонакоплением и пребыванием болот в стадии грунтового питания. Заболоченность водораздельных пространств в северной, средней и южной тайге не превышала 5%. В то же время в условиях достаточно тёплого и влажного климата скорость линейного прироста торфа, по сравнению с другими периодами голоцена, была наибольшей.

В бореальном периоде заболачивались ледниковые мелководные водоёмы, формировались эвтрофные древесно-травяно-моховые и травяно-моховые болота в ложбинах стока в термокарстовых и суффозионных котловинах и в других депрессиях рельефа. Различия в особенностях водно-минерального режима, обусловленные разной литологией грунтовых толщ (песчаных к северу, глинистых и суглинистых к югу от широтного течения Оби), выразились в разной продолжительности пребывания болотных систем в эвтрофной стадии: в северной тайге оно было кратковременным. С продвижением в более южные широты продолжительность пребывания в эвтрофной стадии постепенно возрастала.

Бореально-атлантический рубеж **(8000** лет назад), соответствующий значительному изменению природных условий, является синхронным на всём северном полушарии. Однако характер климатических изменений имел свои региональные особенности. В континентальном районе (Сибирь) с наступлением атлантического периода произошло понижение теплообеспеченности, сопровождаемое уменьшением годовой нормы осадков. В океани-

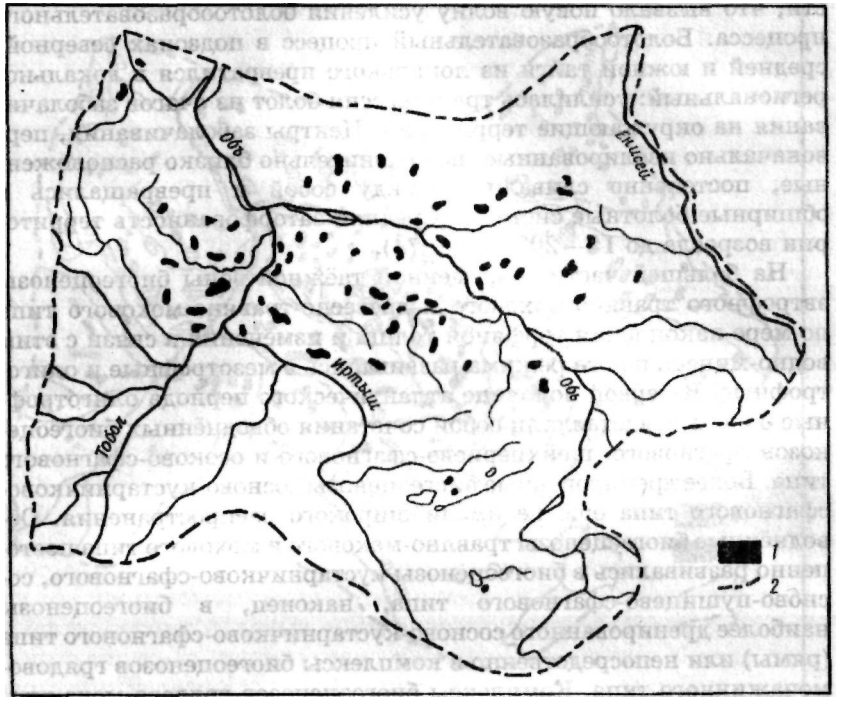


Рис. 73. Размещение болот в центральной части Западной Сибири в бореальном периоде (8000—9500 лет назад)

1 — эвтрофные древесно-травяно-моховые и травяно-моховые болота;
2 — граница центральной части Западной Сибири

ческих районах (Камчатка, Сахалин) уменьшение теплообеспеченности сопровождалось увеличением увлажнённости. Для атлантико-континентальных районов (Русская равнина) на протяжении атлантического периода характерно стабильное увеличение теплообеспеченности и увлажнённости (Хотинский, 1977).

В Западной Сибири понижение теплообеспеченности и увлажнённости в первой половине атлантического периода вызвало уменьшение линейной скорости торфонакопления. Во второй половине атлантического периода климатические условия здесь вновь изменились в сторону потепления и увеличения влажно-

сти, что вызвало новую волну усиления болотообразовательного процесса. Болотообразовательный процесс в подзонах северной, средней и южной тайги из локального превратился в локально-региональный: усилилась трансгрессия болот из очагов заболачивания на окружающие территории. Центры заболачивания, первоначально изолированные, но сравнительно близко расположенные, постепенно сливались между собой и превращались в обширные болотные системы. Средняя заторфованность территории возросла до 15—20% (рис. 74).

На большей части современной таёжной зоны биогеоценозы эвтрофного травяно-мохового и древесно-травяно-мохового типа по мере накопления торфяной толщи и изменения в связи с этим водно-минерального режима развивались в мезотрофные и олиготрофные. В первой половине атлантического периода олиготрофные болота представляли собой сочетания обводнённых биогеоценозов сфагнового, шейхцериево-сфагнового и осоково-сфагнового типа. Более дренированные биогеоценозы сосново-кустарничково-сфагнового типа ещё не имели широкого распространения. Обводнённые биогеоценозы травяно-мохового и мохового типа постепенно развивались в биогеоценозы кустарничково-сфагнового, сосново-пушицево-сфагнового типа, наконец, в биогеоценозы наиболее дренированного сосново-кустарничково-сфагнового типа (рямы) или непосредственно в комплексы биогеоценозов грядово-мочажинного типа. Комплексы биогеоценозов грядово-мочажинного типа формировались и в результате дифференциации поверхности рямов на гряды и мочажины.

В атлантическом периоде в пределах современных границ северной тайги и северной части средней тайги формировались плоские болота, в основном представленные биогеоценозами олиготрофного сфагнового, травяно-сфагнового и сосново-кустарничково-сфагнового типов, в меньшей степени комплексами биогеоценозов грядово-мочажинного типа. В южной части средней тайги, наряду с биогеоценозами олиготрофных типов, значительные площади ещё занимали биогеоценозы мезотрофного и эвтрофного древесно-травяно-мохового, травяно-мохового и травяного типов. На болотах в южной тайге доминировали биогеоценозы эвтрофных древесно-травяно-моховых, травяно-моховых типов. Таким образом, в атлантическом периоде в северной тайге и на большей части средней тайги в основном завершилась трансформация болотных систем из эвтрофнои и мезотрофной стадий

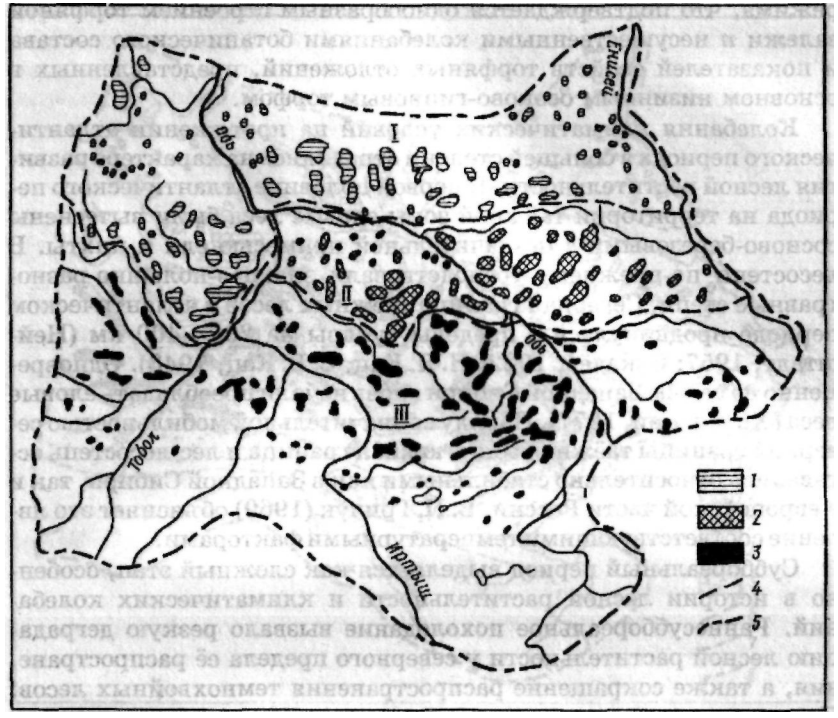


Рис. 74. Размещение болот в центральной части Западной Сибири в атлантическом периоде (8000—4500 лет назад)

Провинции: I — северотаёжных бореально-атлантических слабовыпуклых олиготрофных сфагновых болот (1), II — среднетаёжных бореально-атлантических слабовыпуклых олиготрофных сфагновых, плоских мезотрофных и эвтрофных древесно-травяно-моховых и травяно-моховых (2), III — южнотаёжных бореально-атлантических плоских эвтрофных древесно-травяно-моховых, травяно-моховых и травяных (3). Границы: 4 — болотных провинций, 5 — центральной части Западной Сибири

в олиготрофную, в южной части средней тайги — из эвтрофнои в мезотрофную. В южной тайге болота ещё оставались в эвтрофнои стадии развития (рис. 74).

В атлантическом периоде процесс заболачивания охватил и современную территорию подтайги. В этой подзоне болота развивались в условиях относительно постоянного гидрологического

режима, что подтверждается однообразным строением торфяной залежи и несущественными колебаниями ботанического состава и показателей свойств торфяных отложений, представленных в основном низинным осоково-гипновым торфом.

Колебания климатических условий на протяжении атлантического периода в большей степени отразились на характере развития лесной растительности. В первой половине атлантического периода на территории таёжной зоны еловые леса были вытеснены сосново-берёзовыми с незначительной примесью ели и пихты. В лесостепи по-прежнему господствовали злаково-полынно-разнотравные степи. Северная граница таёжных лесов в атлантическом периоде продвинулась в пределы тундры на 200—400 км (Нейштадт, 1957; Сукачёв, 1922; Н.Я.Кац, С.В.Кац, 1948). Одновременно на севере Западной Сибири вновь начали преобладать еловые леса (Хотинский, 1977). Наряду со значительной мобильностью северной границы таёжной зоны, южная граница и лес-лесостепь оставались относительно стабильными как в Западной Сибири, так и в европейской части России. В. П. Гричук (1969) объясняет это явление соответствующими температурными факторами.

Суббореальный период выделяется как сложный этап, особенно в истории лесной растительности и климатических колебаний. Раннесуббореальное похолодание вызвало резкую деградацию лесной растительности у северного предела её распространения, а также сокращение распространения темнохвойных лесов. Потепление же, наступившее в середине суббореального периода, вновь способствовало продвижению на север еловых лесов.

Болотообразовательный процесс, несмотря на довольно существенные климатические изменения, в силу саморазвития болотных систем стал общерегиональным явлением. Он охватил водораздельные равнины, высокие и низкие террасы, поймы рек. Например, в средней тайге заторфованность возросла с 30% до 40%, в южной — с 20% до 30%, в подтайге — с 10% до 20%. Увеличение теплообеспеченности отразилось лишь на уменьшении скорости линейного прироста торфа и увеличении его степени разложения.

В северной тайге широкое распространение получили комплексы биогеоценозов озерково-грядово-мочажинного типа, в средней тайге — грядово-мочажинного типа. В южной тайге значительные площади ещё были заняты болотными биогеоценозами мезотрофного и эвтрофного древесно-травяно-мохового типа. На боло-

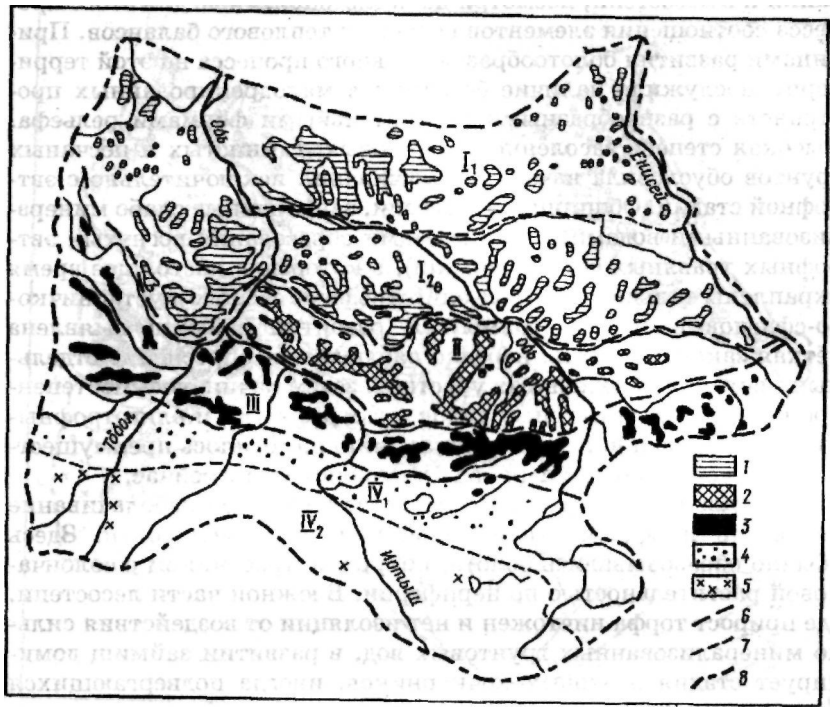


Рис. 75. Размещение болот в центральной части Западной Сибири в суббореальном периоде (4500—2500 лет назад)

Провинции: Ii — северотаёжных бореально-атлантических выпуклых олиготрофных озерково-грядово-мочажинных, грядово-мочажинных и сосново-кустарничково-сфагновых болот (1), 1_2 — среднетаёжных бореально-атлантических выпуклых олиготрофных грядово-мочажинных и сосново-кустарничково-сфагновых (2), II — южнотаёжных бореально-атлантических выпуклых олиготрофных сфагновых, плоских мезотрофных древесно-травяно-моховых и травяно-моховых, эвтрофных древесно-травяно-моховых, травяно-моховых и травяных (3). III — подтаёжных атлантико-суббореальных плоских эвтрофных травяно-моховых (4), IV — лесостепных атлантико-суббореальных вогнутых эвтрофных травяных болот (5); границы: 6 — областей, 7 — провинций, 8 — центральной части Западной Сибири

тах подтайги существенно расширились площади, занимаемые биогеоценозами эвтрофного осоково-гипнового типа, постепенно вытеснившие болотные биогеоценозы травяных типов (рис. 75).

С суббореальным периодом связано появление очагов заболачи-

вания и в лесостепи, несмотря на неблагоприятные для этого процесса соотношения элементов водного и теплового балансов. Причинами развития болотообразовательного процесса на этой территории послужило наличие бессточных малодренированных пространств с разнообразными отрицательными формами рельефа. Высокая степень засоленности лёссовых, глинистых и песчаных грунтов обусловила начало заболачивания исключительно с эвтрофной стадии. Обширные депрессии, заполненные слабо минерализованными водами, стали местами образования вогнутых эвтрофных травяных болот (займищ), в которые в настоящее время вкраплены сильно выпуклые олиготрофные сосново-кустарничково-сфагновые острова (рямы). В развитии займищ выявлена чёткая закономерность: нередко наблюдалось опреснение отдельных, наиболее обводнённых участков, затем начиналось постепенное вытеснение эвтрофных видов мезотрофными и олиготрофными. Формирование рямов среди займищ наметилось преимущественно в суббореальном периоде. Оно происходит и сейчас.

Противоположный случай представляет собой заболачивание депрессий и водоёмов с высокой концентрацией солей. Здесь обычно образовывались болота, покрытые тростником с солончаковой растительностью по периферии. В южной части лесостепи, где прирост торфа ничтожен и нет изоляции от воздействия сильно минерализованных грунтовых вод, в развитии займищ доминирует стадия осоковых кочкарников, иногда подвергающихся остепнению. В её северной половине осоковые кочкарники сменялись осоково-сфагновыми болотами, на которых господствуют корневищные осоки. В небольших плоских западинах формировались колочные болота. В некоторых из них благодаря прогрессивному обводнению и опреснению появлялись небольшие сфагновые сплавины из *Sphagnum teres* и образовывались условия для перехода болот из эвтрофной стадии развития в мезо- и олиготрофную стадии.

Начинай с суббореального периода наметилась тенденция оформления современной территориальной дифференциации болотных систем. Леса по соотношению пород в древесном ярусе тоже приблизились к современным. В северной и средней тайге в составе древостоев возросло присутствие сосны и кедра, в южной тайге — кедра, в подтайге сохранилось господство сосново-берёзовых лесов. В лесостепи начали формироваться сосново-берёзовые редколесья.

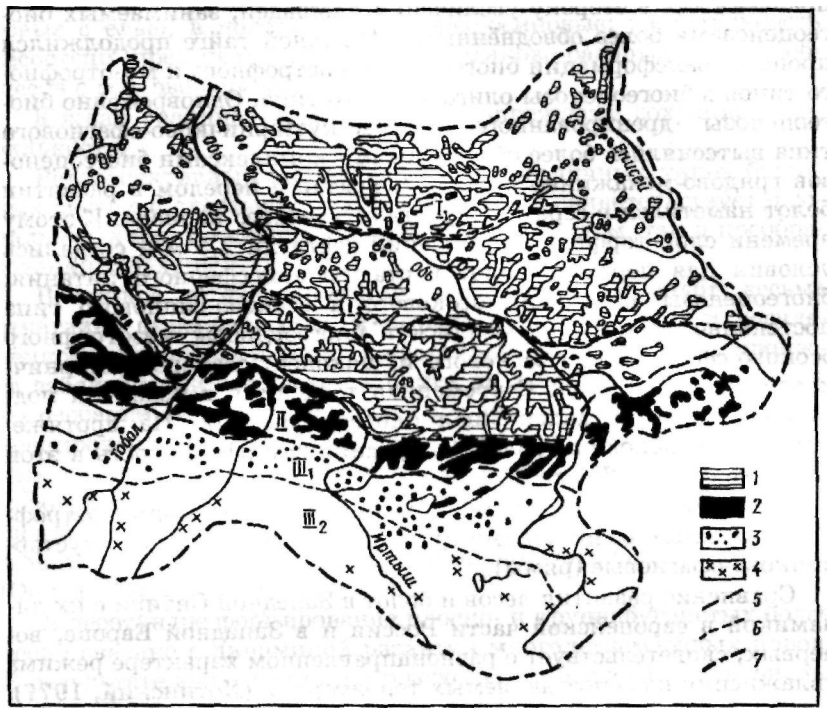


Рис. 76. Размещение болот в центральной части Западной Сибири в субатлантическом периоде (2500 лет назад — настоящее время)

Области: I, II — таёжных бореально-атлантических выпуклых олиготрофных моховых (сфагновых) болот активного заболачивания; I_1 — северотаёжных бореально-атлантических олиготрофных озерково-грядово-мочажинных и сосново-кустарничково-сфагново-кладониевых, I_2 — среднетаёжных бореально-атлантических олиготрофных грядово-мочажинных и сосново-кустарничково-сфагновых болот, Iз — южнотаёжных бореально-атлантических олиготрофных сосново-кустарничково-сфагновых и грядово-мочажинных, мезотрофных и эвтрофных сосново-берёзово-осоково-гипновых (или сфагновых), II — подтаёжных атлантических эвтрофных осоково-гипновых болот с рямами, III — лесостепных атлантико-суббореальных эвтрофных травяных; границы: 5 — области, 6 — провинций, 7 — центральной части Западной Сибири

Динамика климатических условий в субатлантическом периоде менее всего проявилась в тенденциях развития болотообразовательного процесса в пределах таёжной зоны (рис. 76). В северной и средней тайге болотообразовательный процесс сохранил на-

правленность в сторону увеличения площадей, занимаемых биогеоценозами более обводнёнными. В южной тайге продолжился процесс трансформации биогеоценозов эвтрофного и мезотрофного типов в биогеоценозы олиготрофного типа. Одновременно биогеоценозы дренированного сосново-кустарничково-сфагнового типа вытеснялись более обводнёнными комплексами биогеоценозов грядово-мочажинного типа. В подтаиге перелом в развитии болот наметился в середине субатлантического периода. К этому времени слои торфяных отложений достигли 2,5 м и создались условия для перехода болот в стадию атмосферного питания: биогеоценозы эвтрофного осокового и осоково-гипнового типа постепенно трансформировались в биогеоценозы мезотрофного осоково-сфагнового, сфагнового и, наконец, сосново-кустарничково-сфагнового типа. Современная тенденция в развитии подтаёжных болот — дальнейшая олиготрофизация. На протяжении второй половины голоцена средняя заторфованность в этой зоне возросла с 17% до 25%.

В лесостепи сохраняется тенденция трансформации эвтрофных травяных болот (займищ) в олиготрофные сосново-кустарничково-сфагновые (рямы).

Сравнение развития лесов и болот в Западной Сибири с их динамикой в европейской части России и в Западной Европе, во-первых, свидетельствует о разнонаправленном характере режима увлажнения на сопоставляемых территориях (Хотинский, 1977), во-вторых, позволяет уточнить генезис и возраст пограничного горизонта, выявляемого на европейских болотах.

Анализ многочисленных стратиграфических разрезов болотных систем из разных ботанико-географических зон и подзон Западной Сибири свидетельствует об отсутствии здесь чётко выраженного слоя торфа высокой (более 35%) степени разложения в центральных участках крупных болотных систем. Отдельные слои торфяных отложений высокой степени разложения выявлены лишь по окраинам болотных систем. Анализ многочисленных стратиграфических разрезов показал соответствие эвтрофно-олиготрофных контактов более холодным и влажным фазам второй половины голоцена.

Более существенные изменения произошли в характере лесной растительности: в северной тайге господствующими стали берёзово-кедрово-сосновые леса, в средней — кедрово-пихтово-берёзово-елово-сосновые, в южной тайге — сосново-берёзово-кедровые с елью, в подтаиге — берёзово-осиновые; растительность лесостепи представляет сочетание злаково-разнотравных сообществ с сосново-берёзовыми колками.

Южная граница таёжной зоны по-прежнему сохраняет стабильность.

Ретроспективный анализ динамики различных типов болотных систем и слагающих их биогеоценозов свидетельствует о зональности как тенденции их развития в прошлом, так и преобразований в будущем.

В тундре в формировании полигональных болот весьма отчётливо выступает роль многолетнемёрзлых пород и расчленённости территории. Здесь в настоящее время усиление процесса заболачивания отмечается почти на всех элементах рельефа, но особенно сильно на участках нерасчленённых, недостаточно дренированных. Расширение контуров арктических минеральных осоковых болот и сокращение площади мохово-лишайниковой растительности связано с локальным ослаблением эрозионной деятельности, заполнением водой всевозможных понижений и некогда осушенных озерных котловин — хасыреев (Орлов, 1975).

В лесотундре формирование плоско- и крупнобугристых болот тесно связано с динамикой развития многолетнемёрзлых пород. В результате вытаивания жильного льда в пределах полигональных торфяников последние обводняются и постепенно превращаются в болота.

А. П. Тыртиковым (1970, 1979) показано, что в процессе вытаивания повторно-жильного льда образуются канавы, заполненные водой и расчленяющие торфяники на участки в виде бугров прямоугольной формы. На участках пересечения ледяных жил образуются небольшие озерки. Бугры между обводнёнными понижениями постепенно протаивают, разрушаются и поглощаются болотом. В итоге на месте мёрзлого торфяника или его части образуются плоские или мелкокочковатые болота, в пределах которых формируются мелководные озёра от нескольких сотен метров до нескольких километров в поперечнике.

На мелководьях многих озёр развивается болотная растительность. На таких участках идёт формирование торфа в условиях зарастающего водоёма, который при определенных условиях начинает промерзать. Таким образом, в пределах одного торфяного массива на разных его участках может одновременно формиро-

ваться и болото за счёт протаивания мёрзлого торфа, и многолетнемёрзлый торфяник на месте заболоченных и заозёренных понижений.

В таёжной зоне дальнейшее развитие господствующих здесь болот олиготрофного типа будет направлено в сторону увеличения их обводнённости. В подтайге и лесостепи оно, вероятно, пойдёт по пути усиления мезотрофности и дальнейшей олиготрофизации ныне господствующих в этих регионах болот эвтрофного типа за счёт расширения площадей, занимаемых рямами (рис. 77).

Таким образом, в лесостепи Западной Сибири даже в условиях значительного засоления и недостатка атмосферной влаги, чётко проявляется тенденция, характерная для развития болот не только всей Западной Сибири, но и для всего умеренного пояса: постепенный и постоянный процесс смены эвтрофной и мезотрофной стадий в развитии болот на олиготрофную. Этот процесс является следствием саморазвития болотных систем, в которых торфогенный слой (экотоп) постоянно преобразуется соответствующими болотными фитоценозами, а фитоценозы изменяются в направлении большего соответствия изменённым ими экотопам.

5.5. Пространственно-временные закономерности развития болотных систем в голоцене

Изучение зонально-подзональных особенностей генезиса, формирования болотных систем, их современных стадий позволило выявить ряд пространственно-временных закономерностей развития болотообразовательного процесса на протяжении голоцена.

Одним из важных вопросов в болотоведении является выявление взаимосвязи между возрастом болотных систем и их региональной и геоморфологической приуроченностью. В частности, Г.А.Елиной (1983) на примере Карелии, Ю.С.Прозоровым (1974) для юга Дальнего Востока установлена закономерная связь между возрастом болот и их геоморфологической приуроченностью. Аналогичная закономерность нами отмечена и для болот Западной Сибири: на водораздельных равнинах заболачивание в основном началось в бореальном периоде, заболачивание террас и речных пойм чаще датируется второй половиной голоцена.

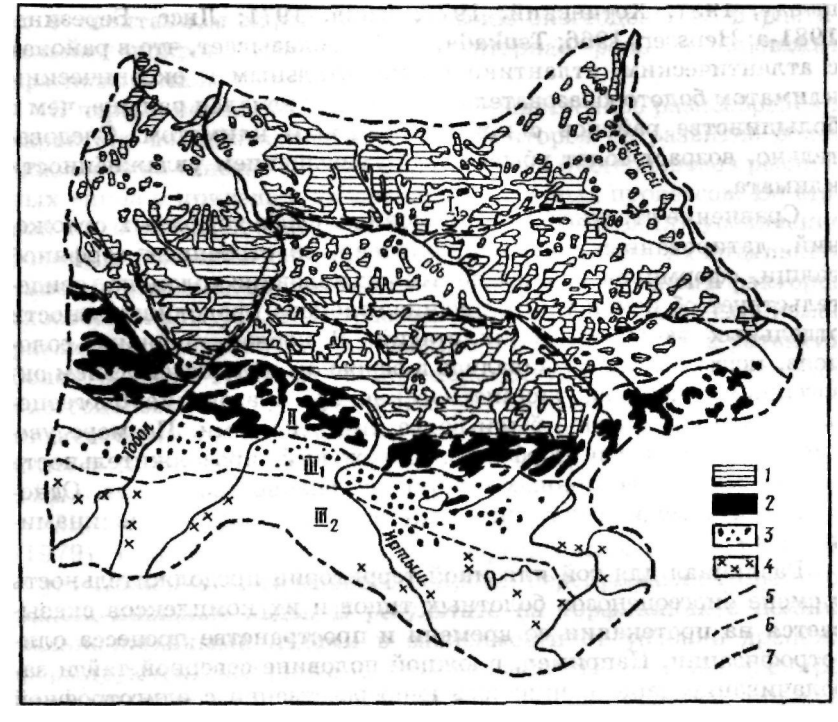


Рис. 77. Тенденции в развитии болот центральной части Западной Сибири

Дальнейшее заболачивание: I_1—I_2 — активное, II — умеренное, III_1—$Ш_2$ — слабое; тенденции: 1 — трансформация менее гигрофильных биогеоценозов в более гигрофильные, 2 — интенсивная олиготрофизация эвтрофных биогеоценозов осоково-гипнового типа, 3 — умеренная олиготрофизация эвтрофных биогеоценозов травяного типа и трансформация их в биогеоценозы сосново-кустарничково-сфагнового типа (рямы), 4 — займища с рямами

Нами на примере Западной Сибири выявлена тенденция уменьшения возраста болот в меридиональном направлении с севера на юг: от тундры, тайги, где начало болотообразовательного процесса датировано бореальным периодом, к подтайге и лесостепи, где значительная часть болот имеет атлантический и суббореальный возраст. Кроме того, анализ ряда опубликованных материалов (Godwin a. o., 1957; Nilsson, 1964; lives a. o., 1968; Ней-

штадт, 1957; Хотинский, 1977; Кинд, 1971; Лисс, Березина, 1981-а; Heusser, 1966; Tsukada, 1967), показывает, что в районах с атлантическим, атлантико-континентальным и океаническим климатом болотообразовательный процесс начался раньше, чем в большинстве районов с континентальным климатом. Следовательно, возраст болот убывает и с уменьшением увлажнённости климата.

Сравнение стратиграфии придонных слоев торфяных отложений, датированных началом голоцена, со строением торфяной толщи, сформировавшейся во второй половине голоцена, свидетельствует об изменении в течение голоцена продолжительности отдельных экогенетических стадий. В первой половине голоцена, когда болота развивались в основном под воздействием экзогенных факторов, экогенетические преобразования биогеоценозов болотных типов были более интенсивными. По мере увеличения мощности торфяных отложений продолжительность отдельных сукцессионных стадий постепенно возрастала. Одновременно экзодинамические сукцессии сменялись эндодинамическими.

Различная для той или иной территории продолжительность в смене биогеоценозов болотных типов и их комплексов сказывается на протекании во времени и пространстве процесса олиготрофизации. Например, в южной половине северной тайги заболачивание чаще начиналось непосредственно с олиготрофной стадии, пребывание болот в эвтрофной и мезотрофной стадиях было непродолжительным. С продвижением к югу пребывание болот в эвтрофной стадии увеличивается, что обусловлено влиянием на генезис болот литологии и химического состава подстилающих грунтов. Аналогичная тенденция прослеживается и в направлении с юга на север: в северной половине северной тайги и в лесотундре основная масса болотных систем вступила в олиготрофную стадию развития. В арктической тундре в развитии болот явно доминирует эвтрофная стадия, что обусловлено распространением невыщелоченных и слабо выщелоченных грунтов.

Анализ изменения на протяжении голоцена площадей болотных биогеоценозов различных типов показывает, что, начиная со второй половины голоцена, наиболее интенсивно происходило расширение территорий, занимаемых биогеоценозами именно олиготрофного типа. Эта закономерность свидетельствует о спонтанном характере сукцессии биогеоценозов, в растительном покрове которых эдификаторная роль принадлежит сфагновым мхам.

В первой половине голоцена пространственное разнообразие в характере воздействия экзогенных факторов на развитие болот сказалось на генезисе, динамике болотных биогеоценозов различных типов и привело к дивергенции болотных процессов. Во второй половине голоцена усиление торфонакопления, увеличение размеров болотных систем, площадей слагающих их отдельных типов биогеоценозов, уменьшение влияния экзогенных факторов способствовали усилению работы гомеостатических механизмов различных уровней, что обусловило конвергентность в развитии болот разного генезиса. Например, дивергентные по генезису биогеоценозы сосново-кустарничково-сфагнового типа или комплексы биогеоценозов грядово-мочажинного типа трансформируются в конвергентные комплексы биогеоценозов грядово-мочажинно-озеркового типа.

На севере Западной Сибири, по данным А. П. Тыртикова (1979), термокарстовые процессы нередко вызывают нарушение и уничтожение растительного покрова, перекрывающего полигонально-жильные льды. В результате на торфяниках с полигонально-жильными льдами в зависимости от условий дренажа формируются различные формы рельефа: 1) на слабо дренированных участках — полигонально-валиковые болота, окружённые канавами с водой, 2) на сильно дренированных — плоскобугристые торфяники. Затем полигонально-валиковые болота превращаются в плоские торфяники, покрытые тундровой растительностью. Плоскобугристые торфяники либо разрушаются, при этом плоские бугры нередко становятся выпуклыми, либо канавы между буграми зарастают, заполняясь торфом, и на их месте также образуются плоские вечномёрзлые торфяники, покрытые тундровой растительностью. Первый путь развития преобладает в северной тайге и южной лесотундре, второй — в северной лесотундре и южной тундре.

Сопряжённость в изменении биотических и абиотических компонентов биогеоценозов болотных типов проявляется в широком диапазоне адаптации растительного покрова болот к изменяющимся экологическим условиям. Перестройка структуры и материально-энергетического обмена как в болотных биогеоценозах отдельных типов, так и в пределах целых болотных систем, на-

правлена на усиление саморегуляции, устойчивости эндогенных и экзогенных взаимосвязей, а, следовательно, автономности в развитии.

По определению К. Е. Иванова (1975), «саморегуляция болотных систем — это процесс, при котором изменения в состоянии или функциях системы, обусловленные внешними и внутренними причинами, вызывают реакцию системы, которая возвращает систему в прежнее исходное состояние (обратимый саморегулирующийся процесс), либо изменяет её таким образом, что приспосабливает к существованию в новых условиях, но без нарушения её основных свойств и функций, т. е. без нарушения системы (необратимый саморегулирующийся или направленный процесс)». Например, в центральных частях крупных болотных систем изменение гидрологического режима сказывается незначительно на динамике растительного покрова, о чём свидетельствует однообразное строение торфяной залежи. В центральных частях таких систем обычно изменяются лишь количественные соотношения по занимаемой площади между биогеоценозами и их компонентами (Березина и др., 1973).

Иные изменения обычно происходят на болотах сравнительно небольших размеров или же по периферии крупных болотных систем, где сохраняется влияние экзогенных факторов. Здесь динамика растительного покрова обычно отражается в стратиграфии торфяных отложений в форме переслаивания разных видов торфа в центральных частях небольших болот и по периферии крупных болотных систем. Ещё в середине 1970-х годов нами было установлено, что по мере увеличения размеров болот и мощности торфяных отложений возрастают устойчивость и автономность как болотных систем в целом, так и слагающих их биогеоценозов. Эта закономерность нами определяется как «правило массы болот» (Лисе, Березина, 1976, 1981-а). Оно звучит так: «чем больше масса болот, тем медленнее и слабее они реагируют на внешние воздействия и тем более развиты у них гомеостатические механизмы, обусловливающие значительную автономность в их развитии».

Гомеостаз болот — это способность нейтрализовать изменения, происходящие в каких-либо их частях при помощи механизма негативной обратной связи. Действие гомеостатического механизма проявляется на разных уровнях: организменном, популяционном, фитоценотическом, системном. Оно направлено на

восстановление равновесного состояния болотной системы в постепенно меняющихся гидрологических и гидрохимических условиях (Лисс, Березина, 1980).

Наиболее устойчивыми являются болотные системы с преобладанием биогеоценозов грядово-мочажинного и грядово-мочажинно-озеркового типов. Такие болота сохраняют занимаемые ими территории максимально длительное время за счёт их способности восстанавливать нарушенный характер взаимодействия между биотическими и абиотическими компонентами. С увеличением устойчивости болотных систем ослабевает влияние экзогенных факторов на их структурные изменения. Высокая степень устойчивости болотных экосистем, особенно олиготрофного типа, позволяет утверждать существование необратимости и прогресса автономности болотообразовательного процесса.

Итак, устойчивость и автономность болотных систем выражается в их способности восстанавливать нарушенный характер взаимодействия между биотическими и абиотическими компонентами, в значительной степени соответствующими ранее существовавшей системе. Способность восстанавливать нарушенный характер этого взаимодействия обусловлена работой разнообразных гомеостатических механизмов.

Регуляция водного режима на болотах может происходить в результате изменения интенсивности испарения со сфагновой поверхности (Смоляницкий, 1977). Уменьшение обводнения олиготрофных болот ведёт к увеличению плотности мохового покрова в результате приостановки апикального нарастания мхов и усиления роста боковых побегов. Плотно сомкнутые головки подсушенного сфагнового ковра препятствуют испарению влаги из ниже расположенных горизонтов. Увеличение обводнения на болотах вызывает обратную картину: насыщенные влагой сфагновые мхи способны испарять огромные количества воды, сфагновый покров постепенно становится рыхлым, стебли отстоят один от другого.

Регуляция водного режима на болотах осуществляется за счёт таких свойств сфагновых мхов, как высокая влагоёмкость и влагопроводимость. По данным К. Е. Иванова (1953), в верхнем моховом слое водопроводимость составляет 0,1 мм/сек, к низу этого слоя она уменьшается до 0,007 мм/сек. Такое распределение водопроводимости обеспечивает, например, быстрый сброс дожде-

вых или весенних талых вод при незначительном подъёме уровня болотных вод, а в период прекращения осадков, наоборот, осушение болот, т. к. горизонтальная фильтрация почти полностью прекращается даже при незначительном падении уровня болотных вод. Благодаря этому обеспечивается небольшая амплитуда колебания уровня вод и относительное его постоянство, несмотря на очень большие сезонные изменения количества атмосферных осадков, поступающих в деятельный горизонт болот (Иванов, 1975).

Примером работы гомеостатического механизма на фитоценотическом уровне является постоянная регуляция соотношения площадей, занимаемых грядами и мочажинами в грядово-мочажинных комплексах (Березина и др., **1973).** Например, при увеличении обводнённости участка болотной системы, занятой грядово-мочажинным комплексом, происходит увеличение площади, занимаемой мочажинами. При падении уровней залегания болотных вод наблюдается трансгрессия гряд на мочажины. Образование в биогеоценозах грядово-мочажинного и грядово-мочажинно-озеркового типов пятен обнажённого торфа, в которых торфонакопление прекращается,— явления временные (см. главу 4). В крупных болотных системах, свойственных Западной Сибири, северу и северо-западу европейской части России, регрессивные явления — это не прекращение болотообразовательного процесса, а всего лишь одна из циклических смен во взаимодействии фитоценозов на грядах и в мочажинах. Развитие регрессивных явлений может привести к смене болотной системы системой другого типа, как справедливо отмечает В. Д. Лопатин (1954), лишь в условиях небольших по своим размерам болот (площадью до 5 км^2), характерных, например, для Карелии.

На системном уровне работа гомеостатического механизма проявляется в характере взаимодействия болотных и лесных систем. На протяжении всего голоцена в зависимости от размеров болотных систем, их географической и геоморфологической приуроченности, взаимоотношение болот и лесов складывалось в пользу либо болот, либо лесов, либо имело динамический характер.

Известно, что всякой системе присущи свои пороговые нагрузки. Превышение их ведёт к необратимым нарушениям. В разных регионах Западно-Сибирской равнины К.Е.Ивановым

(1976) изучены пределы возможного воздействия на водный режим болотных систем, когда они могут адаптироваться и не распадаются от переосушения или переобводнения. Для крупных болотных систем в центральной части Западной Сибири на основе дешифрирования грядово-мочажинно-озерковых комплексов по аэрофотосъёмке и построению сеток линий стекания вычислены коэффициенты полного, внешнего и внутреннего дренирования (в естественном состоянии болот) и сделан вывод, что для реально существующих систем имеется большой запас устойчивости при увеличении дренированности территории. Запас устойчивости по отношению к переобводнённости значительно меньше. Например, увеличение густоты гидрографической сети в грядово-мочажинно-озерковых комплексах в Сургутском полесье до 5 км/км^2 при нынешних 0,1—1 км/км^2 и до 2 км/км^2 в районе Васюганья (естественное состояние 0,3—0,4 км/км^2) не приводит к распаду болотных систем как природных образований (Иванов, **1976).**

По нашим наблюдениям (Березина, Лисс, 1980), существенную устойчивость и автономность в развитии приобретают олиготрофные болотные системы, площадь которых превышает 5 км^2.

Итак, преобразования, которые в целом претерпевают болотные системы на протяжении голоцена, представляют соббй единый, необратимый, поступательный спонтанный процесс сопряжённых изменений их биотических и абиотических компонентов, дивергентных на ранних стадиях развития и конвергентных — на поздних. Этот процесс сопровождается перестройкой структуры и материально-энергетического обмена болотных систем. Он направлен на усиление гомеостатических механизмов, что обеспечивает устойчивость эндогенных и экзогенных взаимосвязей, автономность в развитии и сохранение болот как особого типа биогеоценотического покрова Земли.

5.6. Современные процессы заболачивания

Пространственно-временное сравнение развития болотных и лесных систем на протяжении голоцена не только выявляет тенденции в их генезисе и прошлой динамике, но и уточняет современный характер взаимоотношений этих систем на зонально-подзональном уровне.

Известно, что в генезисе болотных систем выявляются автохтонные и аллохтонные тенденции. В тундровой и лесотундровой зонах в условиях вечной мерзлоты заболачивание автохтонное: болота существуют на месте их формирования и не распространяются вширь.

Заболачивание лесов и редколесий в лесотундре во многом связано с динамикой мёрзлых пород (Тыртиков, **1968, 1974, 1979). В** частности, заболоченные участки здесь возникают после выгорания лесов и редколесий. На этих участках пожарами уничтожается торфянистый горизонт, в результате чего усиливается протаивание грунта, постепенно приводящее к образованию таликов. Вначале здесь поселяется травяная растительность, затем постепенно развивается древесная, формируется мохово-лишайниковый покров и торфянистый слой. По мнению А. П. Тыртикова **(1968),** примерно через **150** лет после пожара вновь формируется многолетняя мерзлота. При накопившемся слое торфа, превышающем глубину сезонного протаивания, корневая система болотной растительности полностью изолируется от минеральных горизонтов. Деревья отмирают, редкостойные сфагновые леса сменяются редколесьем на сфагновых болотах. По мере дальнейшего накопления торфа древостой постепенно полностью отмирает и редколесья сменяются олиготрофными сфагновыми болотами. Накопление торфа на болотах постепенно замедляется в связи с вытеснением сфагновых мхов лишайниками. Формируется типичное лишайниковое болото — конечная стадия заболачивания леса.

В таёжной зоне, где преобладают олиготрофные сфагновые болота, автохтонное заболачивание уже в начале голоцена сменилось достаточно активным аллохтонным. В современный период заболачивание суши происходит главным образом вследствие расширения, в стороны растущих сфагновых болот (Пьявченко, **1985).** Такое заболачивание Н. А. Караваева **(1982)** называет аллохтонным в противоположность заболачиванию автохтонному, не связанному с ростом болот вширь.

В развитии лесов, особенно северотаёжных, не раз проявлялась миграционная тенденция: смещение северных границ тайги на территорию современной тундры и лесотундры. Южная граница таёжных лесов на протяжении всего голоцена оставалась стабильной.

В подтайге, где господствуют эвтрофные осоково-гипновые болота, трансгрессия болот из очагов заболачивания замедляется. Наиболее слабо этот процесс выражен в лесостепи, где господствуют эвтрофные травяные болота.

Взаимоотношение лесов и болот на протяжении всего голоцена, особенно в его первой половине, складывалось в пользу болот. Интенсивность горизонтального распространения болот в условиях равнинности территории в значительной степени определяется генезисом болотных систем, а также климатическими факторами. В соответствии с показателями современной заторфованности и увлажнённости в северной и средней тайге заболачивание прогрессирующее (заторфованность 40—50%, увлажнение избыточное), в южной тайге — умеренно прогрессирующее (заторфованность 32%, увлажнение избыточное), в подтайге — умеренное (заторфованность 20—25%, увлажнение неустойчивое), в лесостепи — слабое (заторфованность 8%, увлажнение недостаточное).

Спорово-пыльцевой анализ образцов торфа, отобранных из шурфов в пограничных зонах болотных систем, расположенных в таёжной зоне, с одной стороны, подтверждает стабильность трансгрессии болот на леса, с другой стороны, свидетельствует о пульсирующем характере поведения пограничной зоны. Подобная динамика взаимоотношения лесных и болотных систем определяется размерами болотных систем, их геоморфологическим положением.

Несомненно, что рассмотренные тенденции взаимоотношения лесных и болотных систем в значительной степени относятся к более ранним этапам голоцена. В настоящее время процесс болотообразования в целом замедлился, т. к. древние депрессии оказались заполненными торфом. Однако проявление зональности в трансгрессии болот на окружающие их леса сохранилось. И в настоящее время взаимоотношения этих систем в пространственном отношении не равнозначны. По-прежнему наиболее интенсивно протекает заболачивание в северотаёжных лесах и в северной половине средней тайги. К югу этот процесс постепенно замедляется. В таёжной зоне фактором, обусловливающим трансгрессию болотных систем, является наличие самих болот, способствующих, по данным Н. А. Караваевой (1977), поднятию уровня грунтовых вод на территориях, прилегающих к болотам. Поэтому трудно согласиться с концепцией Ф. З. Глебова **(1988)**

относительно динамического развития во взаимоотношениях леса и болота даже в одной таёжной зоне.

В настоящее время заболачивание происходит в основном за счёт прироста существующих болотных систем вширь. Возникновение новых очагов заболачивания в естественных условиях происходит достаточно редко. Оба пути заболачивания обусловлены характером рельефа, литологическим составом поверхностных отложений, уровнем залегания грунтовых вод. Новые очаги заболачивания отмечаются как следствие антропогенного воздействия: отсутствие водосливных сооружений в местах прокладки дорог, нефте- и газопроводов, запруживание небольших речек и ручьёв.

Процессы естественного заболачивания наиболее активны по периферии болотных систем, особенно в условиях равнинного рельефа (Пьявченко, 1954-6, 1967). Эта же тенденция проявляется на контактах лесов и болот и в лесной зоне европейской части России (Сукачёв, 1934).

К. Е. Иванов и Е. А. Шумкова (1967) обусловливают границы распространения болот в зоне избыточного увлажнения полосой дренируемости рек, зависящей от глубины вреза речного русла, рельефа поверхности междуречного пространства и водопроницаемости его грунтов. М. И. Нейштадт (1977-а) оценивает ежегодную площадь заболачивания в Западной Сибири в 8000 га. Интересны его данные об активном заболачивании на крупнейшей в мире Васюганской болотной системе: 500 лет назад на её территории было 19 отдельных болот общей площадью 4,5 млн. га, в том числе 900 тыс. га занимали мелкозалежные участки с мощностью торфа менее 0,7 м. К настоящему времени благодаря разрастанию мелкозалежных участков образовалась единая система, в которой 25% площади занимают заболоченные участки в возрасте 500 лет и моложе. М. И. Нейштадт оценивает современное заболачивание в пределах Васюганской болотной системы в 1800 га в год. Он считает, что за последние 500 лет процесс трансгрессии болотной системы резко усилился. Близкие данные приводит и Н. И. Пьявченко (1985) для Карелии, где за 7000 лет скорость заболачивания составляет 700 га в год.

Исследования болотных систем на северо-западе европейской части России, выполненные Г.Ф.Кузьминым (1993, 1998), показали, что линейная скорость заболачивания в голоцене составила от 3,7 до 167 см/год. Максимальная трансгрессия болотные ,сис-

тем им отмечена на участках с нулевым уклоном поверхности ложа. Г. Ф. Кузьмин (1998) предлагает на примере болот северо-запада европейской части России формулу для расчёта современной скорости трансгрессии болотных систем в зависимости от уклонов минерального ложа *(i):*

$$V_{тр} = \frac{85}{1000\,i + 0{,}96} - 2{,}9 \quad (см/год)$$

Ю. А. Львов (1976) в Томской области выделяет три зоны интенсивности болотообразовательного процесса: I зона — юг области, где в настоящее время происходит усыхание большинства болот, сокращение их площадей, понижение уровня болотных вод; II зона — водораздельных и крупных котловинных болот, а также болот проточных котловин, которые расширяют свои границы за счёт подтопления периферии болотной водой, в то время как небольшие по площади болота усыхают. Это т. н. зона равновесия, где площади болот то расширяются, то сужаются в определённых пределах в зависимости от влажности года; III зона, северная — прогрессирующего заболачивания путём расширения границ уже существующих болот и формирования новых заболоченных площадей в западинах рельефа. Кроме того, Ю. А. Львов выделяет в I и II зонах районы разной интенсивности заболачивания: от нулевой до высокой. Таким образом, в регионах, где климатические условия одинаковы, но различаются почвенно-грунтовые и геоморфологические процессы, возможно как интенсивное заболачивание, так и сокращение площадей болот. Ю. А. Львов характеризует современные климатические условия в I и II зонах как неблагоприятные для болотообразования, но в то же время отмечает акты расширения болот. Это проявляется в заболачивании, связанном с подпорным воздействием подпочвенных и грунтовых вод, а также под влиянием вод, стекающих с болот. В период сухих годов этот процесс замедляется, но в целом имеет прогрессирующий характер. Последнее объясняется автономностью развития центральных участков болот, не подвергающихся влиянию климатических изменений.

Дифференциация процессов заболачивания по интенсивности, выявленная Ю. А. Львовым для Томской области, совпадает с нашими выводами (Лисе, 1990), касающимися подразделений видов заболачивания в таёжной зоне по интенсивности: в северной и

средней тайге заболачивание прогрессирующее, в южной — умеренно прогрессирующее, в подтайге — умеренное.

Интересен также факт совпадения у М. И. Нейштадта (1977-а) и Ю. А. Львова (1976) оценки возраста активизации процесса заболачивания за последние 500 лет. Ю. А. Львов прослеживает это в формировании новых мелкозалежных болот на междуречье рек Чичка-Юлы и Чулым (подзона южной тайги), а М. И. Нейштадт (1977-а) на примере оценки агрессивности заболачивания в той же подзоне на Васюганской болотной системе.

Таким образом, основной характеристикой современного заболачивания, особенно в таёжной зоне, где преобладают выпуклые олиготрофные болотные системы, является уклон поверхности окружающих суходолов: чем меньше уклон, тем дальше распространяет свои границы болото, подпирая и поднимая уровень грунтовых вод, вызывая развитие на прилегающих к болоту территориях гидроморфных форм почв и соответствующей растительности.

Олиготрофные болотные системы обеспечивают не только дополнительное увлажнение почв окружающих территорий, но и влияют на изменение гидрохимической характеристики. Воды, попадающие на окраины болот и окружающие территории,— кислые, имеют низкую минерализацию, повышенное содержание органических соединений и свободного кислорода (Назаров и др., 1977). Известно, что весной дефицит кислорода в поверхностных водах максимален. В летне-осенний период поверхностные воды богаче кислородом, чем почвенно-грунтовые.

Наибольший водообмен болот с окружающими территориями происходит во время весеннего и осеннего паводков. При условии сильного увлажнения болот осенью наблюдаются очень высокие модули стока, т. к. практически вся вода, образовавшаяся при таянии снега, сплошным фильтрационным потоком сбрасывается с болот через хорошо водопроницаемый деятельный слой. Быстро стекающие с олиготрофных болот талые воды в значительной степени аккумулируются окраинами болот и прилегающими лесами. В условиях бессточного или слабо диффузионного режима это приводит к уменьшению продолжительности вегетации лесной растительности (Кузьмин, 1993). Аналогичное явление отмечал и Н. И. Пьявченко (1967).

Когда толщина неразложившейся органики становится равной среднемноголетней амплитуде колебаний уровня воды в этом

слое, завершается формирование иллювиального горизонта и происходит отрыв от грунтового питания (Глебов, Корзухин 1985). По мнению Н. И. Пьявченко (1967), подобной ситуации соответствует мощность органического слоя в 30—50 см: тогда он способен аккумулировать и удерживать влагу, не приводя к недопустимому для существования возникших болотных форм растительности падению уровня почвенно-грунтовых вод. В этих условиях сфагновые мхи начинают обеспечивать будущую автономность существования болотных систем (Кузьмин, 1993).

Значительная мощность верховых залежей торфа и продолжающийся рост болотных систем в таёжной зоне вширь свидетельствуют о благоприятных климатических параметрах, обеспечивающих избыточное увлажнение в таёжной зоне как в европейской, так и в азиатской России.

ГЛАВА 8

Средообразующие и биосферные функции болот

Болота так же, как и тундры, леса, степи, пустыни — одно из важнейших звеньев в цепи взаимосвязанных компонентов биосферы. Болота в сочетании с другими природными комплексами определяют то экологическое равновесие в биосфере, которое необходимо для существования всех её компонентов.

Характер взаимодействия болот и окружающей среды менялся на протяжении голоцена — времени формирования современных болотных систем. В начале голоцена, когда заболачивание было очаговым, тенденции возникновения и развития болот в основном определялись влиянием таких факторов, как климатические, геолого-гидрологические, литологические, геоморфологические. По мере расширения площадей болот возрастала их устойчивость к внешним воздействиям и автономность в развитии. Одновременно сами болота становились одним из факторов, определяющих природную среду. Заметно увеличивалось их воздействие на формирование гидрологического режима как внутри болотных систем, так и на прилегающих территориях, и как следствие это,влияло на формирование климата. Например, величина радиационного баланса болот в среднем на 10% больше, чем суходольных территорий (Романов, 1961). От величины этого показателя зависит значение величины испарения с поверхности болот, скорость оттаивания верхнего слоя торфяной залежи. Величина радиационного баланса болот и окружающих территорий, в свою очередь, в значительной степени зависит от отражательной способности поверхности болот (альбедо). Чем меньше альбедо, тем больше величина поглощённой радиации. Олиготрофные сфагновые болота обычно характеризуются малыми значениями альбедо (менее 17%), а, следовательно, большими по сравнению с суходольными территориями значениями величин поглощённой радиации (Болота Западной Сибири..., 1976). Таким образом, наличие крупных олиготрофных болотных систем, характеризующихся низкими значениями альбедо и большими величинами поглощённой радиации, значительно смягчает континентальность климата.

Испарение с территорий, покрытых болотами, достаточно велико. В регионах, где болота занимают в среднем 40% и более площади, испарение с болот составляет основную долю в общем испарении с поверхности суши. В зависимости от меридионального размещения типов болот меняется и распределение величин испарения с поверхности различных типов болотных массивов. Преобладание лишайников в растительном покрове заболоченных территорий в тундре, а также вечная мерзлота сильно изменяют процесс испарения, значительно уменьшая его на единицу прихода солнечной радиации. В таёжной зоне, где преобладают сфагновые грядово-мочажинные и грядово-мочажинно-озерковые болота, среднее многолетнее испарение с болот колеблется от **316** мм на севере до 434 на юге зоны (Болота Западной Сибири..., 1976). Испарение с обводнённых мочажин почти такое же, как испарение с открытой водной поверхности (Романова, Усова, **1969).** Испарение с более дренированных участков болот, занятых кустарничково-сфагновыми, сосново-кустарничково-сфагновыми сообществами, превосходит испарение с открытой водной поверхности, в первую очередь, за счёт транспирации (Болота Западной Сибири..., 1976). В Западной Сибири пояс максимального испарения (до 350 мм) совпадает с подзоной южной тайги. Столь высокое испарение в этой подзоне связано не только с довольно обильными атмосферными осадками (до 450—500 мм), но и с высокой заболоченностью этой территории.

В результате как на самих болотах, так и на прилегающих территориях создаются условия, способствующие образованию измороси, туманов, росы. Наличие болот снижает отрицательное воздействие засухи в отдельные годы и таким образом одновременно способствует увеличению продуктивности растительности.

Болотные системы оказывают влияние и на тепловой режим окружающих территорий. Например, по данным Государственного гидрологического института (Болота Западной Сибири...,

1976), понижение уровня воды на болотах в таёжной зоне Западной Сибири в процессе осушения может значительно уменьшить теплоаккумулирующую способность заболоченных территорий, а, следовательно, изменить тепловой режим, увеличив континентальность климата.

Болотные системы являются аккумуляторами атмосферной и грунтовой воды, а также участвуют в водообмене. По подсчётам Государственного гидрологического института (Болота Западной Сибири..., 1976), запасы воды в торфе на территории Западной Сибири составляют 994 км^3, причём объём воды 218 км^3 находится в не связанном с торфом состоянии.

Водообмен болотных систем с окружающими ландшафтами происходит посредством поверхностного и грунтового стоков. Поверхностный сток с болот осуществляется по гидрографической сети, включающей водотоки, озёра, топи, и путём фильтрации в деятельном горизонте. Реки, формирующиеся в пределах олиготрофных болотных систем, питаются атмосферными осадками, выпадающими на водосборную площадь. Олиготрофные и мезотрофные болотные системы, не связанные непосредственно с речными долинами, отдают рекам ту часть питающей их атмосферной и нередко мягкой грунтовой воды, которая уже не может быть поглощена переувлажнённым сфагновым покровом и залегающим под ним торфом, а также израсходована на эвапотранспирацию (Пьявченко, 1980). Например, в условиях Южной Карелии это составляет 27% от годового количества осадков (Чесноков, 1977).

Естественно, что в условиях Западной Сибири, где преобладают крупные болотные системы, достигающие десятков и даже сотен тысяч гектаров,— такой объём стока обеспечивает образование ручьёв и речек. Таким образом, болота не являются генераторами влаги; они осуществляют транзитную функцию перераспределения поступающей в них воды между поглощением её торфяным слоем, испарением в атмосферу и стоком. Накапливая воду до полной влагоёмкости торфа и мохового слоя, болота расходуют на сток только протекающий через них транзитом не поглощённый остаток грунтовой или атмосферной воды (Пьявченко, 1980).

Вопрос о роли болот в питании рек и их водорегулирующее значение рассмотрены Н. И. Пьявченко (1980-в, г). Действительно, у истоков многих рек находятся эвтрофные болота или озёра,

окружённые болотами. Это и создаёт впечатление, что реки питаются болотными водами. В сущности и реки, и эвтрофные болота питаются грунтовыми водами, выходящими из подземных водоносных горизонтов. Несомненно, заметный вклад вносят и атмосферные осадки, выпадающие на водосборную площадь, как эвтрофных, так и олиготрофных болот.

По данным К. Е. Иванова и С. М. Новикова (1981), в естественных условиях крупные системы болот отдают до 30% воды общего объёма стока окружающим территориям «диффузным потоком», т. е. фильтрационным путём через их периферийный контур, обводняя прилегающие к болотам территории. Примерно такой же объём стока выносится за пределы границ болот естественной внутриболотной речной и ручейковой сетью.

Влияние болот на величину поверхностного стока проявляется и в том, что отложения торфа на поверхности водопроницаемых минеральных пород и кольматаж органическими коллоидами пор подстилающих минеральных грунтов ослабляет инфильтрацию атмосферных вод в глубокие слои и увеличивает в связи с этим поверхностный сток вод в речную сеть (Иванов, Новиков, 1981).

Болота оказывают влияние на регулирование внутригодового распределения стока, растягивая сроки весеннего половодья. Поэтому паводки рек, имеющих заболоченные водосборы, отличаются более низким пиком и более продолжительным весенне-летним половодьем (с мая по август), чем паводки рек с незаболоченными водосборами. Нетрудно представить, насколько катастрофичны были бы разливы сибирских рек, если бы подавляющую часть стока в них не перехватывали болота.

Болота препятствуют развитию эрозионных процессов, смыву и размыву. Наличие болот обусловливает слабую минерализацию воды в реках и озёрах и обеспечивает минимальный вынос с территории в океан минеральных веществ.

Болота влияют на формирование гидрологического режима окружающих территорий. Это влияние имеет свои особенности в разных природно-географических зонах. В таёжной зоне болота способствуют увеличению гидроморфности почв, поднятию уровня грунтовых вод на равнинных прилегающих территориях, превышающих размеры болот в четыре раза (Караваева, 1981). Таким образом, в гумидных зонах подъём и близкое к поверхности залегание грунтовых вод на прилегающих к болотам террито-

риях с точки зрения хозяйственной деятельности имеет значение как отрицательное (активное заболачивание), так и положительное (ликвидация периодических почвенных засух).

Для аридной зоны, например, в Западной Сибири гидрологическая роль болот в основном положительная. Повышение уровня грунтовых вод способствует мезофитизации растительного покрова, процессам рассоления на заболоченных и прилегающих к ним территориях, препятствует развитию почвенной засухи (Базилевич, 1953; Структура, функционирование..., 1974). Кроме того, в аридной зоне развитие болот увеличивает флористическое и фитоценотическое разнообразие.

Болотные системы способны аккумулировать большой спектр загрязняющих веществ из атмосферы. Известно, что мелкие частицы, взвешенные в воздухе (пыль, микроорганизмы) передвигаются, особенно при штиле, в сторону увлажнённой территории с пониженной температурой (водоёмы, болота). Это т. н. явление термофореза (Грегори, 1964). Благодаря этому явлению взвешенные в атмосфере частицы поглощаются поверхностью болот. Выпадение эоловой пыли на поверхность болот колеблется от 30 до 200 г/м^2 в год в промышленных районах (Пьявченко, 1967, 1970). Также установлено, что в местах особо сильного техногенного, загрязнения накопление токсических веществ на болотах на порядок выше, чем на окружающих их суходольных территориях (Никифорова, 1975). Поэтому следует сохранять болота, особенно олиготрофные (сфагновые) вблизи крупных промышленных центров.

Болотные системы — это «почки» атмосферы, биологические фильтры с очень высокой сорбционной ёмкостью, геохимические барьеры. Они накапливают такие токсичные техногенные элементы, как мышьяк, селен, свинец, кадмий, ртуть, консервируют их на многие годы и выводят из круговорота веществ в биосфере (Главовская, 1973). В болотах надолго могут консервироваться и органические загрязнители, например, нефтепродукты.

Так, в таёжной зоне приозёрные болота препятствуют поступлению с разрушаемых берегов в озёра терригенного материала и очищают поверхностно-склоновые и грунтовые воды от биогенных и токсических веществ.

Приозёрные болота в лесостепи защищают пресные озёра, нейтрализуя кислотными продуктами разложения растительности соду в почвенных растворах (Земцов, Инишева, 1998) и предотвращая поступление загрязнения с сельскохозяйственных полей.

С учётом факта аккумуляции зольных элементов в сфагновом покрове, а также относительно высокой его водопроводимости (Иванов, 1953,1975), становится понятной роль сфагновых мхов в регуляции гидрохимических условий на болотах. Крупные олиготрофные болотные системы способны справляться с довольно значительным химическим загрязнением даже после сильного местного нарушения системы. Что касается небольших болот, то там повышение минерализации вызывает резкое изменение растительного покрова. На этом основан принцип т. н. биологического осушения болот (Работнов, 1970): внесение удобрений на олиготрофные болота приводит к мезотрофизации болотной растительности и превращению их в кормовые угодья.

Более значительная перестройка, связанная с изменением структуры и эдификаторов, вызывается качественным изменением водно-минерального режима, такими, как подток вод из современных тектонических разломов, выпадение минеральных веществ с атмосферными осадками (Пьявченко, Сибирёва, 1962).

Известно, что проблема круговорота углерода относится к стержневым в учении о биосфере, функционировании экосистем и прогнозировании последствий глобального антропогенного изменения климата. Любые наземные экосистемы связывают и освобождают атмосферный углерод, одновременно удерживая в каждый данный момент времени определённый запас его в тканях растений, детрите, гумусе, торфе и т. д. Как изменится при потеплении климата газообмен экосистем с атмосферой? Насколько усилится биотический выброс тепличных газов (СОг, CH_4, N_2O) за счёт усиления разложения органики, что ещё более утеплит климат?

Очень серьёзное внимание при решении этих проблем уделяется болотам, их биосферной роли, реакции их на изменение климата.

Болота — единственные в наземной биоте экосистемы, обеспечивающие постоянный сток в них атмосферного углерода, который практически навсегда выключается из дальнейшего круговорота, накапливаясь в форме торфяных отложений (Вомперский, 1994).

По данным С. Э. Вомперского (1994), площадь торфяных болот мира составляет 5-Ю^6 км^2 (3,5% суши Земли). Запасы

торфа в пересчёте на углерод — 120—240 млрд. т. По последним данным, площадь болот мира оценивается в 6413000 км^2, соответственно возрастают запасы углерода до 234—252 млрд. т (Lappalainen, 1996). В России общая площадь оторфованных заболоченных земель составляет 3,69 млн. км^2 (или 21,6% территории страны) с содержанием углерода 113,53 млрд. т, в том числе площадь торфяных болот — 1,39 млн. км^2, содержание в них углерода — 100,93 млрд. т (Вомперский, 1994). В Западной Сибири площадь торфяных болот, по его же данным, достигает 42% от их площади для всей территории России с содержанием углерода — 42,3 млрд. т, что составляет 36% от депонированного углерода России.

Специфичность биосферной функции болот обусловливается незамкнутостью у них цикла круговорота веществ; болотные системы возвращают в окружающую среду меньше веществ, чем забирают, т. е. преобладает постоянный сток углерода из атмосферы в торфяные болота.

По данным А. А. Титляновой и др. (1996), скорость приращения углерода в торфах Западной Сибири варьирует от 15 до 65 г/м^2, что приводит к ежегодной аккумуляции 5—20 млн. т углерода в торфяных болотах.

В. то же время в результате деятельности в аэробных условиях гетеротрофных организмов часть углерода освобождается и в виде СОг выделяется в атмосферу. Эмиссия СОг с поверхности естественных болот составляет от 87 до 2565 мг СОг м~^{2} год"^{1} (Инишева, 1998). Большой разброс в значениях величин потока СОг объясняется неодинаковыми условиями торфообразования и разными методиками определения. Так, в подзоне южной тайги Западной Сибири эмиссия СОг в олиготрофных биогеоценозах сосново-кустарничково-сфагнового типа достигает значений 84,4 мг С м~^{2} ч$^{-1}$, в мезотрофных биогеоценозах осоково-сфагнового типа т- 86,7, сфагново-осокового типа — 22,8, в эвтрофных лесного типа (согра) — 127,8 мг С м$^{-2}$ ч"^{1}.

Разные элементы микрорельефа (кочки, межкочечные понижения) отличаются по интенсивности выделения СОг. Также установлено, что с понижением уровня залегания болотных вод происходит увеличение выделения СОг.

Болота, по мнению R. J. Cicerone и R. S. Oremland (1988), рассматриваются и как главный естественный поставщик метана в атмосферу. Вклад западно-сибирских болот в эмиссию метана не

превышает 1,7 Тг/год или не более 1% от глобальной эмиссии (500 Тг/год).

Разнообразные болотные системы продуцируют метан в разных количествах: олиготрофные сосново-кустарничково-сфагновые — 0,04—0,91 мг С м"^{2} ч$^{-1}$, мезотрофные крупнобугристые — 0,01—0,45, согры — 0,01—0,91 мг С м~^{2} ч$^{-1}$. Причём, интенсивность выделения метана на этих же болотах в 33—15350 раз меньше по сравнению с выделением СОг. Тепличный же эффект метана в 20 раз превышает действие СОг (Инишева, 1998). В то же время тепличный эффект метана в 20 раз превышает действие углекислого газа. К тому же метан фотохимически активен в отношении озонового слоя атмосферы. Поэтому особенно актуальна более точная оценка действительного вклада болот в генерацию метана в биосфере (Вомперский, 1994).

Наконец, роль болот в формировании газового состава атмосферы проявляется и в обогащении её кислородом.

По данным О. П. Добродеева (1977), растительный покров земного шара выделяет в атмосферу 1,6-10^8 т/год кислорода. Это обусловлено в том числе и тем, что на торфяных болотах кислород почти не используется на разложение отмерших растительных остатков. На сжигание угля, нефти и газа, по данным того же исследователя, ежегодно тратится 2-Ю^{10} т свободного кислорода. И эта цифра непрерывно растёт. Уже сейчас получается, что фактическая приходная часть баланса свободного кислорода на порядок меньше расходной (Березина, Лисс, Самсонов, 1983).

Взаимоотношение лесных и болотных систем определяется соотношением массы этих двух типов биогеоценотического покрова Земли. Масса болотных систем, особенно в таёжной зоне, накопленная за несколько тысячелетий их существования, значительно превышает массу лесных. Болота, особенно в северной и средней тайге, наступают на леса. Этому способствует постоянное поднятие уровня грунтовых вод на прилегающих к болотам территориях, увеличение гидроморфности почв (Караваева, 1981).

В то же время, следует различать две разновидности заболачивания: необратимое (прогрессирующее) и временное (периодическое или обратимое) (Пьявченко, 1962-6, 1978-а, 1979, 1980-а). Временное заболачивание обычно связано с колебаниями гидроклиматических условий, нередко развивается на месте вырубок и выгоревшего леса. Оно распространено в таёжной зоне шире, чем

необратимое, и создаёт впечатление чрезвычайно интенсивного процесса, особенно на севере. В областях с влажным и прохладным климатом процесс необратимого заболачивания продолжается и поныне, но масштабы его существенно сокращаются, что отмечено не только для Западной Сибири, но и для европейской части России (Пьявченко, 1958). Важную роль в сокращении заболачивания играют положительные тектонические движения земной коры и связанные с этим изменения базисов эрозии (Пьявченко, 1979).

Процесс трансгрессии болот на лесные биогеоценозы неравномерен во времени и пространстве. Даже на сильно заболоченных водораздельных равнинах локальное улучшение условий дренирования (в результате понижения уровня болотных вод) приостанавливает распространение болот вширь или вызывает облесение заболоченных территорий.

Разнообразие прямых и обратных взаимосвязей, существующих между компонентами болотных систем и окружающих их территорий, свидетельствует о неадекватном влиянии последствий осушения болот на окружающую среду в различных географических и геоморфологических условиях. Необходим дифференцированный подход к определению масштабов мелиоративных мероприятий в зависимости от этих условий. В зоне избыточного увлажнения с прогрессирующим и умеренно прогрессирующим заболачиванием, где олиготрофные водораздельные болота питаются за счёт атмосферных осадков, мелиорация допустима в больших пределах, чем в зонах неустойчивого и недостаточного увлажнения.

Негативное влияние осушительных мероприятий на изменение теплового режима и интенсивность промерзания грунтов имеет место на севере Западной Сибири (Болота Западной Сибири..., 1976). Осушение болот, расположенных в зоне многолетней мерзлоты, приводит к снижению влагозапасов деятельного слоя торфяной залежи и существенному изменению его тепловых свойств. При осушении олиготрофных болотных систем в результате уплотнения торфа и изменения его структуры теплопроводность уменьшается в зависимости от влажности в 1,3—1,7 раза. При неизменных радиационных условиях и испарении, близком к испарению до осушения, теплопоток в торфяную залежь снижается примерно во столько же раз. В результате этого уменьшаются

теплозапасы деятельного слоя, что способствует более сильному охлаждению всей толщи торфяной залежи в зимний период.

Глубина же сезонного оттаивания в значительной степени зависит от характера растительного покрова (Болота Западной Сибири..., 1976). Уничтожение растительного покрова при хозяйственном освоении территории увеличивает глубину сезонного оттаивания в 1,3—1,5 раза и вызывает явление солифлюкции, что в значительной степени нарушает естественную природную обстановку.

Осушительные мелиоративные мероприятия в пределах таёжной зоны могут вызывать непредвиденные последствия в результате изменения водно-теплового режима заболоченной территории. При понижении уровня воды в болотах в период осушения значительно уменьшается теплоаккумулирующая способность территории и изменяется её тепловой режим. Подсчитано (Болота Западной Сибири..., 1976), что при понижении уровня воды только на 0,5 м на болотах Сургутского полесья (бассейны рек Назыма, Лямина, Пима, Тром-Югана, Агана) в речную сеть будет сброшено около 20 $км^3$ воды, в том числе 9 $км^3$ — из озёр и 11 $км^3$ — из болот. В результате этого запасы тепла на болотах уменьшатся примерно на $200\text{-}10^{12}$ ккал или на 0,25 ккал/$см^2$. При суммарном потоке тепла в торфяную залежь за тёплый период, составляющем 1,4 ккал/$см^2$, потери тепла в результате осушения составят около 20% этой величины. Аналогичный расчёт, выполненный для территории всей центральной части Западно-Сибирской равнины, показывает, что при сплошном осушении болот будет сброшено в реки около 80 $км^3$ воды. В результате теплозапасы территории уменьшатся, примерно, на $800\text{-}Ю^{12}$ ккал, что составляет около 21% суммарного потока тепла за тёплый период года. Результатом будет понижение температуры верхнего слоя торфяной залежи и, как следствие, уменьшение температуры воздуха зимой. Летом, наоборот, вследствие уменьшения теплопотока в почву (теплопроводность осушенной залежи в 1,3—1,7 раза меньше, чем не осушенной) поверхность болот будет прогреваться сильнее и температура приземного слоя воздуха несколько повысится. Увеличится континентальность внутриболотного климата и климата примыкающих территорий. Следует ожидать изменения теплового режима осушенной территории: летом будет наблюдаться переосушение верхнего слоя, зимой — более глубокое промерзание. На рас-

сматриваемой территории, где среднегодовая температура воздуха ниже 0°, глубокое промерзание может привести к образованию устойчивого мёрзлого слоя в нижних слоях торфяной залежи, т. е. к искусственному образованию многолетней мерзлоты. Подтверждением этого служит наличие на относительно «сухих» участках (гряды, кочки) неосушенных болот в отдельные годы перелетков мерзлоты, а также сохранение в течение ряда лет мёрзлого слоя на мерзлотных дорогах, строящихся в настоящее время на болотах этой территории.

Значительно сложнее прогнозировать характер и степень влияния мелиоративных мероприятий на изменение испарения с поверхности болот в связи с многофакторностью этого явления. Известно (Иванов, 1953), что снижение уровня болотных вод в относительно хорошо дренированных болотных биогеоценозах, а также в комплексах биогеоценозов грядово-мочажинного типа приводит, особенно в первые годы мелиорации, к уменьшению суммарного испарения за счёт снижения транспирации растений. В последующие годы в связи с развитием кустарничковой и древесной растительности испарение будет увеличиваться и может даже превысить уровень испарения до осушения.

Нецелесообразно также осушение олиготрофных безлесных и слабооблесенных болот с целью повышения продуктивности древостоя и лесоразведения. Это связано с высокой кислотностью и крайней бедностью малоразложившегося сфагнового торфа питательными веществами. Кроме того, мелиорация олиготрофных болот вызывает снижение урожайности болотных ягодников.

В условиях неустойчивого и недостаточного увлажнения (подтайга, лесостепь) осушение болот допустимо в очень ограниченных пределах. На этой территории, где образование болот связано с питанием грунтовыми водами, с которыми болота образуют единую гидрологическую систему, целесообразность осушения должна решаться только на основе комплексных гидрологических и экологических исследований (Пьявченко, 1980-в).

В лесостепи Западной Сибири близкое залегание к поверхности грунтовых вод обусловливает не только сравнительно высокую заболоченность территории, но и ту или иную степень гидроморфности почв и обилие влажных лугов. Контуры болот здесь довольно лабильны и зависят от климатических флуктуации. При сокращении площадей болот в результате естественных процессов или мелиоративных мероприятий усиливается засоление

осушенных и прилегающих к ним территорий. Интенсивное осушение эвтрофных травяных болот (займищ) отрицательно сказывается на изменении флористического состава и биологической продуктивности не только болотных фитоценозов, но и фитоценозов прилегающих территорий.

Опыт мелиоративного строительства Белоруссии (Хмелёв, 1980-а, б) показал, что при определённых гидрологических условиях в результате интенсивного осушения болот европейской лесостепи понижается уровень грунтовых вод на прилегающих территориях. Исследования, выполненные К.Ф.Хмелёвым (1980-а, б) по изменению под влиянием осушения доминант лугово-болотных фитоценозов эвтрофных болот Курской и Липецкой областей, а также надземной биологической продуктивности лугово-болотных фитоценозов лесостепной и степной зон европейской части России в пределах болот и на прилегающих к болотам территориях показывают, что при снижении уровня грунтовых вод биологическая продуктивность естественных и культурных ценозов уменьшается в несколько раз.

Для аридной зоны Западной Сибири отрицательные последствия осушения проявляются в активности процессов засоления как на заболоченных, так и на прилегающих к болотам территориях, в развитии почвенной засухи (Базилевич, 1953; Структура, функционирование и эволюция..., 1974).

Значение болот не ограничивается участием в распределении водных ресурсов, накоплением торфа и т. д. Они являются местами обитания редких и исчезающих видов животных и растений. На них гнездятся и кормятся журавли, тетерева, глухари, рябчики, белые куропатки. Это основные места, где живут утки, гуси, лысухи, кулики, выпи, цапли и другие птицы. Белые журавли (стерхи, *Crus leucogeranus* Pall.) отмечены на болотах в бассейне р. Конды. До сих пор считается, что нигде в мире, кроме Яно-Индигирских тундр, стерх не гнездится. Он внесён в Красную книгу СССР (1984).

Нередко перелётные водоплавающие птицы выводят потомство на одних болотах, отдыхают во время перелёта на других, а зимуют за тысячи километров на третьих. Уничтожение болот — мест обитания пернатых нарушает их биологический ритм, ведёт к сокращению их численности и вымиранию.

Не меньшую ценность представляют собой болота как место

произрастания ценных и редких видов растений. Это естественные плантации лекарственных и пищевых растений.

Ещё в 1975 г. на XII Международном ботаническом конгрессе прозвучали слова относительно необходимости охраны болот, которые имеют научное, водоохранное, экономическое, оздоровительно-эстетическое, учебное значение.

Влияние болотных систем на экологическое состояние окружающей среды, примеры негативных последствий мелиоративных мероприятий, снижение естественных процессов торфонакопления ставят перед специалистами задачу решить следующие актуальные вопросы: во-первых, необходимо установить для разных природных регионов допустимое соотношение осушаемых и не затрагиваемых мелиорацией земель; во-вторых, разработать региональные критерии для выявления болотных систем, нуждающихся в охране.

ГЛАВА 7

Районирование и региональный прогноз развития болот

Проблема районирования болот столь сильно заболоченной территории, как Западная Сибирь, всегда привлекала внимание исследователей.

Публикации, касающиеся этой проблемы, можно объединить в две группы: 1) работы, рассматривающие районирование болот всей территории Западной Сибири или большей её части и ограничивающиеся выделением и характеристикой таксонов таких крупных рангов, как болотные зоны и подзоны (Бронзов, 1930; Кац, 1929, 1946, 1971; Кац, Нейштадт, 1963; Логинов, 1957, 1958; Тюремнов, 1957-в; Романова, 1967-а, б, 1976-а, б; Шумилова, 1968, 1969, 1971; Березина, Куликова, Лисс и др., 1974-а, б; Лисс, Березина, Куликова и др., 1975; Лисс и др., 1988; Кашперюк, Трофимов, 1988); 2) работы, посвященные изучению пространственной дифференциации болот в пределах сравнительно небольших территорий (Кузьмина, 1957; Елизарьева, 1959; Лисс, Куликова, 1967; Львов, 1974).

Отличие предлагаемой схемы районирования болот от существующих вариантов как Западной Сибири, так и территории СССР (Боч, Мазинг, 1979; Пьявченко, 1985), а также земного шара (Кац, 1971) состоит в выборе критериев для выделения территориальных единиц.

Большинство существующих схем районирования болотных систем базируется на морфологических критериях. В настоящей схеме районирования выделение территориальных единиц основывается на таких динамических критериях, как интенсивность торфонакопления, специфика смены стадий и фаз. Объём таксонов районирования соответствует таксонам

универсальной таксономической системе единиц, принятой большинством отечественных географов (Гвоздецкий, Криволуцкий, Макунина, 1973): район, округ, провинция, область, страна.

Границы таксонов районирования очерчиваются ареалами соответствующих таксонов, разработанной экогенетической классификации типов болотных биогеоценозов (Лисс, 1990) (табл. 9-I-II).

В предлагаемой схеме районирования болот Западной Сибири наименьшая по рангу единица районирования — *болотный округ.* Его границы очерчивает ареал элементарного комплекса типов болотных биогеоценозов. *Болотная провинция* — объединение болотных округов. Её границы очерчивает ареал подзонального комплекса типов. *Болотная область* — объединение болотных провинций. Её границы определяет ареал зонального комплекса типов ББГЦ. *Болотная страна* — объединение болотных областей. Сюда входит весь спектр зонально-провинциальных комплексов типов биогеоценозов. Территория болотной страны объединяет отрезки природных зон в пределах одного биоклиматического сектора.

Болота Западной Сибири *относятся к западносибирской умеренно континентальной стране гомогенных и гетерогенных разновозрастных болот неравномерного заболачивания.*

В пределах этой страны выделены четыре болотные области (рис. 78).

Западно-сибирская тундровая область пребореально-бореальных полигональных эвтрофных травяных, травяно-мохо**вых, кустарничково-травяно-моховых и лишайниковых болот слабого торфонакопления** соответствует территориально подзонам арктических, типичных и южных тундр. Границы этой области определяются ареалом зонального комплекса эвтрофных полигональных травяных, травяно-моховых, кустарничково-травяно-моховых и лишайниковых типов болотных биогеоценозов. В её пределах болота приурочены к плоским понижениям на водораздельных равнинах, морским и лагунно-морским террасам, морским побережьям, речным долинам, днищам спущенных озёр. В развитии болотных комплексов преобладает эвтрофная стадия, что обусловлено наличием слабовыщелоченных грунтов на слое вечной мерзлоты (Пьявченко, 1985). Средняя заболоченность области колеблется в пределах 16—22%. Широко распространены увлажнённые осоково-гипновые **и** осоково-пушицевые болота. Мощность торфа в этих болотах не превышает 0,3 м. На молодых морских и речных террасах преобладают валиково-полигональные болота. Торфяная залежь на полигонах травяно-гипновая, глубина торфа — 30 см. На валиках верхний слой торфа сфагновый, ниже — травяно-сфагновый. Глубина торфа — 20 см.

Комплексные валиково-полигональные кустарничково-осоково-моховые болота встречаются в северной половине типичной тундры. Начало их формирования относится к бореальному и даже пребореальному периодам голоцена. Некоторые из них имеют залежь глубиной до 3 м. В настоящее время полигональные болота разрушаются под влиянием термокарста и водной эрозии. Процесс болотообразования наблюдается только в понижениях, где задерживается вода атмосферных осадков и скапливается влага от таяния мерзлоты. Глубина сезонного оттаивания сухих участков полигональных торфяников 30—40 см, влажных и обводнённых — 50—60 см. Неодинаковые состав и структура растительных сообществ и особенно различия в климате, геоморфологии, глубине залегания вечной мерзлоты обусловили подразделение области на три провинции.

Арктическая тундровая провинция западно-сибирских болот охватывает ареал подзональных эвтрофных травяных и травяно-моховых болот в сочетании с валиково-полигональными комплексами и мохово-лишайниковыми пятнистыми тундрами. Эта провинция занимает самую северную часть полуостровов Ямала и Гыдана. Её южная граница совпадает с южной границей подзоны арктических тундр. Заболоченность провинции колеблется в пределах от 16% (п-ов Ямал) до 25% (п-ов Гыдан) (Романова, 1985). Болота приурочены к днищам ложбин стока, речным долинам, приозёрным понижениям. Наиболее распространены некомплексные травяные, осоково-пушицевые, травяно-моховые и осоково-гипновые болота в сочетании с валиково-полигональными комплексами, в которых полигоны заняты гипновыми сообществами, на валиках — растительность злаково-осоково-морошково-сфагновая с лишайниками (Романова, 1985).

Вечная мерзлота находится на глубине 30 см. Болота мелкозалежные. Глубина торфа не превышает 0,3 м. Залежь — эвтрофная, сложена осоковым, осоково-гипновым торфом. Н. Я. Кац

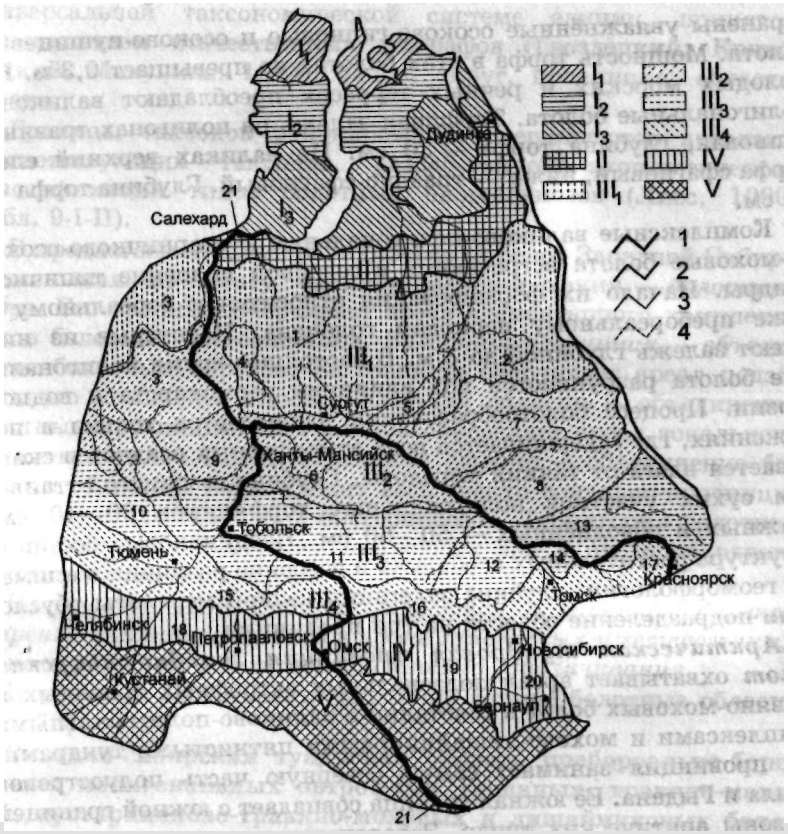


Рис. 78. Схема районирования болотных систем Западно-Сибирской равнины

Болотные области: I — западно-сибирская тундровая пребореально-бореальных полигональных эвтрофных травяных, травяно-моховых, кустарничково-травяно-моховых, лишайниковых болот слабого торфонакопления; II — западно-сибирская лесотундровая пребореально-бореальных эвтрофно-олитотрофных бугристых кустарничково-мохово-лишайниковых, мохово-лишайниковых и травяно-моховых болот умеренного торфонакопления; III - западно-сибирская таежная бореально-атлантических выпуклых олиготрофных моховых болот активного заболачивания и интенсивного торфонакопления; IV - западносибирская лесостепная атлантико-суббореальных вогнутых эвтрофных травяных болот слабого заболачивания и торфонакопления.
Болотные провинции: I_1 — арктическая тундровая западно-сибирских эвтрофных травяных и травяно-моховых болот в сочетании с валико-полигональными комплексами и мохово-лишайниковыми пятнистыми тундрами; I_2 — типичная тундровая

западно-сибирских эвтрофных полигональных кустарничково-осоково-моховых и некомплексных травяно-моховых болот; I_3 — южная тундровая западно-сибирских комплексных трещиновато-полигональных, плоско-бугристых кустарничково-моховых и некомплексных кустарвичково-сфагново-лишайниковых болот; III_1 — северотаежная западно-сибирских олиготрофных озерково-грядовых и сосново-кустарничково-сфагново-кладиновых болот; $Ш_2$ — среднетаежная западно-сибирских олиготрофных грядово-мочажинных и сосново-кустарничково-сфагновых болот; Шз — южнотаежная западно-сибирских олиготрофных сосново-кустарничково-сфагновых и грядово-мочажинных, мезотрофных и эвтрофных сосново-березово-осоково-гипновых (или сфагновых) и осоково-гипновых (или сфагновых) болот; III_4 — подтаежная западносибирских атлантических эвтрофных осоково-гипновых болот.
Болотные округа: 1 — Сургутско-Полесский северотаежных олиготрофных озерково-грядово-мочажинных и сосново-кустарничково-сфагново-лишайниковых болот; 2 — Вахский северотаежных олиготрофных озерково-грядово-мочажинных болот в сочетании с грядово-мочажинными и сосново-кустарничково-сфагновыми; 3 — Сосьвинский северотаежных и среднегетеротрофных грядово-мочажинных к олиготрофных сосново-кустарничково-сфагновых болот; 4 — Обь-Назымский северотаежных сосново-кустарничково-сфагновых и грядово-мочажинных болот; 5 — Аганский северотаежных сосново-кустарничково-сфагновых и сосново-пушицево-сфагновых болот; 6 — Салымо-Юганский среднетаежных олиготрофных грядово-мочажинных болот в сочетании с грядово-мочажинно-озерковыми и сосново-кустарничково-сфагновыми; 7 — Тым-Вахский среднетаежных олиготрофных озерково-грядово-мочажинных, грядово-мочажинных и сосново-кустарничково-сфагновых болот; 8 — Кеть-Тымский среднетаежных олиготрофных грядово-мочажинных, сосново-кустарничково-сфагновых болот в сочетании с мезотрофными сосново-березово-осоково-сфагновыми и осоково-сфагновыми; 9 — Кондинский среднетаежных олиготрофных озерково-грядово-мочажинных и осоково-сфагновых болот в сочетании с эвтрофными и мезотрофными березово-осоково-сфагновыми (или гипновыми) и осоково-сфагновыми (или гипновыми); 10 — Тавдинский южнотаежных олиготрофных грядово-мочажинных и сосново-кустарничково-сфагновых болот в сочетании с эвтрофными березово-осоково-гипновыми и осоково-гипновыми; 11 — Васюганский южнотаежных олиготрофных грядово-мочажинных и сосново-кустарничково-сфагаовых болот в сочетании с эвтрофными и гетеротрофными елово-кедрово-березово-осоково-гипновыми (или сфагновыми); 12 — Бакчарский южнотаежных олиготрофных грядово-мочажинных и сосново-кустарничково-сфагновых болот в сочетании с эвтрофными и мезотрофными сосново-елово-кедрово-березово-осоково-гипновыми (или сфагновыми) и осоково-гипновыми (или сфагновыми); 13 — Кеть-Чулымский южнотаежных олиготрофных сосново-кустарничково-сфагновых и сосново-пушицево-сфагновых болот в сочетании с эвтрофными и мезотрофными сосново-березово-осоково-сфагновыми и осоково-сфагновыми; 14 — Обь-Чулымский юэнотаежных мезотрофных сосново-березово-осоково-сфагновых и осоково-сфагновых болот; 15 — Северотоболо-Ишимский подтаежных эвтрофных осоково-гипновых и осоково-сфагновых болот в сочетании с олиготрофными сосново-кустарничково-сфагновыми; 16 — Северобарабинский подтаежных эвтрофных осоково-гипновых болот в сочетании с сосново-кустарничково-сфагновыми; 17 — Чулымский подтаежных эвтрофных и мезотрофных березово-осоково-гипновых (или сфагновых) и березово-разнотравных болот; 18 — Южнотоболо-Ишимский лесостепных эвтрофных тростниково-осоковых болот и тростниково-осоковых с вкраплением рямов; 19 — Южнобарабинский лесостепных эвтрофных тростниково-осоковых болот и тростниково-осоковых с вкраплением рямов; 20 — Барнаульский лесостепных эвтрофных тростниково-осоково-вейниковых болот; 21 — Иртышско-Обский пойменных травяных болот.
Границы: 1 — Западно-Сибирской равнины, 2 — областей, 3 — провинций, 4 — округов; V — степная зона с единичными болотами

(1948) называет эти болота «арктическими минеральными осоковыми болотами».

Типичная (субарктическая или северная) тундровая провинция западно-сибирских болот занимает территорию распространения подзональных эвтрофных комплексных полигональных кустарничково-осоково-моховых и некомплексных мохово-травяных болот в сочетании с мохово-лишайниковыми пятнистыми тундрами.

Болота расположены в тех же условиях рельефа, что и в арктической подзоне, но отличаются по микрорельефу и составу растительности. Наиболее широко распространены кустарничково-осоково-моховые комплексные валиково-полигональные болота. Глубина торфа достигает 3,0 м. В отличие от арктических полигональных болот, субарктические полигональные болота имеют более широкие валики и термокарстовые просадки в центре полигонов, где образуются мочажины.

Некомплексные мохово-травяные (осоково-гипновые) болота больших массивов не образуют. Они обычно встречаются в сочетании с тундрами и тундровыми заболоченными ивняками. Поверхность болот ровная, слабовыгнутая; они сильно обводнены.

Вокруг тундровых озёр, у низких заболоченных приозёрных террас широкими полосами встречаются осоково-злаковые болота — хасыреи. Торфяная залежь в них маломощная — **0,05**—0,2 м.

Южная тундровая провинция западно-сибирских болот соответствует ареалу подзональных эвтрофно-олиготрофных трещиновато-полигональных и плоскобугристых кустарничково-моховых и некомплексных кустарничково-сфагново-лишайниковых типов болотных биогеоценозов. Заболоченность территории составляет 29% (Романова, 1985). Комплексные болота приурочены к плоским водораздельным террасам, речным долинам, котловинам .спущенных озёр. Некомплексные кустарничково-сфагново-лишайниковые болота характерны для условий избыточного слабопроточного увлажнения. В настоящее время они являются заключительной стадией в развитии некомплексных травяных болот при заболачивании водоёмов и суши (Городков, 1944; Тыртиков, 1969).

В южной тундре по данным Н. И. Пьявченко (1955-а, б) мощность торфяной залежи составляет 1,0—1,3 м, в отдельных местах глубина торфа превышает 3 м. На полигонах торфяная залежь в верхнем слое (20—30 см) с вкраплением корешков кустарничков. Нижележащие слои представлены осоковым, гипновым, хвощовым торфом.

Западно-сибирская лесотундровая область пребореально-бореальных болот определяется ареалом зонального комплекса эвтрофно-олиготрофных бугристых кустарничково-мохово-лишайниковых, мохово-лишайниковых и травяно-моховых болот умеренного торфонакопления. По данным Е. А. Романовой (1985), южная граница распространения крупнобугристых комплексов проходит по 64° с. ш., в верховьях Надыма и Пура она опускается до 62° с. ш.

Этот тип болот в лесотундре является зональным, он характерен для водораздельных депрессий и террас древних озёрных котловин. Средняя заболоченность территории в пределах лесотундры составляет 50%. Крупнобугристые болота представляют собой сочетание торфяных бугров и понижений (ерсеев) — мочажин и термокарстовых озёр. Бугры расположены единично или группами. Они имеют округлую или овальную, иногда продолговатую форму. Площадь бугров колеблется от нескольких десятков до сотен квадратных метров. Высота бугров — 3—5 м, иногда достигает 10—12 м. Вершины их заняты мохово-лишайниковыми и кустарничково-мохово-лишайниковыми сообществами, в понижениях доминируют осоково-сфагновые фитоценозы. Бугры куполообразной формы, имеют склоны от пологих до обрывистых. Этим они отличаются от плоскобугристых комплексов. Мочажины между буграми имеют вытянутую форму, соединены между собой в единую систему, по которой талая вода сбрасывается в озёра и речную сеть. На буграх мощность торфа колеблется в пределах 4—5 м, в мочажинах она составляет 2,0—2,5 м. В сложении торфяных отложений доминируют низинные виды торфа.

Западно-сибирская таёжная область включает зональные комплексы бореально-атлантических выпуклых олиготрофных моховых болот интенсивного торфонакопления и заболачивания. Средняя заторфованность области составляет 47%, средняя глубина торфяных отложений — 2,8 м. Начало болотообразовательного процесса относится к бореальному времени. На равнинах и высоких террасах в строении торфяных залежей на долю верховых видов торфа приходится 60—70%, на долю низинных — около 20%. На болотах низких террас в строении торфяных зале-

жей значительно возрастает удельный вес низинных видов торфа. Переходные виды торфа, тем более залежи, сложенные этими видами торфа, не имеют широкого распространения. В области преобладают выпуклые олиготрофные моховые (сфагновые) болота, характеризующиеся процессом активного торфонакопления и интенсивной трансгрессией на прилегающие к болотам облесенные территории. Этот тип болот занимает водораздельные равнины и высокие террасы. Мезотрофные болота не имеют широкого распространения. Эвтрофные болота встречаются в поймах и на низких террасах. На водораздельные равнины эвтрофные болота выходят лишь на юге области, где близко к поверхности залегают третичные карбонатные суглинки.

Изменение соотношения площадей, занимаемых биогеоценозами эвтрофных, мезотрофных и олиготрофных типов по периодам голоцена, свидетельствует о прогрессирующем увеличении размеров олиготрофных участков за счёт постоянной смены биогеоценозов эвтрофного типа мезотрофным и олиготрофным. Пространственно-временной анализ сукцессии болотных систем и образующих их различных типов болотных биогеоценозов также показывает, что дальнейшее развитие болот в пределах таёжной зоны, в условиях избыточного увлажнения и равнинной поверхности будет направлено в сторону возрастания гидрофильности.

Неодинаковая интенсивность торфонакопления, продолжительность пребывания болот в той или иной стадии, различие в современных фазах олиготрофной стадии обусловили дифференциацию области на три провинции.

~ ***Северотаёжная провинция западно-сибирских болот*** соответствует территории распространения подзональных комплексов биогеоценозов олиготрофных озерково-грядово-мочажинного и сосново-кустарничково-сфагново-лишайникового типов. На большей чаети территории провинции заболоченность колеблется в пределах 30—35%, часто возрастает до 70%, местами достигает 90% и более. Средняя заторфованность провинции составляет 50%. Для этой провинции характерно прогрессирующее заболачивание, средняя глубина торфяных отложений составляет 1,8 м. Приуроченность большей части провинции к району тектонических опусканий обусловливает экогенетические смены типов болотных биогеоценозов, приводящие к постоянному расширению площадей, занимаемых комплексами биогеоценозов

озерково-грядово-мочажинного типа. В этой провинции на болотах по-прежнему сохраняется господство комплексов озерково-грядового типа.

Провинция подразделяется на пять округов, элементарные комплексы биогеоценозов болотных типов которых отличаются состоянием современной фазы развития. Выделенные округа также неодинаковы по степени заболоченности и средней мощности торфяных отложений (табл. 22, 23).

Сургутско-Полесский округ северотаёжных болот охватывает ареал одностадийного трёхфазового комплекса биогеоценозов олиготрофного озерково-грядово-мочажинного типа в сочетании с сосново-кустарничково-сфагново-лишайниковым. Для округа характерны чрезвычайно высокая заболоченность (которая на значительной части территории составляет 70—90%) и заторфованность (60%), а также характерно обилие первичных и вторичных озёр и крупнейших по площади болот до нескольких десятков тысяч гектаров. Сургутско-полесский округ фактически представляет собой огромнейшую единую систему олиготрофных болот, целиком занимающую междуречные пространства Лямина, Пима, Тром-Югана и пересекаемую узкими лесными полосами вдоль слабо врезанных рек.

В этом округе преобладают плосковыпуклые олиготрофные сфагновые озерково-грядовые, озерково-грядово-мочажинные и сосново-кустарничково-сфагновые болота, в растительном покрове которых особенно велико присутствие лишайников. Строение залежи этих болот довольно однообразно: в их сложении доминируют верховые фускум-, комплексный виды торфа низкой степени разложения и высокой влажности. На долю верхового торфа приходится 80% от общих запасов торфа. Участие низинных видов торфа в строении залежи ничтожно (меньше 1%). На долю переходного торфа приходится 11%. Переходные и смешанные топяные залежи встречаются на периферии олиготрофных болот, на их долю приходится 20% от общей площади. Средняя глубина торфяных отложений верхового типа — 1,8 м, переходного типа — 1,6 м; средняя мощность низинных залежей достигает 2,3 м.

Вахский округ северотаёжных болот соответствует ареалу одностадийного трёхфазового элементарного комплекса болотных биогеоценозов озерково-грядово-мочажинного типа в сочетании с грядово-мочажинным и сосново-кустарничково-сфагновым

типами. Округ отличается неравномерной заболоченностью. Основная масса болот сосредоточена в его юго-западной части, заболоченность которой составляет 30—50%, местами достигает 70—90%. Здесь преобладают озерково-грядово-мочажинные болота, но с большей глубиной торфяной толщи, нежели в Сургутско-Полесском округе. В северо-восточной части округа, где заболоченность резко снижается, широко распространены небольшие сосново-кустарничково-сфагновые болота — рямы. В стратиграфии торфяных отложений Вахского округа не выявлено принципиальных отличий от строения залежи болот Сургутско-Полесского округа. Запасы верхового торфа составляют 95% от общих запасов. Средняя мощность этих отложений — 2,4 м.

Сосьвинский округ северотаёжных болот определяет границы одно- и двухфазового комплекса биогеоценозов гетеротрофного грядово-мочажинного типа в сочетании с олиготрофным сосново-кустарничково-сфагновым. Средняя заторфованность округа составляет 21%, средняя глубина торфа — 1,75 м. Отличительной особенностью большинства болот этого округа является формирование комплексов биогеоценозов гетеротрофного грядово-мочажинного типа: олиго-эвтрофных, олиго-мезотрофных, мезо-эвтрофных.

Обр-Назымский округ северотаёжных болот ограничивает территорию расположения одностадийного двухфазового элементарного комплекса болотных биогеоценозов сосново-кустарничково-сфагнового типа в сочетании с грядово-мочажинным. Заболоченность округа составляет 10—30%. Он приурочен к возвышенности Белогорский материк.

Аганский округ северотаёжных болот очерчивает границы ареала одностадийного однофазового сосново-кустарничково-сфагнового комплекса в сочетании с сосново-пушицево-сфагновым. Заболоченность округа не превышает 10%. Он приурочен к расчленённой возвышенности Аганский увал.

Среднетаёжная провинция западно-сибирских болот — это ареал подзонально-провинциального комплекса биогеоценозов олиготрофного грядово-мочажинного и сосново-кустарничково-сфагнового типов. Для этой провинции характерна тенденция некоторого сокращения площадей, занимаемых комплексами биогеоценозов грядово-мочажинно-озеркового типа за счёт расширения площадей, представленных комплексами биогеоценозов грядово-мочажинного типа. Заторфованность провинции 39%, заболачивание умеренно прогрессирующее, средняя глубина торфяных отложений — 2,1 м. В этой провинции явно усиливается смена комплексов биогеоценозов грядово-мочажинного типа озерково-грядово-мочажинным и озерково-грядовым.

Критерием для выделения четырёх округов служит детерминирующий характер элементарного комплекса типов болотных биогеоценозов.

Салымо-Юганский округ среднетаёжных болот включает в себя территорию элементарного комплекса биогеоценозов одностадийного трёхфазового олиготрофного грядово-мочажинного типа в сочетании с грядово-мочажинно-озерковым и сосново-кустарничково-сфагновым. Средняя заторфованность округа находится в пределах 34%. Заболоченность территории неравномерна.

Наиболее сильно заболочено (30—35%, местами 50—70%) правобережье рек Демьянки и Салыма. На севере округа на высоких левобережных террасах Оби заболоченность падает до 10%.

Комплексы биогеоценозов грядово-мочажинного типа в сочетании с комплексами биогеоценозов грядово-мочажинно-озеркового типа приурочены к плоским вершинам и пологим склонам болот. Крутые склоны и дренированные окраины заняты биогеоценозами сосново-кустарничково-сфагнового типа. На окраинах болот, где питание осуществляется за счёт богатых грунтовых вод, формируются биогеоценозы эвтрофного и мезотрофного древесно-травяно-мохового или травяно-мохового типов. Средняя глубина торфяной залежи составляет 2,9 м. Средняя мощность верховой залежи увеличивается до 3,1 м. Максимальная мощность залежи достигает 7—9 м. Верхние горизонты таких залежей сложены фускум-, комплексным и мочажинным видами торфа. В придонных слоях торфяных отложений обычны переходные и низинные виды торфа: древесно-травяной, осоковый, гипновый, осоково-гипновый и др.

Верховые виды торфа (комплексный, мочажинный, шейхцериево-сфагновый, фускум-торф) в торфяных залежах преобладают. На их долю приходится до 78% общих запасов торфа. На долю болот с переходными видами приходится 17% общей площади. Участие низинных видов торфа в строении залежей минимальное (3%).

Тым-Вахский округ среднетаёжных болот ограничивает элементарный комплекс биогеоценозов одностадийного трёхфазово-

го олиготрофного озерково-грядово-мочажшгаого, грядово-мочажинного типов в сочетании с сосново-кустарничково-сфагновым. Наиболее сильно заболочены (50—90%) низкие и высокие правобережные террасы Тыма и Оби, где преобладают глубокозалежные грядово-мочажинные болота в сочетании с озерково-грядово-мочажинными. На водораздельных равнинах заболоченность уменьшается до 10—30%. Здесь господствуют грядово-мочажинные болота. Болотные биогеоценозы мезотрофных и эвтрофных типов тяготеют к окраинам болот. Средняя заторфованность округа (за счёт слабозаболоченной приенисейской территории) снижается до 29%. Средняя глубина залежи составляет 2,3 м.

Гривистый рельеф Тым-Вахского междуречья сказывается на размещении соответствующих типов болот. В межгривных ложбинах формируются болота мезотрофного осоково-сфагнового типа, часто с небольшими олиготрофными островками (рямами). У основания склонов водораздельных равнин небольшие котловины заняты древесно-сфагновыми болотами. На северо-востоке округа заболоченность падает до 10%. Здесь встречаются хорошо дренированные сосново-кустарничково-сфагновые болота. В центральных частях наиболее крупных из них развиты комплексы биогеоценозов грядово-мочажинного типа. В торфяных отложениях преобладают комплексная, мочажинная и фускум-залежи торфа. На долю верховых видов приходится 95% общих запасов торфа, 94% площади занимают олиготрофные болота, развивающиеся по олиготрофному бореально-атлантическому пути.

Кетъ-Тымский округ среднепгаёжных болот охватывает территорию элементарного комплекса биогеоценозов двухстадийного трёхфазового олиготрофного грядово-мочажинного и сосново-кустарничково-сфагнового типа в сочетании с мезотрофным сосново-берёзово-осоково-сфагновым и осоково-сфагновым. Средняя заторфованность округа 31%. Наибольшей заболоченностью (50—70%) характеризуются районы древних ложбин стока, по которым протекают реки Орловка, Лисица, Елтырёва, Куржина, Падугина. Здесь сосредоточены глубокозалежные олиготрофные грядово-мочажинные болота в сочетании с грядово-мочажинно-озерковыми, сосново-кустарничково-сфагновыми, мезотрофными древесно-травяно-моховыми и травяно-моховыми. Заболоченность низких и высоких террас Оби снижается до 30—50%. Здесь доминируют эвтрофные и мезотрофные осоково-сфагновые,

осоково-гипновые, древесно-осоково-сфагновые болота, нередко с вкраплением олиготрофных рямов.

Северо-восточная часть округа заболочена сравнительно слабо (менее 10%). Здесь встречаются хорошо дренированные сосново-кустарничково-сфагновые болота. Комплексы биогеоценозов грядово-мочажинного типа занимают только центральные участки наиболее крупных болот.

Особенностью болот Кеть-Тымского округа является явное преобладание в залежах переходных видов торфа, на долю которых приходится 42% от общего запаса и 52% от общей площади промышленной залежи. На долю верхового торфа приходится 44% от общих запасов, низинного — 10%. Средняя глубина торфяных отложений переходного типа — 1,7 м, верхового — 2,7 м, низинного — 2,0 м. Из верховых видов торфа наиболее часто встречаются комплексный, мочажинный, фускум, образующие торфяные залежи мощностью 4—6 м, несколько реже — шейхцериево-сфагновая, шейхцериевая, ангустифолиум и пушицевая залежи мощностью до 2,5 м. Торфяные отложения, сложенные шейхцериевым и шейхцериево-сфагновым видами торфа, встречаются сравнительно редко. Обычно залежи этих видов образуют небольшие плотные слои, приуроченные к придонным и средним горизонтам. Небольшие линзы образуются и такими видами торфа, как магелланикум, ангустифолиум, пушицевый, пушицево-сфагновый.

Переходные топяные, лесо-топяные залежи встречаются на периферии олиготрофных болот или целиком слагают небольшие торфяные массивы. Из переходных видов торфа чаще встречаются древесно-травяной, древесно-сфагновый, шейхцериевый, пушицевый, осоковый, сфагновый, осоково-сфагновый. Из низинных видов наиболее обычны берёзовый, еловый, древесно-травяной, древесно-осоковый, хвощовый, осоковый, вахтовый, осоково-гипновый, осоково-сфагновый. В поймах на низких террасах эти виды торфа целиком слагают низинные торфяники. На высоких террасах и водораздельных равнинах они приурочены к придонным слоям, подстилая переходные и верховые залежи, или же окаймляют эти виды залежей на периферии болот.

Кандинский округ среднетаёжных болот включает в себя ареал распространения элементарного комплекса болотных биогеоценозов одностадийного и двухстадийного трёхфазового оли-

готрофного озерково-грядово-мочажинного и осоково-сфагнового типов в сочетании с эвтрофными и мезотрофными берёзово-осоково-гипновыми (или сфагновыми) и осоково-гипновыми (или сфагновыми). Это один из сильно заболоченных округов. На большей части его территории заболоченность составляет 30—35%, в средней части бассейна р. Конды она возрастает до 50—70%. Средняя заторфованность округа—51%. Глубокозалежные болота озерково-грядово-мочажинного, грядово-мочажинного типов занимают понижения между песчаными гривами. Болота аналогичных типов господствуют и на правобережных террасах р. Конды. Неглубокие болота сосново-кустарничково-сфагнового типа тяготеют к северным, северо-западным окраинам округа; болота эвтрофного осокового, тростникового, вейникового, берёзово-вейникового типов приурочены к поймам рек. Болота мезотрофного осоково-сфагнового, древесно-сфагнового и сфагнового типов иногда встречаются на низких террасах.

Особенностью болот этого округа является обилие транзитных, фильтрационных топей, топей выклинивания, пересекающих олиготрофные массивы. Средняя мощность залежи — 3,1м. Глубокозалежные участки олиготрофных болот имеют глубину торфа до 6 м и более.

В строении торфяных залежей Кондинского округа доминируют сильно увлажнённые комплексный, шейхцериево-сфагновый, шейхцериевый, мочажинный, фускум виды торфа. Значительно реже встречаются такие виды, как пушицевый, пушицево-сфагновый, сосново-сфагновый, магелланикум, ангустифолиум. Средняя глубина верховых залежей 3,4 м. На долю этих залежей приходится 67% от общей площади промышленной залежи и 74% от общих запасов торфа.

Залежи торфа, целиком сложенные верховыми видами, встречаются сравнительно редко, преимущественно в болотах, занимающих возвышенные участки на водораздельных равнинах и высоких террасах. На склонах водораздельных равнин и высоких террас в иных условиях водно-минерального режима верховые виды торфа подстилаются низинными (хвощовым, осоковым, гипновым, древесно-травяным и др.) и переходными (шейхцериевым, шейхцериево-сфагновым, осоковым и др.) видами торфа. Запасы переходного торфа составляют 17% от общих. Средняя глубина переходных залежей 2,5 м. Переходные залежи встречаются в строении болот, вокруг минеральных

островов, приурочены они к мезотрофным травяно-моховым топям. Наиболее распространённым видом переходной залежи является топяная. На долю низинного торфа приходится не более 4% от общих запасов торфа. Низинные залежи в основном характерны для пойменных болот или же образуют узкие полосы, приуроченные к зарастающим речкам на олиготрофных болотах. Смешанная топяная залежь встречается редко (5%) и связана с транзитными топями.

Южнотаёжная провинция западно-сибирских болот включает подзональные комплексы олиготрофных сосново-кустарничково-сфагновых и грядово-мочажинных, мезотрофных и эвтрофных сосново-берёзово-осоково-гипновых (или сфагновых) и осоково-гипновых (или сфагновых) болот. В развитии болот этой провинции возрастает роль эвтрофной стадии. В строении торфяных отложений участие низинных видов торфа увеличивается до 33%. Средняя мощность торфяных отложений в провинции наибольшая — 3,0 м. Здесь сосредоточены и наиболее глубокозалежные болота, мощность торфа которых достигает 10—12 м. Средняя заторфованность — 32%. Заболачивание умеренное. Современная тенденция в развитии болот — дальнейшая олиготрофизация в результате экогенетической смены биогеоценозов эвтрофного осоково-сфагнового и сосново-берёзово-осоково-сфагнового типов биогеоценозами мезотрофного и олиготрофного сосново-кустарничково-сфагнового типа, и, наконец, комплексного грядово-мочажинного типа.

В этой провинции расширяются территории, занимаемые биогеоценозами сосново-кустарничково-сфагнового типа, и усиливается тенденция смены его комплексом биогеоценозов грядово-мочажинного типа. В провинции выделяется пять округов.

Тавдинский округ южнотаежных болот ограничивает территорию элементарного комплекса болотных биогеоценозов двухстадийного трёхфазового олиготрофного грядово-мочажинного и сосново-кустарничково-сфагнового типов в сочетании с биогеоценозами эвтрофного берёзово-осоково-гипнового и осоково-гипнового типа. В бассейне среднего течения р. Тавды заболоченность составляет 10—80%, в районе слияния рек Сосьвы и Лозьвы — 60—70%. Здесь, особенно на речных террасах, господствуют олиготрофные сосново-кустарничково-сфагновые болота. На водораздельных равнинах обычны грядово-мочажинные болота в сочетании с сосново-кустарничково-сфагновыми. В южной половине

округа господство переходит к мезотрофным сосново-берёзово-сфагновым и эвтрофным вейниково-осоковым болотам. Средняя глубина торфяных отложений — 1,8 м.

Васюганский округ южнотаежных болот охватывает ареал элементарного комплекса биогеоценозов двухстадийного трёхфазового олиготрофного грядово-мочажинного и сосново-кустарничково-сфагнового типов в сочетании с биогеоценозами эвтрофного и гетеротрофного елово-кедрово-осоково-гипнового (или сфагнового). Округ занимает возвышенность Тобольский материк и восточной окраиной заходит в пределы Васюганской наклонной равнины. Заболоченность округа неравномерная. Его центральная и восточная части имеют заболоченность 10—30%. В западной части округа (Демьян-Иртышское междуречье) заболоченность возрастает до 30—50%, местами достигает 50—70% и даже 70—90%. Средняя заторфованность округа составляет 39%. Некоторая расчленённость рельефа обусловливает преимущественную приуроченность болот к плоским вершинам водораздельных равнин. В размещении биогеоценозов отдельных типов в пределах болот прослеживается чёткая закономерность: комплексы биогеоценозов грядово-мочажинного типа приурочены к плоским вершинам, здесь формируются даже комплексы биогеоценозов грядово-мочажинно-озеркового типа. Крутые склоны болот занимают биогеоценозы сосново-кустарничково-сфагнового типа. К периферии олиготрофных болот приурочены биогеоценозы эвтрофного древесно-травяно-мохового и травяно-мохового типов.

Сильно заболоченные низкие террасы заняты эвтрофными осоково-гипновыми болотами. В притеррасных частях формируются эвтрофные и гетеротрофные елово-кедрово-берёзово-осоково-гипновые (или сфагновые) болота. В среднем течении рек в связи с нарастающей продолжительностью половодья осоково-гипновые болота вытесняются кочкарно-осоковыми.

В сложении торфяных залежей округа возрастает участие низинных видов торфа, на долю которых приходится 33% от общих запасов. Однако верховые виды торфа в залежах преобладают (59%). В округе сосредоточены наиболее глубокозалежные болота, достигающие иногда мощности 9—12 м. Средняя глубина верховых залежей — 3,8 м. Средняя глубина торфяных отложений по округу — 3,0 м.

Бакчарский округ южнотаёжных болот ограничивает площадь элементарного комплекса биогеоценозов трёхстадийного трёхфазового олиготрофного грядово-мочажинного и сосново-кустарничково-сфагнового типов в сочетании с эвтрофным и мезотрофным сосново-елово-кедрово-берёзово-осоково-гипновым (или сфагновым) и осоково-гипновым (или сфагновым). Округ расположен в пределах Васюганской наклонной равнины и долины Праоби. Заболоченность на большей части его территории приближается к 30%. На отдельных участках междуречий рек Иксы, Бакчара, Парбига, Кенги, Чузика она увеличивается до 50% и даже до 70%. Бассейн р. Шегарки выделяется минимальной заболоченностью (меньше 10%). Средняя заторфованность округа — 33%.

В олиготрофную стадию развития уже вступили в своей центральной части водораздельные болота в бассейне р. Чузика. Водораздельные болота в бассейнах Парбига и Кенги ещё не перешли в олиготрофную стадию. Распространение эвтрофных осоковых и гипновых болот в пределах обских террас и на водораздельной равнине характерно для бассейнов Иксы и Шегарки. С периферии олиготрофные болота окаймляет довольно широкая полоса биогеоценозов мелкозалежного типа и заболоченных лесов. Приуроченность округа к долине Праоби сказалась на строении торфяных отложений.

Особенностью стратиграфии залежи большинства болот является двухслойность строения и формирование залежей смешанного типа. Придонные слои залежи образованы низинным осоковым, гипновым, осоково-гипновым, осоково-сфагновым, древес - но-осоковым, древесно-гипновым, древесным видами торфа. Из переходных видов торфа чаще представлены сфагновый, осоково-сфагновый, пушицевый, древесно-пушицевый, древесный. Верхние слои сложены верховым фускум- или комплексным торфом.

Широкое распространение в районе имеют залежи, полностью сложенные низинным осоковым, осоково-гипновым, гипновым торфами. На долю верхового торфа приходится 40%, низинного — 35%, переходного — 25% от общих запасов торфа. Средняя мощность торфяных отложений — 2,8 м.

Кеть-Чулымский округ южнотаёжных болот определяет ареал элементарного комплекса болотных биогеоценозов двухстадийного двухфазового олиготрофного сосново-кустарничково-сфагнового и сосново-пушицево-сфагнового типов в сочетании с биогеоценозами эвтрофного и мезотрофного сосново-берёзово-осоково-сфагнового и осоково-сфагнового. Округ расположен в пре-

делах Чулымской наклонной равнины, средняя заторфованность его — 9%. Сосново-кустарничково-сфагновые и сосново-пушицево-сфагновые болота на водораздельной равнине занимают котловины и ложбины стока.

В сложении торфяных залежей верхового типа преобладают фускум-, ангустифолиум-, пушицевый виды торфа. На долю верхового торфа в целом по району приходится половина от общих запасов торфа и 41% от общей площади промышленной залежи. Мезотрофные и эвтрофные сосново-берёзово-сфагновые и осоково-сфагновые (или гипновые) болота приурочены к низким террасам. Залежь таких болот сложена древесными, древесно-осоковыми, осоковыми и гипновыми переходными и низинными видами торфа. В целом по округу на долю переходных видов торфа приходится 27%. Максимальную глубину (2,8 м) имеют торфяные залежи на олиготрофных болотах. Средняя глубина низинных и переходных торфяных отложений составляет 1,9 м. Средняя мощность торфяных залежей по всему округу — 2,2 м.

Обь-Чулымский округ южнотаёжных болот включает в себя ареал элементарного комплекса болотных биогеоценозов мезотрофного сосново-берёзово-осоково-сфагнового и осоково-сфагнового типов. Округ расположен в пределах Чулымской наклонной равнины. Его заболоченность составляет 24%.

В строении торфяных отложений на долю переходного торфа приходится 38% от общих запасов торфа по округу. Из переходных видов торфа наиболее часто встречаются шейхцериево-сфагновый, сосново-шейхцериевый, осоково-пушицевый, древесный. Из низинных видов торфа наиболее распространены гипновый, осоково-гипновый, пушицево-сфагновый, сфагновый. Средняя глубина торфяных отложений колеблется в пределах 2,8 м.

Западно-сибирская подтаёжная провинция является местоположением зонального комплекса болотных биогеоценозов эвтрофных яравяно-моховых типов умеренного болотообразования. В этой провинции на водораздельных равнинах доминируют комплексы эвтрофного осоково-гипнового типа с биогеоценозами олиготрофного сосново-кустарничково-сфагнового. В долинах рек распространены наиболее богатые по флористическому составу эвтрофные древесно-травяные болота (согры), в современном развитии которых намечается смена биогеоценозов эвтрофного типа биогеоценозами мезотрофного и олиготрофного типов. В той части долин, куда поступают бескислородные грунтовые воды и

не попадают делювиальные, формируются осоково-гипновые болота. В провинции встречаются осоковые и тростниковые болота, более характерные для южных широт. В понижениях террас формируются мезотрофные лесные болота.

Торфяные залежи болот на водораздельных равнинах сложены осоково-гипновым, осоковым и гипновым видами торфа. Они имеют простое строение и мало различаются по показателям зольности, влажности, степени разложения торфа. Придонные слои залежей часто сложены осоково-тростниковым торфом. Виды торфа древесной и древесно-топяной групп в сложении торфяных залежей на болотах водораздельных равнин — явление довольно редкое.

Низинные лесные, лесо-топяные, многослойные лесо-топяные виды залежей слагают притеррасные болота. Переходные топяные залежи обычно окаймляют олиготрофные участки и представлены переходным осоковым, осоково-сфагновым и сфагновым видами торфа.

В рямах верхние горизонты залежи до 2—4 м сложены фускум-торфом с отдельными прослойками магелланикум-, ангустифолиум-, пушицево-сфагнового, осоково-пушицевого и соснового видов торфа. Залежь рямов подстилается торфами переходного и низинного типов. В шеломочках мощность слоя верхового торфа не превышает 1 м.

Торфяные отложения болот на водораздельных равнинах характеризуются более низкими показателями степени разложения и зольности торфа, чем аналогичные торфяные отложения болот на низких террасах. Наименьшие показатели степени разложения (5—10%) имеют верховые виды торфа моховой группы. Средняя степень разложения переходных и низинных видов торфа этой группы увеличивается до 20%, травяно-моховой и травяной групп — до 25—35%. Наибольший показатель имеют переходные и низинные виды торфа лесной группы. Соответственно изменяются и средние величины зольности торфа: для верховых видов торфа она колеблется в пределах 3,5—4,0%, переходных — 6,8—9,9%, низинных — 7,5—12,5%. Зольность переходных и низинных видов торфа в этой области отличается более высокими показателями, чем зольность торфа в области выпуклых олиготрофных моховых болот активного заболачивания.

По скорости распространения болот из очагов заболачивания на прилегающие территории процесс болотообразования умерен-

ный: средняя заторфованность области — 25%, глубина торфяных отложений — 2,0 м. Торфонакопление началось в атлантическом периоде. В развитии болот этой области прогрессирует тенденция расширения площадей, занимаемых биогеоценозами олиготрофных типов за счёт сокращения территорий, занимаемых биогеоценозами эвтрофных и мезотрофных типов. Провинция включает три округа, отличающиеся степенью заболоченности и размерами болотных систем.

СеверотоболоИшимский округ подтаёжных болот определяет ареал элементарного комплекса болотных биогеоценозов одностадийного однофазового эвтрофного осоково-гипнового типа в сочетании с биогеоценозами олиготрофного сосново-куст арничково-сфагнового типа. Округу свойственна сравнительно низкая заболоченность — не более 22%. Небольшие по размерам (100—1000 га) болота имеют среднюю глубину 1,5 м. Помимо осоково-гипновых, здесь обычны осоково-сфагновые и осоково-тростниковые болота. Из мезотрофных болот встречаются сосново-берёзово-осоково-сфагновые. Для песчаных террас Тобола и Ишима характерны сосново-кустарничково-сфагновые и даже грядово-мочажинные болота.

В стратиграфии торфяных залежей преобладают низинные топяные виды торфа. На долю низинного торфа приходится 94% от общих запасов и столько же от общей площади промышленной залежи. Участие верховых и переходных видов торфа ничтожно — в сумме составляет 6%.

Северобарабинский округ подтаёжных болот образует элементарный комплекс болотных биогеоценозов одностадийного однофазового эвтрофного осоково-гипнового типа в сочетании с биогеоценозами олиготрофного сосново-кустарничково-сфагнового типов. Округ характеризуется высокой заболоченностью — 30—50%. В верховьях рек Тары и Оми заболоченность достигает 70—90%. Заторфованность округа тоже высокая — 41%. Соотношение запасов низинных и верховых видов примерно одинаково: на долю низинного торфа приходится 42%, верхового — 47%. Средняя глубина торфяных отложений — 2,6 м. Средняя глубина торфяных отложений верхового типа — 3,6 м.

Чулымский округ подтаёжных болот — это ареал элементарного комплекса биогеоценозов одностадийного однофазового эвтрофного и двухстадийного мезотрофного берёзово-осоково-гипнового (или сфагнового) и берёзово-разнотравного типов.

Округ характеризуется низкими показателями заболоченности (10% и меньше) и заторфованности (8%), что обусловлено сильным расчленением рельефа: в пределы округа заходят отроги Алтае-Саянской горной системы. Небольшие по размерам преимущественно эвтрофные древесно-травяные, древесно-осоково-сфагновые, осоково-сфагновые, осоковые и тростниково-осоковые болота приурочены к долинам рек. Несколько более высокой заболоченностью на водораздельных равнинах и на речных террасах выделяется междуречье рек Чечи и Чулыма. Здесь наряду с эвтрофными лесными болотами встречаются и олиготрофные сосново-кустарничково-сфагновые. В строении торфяных залежей преобладают низинные виды торфа. На их долю приходится 95% от общих запасов торфа в округе. Средняя глубина торфяных отложений — 2,6 м.

Западно-сибирская лесостепная область атлантико-суббореальных болот слабого торфонакопления соответствует ареалу зонального комплекса вогнутых эвтрофных биогеоценозов тростникового, осокового, тростянкового, вейникового типов (т. н. займища) с редким вкраплением рямов. В этой области болота приурочены к депрессиям междуречных пространств и долинам рек. Она относится к поясу слабого торфонакопления (Иванов, 1953). Средняя заторфованность области — 8%, глубина торфяных отложений — 1,4 м. Возраст болот суббореально-субатлантический. Для области в целом характерно замедленное проявление тенденции олиготрофизации. Подтверждением этого служит характер эвтрофно-олиготрофных рядов эндоэкогенетических смен типов болотных биогеоценозов: в развитии болот явно доминирует эвтрофная стадия.

Залежь в эвтрофных болотах (займищах) представлена топяными видами торфа: тростниковым, тростниково-осоковым, травяным, осоковым, редко встречаются слои древесно-осокового и древесно-травяного торфа. Тростниковый торф формируется в наиболее обводнённых частях займищ. Осоковый торф откладывается в зоне переменного увлажнения. Степень разложения этих видов торфа довольно высокая — 25—30%. Мощность залежи в займищах невелика — в среднем она не превышает 1,5—2,0 м.

В рямах торфяная залежь сложена фускум-торфом. В них мощность пластов низинных видов торфа колеблется от 0,5 до 1,5—2,0 м, увеличиваясь от центра ряма к его периферии. Глубина фускум-залежи составляет 2—4 м, иногда возрастает до

4,5—5,0 м, в отдельных случаях достигает 7—9 м. На границе рямов и займищ обычно формируется переходная залежь, сложенная осоково-сфагновым, осоковым, сфагновым переходными видами торфа. Несмотря на существенные преобладания в пределах болотных систем рассматриваемой области биогеоценозов эвтрофного типа, их эндоэкогенетические сукцессии направлены в сторону мезотрофизации и олиготрофизации. Область подразделяется на три округа.

Южнотоболо-Ишимский округ лесостепных болот — территория преобладания элементарного комплекса болотных биогеоценозов одностадийного однофазового эвтрофного тростниково-осокового типа с вкраплением биогеоценозов олиготрофного сосново-кустарничково-сфагнового. Округ отличается чрезвычайно низкой заболоченностью и заторфованностью — не более 3%. Размеры займищ, возникших на месте заболоченных озёр, колеблются от 10 до 1000 га. Мощность залежи в займищах небольшая — 1,0—1,5 м. Она сложена сильно минерализованным тростниковым и осоковым видами торфа. В южной части округа преобладают ещё менее крупные по площади мелкозалежные займища, формирующиеся вокруг солёных озёр. В небольших блюдцеобразных понижениях различного генезиса образуются и мелкозалежные колочные болота, сложенные древесно-осоковым торфом.

В строении залежей на долю торфа низинного типа приходится 94% от общих запасов. На долю верхового торфа приходится только 4% от общих запасов. Размеры рямов незначительные, слой верхового торфа имеет толщину 1—1,5 м.

Южнобарабинский округ лесостепных болот включает в себя элементарный комплекс биогеоценозов одностадийного однофазового эвтрофного тростниково-осокового типа (займища) с вкраплением биогеоценозов олиготрофного сосново-кустарничково-сфагнового (рямы). Округ расположен в пределах Барабинской низменности. Он выделяется более высокой заболоченностью и заторфованностью. Средняя заторфованность округа — 15%. Заболоченность большей части территории колеблется от 10 до 30%. Вблизи озера Чаны она поднимается до 70%. Средняя глубина торфяных отложений составляет 1,6 м. В займищах средняя мощность торфа не превышает 1,3 м, в рямах она увеличивается до 3,6 м, иногда достигает 9 м. На долю биогеоценозов олиготрофного типа приходится 15% от общей площади

болот округа. Запасы верхового торфа составляют 32% от общих запасов торфа в округе. Переходные и смешанные залежи занимают 1—3% от площади болот. По занимаемой площади (81%) и по запасам (62%) доминируют эвтрофные тростниково-осоковые болота, приуроченные к водораздельным равнинам и речным долинам.

Барнаульский округ лесостепных болот характеризуется элементарным комплексом биогеоценозов одностадийного и однофазового тростникового, осокового и вейникового типов. Округ занимает расчленённую территорию, так называемое Приобское плато. Его заболоченность не превышает 3%. В строении залежи доминируют низинные виды торфа. Средняя глубина торфяных отложений — 1,3 м.

В особый *Иртышско-Обский округ пойменных эвтрофных травяных болот* выделяется территория с болотами, приуроченными к поймам Оби, Иртыша и их притоков (в пределах нижнего течения рек). Особенности гидрологического режима пойм и продолжительное половодье здесь препятствуют интенсивному торфонакоплению. Поэтому в пределах среднего и нижнего течения этих рек в поймах преобладают заболоченные участки, лишённые торфяных отложений, редко встречаются мелкозалежные болота.

В растительном покрове заболоченной поймы нижнего (Берёзово — Ханты-Мансийск) и среднего (Ханты-Мансийск — Парабель) течения Оби, а также нижнего течения Иртыша преобладают осоковые *(Carex acuta, C. aquatilis),* кочкарно-осоковые *(C. cespitosa),* осоково-канареечные *(Phalaroides arundinacea),* осоково-вейниковые *(Calamagrostris neglecta)* сообщества, приуроченные к участкам низкого экологического уровня и местами переходящие в открытые группировки соровой растительности *(Equisetum fluviatile, Eleocharis acicularis).* Участки среднего экологического уровня заняты ивняково-кустарниковыми сообществами *(Salix cinerea, S. pentandra),* ивняками паркового типа *(S. alba, S. viminalis),* вейниковыми *(Calamagrostis epigeios, C. purpurea),* разнотравно-злаковыми *(Calamagrostis epigeios, Poa pratensis, Filipendula ulmaria, Lythrum salicaria)* фитоценозами. Участки высокого экологического уровня заняты ивово-тополёвыми *(Populus nigra),* берёзовыми *(Betula pendula),* берёзово-осиновыми *(Populus tremula)* фитоценозами с участками разнотравно-мелкозлаковых *(Poa pratensis, Agrostis*

gigantea, Trifolium medium) лугов, сочетающихся с канареечниковыми и осоковыми лугами межгривных понижений.

В поймах Оби (на отрезке Парабель — Кожевниково) и Иртыша (Цынгалы — Тара) участки низкого экологического уровня заняты кочкарно-осоковыми *(Carex cespitosa)* и осоково-тростниковыми болотами в сочетании с канареечниковыми, осоковыми *(C. acuta),* злаковыми *(Alopecurus pratensis, Agrostis clavata)* лугами и зарослями кустарниковых ивняков *(Salix cinerea)* (Растительность Западно-Сибирской равнины, 1976).

В верховьях Оби (выше устья р. Чулым) широко распространены эвтрофные гипновые и осоково-гипновые болота, возникшие в старицах у подножья высоких террас. Они отличаются мощной залежью, достигающей 5—6 м. Ближе к руслу реки формируются мелкозалежные эвтрофные древесные, древесно-сфагновые, древесно-осоковые болота.

В размещении различных типов болот в пределах пойм притоков Оби и Иртыша наблюдается аналогичная закономерность: в верхних частях пойм, особенно в притеррасной части, преобладают древесные (согры), древесно-травяно-сфагновые, травяно-сфагновые и осоково-гипновые болота. В среднем течении рек в связи с нарастающей продолжительностью половодья господствуют осоковые и берёзово-осоковые болота. В нижних частях пойм, где значительно сильнее сказывается влияние паводковых вод, болота с торфом не образуются, здесь господствуют заболоченные осоковые луга.

ГЛАВА 8

Структура торфяных ресурсов Западно-Сибирской равнины и направления их использования

Западно-Сибирский экономический район, располагаясь на территории четырёх ботанико-географических зон (лесостепной, таёжной, лесотундровой и тундровой) представляет собой крупнейший торфяной регион мира с 39% мировых запасов торфа. В его состав согласно административному делению ПГО «Торфгеология» входят: Алтайский край, Кемеровская, Новосибирская, Тюменская, Омская и Томская области. Средняя заторфованность региона составляет 13%, но в его центральной части (Тюменская, Томская области) она возрастает до 15—25% и даже до 30%, где сосредоточено более 90% всех учтённых торфяных ресурсов (Торфяные ресурсы РСФСР, 1991) (табл. 21).

В Западно-Сибирском экономическом районе выявлено более 5000 торфяных месторождений общей площадью в промышленной границе 32474,2 тыс. га и с торфяными ресурсами 113712,8 млн. т. Из них более 50% располагается в Тюменской области и около 30% — в Томской области. Сравнительно невелики торфяные ресурсы Кемеровской области и Алтайского края, составляющие соответственно 178,8 и 203,4 млн. т.

Запасы торфа, как и запасы прочих полезных ископаемых по степени изученности подразделяются на разведанные (категории А, В, Ci), предварительно оценённые (категория C_2) и прогнозные (категории P_1, P_2, Рз). Изученность торфяных ресурсов как в целом Западно-Сибирского региона, так и большинства областей, входящих в его состав, невысоки, и более 90% торфяных ресурсов являются прогнозными. В то же время изученность торфяных ресурсов южных областей довольно значительна. Напри-

Таблица 21

Общая характеристика торфяных ресурсов и их изученность (по состоянию на 01.01.88 г.) (Торфяные ресурсы РСФСР, 1991)

Экономический район, область	Общие торфяные ресурсы			Из них разведанные запасы						
						запасы торфа, млн. т				
							балансовые			
							в том числе изученные по категории			
	количество торфяных месторождений	площадь в границе промышленной глубины залежи, тыс. га	торфяные ресурсы, млн. т	количество торфяных месторождений	площадь в границе промышленной глубины залежи, тыс. га	всего	детальная (А+В)	предварительная (C_1)	поисково-оценочная (C_2)	забалансовые
Западно-Сибирский район	5004	32474,2	113712,8	881	3442,8	11113,8	1451,9	4199,2	5205,3	257,4
Алтайский	213	51,1	203,4	77	22,7	115,8	63,5	2,2	27,6	22,5
Кемеровская	166	42,4	178,8	147	36,1	160,2	69,7	3,9	57,1	29,5
Новосибирская	584	2095,2	7333,1	159	918,5	2766,7	121,0	759,2	1851,1	35,4
Омская	316	1211,7	3513,6	38	30,5	95,6	43,4	24,5	19,6	8,1
Томская	1167	8060,9	32769,8	118	1388,3	4507,9	476,0	2384,9	1616,1	30,9
Тюменская	2558	21013,8	69714,1	342	1046,7	3467,7	678,3	1024,5	1633,8	131,0

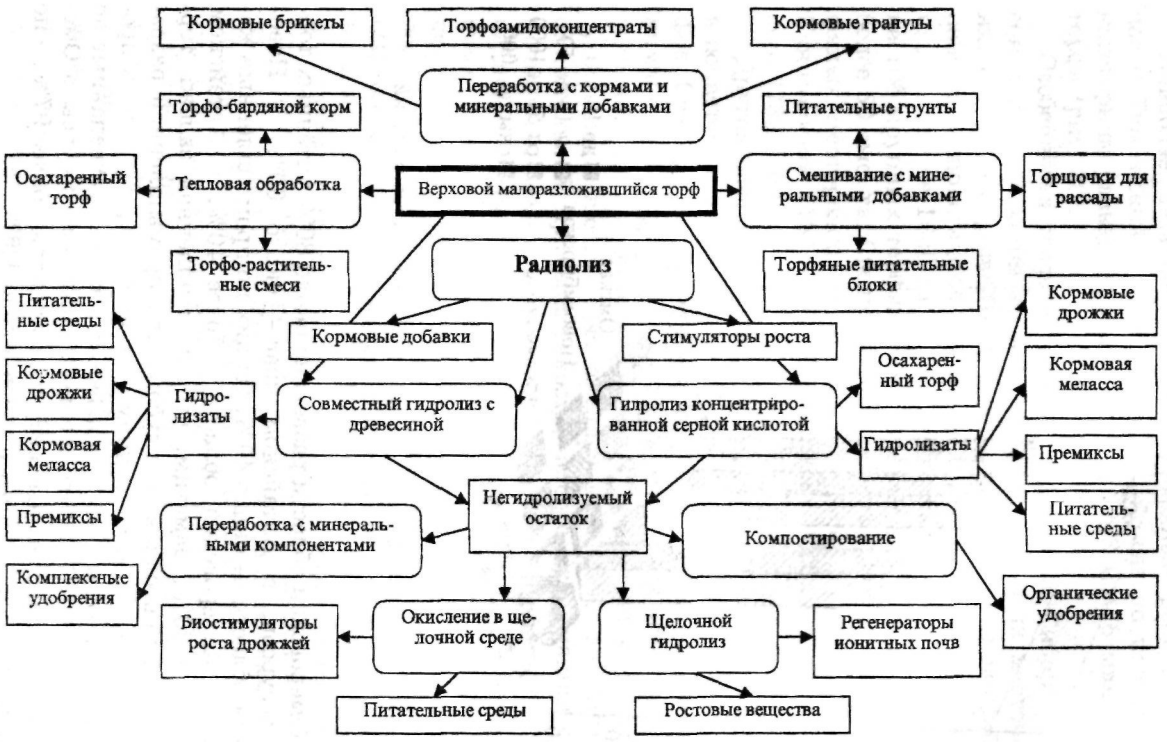


Рис. 79. Принципиальная схема основных направлений возможного использования верхового малоразложившегося торфа в биотехнологии (Наумова, 1987)

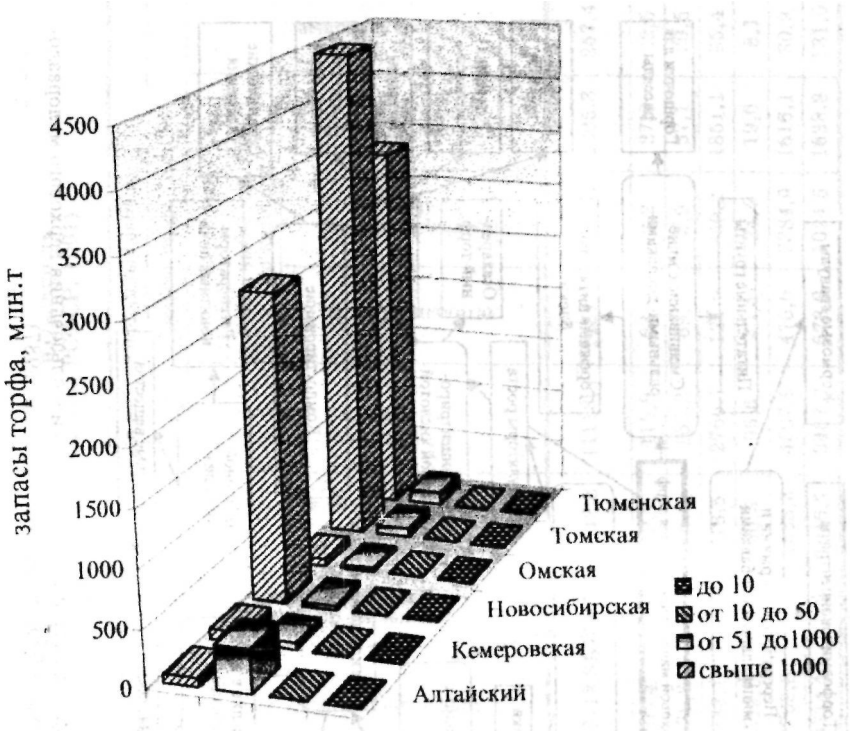


Рис. 80. Запасы торфа разведанных торфяных месторождений по размерам площадей

мер, в Кемеровской области разведано около 80% учтенных торфяных ресурсов, в Алтайском крае — около 60%, в Новосибирской области - около 40%. Из них по промышленным категориям в Кемеровской области - более 40%, в Алтайском крае — около 30%. Заметим, что промышленная залежь торфа — залежь, пригодная по глубине для промышленной разработки (более 0,7 м в неосушенном состоянии). Кроме того, к промышленным запасам относят торфяные ресурсы, разведанные по категории А + В + Ci. Мало изучены торфяные ресурсы в Омской области, где прогнозные ресурсы составляют более 97%, а по промышленным категориям изучено около 1,5%.

Наиболее детально изучены торфяные ресурсы в южной части Тюменской и Томской областей, где по промышленным категориям разведано соответственно 678 и 476 млн. т запасов торфа (рис. 80).

Особенности торфяных ресурсов Западной Сибири — это высокая концентрация запасов торфа на крупных месторождениях. Более 96% разведанных запасов торфа Западно-Сибирского района располагаются на **148** торфяных месторождениях площадью свыше **1000** га, более 70% запасов торфа сосредоточены на **106** крупных торфяных месторождениях, имеющих площади более **50** тыс. га. Среди них выделяется группа уникальных торфяных месторождений, таких как Васюганское (53 тыс. км^2), Канциярское (132 км^2), Лайминское **(502** км^2), Салымо-Юганское (732 км^2).

Другая особенность торфяных ресурсов Западной Сибири заключается в разнообразии качественной характеристики торфов. Среди большого разнообразия природных ресурсов торф занимает особое место по сложности своего состава и содержанию широкого набора органических соединений (битумов, углеводов, гуминовых веществ), представляющих интерес для химической, строительной промышленности, энергетики, машиностроения, медицины, сельского хозяйства. Например, известно, что в Западной Сибири сосредоточены огромные запасы торфа малой степени разложения, составляющие почти 22 млрд. т (в европейской части России запасы аналогичного торфа составляют всего лишь 2,4 млрд. т). Такой торф является очень ценным сырьём для химической промышленности, в биотехнологии. Из него можно получать субстратные плиты, кормовые гидролизные сахара, питательные брикеты. Из торфяного сырья выделяется торф моховой группы со степенью разложения до 12%, пригодный для производства звуко- и теплоизоляционных материалов. Более **80%** запасов такого торфа сосредоточено в Западной Сибири. Основные направления возможного использования в биотехнологии верхового торфа малой степени разложения отражены на рис. 79.

Почти 90% запасов торфа в Западной Сибири можно использовать в качестве топлива, хотя это крайне нерентабельно. И только на юге Западной Сибири запасы торфа, пригодного для топлива, составляют не более 20—30%. Для данного направле-

ния использования имеются технологии и установки по переработке кускового торфа в газообразный энергоноситель.

Самое широкое применение (практически все запасы) торф находит в сельском хозяйстве Сибири для получения органических и органоминеральных удобрений, мелиорантов, биостимуляторов и ростовых веществ, биологически активных препаратов с ростостимулирующими, фунгицидными и бактерицидными свойствами. В гидролизатах торфа обнаружен широкий спектр аминокислот, карбоновых, урановых кислот, гуминовых веществ и других соединений, способных активизировать и ингибировать биологические процессы в почвах и растениях. Исследование углеводно-гуминовых соединений торфа позволило выйти на получение ценных продуктов и материалов для бальнеологии и медицины. Экстракты торфа можно вводить в различные типы мазей, лосьонов, шампуней для усиления их лечебно-профилактического действия. Получены предварительные результаты по изготовлению на основе углеводно-гуминового комплекса торфов препаратов для лечения онкологических заболеваний.

Торф характеризуется свойствами, позволяющими относить его к числу природных сорбентов и ионообменных материалов. Широко известны работы по получению из торфа углеродных сорбентов для поглощения из водных растворов радионуклидов, образовавшихся при дезактивации радиоактивно загрязнённых материалов, доочистки промышленных сточных вод от ионов тяжёлых металлов и нефтепродуктов. Сырьём для производства активных сорбентов может служить торф верхового типа со степенью разложения 35% и выше и зольностью до 6%. Сырьевые базы с запасами такого торфа выявлены пока только в пределах европейской части России. В Западной Сибири такие изыскания не проводились.

Этой же причиной объясняется отсутствие планируемых сырьевых баз для производства такой ценной продукции, как горный воск. К ним относятся торфа с содержанием бензиновых битумов более 4%. Традиционно считается, что повышенной битуминозностью обладают кислые малозольные верховые торфа с высокой (более 30%) степенью разложения и преобладанием остатков сосны и пушицы. Проведённые нами совместно с Институтом проблем использования природных ресурсов и экологии АНБ исследования по определению битуминозности и качества

битума, экстрагируемого из западно-сибирских торфов (шейхцериево-сфагновый верховой, шейхцериево-сфагновый переходный со степенью разложения 25—30% и зольностью 2,4%) показали, что эти виды торфов пригодны для тех же областей применения, что и сырой торфяной воск: в производстве модуль-композиций для точного литья по выплавляемым моделям, антиадгезионных составов, в товарах бытовой химии, косметике, медицине. Особенностью химического состава битумов изученных торфов является относительно высокое содержание в них сложных эфиров, что делает битум особенно ценным. Запасы такого торфа в Западной Сибири значительны и, безусловно, Западно-Сибирский регион может стать самой надёжной сырьевой базой для производства горных восков. Однако эта проблема нуждается в дальнейшем её исследовании.

В связи с вышерассмотренным, между различными направлениями рационального использования торфяных ресурсов должна существовать пропорциональность, объективно обусловленная величиной торфяных ресурсов в районе, его качественной характеристикой, потребностью в торфяной продукции, земельных угодьях, биосферной необходимостью сохранения части торфяников в естественном состоянии. Основных фондов в использовании торфяных ресурсов выделяется 5: охраняемый, эколого-хозяйственный фонд (ЭХФ), разрабатываемый, запасной, земельный (сюда не входит неиспользуемый фонд).

Охраняемый фонд торфяных ресурсов — это совокупность торфяных месторождений или их участков, которые сохраняются в естественном состоянии с соответствующим комплексом природоохранных мероприятий.

В разрабатываемый фонд входят торфяные месторождения с сырьём для производства традиционных видов торфяной продукции — топлива, органических удобрений, компостов, подстилки, строительной теплоизоляции.

В запасной фонд выделены месторождения с сырьём для получения топлива, используемого в металлургии, активных углей и гуминовых кислот.

В земельный фонд входят болотные системы, которые наиболее эффективно могут быть использованы после осушения как сельхозугодья (пашни, пастбища, сенокосы) или для лесоразведения. Опыт показал, что в этом направлении наилучшие результаты получены на болотных системах эвтрофного и мезотрофного

типов. В качестве сельхозугодий целесообразно выделять месторождения, расположенные в зоне, перспективной для развития сельского хозяйства. В основном это районы юга и юго-востока Западной Сибири, а также поймы Оби и её притоков.

Неиспользуемый или резервный фонд включает в себя торфяные массивы, направление использования которых не определено или которые по каким-либо другим причинам в настоящее время не используются.

В первую очередь выделяется охраняемый фонд, как приоритетный. К охраняемому фонду относят торфяные болота научного значения (базы и стационары для исследований, уникальные в научном значении массивы), природоохраняемые и водоохранные объекты. Выделение этого фонда представляет собой важную научную задачу. И если даже в ближайшее время месторождения не будут использоваться как природный ресурс для производства продукции, охраняемый фонд необходимо определить уже сейчас, выделив отдельные торфяные болота и целые болотные экосистемы вместе с реками, озёрами и окружающими их лесами в государственные природные заповедники и заказники, национальные парки, памятники природы.

На территории Западной Сибири разделение торфяных ресурсов по ЭХФ проведено в Томской и Новосибирской областях (Инишева и др., 1985).

В Томской области по данным кадастра разведано 1340 торфяных месторождений (с учётом материалов изысканий других организаций — 1505).

Площадь месторождений в границах промышленной залежи торфа составляет 5,41 млн. га, запасы торфа — 20,27 млрд. т. Большая часть запасов торфа представлена верховым типом (57%). Наибольшее количество торфяных месторождений (649) имеют площадь от 101 до 1000 га; по запасам торфа они составляют 4,53*% всех запасов торфа области. Около 16% запасов торфа сосредоточено на 65 торфяных месторождениях, имеющих площади от 10 до 50 тыс. га, 67,8% запасов торфа располагается на 25 массивах с площадью более 5 тыс. га. Изученность торфяных ресурсов области невысокая: детально исследованные месторождения (категория запасов А + В) составляет 2,9% торфяных ресурсов области.

В охраняемый фонд в настоящее время входит 61 торфяное месторождение (планируется довести до 140 торфяных месторождений). В запасной и разрабатываемый фонды вошло 534 торфяных месторождений, из них 495 предложены для лицензирования. В земельном фонде насчитывается 13 болотных систем. В резервный фонд внесены 897 торфяных массивов (из 1505); направление использования их пока не определено.

Ещё совсем недавно в области велась добыча торфа на 13 месторождениях крупными торфопредприятиями и на 38 мелких объектах — силами сельхозхимии. В настоящее время для добычи торфа используется торфяное месторождение «Кандинское»; под сельхозугодья (в основном сенокосы) — отдельные участки осушенных торфяных месторождений.

Среди месторождений запасного фонда к самым крупным относятся участки Васюганского массива, предусмотренные для добычи торфа в качестве металлургического топлива. Крупнейшие биохимические производства могут быть организованы на базах гидролизного сырья в центральных и северных районах области. 8 этом отношении особенно перспективны торфяные месторождения верхового типа в районе Белого Яра, Стрежевого, а также расположенные вдоль автомобильной дороги от Бакчара на Кедровый с последующим выходом в район бассейна реки Катыльга. На базах гидролизного сырья целесообразно развивать получение гуминовых препаратов и активных углей.

В центральных и северных районах области с добычей энергетического и коммунально-бытового топлива может быть развёрнуто производство удобрений, теплоизоляции в масштабах, удовлетворяющих потребностям России и ближнего зарубежья. На этих же торфяных месторождениях целесообразно развернуть производство широкого ассортимента товаров народного потребления, а также наладить экспортные поставки малоразложившегося торфа.

В Новосибирской области балансом учтено 146 месторождений общей площадью в границах промышленной залежи 314,5 тыс. га с суммарными запасами по категориям А + В + C_1 + C_2 981,9 млн. т и 382 болотных системы общей площадью 172,5 тыс. га с прогнозными ресурсами в 410,8 млн. т. По промышленным категориям C_1 +C_2 разведано 55 месторождений с балансовыми запасами 142,3 млн. т, из них 9 отнесены к охраняемому фонду. К этому фонду отнесена и часть Васюганского месторождения площадью 1,6 млн. га, которая приходится на долю Новосибирской области. Решением об-

ластного Совета депутатов она объявлена **в 1997** г. Государственным природным заказником федерального значения. Всего в охраняемый фонд вошли 53 массива; 73 торфяных месторождения составили земельный фонд.

В настоящее время в области разрабатывается одно месторождение — Толмачёво-Криводановское. До 1994 года его использовали для добычи торфа на удобрение, теперь планируется производить топливные брикеты.

Торфяное сырьё, пригодное для топливно-энергетических целей, находится в северных районах Новосибирской области. Это торфяные месторождения Киндинское, Ревунское, Тойское, Таганское, Тара-Тартасское, Баксинское. В основном торфяные ресурсы области могут применяться в качестве сырья для производства удобрений и препаратов на гуминовой основе. Небольшие запасы верхового торфа малой степени разложения пригодны для производства подстилки в животноводстве, теплично-парниковых грунтов, субстратных плит.

Болотные системы не только природный ресурс, но и ландшафтная оболочка, выполняющая ряд функций. Как говорилось, болота — единственные наземные экосистемы, обеспечивающие постоянный сток в них атмосферного углерода, который на тысячелетия выключается из дальнейшего круговорота, накапливаясь в виде торфяной залежи. Этот вопрос в последнее время привлекает особое внимание, поскольку концентрация СОг в атмосфере влияет на климат Земли. При исследовании причины увеличения концентрации СОг в атмосфере было выявлено, что этот рост связан не только с эмиссией при антропогенном использовании углеводородного сырья, но и с круговоротом углерода в системе: наземные экосистемы — атмосфера. Экосистемы по содержанию устойчивого органического углерода на единицу площади располагаются в ряд: болота, степи, леса (Заварзин, 1994). Торфяные болота рассматривают как один из основных углеродных пулов биосферы. Специфичность биосферной функции болот обусловлена тем, что болотные экосистемы ежегодно забирают из атмосферы больше углерода, чем выделяют в окружающую среду. Поэтому растущие болота — уникальные экосистемы, в которых углерод накапливается в виде торфа.

Согласно А. А. Титляновой и др. (1996), объём приращения углерода в торфах Западной Сибири ежегодно составляет (5—20)x10^6 т углерода. По данным С. П. Ефремова (1994), в Западно-

Сибирском регионе сосредоточено 42329 млн. т углерода или 36% от запасов Российской Федерации. Запасы подсчитаны по избранной авторами методике. Так, глубокозалежные торфяные месторождения (более 1,5 м) условно разграничивались на верхний (торфогенный до 0,4 м), срединный и придонный слои. Соответственно по литературным данным подбирались значения объёмного запаса и содержание углерода в торфах. Мощность придонного слоя считали равной 1/45 глубины залежи в неосушённом состоянии.

Проведённые вышеперечисленными авторами расчёты по депонированию углерода торфяными месторождениями Западной Сибири можно принять как ориентировочные, учитывая их важность. Площади оторфованных территорий были взяты по данным Торфгеологии, которые учитывают разведанные торфяные месторождения. В то время как С. Э. Вомперский (1994) отмечает, что в глобальных оценках углеродного пула биоты заболоченные и болотные почвы рассматриваются как главный источник ошибок вследствие того, что их учёт затруднён.

Нами подсчитаны площади болот, средние глубины и запасы торфа по типовым участкам в границах промышленной залежи (0,7 м) как для всей территории центральной части Западной Сибири, так и для выделенных, согласно предложенному районированию, областей, провинций и округов (табл. 22, 23, 24). Заторфованность (%) определялась с учётом общих площадей контуров, выделенных в результате районирования, и площадей болот, расположенных в их пределах. Для осуществления этих расчётов были использованы кадастровые справочники по Тюменской, Томской, Новосибирской и Омской областям, а также крупномасштабные топографические карты. По нашим подсчётам общая площадь торфяных болот центральной части Западной Сибири (в границах промышленной залежи) составляет 40661 тыс. га (табл. 22) при средней глубине торфяных отложений 2,7 м (табл. 23). Запасы торфа исчисляются в 920 млрд. $м^3$ (табл. 24).

Подсчёт запаса депонированного углерода производился с учётом средней глубины залежи и объёмного веса. При подсчётах были приняты следующие показатели объёмной массы и содержания углерода на органическую массу: для низинных залежей — 0,133 г/$см^3$, 55,3%; для переходных и смешанных — 0,085 г/$см^3$, 56,03%; для верховых — 0,073 г/$см^3$, 55,5%.

Таблица 22

Площади (в границах промышленной залежи) по типовым участкам в центральной части Западно-Сибирской равнины, *га*, согласно предложенному районированию болот

Территориальные единицы			Заторфованность территории, %	Площади типовых участков								Итого по территориальным единицам центральной части Западно-Сибирской равнины
				олиготрофный		мезотрофный		эвтрофный		гетеротрофный		
область	провинция	округ		тыс. га	%	тыс. га	%	тыс. га	%	тыс. га	%	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Западно-Сибирская таежная бореально-атлантических выпуклых олиготрофных моховых болот активного заболачивания и интенсивного торфонакопления	Северотаежная III_1	Обь-Назымский	20									
		Сургутско-Полесский	70	3241365,2	79,9	527349	12,99	7860	0,19	280199	6,96	40567773,2
		Аганский	59									
		Вахский	50									
		Итого по провинции	50	3241365,2	79,9	527349	12,99	7860	0,19	280199	6,96	40567773,2
	Среднетаежная III_2	Кондинский	51	2060075	66,89	659636	21,42	217261	7,05	142453	4,64	3079425
		Салымо-Юганский	34	2260667	77,68	485049	16,67	88843	3,05	75654	2,6	2910213
		Тым-Вахский	29	923539	93,68	50351	5,12	11898	1,2	—	—	985778
		Кеть-Тымский	31	235128	34,45	354503	51,95	71248	10,44	21521	3,16	682400
		Итого по провинции	39	5479999	74,68	1549539	19,45	389250	3,75	139528	2,12	7657816
Западно-Сибирская таежная бореально-атлантических выпуклых олиготрофных моховых болот активного заболачивания и интенсивного торфонакопления	Южнотаежная III_3	Тавдинский	46	9229	4,97	4339	2,33	169126,1	91,08	2981	1,62	185675,1
		Васюганский	39	6437772,9	47,47	955247	7,04	5570967,1	41,28	596515	4,41	13560502
		Бакчарский	33	3033000	46,7	892000	12,3	2399000	37,0	254000	4	6488000
		Кеть-Чулымский	9	83506	40,55	66451	32,26	56000	27,19	—	—	205957
		Обь-Чулымский	24	46050	22,7	73000	63,1	84000	14,2	—	—	203000
		Итого по провинции	32	9609557,9	46,3	1991037,1	9,6	3279093,2	40	853496	4,1	20733184,2
	Подтаежная III_4	Северо-тоболо-Ишимский	21	10458,9	0,44	28777,7	4,08	672256,9	95,48	75	0,01	704032,5
		Северо-барабинский	41	2485247	35,97	620626	8,98	3765895	54,49	380133,3	0,56	7251901,3
		Чулымский	8	—	—	560	1,62	33984,1	98,37	1,4	0,01	34545,5
		Итого по провинции	25	2495705,9	31,2	649963,1	8,1	4472136	55,9	380209,1	4,8	7998015,3
Западно-Сибирская лесостепная атлантико-суббореальных вогнутых эвтрофных травяных болот пассивного заболачивания и слабого торфонакопления	Лесостепная IV	Южно-тоболо-Ишимский	3	3440	4,55	1182,3	1,56	70912,8	93,75	101	0,14	75637,2
		Южно-барабинский	15	21116	15,21	4401,5	3,17	111881,1	80,57	1447	1,05	138845,6
		Барнаульский	3	—	—	—	—	253	100	—	—	—
		Итого по провинции	8	24556	11,43	5583,8	2,6	183048,7	85,24	1548	0,73	214736,5
Итого по центральной части Западно-Сибирской равнины			30	20850584	51,1	4723472,6	11,6	13331387,9	33	1755080,7	4,3	40640525,2

Таблица 23

Средняя глубина торфяных отложений, *м*, в регионах центральной части Западно-Сибирской равнины, согласно предложенному районированию болот

Территориальные единицы			Средняя глубина залежи по типовым участкам				Средняя глубина залежи по регионам, м
область	провинция	округ	олиготрофный	мезотрофный	эвтрофный	гетеротрофный	
Западно-Сибирская таежная бореально-атлантических выпуклых олиготрофных моховых болот активного заболачивания и интенсивного торфонакопления	Северотаежная III_1	Обь-Назымский					
		Сургутско-Полесский	1,83	1,61	2,29	2,15	1,82
		Аганский					
		Вахский					
		Итого по провинции	1,83	1,61	2,29	2,15	1,82
	Среднетаежная III_2	Кондинский	3,41	2,52	1,95	3,57	3,12
		Салымо-Юганский	3,12	2,07	1,28	2,74	2,88
		Тым-Вахский	2,37	1,79	2,78	—	2,34
		Кеть-Тымский	2,72	1,70	2,09	2,35	2,11
		Итого по провинции	—	—	—	—	2,65
	Южнотаежная III_3	Тавдинский	2,38	1,96	1,75	1,65	1,78
		Васюганский	3,76	2,32	2,38	2,08	3,02
		Бакчарский	—	—	—	—	—
		Кеть-Чулымский	2,79	1,86	1,95	—	2,26
		Обь-Чулымский	2,72	2,91	2,71	—	2,79
		Итого по провинции	—	—	—	—	3,0
	Подтаежная III_4	Северотоболо-Ишимский	2,38	1,22	1,48	1,63	1,50
		Северобарабинский	3,64	2,00	2,13	2,09	2,63
		Чулымский	—	2,36	2,62	1,44	2,62
		Итого по провинции	—	—	—	—	2,0
Западно-Сибирская лесостепная атлантико-суббореальных вогнутых эвтрофных травяных болот пассивного заболачивания и слабого торфонакопления	Лесостепная IV	Южнотоболо-Ишимский	2,17	1,02	0,98	1,92	1,03
		Южнобарабинский	3,26	2,26	1,19	3,03	1,56
		Барнаульский	—	—	1,35	—	1,35
		Итого по провинции	—	—	—	—	1,37
Итого по центральной части Западно-Сибирской равнины			—	—	—	—	2,70

Таблица 24

Запасы торфа по типовым участкам болот в центральной части Западно-Сибирской равнины, *тыс. м*^{3}, согласно предложенному районированию

Территориальные единицы			Запасы торфа по типовым участкам								Итого по территориальным единицам центральной части Западно-Сибирской равнины
область	провинция	округ	верховой		переходный		низинный		смешанный		
			тыс. м^3	%	тыс. м^3	%	тыс. м^3	%	тыс. м^3	%	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Западно-Сибирская таежная бореально-атлантических выпуклых олиготрофных моховых болот активного заболачивания и интенсивного торфонакопления	Северотаежная III_1	Обь-Назымский					180219	0,24			
		Сургутско-Полесский	59252540	80,11	8510548	11,51			6019698	8,14	73963105
		Аганский									
		Вахский									
		Итого по провинции	59252540	80,11	8510548	11,51	180219	0,24	6019698	8,14	73963105
	Среднетаежная III_2	Кондинский	70289325	74,03	16612876	17,26	4234371	4,4	5090477	5,30	96227049
		Салымо-Юганский	70540516	83,96	10055636	11,97	1343422	1,59	2079726	2,48	84019300
		Тым-Вахский	21908796	94,96	900705	3,89	330809	1,42	—	—	23140310
		Кеть-Тымский	6393303	44,32	6039749	41,86	1489976	10,32	505550	3,50	14428578
		Итого по провинции	169131940	81,29	3308966	13,98	7398578	2,60	7675753	2,13	217845237

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Западно-Сибирская таежная бореально-атлантических выпуклых олиготрофных моховых болот активного заболачивания и интенсивного торфонакопления	Южнотаежная III_3	Тавдинский	219906	6,64	85302	2,57	2937857	89,29	49246	1,50	33122314
		Васюганский	242240294	59,17	22184873	5,42	132493584	32,36	12439672	3,05	409358423
		Бакчарский	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		Кеть-Чулымский	2329918	50,0	1237731	26,59	1092062	23,44	—	—	4659711
		Обь-Чулымский	1257000	22,2	2136000	37,6	2280000	40,2	—	—	5673000
		Итого по провинции	246047121	58,2	25643906	6,0	138823503	32,8	12488318	3,0	423002848
	Подтаежная III_4	Северо-тоболо-Ишимский	238968	2,26	351924	3,32	9980798	94,39	1231	0,03	10572921
		Северо-барабинский	90364810	47,28	12460645	6,52	80342200	42,04	7945978	4,16	191113633
		Чулымский	—	—	13200	1,45	891264	98,37	20	0,02	904484
		Итого по провинции	90603778	44,8	12825769	6,3	92214262	45	7947229	3,9	202591038
Западно-Сибирская лесостепная атлантико-суббореальных вогнутых эвтрофных травяных болот пассивного заболачивания и слабого торфонакопления	Лесостепная IV	Южно-тоболо-Ишимский	74530	4,55	12051	1,56	692769	93,75	1938	0,14	781288
		Южно-барабинский	687951	31,69	99652	4,59	1338979	61,69	43918	2,03	2170500
		Барнаульский	—	—	—	—	—	—	—	—	3421
		Итого по провинции	762481	25,8	111703	3,77	2035169	68,86	45856	1,57	2955209
Итого по центральной части Западно-Сибирской равнины			565797860	61,5	80700892	8,8	239651731	26	34176854	3,7	920327337

Таблица 25

Запасы углерода в торфяных болотах центральной части Западно-Сибирской равнины согласно предложенному районированию

Территориальные единицы			Заторфованность территории, %	Запасы углерода по типовым участкам, тыс. т		
область	провинция	округ		олиготрофный	мезотрофный и смешанный	эвтрофный
Западно-Сибирская таежная бореально-атлантических выпуклых олиготрофных моховых болот активного заболачивания и интенсивного торфонакопления	Северо-таежная III_1	Обь-Назымский	20			
		Сургутско-Полесский	70			
		Аганский	59			
		Вахский	50			
		Итого по провинции	50	2288154,7	631121,2	11888,7
	Средне-таежная III_2	Кондинский	51	2714362,9	942685,1	279333,0
		Салымо-Юганский	34	2724063,1	527099,4	88622,9
		Тым-Вахский	29	846052,0	39122,1	21822,8
		Кеть-Тымский	31	246890,0	284295,1	98290,7
		Итого по провинции	39	26531368,1	1793201,8	488069,4
	Южно-таежная III_3	Тавдинский	46	8492,1	5844,1	195123,9
		Васюганский	39	9354593,4	1503917,1	8740336,7
		Бакчарский	33	—	—	—
		Кеть-Чулымский	9	89974,4	53760,8	72041,1
		Обь-Чулымский	24	48541,6	92777,2	150407,0
		Итого по провинции	32	9501601,7	1656273,1	9157908,8
	Под-таежная III_4	Северотоболо-Ишимский	21	9228,2	15339,3	658413,3
		Северобарабинский	41	3489617,9	886361,7	5300014,2
		Чулымский	8	—	574,2	58794,9
		Итого по провинции	25	3498846,1	902275,2	6083190,4
Западно-Сибирская лесостепная атлантико-суббореальных вогнутых эвтрофных травяных болот пассивного заболачивания и слабого торфонакопления	Лесостепная IV	Южнотоболо-Ишимский	3	2878,1	607,6	45700,6
		Южнобарабинский	15	24635,8	6236,0	88329,8
		Барнаульский	3	—	—	225,7
		Итого по провинции	8	29444,7	6843,6	
Итого по центральной части Западно-Сибирской равнины			30	21849416,0	4989713,6	15809345,4

Запасы депонированного углерода в торфах Западной Сибири учитывают только охваченные поисками и разведкой торфяные болота с мощностью торфа более 0,7 м. Процент заболоченности, приведённый в табл. 21, указывает на соотношение разведанных торфяных болот и незаболоченной территории, в которую входят также болота с мощностью торфа менее 0,7 м, что косвенно характеризует занижение запасов депонированного углерода. Распределение депонированного углерода по отдельным регионам центральной части Западной Сибири представлено в табл. 25. В целом, в торфяных месторождениях этого региона депонированного углерода содержится 42,3 млрд. т. Большая часть (76%) приходится на таёжную провинцию бореально-атлантических выпуклых олиготрофных болот активного заболачивания, что составляет 32,1 млрд. т углерода, из которых 20,3 млрд. т депонировано в торфяных месторождениях южнотаёжного округа. Практически поровну распределились запасы углерода между верховыми типами залежей (21,8 млрд. т) и в сумме переходными, смешанными и низинными (20,8 млрд. т).

В заключение хотелось бы отметить, что на огромной территории Западно-Сибирской равнины болота играют средообразующую роль и обеспечивают экологическое равновесие биосферы. Но экологизация природопользования должна основываться прежде всего на знаниях экосистемных взаимосвязей с целью их оптимизации между потребностями человека и развитием природы. Согласно концепции устойчивого развития в каждой стране должны быть разработаны критерии устойчивого природопользования применительно к конкретным природным и экономическим условиям. В приложении к торфяным болотам разработка критериев позволит грамотно разделить их на эколого-хозяйственные фонды. Это прежде всего относится к охраняемому фонду, который по приоритетности стоит на первом месте. Чтобы разработать эти критерии, необходимы длительные стационарные исследования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая монография подводит итог столетнему изучению природы болотных систем Западной Сибири. Познание их генезиса, структурно-функциональной организации, пространственно-временных закономерностей развития, зонально-подзональных особенностей позволило, во-первых, разработать единую концепцию болотообразовательного процесса в голоцене, во-вторых, сформулировать средообразующие и биосферные функции болот, в-третьих, определить направления рационального использования торфяных ресурсов и обосновать актуальность проблем охраны болот.

Преобразования, которые в целом претерпевают болотные системы северного полушария на протяжении голоцена, представляют собой единый, необратимый, поступательный процесс сопряженных изменений их биотических и абиотических компонентов, дивергентных на ранних стадиях развития и конвергентных на поздних. Этот процесс сопровождается перестройкой структуры и материально-энергетического обмена болотных систем. Он направлен на усиление работы гомеостатических механизмов, что обеспечивает устойчивость эндогенных и экзогенных взаимосвязей, автономность в развитии и сохранении болот как особого типа биогеоценотического покрова Земли.

Общерегиональный характер выявленных закономерностей подтверждается в сопоставлении тенденций развития болот Западной Сибири и других регионов северного полушария.

Различия, проявляющиеся в строении и закономерностях развития болотных комплексов, приуроченных к разным ботанико-географическим зонам и подзонам, являются отражением зональности болотных ландшафтов.

Сопоставление ботанического состава генетических слоев торфяных отложений с результатами их палинологических анализов и радиоуглеродных датировок выявляет пространственно-временную дифференциацию эколого-фитоценотических оптимумов различных типов болотных биогеоценозов, а также хроноло-

гические рубежи трансформации болотных биогеоценозов эвтрофных типов в мезотрофные и олиготрофные.

Сопоставление волнообразной динамики линейного прироста торфяных отложений по периодам голоцена с ритмичностью климатических колебаний, свидетельствует об автономности в развитии крупных болотных систем, особенно их центральных участков. В автономную стадию развития болотные системы, особенно в северной половине Западной Сибири, вступили, начиная с атлантического периода. Поэтому по строению торфяных отложений, приуроченных к центральным участкам болот, можно судить об изменениях природно-климатических показателей, происходящих преимущественно в первой половине голоцена. Особенности стратиграфии торфяных залежей на периферийных участках болотных массивов отражают динамику климатических колебаний, происходящих преимущественно во второй половине голоцена.

Различия во взаимоотношении лесных и болотных систем в меридиональном направлении (активное заболачивание в северной, средней тайге, умеренное — в южной, пассивное — в подтайге) подтверждаются колебанием на протяжении голоцена линейной скорости торфонакопления.

Ретроспективный анализ сукцессии различных типов болотных систем и слагающих их биогеоценозов свидетельствует о зональности тенденций развития в прошлом. Вместе с тем, знание прошлого болот и их современного состояния дает возможность судить о преобразовании природы в будущем в случае сохранения условий их существования: в таежной зоне дальнейшее развитие господствующих здесь болот олиготрофного типа будет направлено в сторону увеличения их гидрофильности, в подтайге и в лесостепи оно, вероятно, пойдет по пути увеличения мезофильности и олиготрофизации ныне доминирующих в этих зонах болот эвтрофного типа.

Есть основания считать, что процесс болотообразования (особенно в таежной зоне) по широте масштаба принял катастрофический характер. Однако объективная оценка роли болот в формировании физико-географических условий заставляет признать их неоднозначную и положительную во многих отношениях средообразующую роль. Поэтому оценка экологического значения болот в биосфере имеет не только теоретическое, но и большое прикладное значение.

В связи с некоторым уменьшением вертикальной скорости

торфонакопления, биологической продуктивности болотных систем, интенсивным техногенным прессингом на болотные системы, а, главное, учитывая их средообразующие и биосферные функции, необходимо бережное отношение к этим трудновоспроизводимым и местами исчезающим (особенно в аридных зонах и на территориях, испытывающих однонаправленные положительные эпейрогенетические поднятия) природным образованиям.

Проблема охраны болотных систем — это не только проблема сохранения типичных и уникальных природных явлений, их гено- и ценофонда: это проблема рационального освоения и использования природных ресурсов, аккумулированных торфом воды и углерода, а также пищевых, кормовых и лекарственных растений. Кроме того, болота — это места обитания ряда видов млекопитающих и птиц, а в болотных озерах и реках обитают рыбы. В настоящее время сохранение водно-болотных угодий во всем мире рассматривается как одно из важнейших условий, определяющих качество жизни, а часто и как основа самого существования народов той или иной страны,— и они признаны важнейшим звеном экологических и экономических систем государств (Водно-болотные угодья, 1999, с. 7).

В Западной Сибири сосредоточены самые разнообразные болотные системы по характеру структурно-функциональной организации, интегральным выражением которой является современная растительность, а также по характеру размещения и соотношения между болотными фитоценозами в зависимости от зональной и геоморфологической приуроченности. Знание этих закономерностей позволяет выделять модельные (эталонные) болотные системы. Такие болота по характеру генезиса, развития, современных стадий должны быть типичными для конкретных регионов в соответствии с предложенной схемой районирования болотных систем. Они же должны отвечать критериям Рамсарской конвенции и быть предложены к охране.

К сожалению, в настоящее время из 5000 болот, выявленных в центральной части Западной Сибири, только 9 представлены к охране. В действительности, количество охраняемых объектов должно быть во много раз больше. Это обусловлено средообразующими и биосферными функциями болот, интенсивным техногенным прессингом, актуальностью вовлечения в промышленное и сельскохозяйственное использование торфяных ресурсов, занимающих в Западной Сибири по своему значению третье место после нефти и газа.

Выявление модельных болотных систем, их инвентаризация, составление перспективного списка заболоченных территорий для включения их в систему охраны в рамках Рамсарской конвенции — одно из приоритетных направлений программы по охране водно-болотных угодий Западной Сибири. Полученная информация позволит проранжировать выделенные территории по их значимости как потенциальных угодий международного, национального и регионального значения и наметить их этапную приоритетность.

Другое важное направление этой программы состоит в организации на выделенных болотных системах экологического регионального мониторинга. Данные мониторинга, в свою очередь, должны быть использованы для разработки базовых геоинформационных систем (ГИС). Эти системы подразумевают составление серий региональных карт-схем: уровневого и теплового режимов, радиационного баланса и испарения с болотных систем, динамики гидрологических характеристик, стока воды с болотных систем, формирования и динамики химического состава и качества болотных, речных и подземных вод, структуры болотных систем и ее динамики, биологических ресурсов, накопления углерода, ранжирования болотных систем по порогам устойчивости к антропогенному воздействию.

Анализ карт-схем по регионам, во-первых, позволит получить исчерпывающую информацию относительно региональной экологической роли болот, во-вторых, разработать региональные критерии для выделения оптимальных соотношений между землями осушаемыми и не подлежащими мелиорации.

Несомненно, реализация программы по выделению болотных систем, нуждающихся в охране, по выявлению рациональных направлений использования торфяных ресурсов, по разработке региональных критериев выделения оптимальных соотношений между осушаемыми и не подлежащими мелиорации землями, потребует немалых капиталовложений. Несмотря на это, решение вышеперечисленных проблем — одно из важнейших условий осуществления национальной политики экологической безопасности России.

CONCLUSION

This monograph summarises 100 year study of the bog ecosystems in West Siberia. Knowledge in the bog genesis, structural-function organisation, spatial-temporal regularities of the bog development, zonal-subzonal peculiarities allowed: 1. to develop the entire conception of bog development process in the Holocene; 2. to suggest environmental and biospheric functions of bogs; 3. to define the directions of peat use and to point out actual problems of bogs' preservation.

Transformations of bogs in the Northern Hemisphere during the Holocene is generally common, irreversible, progressive process of coherent biotic and abiotic changes, which are divergent at the early stages of development and convergent at late ones. This process is accompanied by the reconstruction of structure and material-energetic exchange in the bog ecosystems. It strengthens homeostatic mechanism, which provides stability of the endogenic and exogenic interrelationships, autonomy in the bog development and maintains bogs as the specific biogeocoenotic cover of the Earth.

All-regional character of the revealed regularities is confirmed by the comparison of trends in bog development in West Siberia and in the other regions of the Northern Hemisphere.

Zonality of bog landscapes is manifested in the different construction and development regularities of bogs in the different botanical zones and subzones.

Comparison of peat botanical content in the different genetic layers to its palynological spectra and carbon-dating results reveals spatial-temporal differentiation of the ecological-phythocoenological optima for the different bog types as well as chronological boundaries of bog transformation from the eutrophic to mezotrophic and oligotrophic types.

Comparison of the wave-like dynamics of the linear peat increase per periods of the Holocene to the rhythm of the climatic changes is evidence of autonomy in the development of extended bog, being

specially true for their central parts. Bogs (especially in the northern half of West Siberia) entered the autonomous stage of development since the Atlantic period. Therefore constitution of peat deposits at the central bog sites indicates climatic events of the first half of the Holocene, whereas peat stratigraphy in the edge locations indicates mainly climatic events of the second half.

Differences in relationship between forest and bog ecosystems in the botanical zones (active bogging in the northern and middle taiga zones, moderate — in the southern taiga zone and passive — in the subtaiga zone) are confirmed by fluctuations in the peat accumulation rate during the Holocene.

Retrospective analysis of bog successions gives an evidence of zonality as a trend in bog development in the past. Knowledge in past and present state of bogs makes it possible to consider the future bogs transformation provided the present environmental conditions remain: in the taiga zone predominating oligotrophic bogs will get more humid, in the subtaiga and forest-steppe zones the predominating eutrophic bogs are likely to transform into oligotrophic ones, the moisture being at moderate level.

There are reasons to conclude that bog formation process (especially in the taiga zone) assumed a catastrophic character as far as its scale is concerned. However, impartial assessment of bog's role in the formation of environment makes one to admit their multifunctional and positive in many environmental respects role. Therefore, assessment of bog's ecological significance in biosphere has not only theoretic but also a great deal of practical importance.

Due to some decrease in vertical peat accumulation rate and in biological productivity of bog ecosystems, intensive technogenic pressure and also taking into account their environmental and biospheric functions, it is necessary to take care of these natural formations,'which are difficult to reproduce. Besides this, bog vanish in the arid tectonically raising areas.

The problem of bog ecosystem protection is not only problem of preservation of typical and unique natural phenomena and their gene- and ceno-funds. This is also problem of the most efficient use of natural resources, deposited in peat water and carbon, food, forage and officinal plants. Besides this, bogs are habitats of a number of mammals and birds; fishes inhabit bog's lakes and streams. Today preservation of wetlands is considered all over the world as

one of the most important conditions, which determines living standards and often as the basis of nation's existence. Wetlands are recognised as the important link in economic and ecological systems of countries (Wetlands International, 1999, p. 7).

There is a great variety of bog ecosystems in West Siberia. They differ in structural-functional organisation, which general manifestation is present-day vegetation, and also in spatial position and ratio between bog phythocoenoses, depending upon zonal and geomorphologic distribution. The knowledge of these regularities allows to distinguish standard bog ecosystem. Such the bogs should be typical for the exact areas (according to the suggested scheme of bog regional division) by the nature of their origin, development, present-day stages. They should meet criteria of the Ramsar Convention and be proposed for preservation.

To our regret, only 9 of 5000 bogs in central West Siberia were proposed for preservation by this day. Actually, quantity of preserved objects should to be increased. This is caused by environmental and biospheric functions of bogs, intensive technogenic impact, actuality of involving them in industrial and agricultural use, the peat resources being at third place after oil and gas.

Search for the standard bog ecosystems, their inventory-making, compiling a list of bogs to include in the Ramsar Convention system are the priority tasks of the Wetlands International conservation programme in West Siberia. Obtained information allows to rank territories under consideration according to their importance as lands of international, national and regional status. Besides this, it allows to lay down a programme with priority tasks at each stages.

Another important direction in this programme is organisation of regional monitoring on the proposed bog ecosystems. Monitoring data should be used, in its turn, for development of the basic geoinformation systems (GIS). These systems mean compiling a set of regional maps: water table level, thermal conditions, solar radiation balance and evaporation, dynamics of hydrological characters, flow from the bogs, formation and dynamics of chemical content and quality of bog, river and ground water, structure of bog ecosystems and its dynamics, biological resources, carbon deposition, ranking of bog ecosystems by the limitation of human impact. Analysis of maps in each region makes it possible: 1. to obtain comprehensive information on regional ecological role of bogs; 2. to work out re-

information on regional ecological role of bogs; 2. to work out regional criteria for establishment of optimal ratio between drained and non-drained peatlands.

No doubts, fulfilment of the programme, which includes discovery of bogs to be protected, elaboration of peat use direction, working out of optimal criteria for ratio between drained and non-drained peatlands, requires a great deal of investments. Netherless, solution of above mentioned problems is one of the important conditions of successful realisation of "ecological security" policy in Russia.

ЛИТЕРАТУРА

Аболин Р. И. Опыт эпигенологической классификации болот // Болотоведение.— 1914.— Вып. 3.— С. 1—55.

Аболин Р. И. К вопросу о классификации болот северо-западной области // Материалы по опытному мелиоративному делу.— М., 1928.— Т. 2.— С. 5—55.

Абрамова А. Л., Савич-Любицкая Л. И., Смирнова 3. Н. Определитель листостебельных мхов Арктики СССР.— Л.: Наука, 1961.— 715 с.

Абрамова Л. И., Березина Н.А., Куликова Г. Г., Лисс О. Л. и др. Регрессивные явления на болотах Томской области // Природные условия Западной Сибири.— М., 1972.— Вып. *2.*— С. 51—60.

Абрамова Т. Г. О связи между растительным покровом и строением верхних слоев торфяной залежи // Учён. зап. Ленингр. ун-та. Сер. биол.— 1947.— № 34.— С. 64—92.

Абрамова Т. Г. Типология и районирование болот Карельского перешейка // Учён. зап. Томск, ун-та.— 1963.— № 145.— С. 181—204.

Абрамова Т. Г. Типы выпуклых болот крайней северо-западной части Ленинградской области // типы болот СССР и принципы их классификации.— Л.: Наука, 1974.— С. 84—89.

Абрамова Т. Г., Кирюшкин В. Н. Районирование болот Архангельской области // Северо-запад европейской части СССР.— Л., 1968.— Вып. 6.— С. 84—113.

Абрамович Д. И. и др. Западно-Сибирская низменность. Очерк природы.— М.: Географиздат, 1963.— 262 с.

Аветов Н. А., Балабко П. Н. Типология пойм. Развитие взглядов и современное состояние проблемы//Почвоведение, 1994.— №9.— С. 22—27.

Аветов Н. А., Курнишкова Т. В., Лисс О. Л. Закономерности развития ландшафтов.— Межвуз. сб.— М., 1996.— С. 41—52.

Аветов Н. А., Трофимов С. Я. Почвенный покров таёжных и пойменных ландшафтов бассейна р. Пур Западной Сибири // Почвоведение, 1997.—№1.—С. 31—35.

Адрианов В. Н., Войцеховская И. В., Гречищев С Е. и др. Условия развития и распространения криогенных геологических процессов и явлений // Геокриология СССР. Западная Сибирь. М.: Наука.— 1989.— С. 135—155.

Александрова В. Д. Классификация растительности.— Л.: Наука, 1969.— 273 с.

Алисов Б. Н. Климат//Атлас Тюменской области.—М.; Тюмень, 1971.— Вып. 1.— Лист 13 (1) — 13 (2).

Амарян Л. С. Полевые приборы для определения прочности и плотности слабых грунтов.— М.: Недра, 1966.— 64 с.

Амарян Л. С. Прочность и деформируемость торфяных грунтов.— М.: Недра, 1969.— 191 с.

Амарян Л. С, Кукушкин В. А. Полевые исследования процесса консолидации торфяных грунтов под насыпными площадками нефтепромысловых объектов // Первая Всесоюз. конф. по строительству на торфяных грунтах,: Материалы конф.— Калинин, 1972,— Ч. I.— С. 271—277.

Амарян Л. С, Королёв А. С, Трофимов В. Л. Исследование физико-механических свойств болотных грунтов Среднего Приобья // Первая Всесоюз. конф. по строительству на торфяных грунтах: Материалы конф.— Калинин, 1972. С. 186—190.

Анапольская Л. Е., Гольцберг И. А., Конюкова Л. Г. и др. Климат // Атлас Тюменской области.— М.; Тюмень, 1971. Вып. 1.— Лист 12.

Анапольская Л. Е., Мезенцев М. А., Тюктик В. В. Климат // Атлас Тюменской области.— М.; Тюмень, 1971. Вып. 1.— Лист 13.

Андреев В. Н. Растительность тундры Северного Канина.// Оленьи пастбища Северного края. Архангельск: Изд-во Севкрайгосторга, 1931.— С. 5—85.

Андреев В. Н. Типы тундр запада Большой Земли // Тр. Вотан, музея АН СССР.— 1932.— Вып. 25.— С. 121—268.

Андреев В. Н. Кормовая база Ямальского оленеводства // Сов. оленеводство, 1934.— Вып. 1.— С. 16—25.

Андреев В. Н. Обследование тундровых оленьих пастбищ с помощью самолета // Тр. Научно-исслед. ин-та полярного земледелия, животноводства и промыслового хозяйства. Сер. оленеводство.— Л., 1938.— Вып 1.— С. 7—32.

Андреев В. Н., Игошина К. Н., Лесков А. И. Оленьи пастбища и растительный покров Полярного Приуралья // Сов. оленеводство, 1935.— Вып. 5.— С. 171—406.

Андреев В. Н., Панфиловский А. Д. Обследование тундровых пастбищ с помощью самолета. Тр. Научно-исслед. ин-та полярного земледелия, животноводства и промыслового хозяйства. 1938. Вып. 1. Сер. Оленеводство.— С. 10—18.

Андриенко Т. Л. Типы болот Украинских Карпат // Типы болот СССР и принципы их классификации.— Л.: Наука, 1974.— С. 110—115.

Аринушкина Е. В. Руководство по химическому анализу почв.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970.— 487 с.

Архипов С. А. Некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности в связи с её геологической историей // Материалы к обоснованию стратиграфической схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности.— Новосибирск, 1967.— С. 19—34.

Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири.— Новосибирск: Наука, 1971.— 329 с.

Архипов С. А., Вдовин В. В., Мезеров Б. В. и др. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока (Западно-Сибирская равнина).— М.: Наука. 1970.— 277 с.

Архипов С. А., Вотах М. Р. Палинологическая характеристика и абсолютный возраст торфяника в устье р. Томи // Палеопалинология Сибири.— М.: Наука, 1980.— С. 118—123.

Архипов С. А., Левина Т.П., Панычев В. А. Палинологическая характеристика двух голоценовых торфяников из долины Средней и Нижней Оби // Палеопалинология Сибири.— М.: Наука, 1980.— С. 123—128.

Атлас торфяных месторождений.— М.: Недра, 1972.— 96 с.

Афанасьева Т. В. Морфологическая диагностика долгопоёмных почв гумидных ландшафтов // Почвоведение, 1986.— №5.— С. 18—26.

Афанасьева Т. В., Березина Н. А., Василенко В. И. и др. Комплексное районирование центральной части Западно-Сибирской равнины в целях народнохозяйственного освоения территории // Природные условия центральной части Западно-Сибирской равнины.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. С. 167—202.

Афанасьева Т. В., Василенко В. И. Почвы // Природные условия центральной части Западно-Сибирской равнины.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977.—С. 80—112.

Афонская Т. В., Сергеев А. И. Современные тектонические движения и их отражение в характере и степени заболоченности Западно-Сибирской низменности на примере Васюганского Приобья // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.— 1970.— №4.— С. 113—116.

Бавина В. А., Романов В. В. Испарение с болот болотно-таёжной зоны Западной Сибири//Тр. Гос. гидр, ин-та.— 1969.— Вып. 157.— С. 66—77.

Базанов В. А. Структура болот Кетско-Чулымского междуречья: Автореф... дис... канд. биол. наук.— Томск, 1988.— 16 с.

Базилевич Н. И. К вопросу о засоленности и составе обменных оснований болотных почв Барабинской низменности // Докл. АН СССР.— 1951.— Т. 77.— №6.— С. 1091—1095.

Базилевич Н. И. Типы засоления природных вод и почв Барабинской низменности//Тр. Почв, ин-та им. В.В.Докучаева, 1953.— Т. 36. Ч.1.—С. 172—435.

Базилевич Н. И. Продуктивность и биологический круговорот в моховых болотах Васюганья // Растительные ресурсы. 1967—1973.— Вып. 4.— С. 567—588.

Балабай Я. Я. Происхождение гривного рельефа Западно-Сибирской низменности // Землеведение, 1936.— Т. 38.— Вып. 1.— С. 106—123.

Баранов В. И. Растительность черноземной полосы Западной Сибири // Зап. Зап.-Сиб. отделения РГО. 1927. Т. 39. № 3.— с. 1—162.

Баранов В. И. Почвы и растительность Демьяно-Иртышского водораздела. Новосибирск, в бассейнах рек Урны и Утугаса // Материалы по изучению Тарского Васюганья (Районное переселенческое управление Сибири. Исследование колонизационных фондов). Новосибирск, 1928.— С. 1—70.

Бдосегян А. М. Типология горных болот Армении // Типы болот СССР и принципы их классификации.— Л.: Наука, 1974.— С. 138—145.

Барышников М. К. Осоково-гипновые болота Западного Васюганья (Нарымский край) // Бюл. ин-та луговой и болотной культуры им. проф. В. Р. Вильямса.— 1929.— Вып 2.— 37 с.

Баулин В. В. Многолетнеемерзлые породы нефтегазоносных районов СССР. М.: Наука, 1985.— 176 с.

Баулин В. В., Белопухова Е. Б., Дубиков Г. И., Шмелев Л. М. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности.— М.: Наука. 1967.— 214 с.

Баулин В. В., Чеховский А. Л., Суходольский С Е. Основные этапы развития многолетнемерзлых пород северо-востока европейской части СССР и Западной Сибири // История развития многолетнемерзлых пород Евразии (на примере отдельных регионов).— М.: Наука, 1981.— С. 41—60.

Бачурина Г. Ф. Тофов1 болота Украшьского Шмпсся.— Киев, 1969.— 82 с.

Бачурина Г. Ф. Геоморфолопчна характеристика бол1т // Болота УССР.— KniB.— 1969.— С. 25—47.

Бегак А. Д., Тюремнов С. Н., Еркова Ю. В. и др. Технологическое исследование болота «Оршинский мох» // Труды Инсторфа, 1934.— Т. 14.— С. 15—27.

Беленький С. Г. Закономерности формирования торфяных месторождений верхового типа как сырьевых баз для комплексной переработки торфа: Автореф... дис... канд. техн. наук.— Минск, 1987.— 21 с.

Белопухова Е. Б. Многолетние бугры пучения в бассейне р. Ярудай // Тр. Ин-та мерзлотоведения им. В.А.Обручева АН СССР.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— С. 42—53.

Берг Л. С. Достижения советской географии (1917—1947).— Л.: Лениздат, 1947.— 48 с.

Березина Н. А., Куликова Г. Г., Лисс О. Л., Тюремнов С. Н. О процессе болотообразования в таёжной зоне Западной Сибири // Природные условия Западной Сибири.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973.— Вып. 3.— С. 91—107.

Березина Н. А., Куликова Г. Г., Лисс О. Л. О распределении и динамике гряд и мочажин в грядово-мочажинных комплексах западносибирских болот // Природные условия Западной Сибири.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1974-а.— Вып. 4.— С. 90—104.

Березина Н. А., Куликова Г. Г., Лисс О. Л. и др. Типология, районирование и пути классификации растительного покрова болот центральной части Западно-Сибирской низменности // Типы болот СССР и принципы их классификации.— Л.: Наука, 1974-6.— С. 174—181.

Березина Н. А., Лисс О. Л. Развитие болот таёжной зоны Западно-Сибирской равнины // Ритмика природных явлений.— Л., 1976.— 137 с.

Березина Н. А., Лисс О. Л. Характеристика торфяной залежи и растительного покрова болот // Природные условия центральной части Западно-Сибирской равнины.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977.— С. 120—138.

Березина Н. А., Лисс О. Л. Тенденции развития болот//Кайнозойские отложения, почвы, мерзлотные и инженерно-геологические условия Западной Сибири.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980.— С. 246—250.

Березина Н. А., Лисс О. Л. Об эволюции болот и их развитии в центральной части Западно-Сибирской равнины // Природные условия Западной Сибири.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983.— С. 137—147.

Березина Н. А., Лисс О. Л. О необходимости палинологических исследований при изучении проблемы взаимоотношений человека с окружающей средой // Болота и люди.— М.— 2000.— С. 136—145.

Березина Н. А., Лисс О. Л., Аветов Н. А. Динамика растительного покрова болот Западной Сибири ь голоцене // Флора и растительность Сибири и Дальнего Востока.— Красноярск, 1996.— С. 199—201.

Березина Н. А., Лисс О. Л., Самсонов С. К. Мир зеленого безмолвия.— М.: Мысль, 1983.— 159 с.

Бляхарчук Т. А. Спорово-пыльцевая характеристика болот Верхнекетского района // Материалы третьей региональной научно-практ. конф. «Молодые ученые и специалисты — народному хозяйству».— Томск, 1980.— С. 24—25.

Бляхарчук Т. А. К применению спорово-пыльцевого и ботанического анализов торфа в палеоклиматологии // Ледники и климат Сибири.— Томск, 1987.— С. 40—42.

Бляхарчук Т. А. Сопряжённость спорово-пыльцевого и ботанического анализов торфа в изучении лесо-болотных ландшафтов юга Западной Сибири // Международная конференция «Проблемы голоцена» 17—22 октября 1988 г.— Тбилиси, 1988.— С. 16—17.

Бляхарчук Т. А. История растительности юго-востока Западной Сибири в голоцене: Автореф... дис... канд. биол. наук.— Томск, 1989.— 19 с.

Бляхарчук Т. А. Исследование динамики природной среды по торфяным отложениям Западной Сибири // Торф в народном хозяйстве.— Томск, 1991.— С. 25—26.

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.— Таллин, 1989.— С. 45—50.

Богдановская-Гиэнеф И. Д. Растительный покров верховых болот Русской Прибалтики // Тр. Петергофск. естест.-научи, ин-та.— 1928.— Вып. 5.— С. 265—377.

Богдановская-Гиэнеф И. Д. Образование и развитие гряд и мочажин на болотах // Советская ботаника.— 1936.— №6.— С. 35—52.

Богдановская-Гиэнеф И. Д. О некоторых основных вопросах болотоведения // Бот. журн.— 1946-а.— Т. 31.— № 2.— С. 33—44.

Богдановская-Гиэнеф И. Д. О происхождении флоры бореальных болот Евразии // Материалы по истории флоры и растительности СССР.- М.; Л.: АН СССР, 1946-б.— Т. 2.- С. 425—468.

Богдановская-Гиэнеф И. Д. Типы верховых болот СССР // Второй Всесоюзн. геогр. съезд.— Труды.— 1949.— Т. 3.— С. 144—152.

Богдановская-Гиэнеф И. Д. О некоторых регрессивных явлениях на верховых болотах // Академику В. Н. Сукачёву к 75-летию со дня рождения.— Л.— Л.: АН СССР, 1956.— С. 90—108.

Богдановская-Гиэнеф И. Д. Закономерности формирования сфагновых болот верхового типа.— Л.: Наука, 1969.— 185 с.

Болота Западной Сибири, их строение и гидрологический режим / Под ред. К. Е. Иванова, С. М. Новикова.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 446 с.

Болота Западной Сибири, их рост в биосфере. Под ред. д. т. н. А. А. Земцова.— Томск.— 1998.— 71 с.

Боч М. С. Растительный покров и его связь с торфяной залежью болотных массивов различных типов // Бот. журн.— 1958-а. Т. 43.— №4.— С. 533—544.

Боч М. С. К вопросу об использовании растительного покрова как индикатора строения торфяной залежи // Вестн. ЛГУ. Сер. биол.— 1958-б.— № 3.— С. 35—47.

Боч М. С. К вопросу о строении торфяных залежей болот средней Карелии // Торфяные болота Карелии.— Петрозаводск, 1959.— С. 94—101.

. Боч М. С. Индикаторная роль растительных сообществ болот по отношению к строению торфяной залежи // Учён. зап. ТГУ,' 1963.— Вып. 145.— С. 270—277.

Боч М. С. Типы болот тундровой зоны // Продуктивность биоценозов субарктики.— Свердловск, 1970.— С. 40—45.

Боч М. С. Фенологические наблюдения в растительных сообществах заболоченного ряда // Экология и биология растений восточноевропейской лесотундры.— Л., 1970.— С. 321—335.

Боч М. С, Герасименко Т. В., Толчейников Ю. С. Болота Ямала// Бот. журн.— 1971.— Т. 56.— № 10.— С. 1421—1435.

Боч М. С, Краснов И. И. К вопросу о структуре северо-западной части Западно-Сибирской низменности (По материалам геоморфологических исследований) // Материалы по геоморфологии.— М.: Госгеолтехиздат, 1953.

Боч М. С, Мазинг В. В. Экосистемы болот СССР. —Л.: Наука, 1979.— 185 с.

Боч М. С, Солоневич Н.Г. Болота и заболоченные редколесья// Почвы и растительность восточноевропейской тундры.— Л., 1972.— С. 260—324.

(Брадис Е. М.) Брад1с Э. М. Болота ripbCKoi частини Закарпатсько1 облаем // Укр. бот. журн.— 1951.— Т. 8.— № 1.— С. 33—46.

Брадис Е. М. Растительный покров Башкирской АССР // Тр. Ин-та биол. Уральск. Фил. АН СССР.— 1961.— №27.— С. 127—132.

Брадис Е. М. Принципы и основные единицы классификации болотной растительности // Учён. зап. ТГУ.— 1963.— Вып. 145.— С. 9—20.

(Брадис Е. М.) Брадк Э. М. 4i кнуэт п болотно1 рослинноста? // Укр. бот. журн.— 1968.— Т. 25.— № 2.— С. 55—60.

Брадис Е. М. О классификации болотной растительности // Совещание по классификации растительности.— Л.: Наука, 1971.— С. 18—21.

(Брадис Е. М.) Брадк Э. М. Про принципи типологи бол1т УРСР // Укр. бот. журн.— 1973. Т. 30.— №6.— С. 681—693.

Брадис Е. М. О применяемых в СССР принципах типологии болотных массивов // Типы болот в СССР и принципы их классификации.— Л.: Наука, 1974.— С. 12—20.

(Брадис Е. М. И Бачурина А. Ф.) Брадк; Э. М., Бачурина Г. Ф. Болота УРСР.— Кшв: Наук, думка, 1963.— 242 с.

Бронзов А. Я. Верховые болота Нарымского края // Тр. н.-и. торф, ин-та.— 1930.— Вып. 3.— 100 с.

Бронзов А. Я. Гипновые болота на южной окраине западносибирской равнинной тайги // Почвоведение.— 1936.— №2.— С. 224—245.

Бронзова Г. Я. Торфяные болота сибирской части Урало-Кузнецкого комбината // Торфяное дело.— 1932.— № 5.— С. 40—46.

Бронзова Г. Я. Барабинские рямы // Почвоведение, 1936.— №2.— С. 258—269.

Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980.— 333 с.

Будыко М. И. Эволюция биосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 305 с.

Булычёв М. И. Земельный фонд Западной Сибири и его использование // Земельные ресурсы Сибири.— Новосибирск: Наука, СО, 1974.— С. 24—29.

Быков Б. А. Геоботанический словарь.— Изд. 2-е, перераб. и доп.— Алма-Ата: Наука, 1973.— 214 с.

Быков Б. А. Геоботаника.— 3-е изд. перераб.— Алма-Ата: Наука, 1978.— 287 с.

Валуцкий В. И. Продуктивность кустарничково-травяного и мохового ярусов сообществ болотной растительности Юго-Восточного Васюганья // Геоботанические исследования в Западной и Средней Сибири.— Новосибирск: Наука, СО, 1971.— С. 234—249.

Валуцкий В. И., Лапшина Е. И. Структура растительного покрова средней тайги Обь-Иртышского междуречья (бассейн Бол. Салыма) // Геоботанические исследования в Западной и Средней Сибири.— Новосибирск: Наука, СО, 1987.— С. 120—139.

Васильчук Ю. К. Закономерности развития инженерно-геологических условий севера Западной Сибири в голоцене: Автореф... дис... канд. геол.-минер, наук.— М., 1982.— 27 с.

Васильчук Ю. К. Об особенностях формирования бугров пученья на севере Западной Сибири в голоцене // Природные условия Западной Сибири.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983.— с. 88—104.

Васильчук Ю. К. Особенности развития заполярных районов Западной Сибири в голоцене и некоторые аспекты эволюции инженерно-геологических условий // Лабораторные и полевые исследования мёрзлых грунтов и льдов.— М., 1986.— С. 98—108.

Васильчук Ю. К., Есиков А. Д. Изотопно-кислородный состав сингенетических повторно-жильных льдов (аналитические данные, проблемы палеоклиматических реконструкций) // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1986.— Т. 61.— Вып. 5.— С. 107—119.

Васильчук Ю. К., Петрова Е. А., Серова А. К. Некоторые черты палеогеографии голоцена Ямала // Бюл. комис. по изучению четвертичного периода.— 1983.— № 52.— С. 74—89.

Васильчук Ю. К., Трофимов В. Т. Особенности криолитологического развития севера Западной Сибири в голоцене // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1984.— Т. 59.— Вып. 4.— С. 134—143.

Васильчук Ю. К., Трофимов В. Т. Прогноз изменения геокриологических условий в связи с естественными изменениями природной обстановки // Геокриология СССР. Западная Сибирь. М.: Недра, 1989.— С. 387—394.

Васильчук Ю. К., Трофимов В. Т., Баулин В. В. Современные тенденции развития многолетнемёрзлых толщ // Геокриология СССР. Западная Сибирь. М.: Недра, 1989.— С. 51—53.

Вассерман С. Н., Бредихина Л. М. Исследования режима грунтовых вод в Среднеобском нефтедобывающем районе // Тр. Гипротюменнефтегаза.— 1971.— Вып. 21.— С. 112—122.

Вассерман С. Н., Казаков П. Н. Основание территории болот при обустройстве нефтяных месторождений Западной Сибири // Темат. науч. техн. обзор ВНИИОЭПГ.— М., 1973.— 71 с.

Васюганское болото (природные условия, структура и функционирование). Под ред. д. с.-х. н., чл. корр. РАСХН Л. И. Инишевой.— Томск.— 2000.— 136 с.

Величко А. А. Главный климатический рубеж и этапы плейстоцена // Изв. АН СССР, 1968. Сер. геогр.— № 3.— 42 с.

Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене.— М.: Наука, 1973.— 257 с.

Величко А. А. К вопросу о последовательности и принципиальной структуре главных климатических ритмов плейстоцена // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей.— М.: Наука, 1981.— С. 38—49.

Вен дров С. Л., Глух И. С, Малик Л. К. Влагооборот на равнинах Западной Сибири, его роль в формировании природы и пути преобразования // Изв. АН СССР.— 1966.— Сер. геогр.— № 5.— С. 3—18.

Вендров С. Л., Глух И. С, Малик Л. К. К вопросу о влагообороте и водном режиме Западно-Сибирской равнины // Изв. АН СССР.— 1967.— Сер. геогр.— № 1.— С. 41—51.

Верегин А. М. Перспективы развития лесной осушительной мелиорации в Тюменской области // Перспективы развития осушительной мелиорации в Западной Сибири // Тюмень, 1980.— С. 10—14.

Вернадский В. И. Биосфера.— Л.: Науч. хим.-техн. изд., 1926.— 146 с.

Вернадский В. И. Биохимические очерки.— Л.: АН СССР, 1940.— 249 с.

Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и её окружение.— М., 1965.— 374 с.

Вернадский В. И. Размышления натуралиста (научная мысль как планетарное явление).— М., 1977.— 191 с.

Вернадский В. И. Живое вещество.— М.: Наука, 1978.— 328 с.

Взаимоотношения леса и болота.— М., 1967.— 174 с.

Викторов С В., Ремезова Г. Л. Индикационная геоботаника.— Изд-во МГУ, 1988.— 166 с.

Виноградова Е. А. Геоморфологические типы торфяных месторождений // Торфяные месторождения Западной Сибири.— М.: Недра, 1957.—С. 97—114.

Властова Н. В. Торфяные болота нижнего течения реки Оби // Тр. Центр, торф, опыта, ст. НКЗ, 1936.— Вып. 1.— С. 87—101.

Водно-болотные угодья России. Том 2. Ценные болота.— М.: Wetlands Jnternational Publication No 49, 1999.— 88 с.

....

Волков И. А., Гуртовая Е. Е., Фирсов Л. В. и др. Строение, возраст и история формирования голоценового торфяника у с. Горно-Слиткино на Иртыше // Плейстоцен Сибири и смежных областей.— М.: Наука, 1973.— С. 34—40.

Волкова В. С. Миграция растительных зон Западной Сибири в позднем плиоцене и четвертичном периоде // Палинология в СССР.— М.: Наука, 1976.— С. 130—133.

Волкова В. С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое.— М.: Наука, 1977.— 238 с.

Волкова В. С, Белова В. А. О роли широколиственных лесов в растительности голоцена Сибири // Палеопалинология Сибири.— М.: Наука, 1980.— С. 112—118.

Волкова В. С, Левина Т. П. Растительность голоцена Западной Сибири по палинологическим данным // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене.— М.: Наука, 1985.— С. 186—192.

Вомперский С. Э. Биологические основы эффективности лесоосушения.— М.: Наука, 1968.— 312 с.

Вомперский С. Э. Роль болот в круговороте углерода // Биогеоценотические особенности болот и их рациональное использование. Чтения памяти акад. А. Н. Сукачёва.— М.: Наука, 1994.— С. 5—38.

Вопросы классификации болотной растительности. / Ред. М.С.Боч // СПб.: Наука.— СПб. Отделение, 1993.— 159 с.

Воробьёв П. К. Исследование водоотдачи низинных болот Западной Сибири // Тр. Гос. гидрол. ин-та.— 1963.— Вып. 105.— С. 45—58.

Воробьёв П. К. Исследование физических характеристик деятельного горизонта неосушенных болот // Тр. Гос. гидрол. ин-та.— 1965.— Вып. 126.— С. 65—95.

Воробьёв П. К. Определение водоотдачи из торфяной залежи естественных болот // Тр. Гос. гидрол. ин-та.— 1969.— Вып. 177.— С. 59—86.

Воробьёв П. К. Исследование строения слоя активного влагооборота торфяных залежей верховых неосушенных болот и методика экспериментального определения типовых расчётных характеристик водоотдачи: Автореф... дис... канд. техн. наук.— Л., 1971.— 23 с.

Воробьёв П. К. Методика изучения горизонта формирования микрорельефа болот на основе использования вероятностно-статистических приёмов анализа // Тр. Гос. гидрол. ин-та.— 1974.— Вып. 222.— С. 58—68.

Гаврилова И. П., Долгова Л. С. Песчаные почвы среднетаёжной подзоны Западной Сибири // Природные условия Западной Сибири.— М.: Изд. Моск. ун-та, 1972.— Вып. 2.— С. 34—51.

Гаврилова И. П., Долгова Л. С, Уфимцева К. А. Почвы Западно-Сибирской лесной и лесостепной областей // Кайнозойские отложения, почвы, мерзлотные и инженерно-геологические условия Западной Сибири.— М.: Изд. Моск. ун-та, 1980.— С. 197—228.

Гаджиев И. М., Курачёв В. М., Шоба В. Н. и др. Генезис, эволюция и география почв Западной Сибири.— Новосибирск: Наука, 1988.— 224 с.

Галкина Е. А. Болотные ландшафты и принципы их классификации // Сборник работ БИН АН СССР, выполненных в Ленинграде за три года Великой Отечественной войны (1941—1943).— М.; Л., 1946.— С. 139—156.

Галкина Е. А. Болотные ландшафты Карелии и принципы их классификации // Торфяные болота Карелии.— Петрозаводск, 1959.— С. 3—48.

Галкина Е. А. Применение аэрометодов при изучении структуры элементов географического ландшафта (на примере болотных ландшафтов) // Применение аэрометодов в ландшафтных исследованиях.— М.; Л.: АН СССР, 1961.— С. 84—105.

Галкина Е. А. К вопросу о географических (региональных) типах болотных массивов // Природа болот и методы их исследований.— Л., 1967.—С. 6—11.

Галкина Е. А., Абрамова Т. Г., Кирюшкин В. П. Принципы типологии болотных массивов // Типы болот СССР и принципы их классификации.— Л.: Наука, 1974.— С. 28—35.

Галкина Е. А., Кирюшкин В. Н. Значение аэрофотосъёмки для установления морфогенетических классификаций болотных урочищ и систем // Докл. комис. аэрофотосъёмки и фотометрии.— Л., 1969.— Вып. 6.— С. 38—49.

Галкина Е. А., Козлова Р. П. Принципы районирования болот южной и средней Карелии // Очерки по растительному покрову Карельской АССР.— Петрозаводск, 1971.— С. 123—176.

Гармонов И. В. и др. Подземные воды юга Западно-Сибирской низменности и условия их формирования // Тр. Лаб. гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского.— М.: АН СССР, 1961.— Т. 33.— С. 40—80.

Гвоздецкий Н. А., Криволуцкий А. Е., Макунина А. А. Схема физико-географического районирования Тюменской области // Физико-географическое районирование Тюменской области.— М.: МГУ, 1973.— С. 9—28.

Гвоздецкий Н. А., Михайлов Н. И. Физико-географическое районирование СССР. Азиатская часть.— М.: Высшая школа, 1987.— 447 с.

Гельтман В. С. Лесотипологические комплексы и их значение при районировании лесной растительности//Четвёртое Всерос. совещ. по классиф. растительности. Тез. докл.— Львов, 1974.— С. 12—13.

Генезис и динамика болот (отв. ред. О. Л. Лисс).— М.: МГУ, 1978.— Вып. 1.— 199 с.

Генезис и динамика болот (отв. ред. О. Л. Лисс).— М.: МГУ, 1978.— Вып. 2.— 136 с.

Генкель А. А., Красовский П. Н. Материалы по изучению озёр, займищ, болот и торфяников Западно-Сибирской лесостепи // Учён. зап. Перм. ун-та.— Пермь, 1937.— Т. 3.— Вып. 1.— С. 3—75.

Геокриология СССР. Западная Сибирь // Под ред. Э. Д. Ершова. М.: «Недра», 1989.— 454 с.

Геокриологический прогноз для Западно-Сибирской газоносной провинции / Е. С. Мельников, М. И. Горальчук, Л. Н. Крицук и др.— Новосибирск. 1983.— 180 с.

Геология СССР.- М.: Недра, 1964.— Т. 44.— 549 с.

Герасимов Д. А. Сфагновые мхи Урала и Западной Сибири // Изв. Пермского биол. науч.-иссл. ин-та, 1931.— Т. 1.—Вып. 10.— С. 491—515.

Герасимов Д. А. К вопросу об изменении ландшафта в послеледниковую эпоху // Почвоведение.— 1936.— №2.— С. 203—211.

Герасимов И. П. О значении эпейрогенетических движений в развитии рельефа Прикаспийской Западно-Сибирской низменности // Изв. ВГО.— 1936.— Т. 68.— Вып. 5.— С. 20—31.

Герасимов И. П. Основные вопросы геоморфологии и палеогеографии Западно-Сибирской низменности // Изв. АН СССР.— Сер. геогр. и геофиз.— 1940. Четвертое Всерос. совещ. по классификации растительности. № 5.— С. 12—19.

Герасимов И. П., Величко А. А. Современные ведущие направления по палеогеографии антропогена // Изв. АН СССР.— 1982.— №4.— 6 с.

Гидрогеология СССР.— Т. XVI.— М.: Недра, 1970.— 367 с.

Гиршович Г. А. Растительный покров района железной дороги Абакан-Тайшет // Геоботанические исследования в Западной и Средней Сибири.— Новосибирск, 1971.— С. 75—97.

Глазовская М. А. Способность окружающей среды к самоочищению// Природа.— 1973.— № 3.— С. 71—79.

Глебов Ф. З. Болота и заболоченные леса восточной части р. Дубчес // Заболоченные леса и болота Сибири.— Новосибирск: Изд-во АН СССР, СО, 1963.— С. 33—64.

Глебов Ф. З. Болотная система долины реки Енисея между реками Сым и Дубчес // Особенности болотообразования в некоторых лесных и предгорных районах Сибири и Дальнего Востока.— М.: Наука, 1965.— С. 5—34.

Глебов Ф. З. Болота и заболоченные леса приенисейской части подзоны средней тайги.: Автореф. дис... биол. наук.— Красноярск, 1966.— 21 с.

Глебов Ф. З. Болота и заболоченные леса лесной зоны Енисейского левобережья.— М.: Наука, 1969.— 132 с. »

Глебов Ф. З. Об улучшении учёта гидролесомелиоративного фонда при лесоустройстве в Западной Сибири // Лесное хозяйство.— 1971.— № 1.— С. 54—61.

Глебов Ф. З. Некоторые задачи лесного болотоведения в связи с особенностями взаимоотношений леса и болота в Западной Сибири // Теория и практика лесного болотоведения и гидролесомелиорации.— Красноярск, 1976.—С. 6—17.

Глебов Ф. З. Вопросы лесного болотоведения в Западной Сибири // Проблемы лесоведения Сибири.— М.: Наука, 1977.— 71—85.

Глебов Ф. З. Влияние гидрологических и метеорологических особенностей на производительность и рост древостоев болотных лесов // Осушение лесных земель.— Л., 1978.— С. 76—77.

Глебов Ф. З. Взаимоотношение леса и болота в таёжной зоне Западной Сибири, // Автореф. дис... докт. биол. наук.— Красноярск, 1984.— 47 с.

Глебов Ф. З. Взаимоотношение леса и болота в таёжной зоне.— Новосибирск: Наука, 1988.— 181 с.

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. СО, 1973.— С. 44—94.

Глебов Ф. З., Горожанкина С. М. Влияние ландшафтной структуры на особенности болотообразования // Исследование таежных ландшафтов дистанционными методами.— Новосибирск: Наука. СО, 1979.— С. 109—134.

Глебов Ф. З., Джансеитов К. К. О скорости заболачивания Западно-Сибирской равнины // География и природные ресурсы.— 1983.— № 3.— С. 144—147.

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: ИЛиД СО АН СССР, 1976.— С. 82—98.

Глебов Ф. З., Калашников Е. Н. Опыт крупномасштабного ландшафтно-структурного картографирования заболоченных территорий // География и природные ресурсы.— 1981.— № 4.— С. 141—148.

Глебов Ф. З., Корзухин М. Д. Биогеоценотическая модель взаимосмен леса и болота//Журн. общ. биологии.— 1985.— Т. 46, № 3.— С. 409—421.

Глебов Ф. З., Седых В. Н. Опыт изучения ландшафтной лесоболотной структуры в Среднем Приобье // Изв. СО АН СССР, Сер. биол.— 1985.— Вып. 3.— С. 14—20.

Глебов Ф. З., Толейко Л. С. О биологической продуктивности болотных лесов, лесообразовательном и болотообразовательном процессах // Вотан, журн.— 1975.— Т. 60, № 9.— С. 1336—1347.

Глебов Ф. З., Толейко Л. С. Насыщенность древесными корнями почв парцелл в болотных лесах // Мелиорация сельскохозяйственных и лесных угодий Европейского Севера СССР. Петрозаводск: Карел, фил. АН СССР, 1977.— С. 77—79.

Глебов Ф. З., Толейко Л. С. Изучение динамики взаимоотношений леса и болота в Западной Сибири // Дистанционная индикация структуры таежных ландшафтов.— Новосибирск: Наука. СО, 1981.— С. 49—72.

Глебов Ф. З., Толейко Л. С. Палеоботаническая реконструкция взаимоотношений леса, болота и климата в голоцене Западной Сибири // Тез. докл. 11-го Междунар. конгр. ИНКВА.—М., 1982.—Т. 3.— С. 97—98.

Глебов Ф. З., Толейко Л. С, Старков Э. В. и др. Периодизация голоцена таежной зоны Западной Сибири по данным определения абсолютного возраста по C^{14} и спорово-пыльцевого анализа торфа // Выставка достижений народного хозяйства СССР. Экспозиция «Человек и биосфера».— М., 1973.— С. 2—3.

Глебов Ф. 3., Толейко Л. С, Стариков Э. В. и др. Палинологическая характеристика и датировка по C^{14} торфяника в Александровском районе Томской области (среднетаёжная зона) // Типы болот СССР и принципы их классификации.— Л.: Наука, 1974.— С. 194—200.

Глебов Ф. 3., Толейко Л. С, Стариков Э. В. и др. История взаимоотношений леса и болота на основе палеоботанического анализа торфяников Западной Сибири // Проблемы лесной биотеоценологии.— М.: Наука, 1980.— С. 115—140.

Говорухин В. С. Очерк растительности летних пастбищ северного оленя в тундрах Обско-Тазовского полуострова // Землеведение.— 1933.— Т. 35.— Вып. 1.— С. 68—92.

Говорухин В. С. Бугристые болота Северной Азии и потепление Арктики (Западная Сибирь, бассейн р. Сев. Сосьвы // Учён. зап. Моск. обл. пед. ин-та.— 1947.— Т. 9.— Вып. 4.— С. 106—124.

Голубев В. И., Благодатская В. М., Манукян А. Р., Лисс О. Л. Дрожжевая флора торфов // Изв. АН СССР.— Сер. биол.— 1981.— С. 181— -187.

Гольцберг И. А., Конюкова Л. Г., Мячкова Н. А. и др. Климат. Атлас Тюменской области.— Вып. 1.— Москва; Тюмень, 1971.— Лист 12.

Гордягин А. Я. Материалы для познания почв и растительности Западной Сибири//Тр. общ. естеств. при Казан, ун-те.— 1901. Т. 35. Вып. 2.— С. 101—129.

Городецкая М. Е., Мещеряков Ю. А. Морфоструктурные элементы Западно-Сибирской равнины и размещение полезных ископаемых // Изв. АН СССР.— Сер. геогр.— 1968.— № 3.— С. 40—50.

Городецкая М. Е., Мещеряков Ю. А. О закономерностях морфоструктурного плана Западно-Сибирской равнины // Структурно-геоморфологические исследования в Сибири.— Новосибирск: Наука, 1970.— Вып. 1.— С. 45—63.

Городков Б. Н. Растительность Ишимского уезда Томской губернии // Предварительный отчёт о ботанических исследованиях в Сибири и Туркестане в 1912.— 1913.— С. 11—23.

Городков Б. Н. Подзона лиственных лесов в пределах Ишимского уезда Тобольской губернии.— СПб.// Тр. почв.-ботан. экспед. по изуч. колониз. р-нов Азиатской России.— 1915.— Ч. 2.— Вып. 3.— 198 с.

Городков Б. Н. Опыт деления Западно-Сибирской низменности на ботанико-географические области // Ежегодник Тобольского музея.— Тобольск, 1916.— Вып. 27.— С. 1—56.

Городков Б. Н. Вечная мерзлота в северном крае.— Тр. Совета по изучению производительных сил АН СССР, 1932.— Серия северная.— Вып. 1.—С. 5—109.

Городков Б. Н. Растительность Арктики и горных тундр СССР // Растительность СССР.—1938.—Т. 1.—С. 70—110.

Городков Б. Н. Тундры Обь-Енисейского водораздела // Сов. бот.— 1944.— № 3—5.— С. 3—32.

Городков Б. Н. Движение растительности на севере лесной зоны Западно-Сибирской низменности // Проблемы физической географии.— М.; Л., 1946.- Вып. 12.- С. 81-107.

Горшенин К. П. Почвы южной части Сибири.—М.: АН СССР, 1955.— 592 с.

Горшенин К. П., Демченко Г. М., Шелудякова В. А. Кудранское и Суминское займища Барабинского округа // Тр. Сиб. ин-та сельского хозяйства и лесоводства.— 1929.— Т. 12. Вып. 1—3.— С. 77—108.

Горышина Т. К. О водном режиме весенних трав эфемероидов в дубовом лесу // Вестн. Ленингр. ун-та.— 1963.— № 3.— С. 54—65.

Градобоев Н. Д., Прудникова В. М., Сметанин И. С. Почвы Омской области.— М., I960.— 374 с.

Грегори М. Микробиология атмосферы.— М.: Мир, 1964.— 336 с.

Гречищев С. Е. Районирование территории по комплексу развитых криогенных геологических процессов и явлений // Геокриология СССР. Западная Сибирь.— 1989.— С. 150—200.

Грибова С. А., Исаченко Т. И. Картировние растительности в съёмочных масштабах//Полезная геоботаника.— Л.: Наука, 1972.— Т. 4.— С. 137—331.

Григора И. М. Ольховые лесные болота Украинского Полесья и их типология // Лесоведение.— 1976.— №5.— С. 12—21.

Григялите М. Р., Тамошайтис Ю. С. Типологические особенности верховых болот Литовской ССР // Типы болот СССР и принципы их классификации.—Л.: Наука, 1974.— С. 89—94.

Гричук В. П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата Северного полушария в атлантическом периоде голоцена // Голоцен.— М.: Наука, 1969.— С. 41—57.

Гроссет Г. Э. Колебания границ между лесом и степью в голоцене в свете изучения и смещения зон // Бюл. МОИП.— Сер. биол.— 1961.— Т. 66.— Вып. 2.— С. 65—84.

Груздов А. В., Трофимов В. Т. Распространение и температура многолетне- и сезонномерзлых пород // Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980.— С. 29—57.

Грудов А. В., Трофимов В. Т., Филькин Н. А. Основные закономерности распространения, строения толщ и температур многолетнемерзлых пород Газовского полуострова и бассейнов рек Надым и Пур // Природные условия Западной Сибири.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972.— Вып. 2.

Давиташвили Л. Ш. Эволюция условий накопления горючих ископаемых в связи с развитием органического мира.— М.: Наука, 1971.— 296 с.

Давыдов Л. К. Гидрография СССР.— Л.: ЛГУ, 1955.— 258 с.

Дзюба О. Ф. Эволюция ландшафтов верховых болотных систем юго-западного Приильменья в послеледниковое время; Автореф. дис... канд. геогр. наук.— Л., 1988.— 17 с.

Динесман Л. Г., Нейштадт М. И., Флёров К. К. Изучение голоценовой истории биогеоценозов в связи с проблемами биосферы // Общие методы изучения истории современных экосистем.— М.: Наука, 1979.— С. 7—14.

Добровольский Г. В., Афанасьева Т. В., Василенко В. И. и др. О возрасте я реликтовых признаках почв Томского Приобья // Палеогеографические аспекты изменения природных условий Сибири и Дальнего Востока.— Новосибирск, 1969-а.— Вып. 3.— С. 117—118.

Добровольский Г. В., Афанасьева Т. В., Василенко В. И. и др. О генезисе и географии почв Томского Приобья // Почвоведение.— 1969-6.— №10.—С. 3—13.

Добровольский Г. В., Афанасьева Т. В., Василенко В. И. О границе средней и южной тайги в правобережье Томского Приобья // Четвёртый Всесоюз. съезд почвоведов. Тез. докл.— Кн. 3.— Алма-Ата, 1970.— С. 38—40.

Добровольский Г. В., Никитин Д. И., Мазуренко А. Н. О микрофлоре вторично-подзолистых почв Западной Сибири // Научн. докл. высш. школы.— Биол. науки.— 1971.— №9.— С. 112—118.

Добровольский Г. В., Шоба С. А. Микроморфологическое исследование вторично-подзолистой почвы при помощи электронного сканирующего микроскопа // Почвоведение.— 1972. № 7.— С. 105—111.

Добровольский Г. В., Никитин Е. Д., Афанасьева Т. В. Таёжное почвообразование в континентальных условиях.— М.: Изд-во Моек, ун-та, 1981.— 215 с.

Добродеев О. П. Баланс и ресурсы свободного кислорода биосферы // Вест. МГУ.— Сер. геогр.— 1977. №2.— С. 58—62.

Долгова Л. С, Гаврилова И. П. Особенности почв средне- и северотаёжных подзон Западной Сибири в пределах Тюменской области // Природные условия Западной Сибири.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972.— Вып. 1.— С. 77—90.

Долгова Л. С, Гаврилова И. П. Иллювиально-гумусовые подзолы среднетаежной подзоны Западной Сибири // Природные условия Западной Сибири.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973.— Вып. 4.— С. 59—60.

^Доктуровский В. С. Болота и торфяники, развитие и строение их.— М.: Мосполиграф, 1922.— 220 с.

Доктуровский В. С. Торфяные болота. 2-е изд.—М.; Л., 1935.— 224 с.

Докучаев В. В. К учению о зонах природы.— СПб., 1899.— 28 с.

Домбровская А. В., Коренева М. М., Тюремнов С. Н. Атлас растительных остатков, встречаемых в торфе.— М.; Л.: Госэнергоиздат, 1959.— 137 с.

Домбровская А. В., Шляков Р. Н. Лишайники и мхи. Север европейской части СССР. Краткий определитель.— Л.: Наука, 1967.— 182 с.

Драницын Д. А. Вторичные подзолы и перемещение подзолистой зоны на севере Обь-Иртышского водораздела // Изв. Докучаевского почв, ком-та — СПб., 1914.— № 2.— С. 34—94.

Драницын Д. А. Материалы по почвоведению и геологии западной части Нарымского края // Тр. почв.-бот. эксп.— СПб., 1915.— С. 10—21.

Дылис Н. В. Учение о биогеоценологии и его проблемы.— М.: Знание, 1975.— 64 с.

Евсеев В. П. Миграционные бугры пучения северо-востока Европейской части СССР и Западной Сибири // Проблемы криолитологии. М., 1976.— Вып. 5.— С. 95—159.

Елизарьева М. Ф. К изучению закономерностей распределения растительности Томской области // Тр. Томск, гос. ун-та.— Сер. биол.— 1951.—Т. 116.—С. 187—201.

Елизарьева М. Ф. Геоботанические исследования в западной части Красноярского края // Учён. зап. Красноярск, пед. ин-та.— 1957-а.— Т. 10.— С. 12—34.

Елизарьева М. Ф. Растительность левобережья р. Чулыма (в пределах Томской обл.) // Учён. зап. Красноярск, пед. ин-та.— 1957-6.— **Т.10.- С. 34-65**

Елизарьева М. Ф. Схема геоботанического районирования междуречья Оби-Енисея // Учён. зап. Красноярск, пед. ин-та.— 1959.— Т. 15.— С. 28—33.

Елизарьева М. Ф. Растительность плоско-волнистого ландшафта ледниковой зоны восточной части Западно-Сибирской низменности // Учён. зап. Красноярск, пед. ин-та.— 1961-а.— Т. 20.— С. 3—27.

Елизарьева М. Ф. Растительность зандрового ландшафта внеледниковой зоны на восточной окраине Западно-Сибирской низменности (бас. р. Каса — левого притока р. Енисея) // Учён. зап. Красноярск, пед. ин-та.— 1961-б.— Т. 20.— С. 27—45.

Елизарьева М. Ф. К изучению растительности междуречья Чулыма-Кети // Учён. зап. Красноярск, пед. ин-та.— 1961-в.— Т. 20.— Вып. 1.—С. 45—73.

Елизарьева М. Ф. Общие закономерности распределения растительного покрова на восточной окраине Западно-Сибирской низменности // Красноярский край.— Красноярск, 1962.— Вып. 2.— С. 20—30.

Елизарьева М. Ф. О ботанико-географическом районировании левобережья р. Енисея (в пределах таёжной зоны) // Учён. зап. Красноярск, пед. ин-та.— 1963-а.— Т. 24.— Вып. 6.— С. 74—109.

Елизарьева М. Ф. Краткий очерк растительности низовьев р. Дубчес — левого притока р. Енисея // Учён. зап. Красноярск, пед. ин-та.— Красноярск, 1963-б.— Т. 24.— Вып. 6.— С. 55—74.

Елизарьева М. Ф. Схема ботанико-географического районирования восточной окраины Западно-Сибирской низменности // Изв. Томск, отд. ВБО.— Красноярск, 1964.— Т. 5.— С. 13—31.

Елина Г. А. Типы болотных массивов Северной Карелии // Типы болот СССР и принципы их классификации.— Л.: Наука, 1974.— С. 69—77.

Елина Г. А. Принципы и методы реконструкции и картирования растительности голоцена.— Л.: Наука, 1981.— 155 с.

Елина Г. А. Динамика лесных и болотных экосистем в голоцене на территории Карелии; Автореф. дис... докт. биол. наук.— Л., 1983.— 33 с.

Елина Г. А., Кузнецов О. Л., Максимов А. И. Структурно-функциональная организация и динамика болотных экосистем Карелии.— Л.: Наука, 1984.— 128 с.

Елпатьевский М.М., Кирюшкин В. Н., Константинов В. К. О принципах построения лесохозяйственной классификации болот Северо-Запада // Осушение и восстановление леса на заболоченных землях Северо-Запада.— Л., 1973.— С. 18—29.

Еркова Ю. В. Стратиграфия торфяных залежей // Торфяные месторождения Западной Сибири.— М.: Недра, 1957.— С. 71—90.

Ершова С. Б. Опыт применения поэтапного анализа новейших движений для целей инженерно-геологического районирования равнинных территорий (на примере Обь-Иртышского междуречья): — Автореф. дис... канд. наук.— М., 1971.— С. 24

Ершова С. Б. Анализ новейших движений при инженерно-геологическом районировании (на примере Западно-Сибирской плиты).— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976.— С. 121

Ершова С. Б. Рельеф // Природные условия центральной части Западно-Сибирской равнины.— Изд-во Москов. ун-та. 1977.— С. 43—52.

Ершова С. Б., Афанасьева Т. В., Березина Н. А., Лисс О. Л., Василенко В. И. Геологическое развитие в голоценовое время // Природные условия центральной части Западно-Сибирской равнины.— Изд-во Москов. ун-та. 1977.— С. 31—40.

Жаркова А. М. Вопросы классификации болот Западно-Сибирской низменности // Изв. Омск. отд. геогр. общ-ва СССР.— 1957.— Вып. 2 (9).— С. 35—43.

Жаркова А. М. Генетическая схема болотных формаций Западно-Сибирской низменности по ландшафтным зонам // Изв. Омск. отд. ВГО.— 1963.— Вып. 5.— С. 61—68.

Жаркова А. М. О грядово-мочажинном комплексе в зоне гипновых болот Западно-Сибирской низменности // Изв. Омск. отд. геогр. общ-ва СССР.— 1963.— Вып. 5 (12).— С. 87—92.

Жилинский И. И. Очерк гидротехнических работ в районе Сибирской жел. дороги по обновлению переселенческих участков в Ишимскои степи и осушению болот в Барабе; 1895—1904 гг.— СПб., 1907.— 829 с.

Жуков В. М. Климат и процесс болотообразования // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири.— М.: Наука, 1977.— С. 13—30.

Жуков М. Н., Ларгин И. Ф. Влияние структурно-ботанических разностей на прочность слаборазложившихся торфов комплексной верховой залежи // Технология производства и переработки торфа.— М.: Недра, 1970.— Вып. 5.— С. 21—24.

Заварзин Г. А. Цикл углерода в природных экосистемах России // Природа.— 1994.— №7 — С. 15—18.

Занин Г. В. Природные условия мелиорации и хозяйственного освоения восточной части Васюганья // Природные условия и особенности хозяйственного освоения северных районов Западной Сибири.— М.: Наука, 1969.— С. 6—18.

Земцов А. А. Экзогенное рельефообразование и проблемы палеогеографии Западно-Сибирской равнины: Автореф. дис... докт. геогр. наук.— Новосибирск, 1973.— 45 с.

Земцов А. А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины.— Томск: Томск, ун-т, 1976.— 342 с.

Земцов А. А., Инишева Л. И. Гидрологическая роль болот // Болота Западной Сибири, их роль в биосфере.— Томск, 1998.— С. 40—48.

Земцов А. А., Шацкий — С. Б. К вопросу о геоморфологическом районировании северо-восточной части Западно-Сибирской низменности // Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1959.— С. 309—321.

Земцов А. А. и Бурлаков Д. А. О деформациях русел Оби и её притоков // Тр. Ин-та геогр. Сиб. и Дальн. Востока.— 1966.— Вып. 13.— С. 30—40.

Зеров Д. К. Болота УССР, рослинщсть і стратиграфия.— КНІВ, 1938. 164 с.

Зубаков В. А., Борзенкова И. И. Палеоклиматы позднего кайнозоя.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 213 с.

Иванов К. Е. Гидрология болот.— Л.: Гидрометеоиздат, 1953.— 296 с.

Иванов К. Е. Образование грядово-мочажинного микрорельефа как следствие условий стекания влаги с болот // Вестн. ЛГУ.— 1956.— № 12.— Вып. 2.— С. 58—73.

Иванов К. Е. Основы гидрологии болот лесной зоны и расчёты водного режима болотных массивов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1957.— 500 с.

Иванов К. Е. Основы теории морфологии болот и гидроморфологические зависимости // Тр. Гос. гидр, ин-та.— 1965.— Вып. 126.— С. 5—47.

Иванов К. Е. Эрозионные явления на болотах и их роль в формировании озёрно-болотных ландшафтов Западной Сибири // Тр. Гос. гидр, ин-та.— 1969.'— Вып. 157.— С. 78—97.

Иванов К. Е. Гидрологические критерии устойчивости и преобразования болотных и озёрно-болотных систем // Междунар. симпозиум по гидрологии заболоченных территорий. Тез. докл.— Минск, 1972-а.— 15 с.

Иванов К. Е. О торфонакоплении и образовании болот как физико-географическом процессе // Вестн. ЛГУ.— 1972-6.— №24.— С. 103—114

Иванов К. Е. Озёрно-болотные системы и их устойчивость при преобразовании избыточно увлажнённых территорий // Учён. зап. ЛГУ.— 1974.— Т. 376.— Вып. 23.— С. 5—81.

Иванов К. Е. Водообмен в болотных ландшафтах.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 279 с.

Иванов К. Е. Некоторые проблемы преобразования заболоченных территорий Западно-Сибирской равнины в связи с освоением её природных ресурсов // Болота Западной Сибири, их строение и гидрологический режим.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— С. 307—330.

Иванов К. Е., Котова Л. В. Вопросы динамики развития и гидрологические характеристики рямов Барабинской низменности // Тр. Гос. гидр, ин-та.— 1964.— Вып. 112.— С. 35—53.

Иванов К. Е., Новиков С. М. Гидрологический режим Самотлорского месторождения и его возможные изменения в связи с преобразованием территории // Тр. Гипротюменнефтегаза.— 1970.— Вып. 21.— С. 87—96.

Иванов К. Е., Новиков С. М. Гидрологическая роль торфяников СССР // Гидрологическая роль торфяных месторождений и использование их в сельском хозяйстве.— Минск, 1981.— С. 20—24.

Иванов К. Е., Новиков С М., Вассерман С. Н. Основные проблемы инженерного освоения заболоченных территорий месторождений нефти и газа (на примере Самотлорского месторождения) // Нефть и газ.— 1969.— № 2.— С. 74—79.

Иванов К. Е., Шумкова Е. Л. Гидрологическое обоснование и расчёт выпадения леса и расширения площадей естественного заболачивания при подтоплениях в речных системах // Тр. ГГИ, 1967.— Вып. 145.— С. 3—26.

Иванова Н. А., Крашенинников И. М. К истории развития растительных ландшафтов Западной Сибири // Земледелие.— 1934.— Т. 36.— Вып. 1.— С. 1—39.

Игнатов М. С, Афонина О. М. Список мхов территории бывшего СССР // Бриологический журнал «Arctoa».— М., 1992.— Т. 1 (1—2).— С. 1—85.

Ильвес Э. Список радиоуглеродных датировок Ин-та зоологии и ботаники АН ЭССР//Изв. АН ЭССР.— Биол.— Т. 29.-М 1.— С. 73—80.

Ильвес Э., Лийва А., Пунинг Я. М. Радиоуглеродный метод и его применение в четвертичной геологии и археологии Эстонии.— Таллин, 1974.— 230 с.

Ильин М. М. Растительность водораздельной полосы Чулым-Чичкаюл // Предварительный отчёт о ботанических исследованиях в Сибири и Туркестане в 1914.— СПб., 1916.— С. 31—52.

Ильин Р. С. Природа Нарымского края (рельеф, геология, ландшафты, почвы) // Материалы по изучению Сибири.— 1930.— Т. 2.— 344 с.

Ильина И. С, Лапшина Е. И., Лавренко Н. Н. и др. Растительный покров Западно-Сибирской равнины.— Новосибирск: Наука, СО, 1985.— 248 с.

Ильина И. С, Толчельников Ю. С. Бассейн р. Большого Салыма (почвенно-геоботанический очерк) // Докл. Ин-та геогр. Сибири и Дальн. Вост.— 1968.— Вып. 18.— С. 11—21.

Ильинская С. А. Ландшафтные комплексы типов леса // Лесоведение.— 1980.— № 4.— С. 20—27.

Инженерная геология СССР,— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976.— Т. 2.— 494 с.

Инженерно-геологическая карта Западно-Сибирской плиты. Ред. Е.М.Сергеев.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972.

Инишева Л. И. Режим пойменных мелиорируемых почв южно-таежной подзоны Западной Сибири: Автореф. дис... д-ра с.-х. наук.— Санкт-Петербург, 1992.— 32 с.

Инишева Л. И. Роль болот в круговороте углерода // Болота Западной Сибири, их роль в биосфере.— Томск, 1998.— С. 49—54.

Инишева Л. И., Архипов В. С, Маслов С. Г., Михантьева Л. С. Торфяные ресурсы Томской области и их использование.— Н.— 1985.— 88 с.

Инишева Л. И., Земцов А. А., Лисс О. Л. и др. Васюганское болото (природные условия, структура и функционирование). Под общей ред. д. с.-х. н., чл. корр. РАСХН Инишевой Л. И.— Томск — 2000.— 136 с.

Исаченко Т. Н., Лукичёва А. Н. Берёзовые и осиновые леса // Растительный покров СССР.—М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956.—Т. 2.— С. 319—345.

Каган М. Я., Вассерман С. Н. и др. Особенности проективных решений обустройства нефтяных месторождений Среднего Приобья // Темат. науч.-техн. обзор, ВНИИОЭНГ.— М., 1969.— С. 230—249.

Кайнозойские отложения, почвы, мерзлотные и инженерно-геологические условия Западной Сибири / Под ред. А. И. Попова и В. Т. Трофимова — М.; Изд-во Моск. ун-та, 1980.— 255 с.

Калинина В. Р., Лисс О. Л., Макунина А. А., Огуреева Г. Н. Геохимические особенности олиготрофных болот Среднего Приобья // Докл. высш. школы.— Биол. науки.— 1980.— № 8.— С. 68—76.

Караваева Н.А. Почвы тайги Западной Сибири.—М.: Наука, 1973.— 167 с.

Караваева Н. А. Заболачивание и эволюция почв: Автореф. дис... докт. геогр. наук.— М., 1981.— 49 с.

Караваева Н. А. Заболачивание и эволюция почв.—М.: Наука 1982.— 296 с.

Карта грунтовых толщ Западно-Сибирской плиты. Под ред. Е. М. Сергеева, 1972.— 6 л. в общей рамке.

Карта «Типы болот» // Атлас Тюменской области.— Москва; Тюмень: ГУГК, 1971.— Вып. 1.— 22 с.

Карта «Растительность Западно-Сибирской равнины» (Масштаб 1:1500000).— М.: ГУГК, 1976.

Карта «Типологическая карта болот Западно-Сибирской равнины».— Л., Гидрометеоздат, 1976.

Кац Н. Я. О типах болот Западно-Сибирской низменности и их географической зональности // Вестн. торф, дела.— 1929. № 3.— С. 3—15.

Кац Н. Я. Болота низовьев р. Оби •// Президенту Академии наук СССР академику В.Л.Комарову к 70—летию со дня рождения.—Л., 1939.— С. 372—405.

Кац Н. Я. Болота и торфяники.— М.: Учпедгиз, 1941.— 400 с.

Кац Н. Я. Болота Советской Азии // Бюл. МОИП. Отд. Биол.— 1946.— Т. 51.— Вып. 2.— С 80—90.— Вып. 3.— С. 99—108.

Кац Н. Я. Типы болот СССР и Западной Европы и их географическое распространение.— М.: Географгиз, 1948.— 319 с.

Кац Н. Я. Болота земного шара.— М.: Наука, 1971.— 295 с.

Кац Н. Я., Кац С В. История растительности болот севера Сибири как показатель изменения послеледникового ландшафта // Тр. Ин-та геогр. АН СССР.— 1946.— Вып. 37.— С. 331—348.

Кац Н. Я., Кац С. В. Стратиграфия торфяников Приобского севера // Тр. комис. по изучению четвертичного периода.— 1948.— Т. 7.— Вып. 1.— С. 15—54.

Кац Н. Я., Кац С. В. О позднечетвертичной истории ландшафта южной части Западной Сибири//Почвоведение.—1949.—№8.— С. 441—457.

/

Кац Н. Я., Кац С. В. Об эволюции ландшафта южной части Западно-Сибирской низменности по данным изучения торфяников // Тр. конф. по спорово-пыльцевому анализу. 1948.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1950.— С. 15—20.

Кац Н. Я., Кац С. В. К истории флоры и растительности севера Западной Сибири в послеледниковое и позднеледниковое время // Бот. журн.— 1958.— Т. 43.— № 7.— С. 998—1015.

Кац Н. Я., Кац С. В. О палеоботанических методах и их корреляции // Бот. журн.— 1971.— Т. 56. № 2.— С. 246—354.

Кац Н. Я., Кац С. В., Скобеева Е. И. Атлас растительных остатков в торфах.— М.: Недра, 1977.— 370 с.

Кац Н. Я., Нейштадт М. И. Болота // Западная Сибирь.— М.: АН СССР, 1963.— С. 230—249.

Кац С. В. История лесов севера Западной Сибири в течение четвертичного периода по данным изучения торфяников и минеральных толщ // Спорово-пыльцевая конф. 1953.— Л., 1953.— С. 15—21.

Кац С. В. Этапы развития растительности в Западной Сибири в голоцене // Тр. комис. по изучению четвертичного периода. М.: АН СССР.— 1957.— Вып. 13.— С. 10—15.

Кац С. В. История растительности в Западной Сибири с миоцена до современного периода (по данным торфяников) // Проблемы ботаники.— Л., 1969.— Т. 2.— С. 12—18.

Качалова Т. В. Внутриболотные озёра // Болота Западной Сибири, их строение и гидрологический режим.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 446 *с.*

Кашперюк П. И. Типы и инженерно-геологические особенности многолетнемерзлых торфяных массивов севера Западно-Сибирской плиты // Автореф. дис... канд. геол.— минер, наук.— М., 1985.— 18 с.

Кашперюк П. И., Трофимов В. Т. Типы и инженерно-геологическая характеристика многолетнемерзлых торфяных массивов.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988.— 182 с.

Кинд Н. В. Поздне- и послеледниковье Сибири // Голоцен.— М.: Наука, 1969.— С. 195—201.

Кинд Н.'В. Изменения климата и оледенения в верхнем антропогене: Автореф. дис... докт. геогр. наук.— М., 1971. 38 с.

Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным.— М-: Наука. 1974.— 256 с.

Кинд Н. В. Палеоклиматы и природная среда голоцена // История биогеоценозов СССР в голоцене.— М.: Наука, 1976.— С. 5—14.

Классификация растительного покрова и видов торфа центральной части Западной Сибири.— М., 1975.— 148 с.

Климанов В. А. Характеристика климата на территории СССР около 10500 лет назад // Ледники и климат Сибири.— Новосибирск: Наука, СО, 1987.— С. 51—54.

Климанов В. А. Хронология климатических изменений в голоцене на территории СССР//Между нар. конф. «Проблемы голоцена». 17—22 октября 1988 г. Тез. докл.— Тбилиси, 1988.— С. 61—62.

Климанов В. А., Левина Т. П., Орлова В. В. Изменение климата на территории Барабинской равнины // Тр. ин-та геологии и геофизики.— 1987.— №690.— С. 143—149.

Ковалёв Р. В., Волковинцер В. И., Гаджиев И. М. Земельный фонд Новосибирской области // Почвы Новосибирской области.— Новосибирск, 1966.— С. 4—13.

Козлова Р. Н. Болотные массивы средней Карелии // Болота Карелии и пути их освоения.— Петрозаводск, 1971.— С. 5—36.

Козлова Р. Н. Основные фации эвтрофных и мезотрофных болотных массивов Карелии // Пути изучения и освоения болот северо-запада европейской части СССР.— Л., 1974.— С. 11—25.

Козловская Л. С. Почвенная фауна и её сезонная динамика в заболоченных типах леса Кадниковского лесничества Вологодской области // Тр. ин-та леса и древесины.— М.; Л., 1962. Т. 52.— С. 210—230.

Козловская Л. С. Почвенная фауна осушенных лесных почв // Заболоченные леса и болота Сибири.— М., 1963.— С. 147—169.

Козловская Л. С, Жданникова Е. Н. Взаимодействие дождевых червей и почвенной микрофлоры // Заболоченные леса и болота Сибири.— М., 1963.— С. 183—217.

Конойко М. А. Растительность верховых болот Белоруссии и её классификация // Бот. журн.— 1971. Т. 56.— № 10.— С. 1407—1420.

Константинова Н. А., Потёмкин А. Д., Шляков Р. Н. Список печёночников и антоцеротовых территории бывшего СССР // Бриологический журнал «Arctoa».— М., 1992.— Т. 1 (1—2).— С. 87—127.

Конюкова Л. Г., Мячкова Н. А., Орлова В. В. Климат. Атлас Тюменской области.— Вып. 1.— М.,— Тюмень, 1971.— Вып. 1.— Лист 11.

Конюкова Л. Г., Мячкова Н. А., Пупкрв В. Н. Климат. Атлас Тюменской области.— М.,— Тюмень, 1971.— Вып. 1.— Лист 13.

Коренева Е. В. Отложения голоцена. Растительность голоцена // Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене.— М.: Наука, 1968.— С. 40—50.

Корепанов А. А. Влияние осушения и производительность сосняков Прикамья.— Ижевск: Удмуртия, 1980.— 137 с.

Корчагин А. А. Растительность северной половины Печорско-Илычского заповедника.— М., 1940.— №2.— С. 1—142.

Котова Л. В. Промерзание и оттаивание торфяной залежи // Болота Западной Сибири, их строение и гидрологический режим.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— С. 184—196.

Красная книга СССР. 2-е изд. Т. 2. Животные.— М.: Лесн. пром-сть, 1984.— 478 с.

Красовский П. Н. О болотообразовательном процессе в Барабе // Изв. Биол. науч.-исслед. ин-та при Перм. ин-те.— Пермь, 1925.— Т. 4.— Вып. 5.— С. 201—221.

Крашенинников И. М. Материалы по характеристике растительности Троицкого округа // Тр. Перм. биол. НИИ.— Пермь, 1923.— Т. 2.— Вып. 5.— С. 40—57.

Крылов Г. В. Леса Западной Сибири.— М.: АН СССР, 1961.— 255 с.

Крылов П. Н. Растительность в Барабинской степи и смежных с ней местах // Предв. отчёт о бот. исслед. в Сибири и Туркестане в 1912 г.— СПб., 1913.—С. 41—84.

Крылов П. Н. Очерк растительности Сибири.— Томск, 1919.— 24 с.

Крылов П. Н. Флора Западной Сибири. 1927—1949. Т. I-XI.

Крюков П. А., Авсиевич Г. П. О гидролизе и окислительно-восстановительном потенциале Fe**, Fe*** // Тр. отд. ВИУАА, 1933.— Вып. 17.—С. 45—50.

Куваев В. Б. Растительность равнинной части Якутии в связи с динамикой ландшафтов. Автореф. дис. доктора б. н.— М., 1968.— 55 с. + карта.

Кузин П. С. Режим рек южных районов Западной Сибири.—Л.: Гидрометеоиздат, 1953.— 80 с.

Кузнецов Н. И. Материалы по исследованию почв и растительности средней части Томской губ.// Тр. почв.-бот. эксп.— Петроград, 1915.— С. 21—39.

Кузьмин Г. Ф. Развитие олиготрофных болотных систем и перспективы их использования (на примере северо-западной ландшафтной области): Автореф. дис... канд. геогр. наук.— Л., 1980.— 21 с.

Кузьмин Г. Ф. Болота и их использование // Сб. науч. трудов ВНИИТП.— СПб., 1993.— Вып. 70.— 139 с.

Кузьмин Г. Ф. Месторождения торфа северо-запада России и их использование // Дис... докт. геол-минер. наук.— СПб., 1998.— 83 с.

Кузьмина М. С. Эволюция растительности болот Барабинской низменности в связи с их осушением и естественным усыханием // Тр., посвящ. 100—летию со дня рождения В.В.Докучаева.— М.; Л.: АН СССР, 1949.— С. 588—597.

Кузьмина М. С. Растительность Барабы // Тр. почв, ин-та им. В. В. Докучаева.— М.; Л.: АН СССР, 1953.— Т. 36.— С. 106—169.

Кузьмина М. С. Основные черты и районирование болот Барабинской низменности // Бюл. научн.-исслед. и опытных работ Убинской опытно-мелиорат. станции.— Новосибирск, 1957.— № 3.— С. 40—55.

Кузьмина М. С. Болота // Растительные богатства Новосибирской области.— Новосибирск: СО АН СССР, 1961.— С. 65—72.

Кузьмина М. С. Торфяники Западной Сибири.— Новосибирск, 1967.— 77 с.

Кузьмичёв А. И. Геоморфологические типы болот лесостепи Украины // Типы болот СССР и принципы их классификации.— Л.: Наука, 1974.— С. 133—138.

Кузнецов Н. И. О болотах Нарымского края // Болотоведение.— 1915.— №1.— С. 1—25.

Куликова Г. Г. Динамика болот левобережного Приобья Томской области на протяжении голоцена: Автореф. дис... канд. биол. наук.— М., 1973.— 24 с.

Куликова Г. Г. и др. Растительный покров торфяных болот Среднего Приобья и закономерности его размещения // Вестн. МГУ.— Сер. биол. и почв.— 1971.— №2.— С. 53—57.

Куркин К. А. Основные эколого-ценотические особенности эдификаторов торфяных лугов (травяных болот) Барабинской лесостепи // Бот. журн.— 1967.— Т. 52.— № 1.— С. 24—33.

Куркин К. А. О фитоценогенезе и селектоценогенезе в связи с геохимической эволюцией ландшафтов (на примере Барабинской лесостепи) // Теоретические проблемы фитоценологии и биогеоценологии.— М.: Наука, 1970.— С. 61—73.

Лавренко Е. М. Принципы и единицы геоботанического районирования // Геоботаническое районирование СССР.— М.; Л.: АН СССР, 1947.—С. 9—147.

Лазуков Г. И. Генетические типы четвертичных отложений. Атлас Тюменской области.— Вып. 1.— М.— Тюмень, 1971.— Лист 7 (2)—7 (3).

Лазуков Г. И. Антропоген северной половины Западной Сибири.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972.— 127 с.

Лазуков Г. И., Свиточ А. А. Главные особенности развития природы в плейстоцене // Региональный географический прогноз.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980.— С. 7—18.

Лапшина Е. И. География растительного покрова Сосьвинского Приобья // Кн.: Сосьвинское Приобье.— Иркутск: изд-во ин-та геогр. Сибири и Дальн. Вост. СО АН СССР, 1975.— С. 278—352.

Лапшина Е. И. Растительность бассейна р. Таз в верхнем течении // Геоботанические исследования в Западной и северной Сибири.— Новосибирск: Наука, Сиб. Отд., 1978.— С. 47—70.

Лапшина Е. И., Пеньковская Е. Ф., Храмов А. А. Характерные черты растительного покрова долин р. Оби от г. Барнаула до Кривошеино.— Новосибирск: ЦСБС СО АН СССР, 1971.— 35 с.

Лапшина Е. Д. Ландшафтно-экологический анализ пойменных болот р. Оби как основа для их рационального использования // Материалы II региональной конф. «Вклад молодых биологов в решение вопросов продовольственной программы и охраны окружающей среды».— Улан-Удэ, 1982.— С. 49—50.

Лапшина Е. Д. Виды торфа и строение торфяной залежи пойменных болот р. Оби на юге Томской области // Геология и свойства торфяных и сапропелевых месторождений.— Калинин, 1985.— С. 49—61.

Лапшина Е. Д. Использование экологических шкал для оценки и прогноза хозяйственной ценности природных угодий // Пути рационального использования почвенных, растительных и животных ресурсов Сибири.— Томск, 1986.— С. 86—91.

Лапшина Е. Д. Ландшафтно-экологический анализ пойменных болот р. Оби как основа для их рационального использования // Материалы II региональной конф.— Улан-Удэ, 1987-а.— С. 49—50.

Лапшина Е. Д. Структура и динамика болот поймы реки Оби (на юге Томской области): Автореф. дис... канд. биол. наук.— Томск, 1987-б.— 18 с.

Лапшина Е. Д., Бекасова Н. А. Экологическая оценка степени мелиоративного воздействия на осушаемый болотный массив // Материалы IV региональной научн.-практ. конф. «Молодые ученые и специалисты — народному хозяйству».— Томск.— 1983.— С. 23—24.

Лапшина Е. Д., Львов Ю. А. Притеррасные торфяники поймы реки Оби // Материалы исследования торфяных и сапропелевых отложений.— Калинин, 1987. С. 40—50.

Ларгин И. Ф. и др. Геохимия торфяных месторождений (состав зольной части растений-торфообразователей и торфов).— Калинин: КПИ 1979.— 99 с.

Лайне Ю., Сеппяля К. Влияние осушения на насаждения окружающих суходолов // Советско-финский симпозиум «Осушение лесных земель». Тез. докл.— Л., 1978.— С. 156—161.

Левина Т. П. Палинологическая характеристика отложений позднечетвертичной ледниковой эпохи в долине Средней Оби // Стратиграфия и палинология мезозоя и кайнозоя Сибири.— Новосибирск: Наука 1979,—С. 74—97.

Левина Т. П. Развитие растительности в низовьях Енисея и Средней Оби в голоцене // Палинология Сибири.— М.: Наука, 1980.— С. 128—141.

Левина Т. П., Никитин В. П. Палеоботаническая характеристика голоценового торфяника в районе мыса Каргинского на р. Енисее // Плейстоцен Сибири и смежных областей.— М.: Наука, 1973 — С. 80—85.

Левина Т.П., Орлова В. В., Панычев и др. Радиохронометрия и пыльцевая стратиграфия голоценового торфяника Каянское займище (Барабинская лесостепь) // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока.— Новосибирск: Наука, СО, 1987.— С. 136—143.

Левковская Г. М. Закономерности распределения пыльцы и спор в современных и голоценовых отложениях севера Западной Сибири.— Автореф. дис... канд. геол. наук.— Л., 1967.— 21 с.

Левковская Г. М. Палеогеографические рубежи голоцена Арктики // Палинология в СССР.— М.: Наука, 1976.— С. 170—174.

Левковская Г. М. История голоценового облесения Арктики в свете радиоуглеродных датировок // Итоги биостратиграфических методологических и физических исследований плиоцена и плейстоцена Волго-Уральской области.— Уфа: Юра, 1978.— С. 15—35.

Левковская Г. М., Кинд Н. В., Завельский Ф. С. и др. Абсолютный возраст района г. Игарки и расчленение голоцена Западной Сибири // Бюл. комис. по изуч. четвертичного периода.— 1970.— №37.— С. 94—174.

Ливеровский Ю. А. Общие закономерности географии почв // Кайнозойские отложения, почвы, мерзлотные и инженерно-геологические условия Западной Сибири.—М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980.— С. 180—185.

Ливеровский Ю. А. Общие закономерности географии почв // Кайнозойские отложения, почвы, мерзлотные и инженерно-геологические условия Западной Сибири.— Изд-во Моск. ун-та, 1980.— С. 180—185.

Лисс О. Л. К истории растительности Сургутского района Тюменской области в послеледниковое время // Межвуз. конф. по вопросам биологии и сельского хозяйства. Тез. докл.— М., 1958.— С. 20.

Лисс О. Л. Районирование болот Московской области // Межвуз. конф. по геобот. районированию СССР. Тез. докл.— М.: МГУ, 1964.— С. 46—47.

Лисс О. Л. История развития болот Московской области в голоцене // Вторая годичная научн.-отчётная конф.— Рефераты научн. обобщений.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1965-а.— С. 166—167.

Лисс О. Л. Особенности торфонакопления болот бессточных котловин Клинско-Дмитровской гряды // Вестн. МГУ.— Сер. биол. и почвовед.— 1965-6.— № 2.— С. 1—28.

Лисс О. Л. Типы болот Московской области и пути их использования.— Автореф. дис... канд. биол. наук.— М., 1965-в.— 22 с.

Лисс О. Л. Районирование торфяных болот Московской обл.// Межвуз. конф. по геоботан. районир. СССР. Материалы.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967-а.— С. 136—149.

Лисс О. Л. Типы зарастания озёрных котловин на северо-западе Московской области // Научн. докл. высш. школы. Биол. науки.— 1967-6.— № 8 . — С. 77—83.

Лисс О. Л. Типы торфяных болот Клинско-Дмитровской гряды // Растительность нечернозёмного центра европейской части СССР.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1969.— С. 25—35.

Лисс О. Л. Эволюционный принцип типологии болот Западной Сибири // Природные условия Западной Сибири.— Изд-во Моск. ун-та, 1983.— С. 147—169.

Лисс О. Л. Роль болотных экосистем в развитии природы Западной Сибири // Прогноз изменения природных условий Западной Сибири.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988-а.— С. 85—89.

Лисс О. Л. Влияние мелиоративных мероприятий на развитие болот и окружающей среды // Прогноз изменения природных условий Западной Сибири.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988-6.— С. 89—90.

Лисс О. Л. Эволюционные преобразования болотных экосистем // Проблемы макроэволюции.— М.: Наука, 1988-в.— С. 116—117.

Лисс О. Л. Применение спорово-пыльцевого анализа для изучения развития болотных экосистем Западной Сибири // Междунар. конф. «Проблемы голоцена». Тез. докл.— Тбилиси, 1988 г.— С. 67—69.

Лисс О. Л. Закономерности развития болотных систем в голоцене (на примере Западной Сибири) // Десятый Всесоюзн. семинар-экскурсия «Структура и развитие болотных экосистем и реконструкция палеогеографических условий». Тез. докл.— Таллинн, 1989-а.— С. 81—85.

Лисс О. Л. Реконструкция палеоклиматов Западной Сибири по данным строения торфяных отложений // Шестая Всесоюзн. палинологич. конф. «Палинология и полезные ископаемые». Тез. докл.— Минск, 1989-6.— С. 176—178.

Лисс О. Л. Закономерности развития болотных систем в голоцене и их рациональное использование (на примере Западной Сибири): Автореф. дис... докт. геогр. наук.— Л., 1990.— 48 с.

Лисс О. Л. Торфяная залежь как индикатор климатических изменений в голоцене // Болота охраняемых территорий: проблемы охраны и мониторинга.— Ленинград, 1991-а.— С. 107—111.

Лисс О. Л. Строение торфяных залежей Западной Сибири как отражение зональности болотных систем // Торф в народном хозяйстве.— Томск, 1991-6.— С. 27—29.

Лисс О. Л. Закономерности развития болотных систем Западной Сибири // Материалы XX семинара Ин-та географии СО АН СССР: Болота в экосистеме тайги.— Иркутск, 1992.— С. 45—57.

Лисс О. Л. Динамика линейного прироста торфа в болотных системах Западной Сибири // Биологические науки, 1993.— Сек. ботан.— №4 . — С . 15—27.

Лисс О. Л. Пространственно-временные закономерности развития болотных систем в голоцене (на примере Западной Сибири) // Экология и почвы. Избранные лекции I—VII школ (1991—1997 гг.).— Пущино, 1998-а.— Т. 2.— С. 21—34.

Лисс О. Л. Экологическая роль болотных систем // Экология и почвы. Избранные лекции I—VII школ (1991—1997 гг.).— Пущино, 1998-6.— Т. 1.— С. 190—201.

Лисс О. Л. Важнейшие направления современного болотоведения // Болота и заболоченные леса в свете задач устойчивого природопользования. Материалы конференции.— М.— 1999-а.— С. 66—69.

Лисс О. Л. Болотоведение на рубеже XXI века // Геоботаника XXI века. Материалы конференции.— Воронеж.— 1999-6.— С. 102—105.

Лисс О. Л., Абрамова Л. И., Аветов Н. А. и др. Салымо-Юганская болотная система — модель развития болотообразовательного процесса в Нефтеюганском районе Ханты-Мансийского автономного округа // Болота и люди.— М.— 2000.— С. 7—80.

Лисс О. Л., Аветов Н. А., Курнишкова Т. В. Почвенно-растительный покров Нефтеюганского административного района (Западная Сибирь) // Закономерности развития ландшафтов.— Межвуз. сб. научн. тр.— М.: Альфа, 1996.— С. 41—53.

Лисс О.Л.Астахова В. Г. Лесные болота.— М.: Лесная промышленность, 1982.— 140 с.

Лисс О. Л., Березина Н. А. Изучение природных условий Западной Сибири на кафедре геоботаники МГУ // Вестн. МГУ.— Сер. биол. и почвовед.— 1974. № 3.— С. 120—122.

Лисс О. Л., Березина Н. А. Влияние неотектонических движений на растительность болот таёжной зоны Западной Сибири // Двенадцатый междунар. бот. конг. 3—10 июля 1975. Тез. докл.— Л., 1975-а.— С. 178.

Лисс О. Л., Березина Н. А. Типология болот центральной части Западно-Сибирской равнины // Двенадцатый междунар. бот. конг. 3—10 июля 1975 г. Тез. докл.— Л., 1975-б.— 190 с.

Лисс О. Л., Березина Н. А. Возраст и генезис болот центральной части Западно-Сибирской равнины // Докл. МОИП. Зоол. и бот.— 1976-а.— С. 84—86.

Лисс О. Л., Березина Н. А. Генезис и развитие болот центральной части Западно-Сибирской равнины // Вестн. Моск. ун-та.— Сер. биол. и почв.— 1976-б.— № 6.— С. 62—67.

Лисс О. Л., Березина Н. А. Возраст и интенсивность торфонакопления в центральной части Западно-Сибирской равнины // Генезис и динамика болот.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978.— Вып. 2.— С. 12—24.

Лисс О. Л., Березина Н. А. Возраст и закономерности развития болот центральной части Западно-Сибирской равнины // Исследование торфяных месторождений.— Калинин: КПИ, 1980-а.— Вып. 4.— С. 24—34.

Лисс О. Л., Березина Н. А. О взаимодействии болот и окружающей среды (на примере центральной части Западно-Сибирской равнины) // Значение болот в биосфере.— М.: Наука, 1980-б.— С. 95—112.

Лисс О. Л., Березина Н. А. Болотообразование // Региональный географический прогноз.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980-в.— С. 49—59.

Лисс О. Л., Березина Н. А. Болота Западной Сибири.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981-а.— 204 с.

Лисс О. Л., Березина Н. А. К вопросу об индикации торфяной залежи по растительному покрову болот центральной части Западно-Сибирской равнины // Природные условия Западной Сибири.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981-б.— Вып. 8.— С. 149—158.

Лисс О. Л., Березина Н. А. Научные основы мелиорации болот Западной Сибири // Природные условия Западной Сибири.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981-в.— Вып. 8.— С. 158—168.

Лисс О. Л., Березина Н. А. Развитие болотообразовательного процесса в центральной части Западной Сибири // Основные черты развития природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене.— М.: Наука, 1982.— С. 224—231.

Лисс О. Л., Березина Н. А., Куликова Г. Г. Возраст болот центральной части Западно-Сибирской равнины // Природные условия Западной Сибири.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976.— Вып. 6.— С. 69—86.

Лисс О. Л., Березина Н. А., Куликова Г. Г. и др. Принципы типологии торфяных болот центральной части Западно-Сибирской низменности и их районирование // Природные условия Западной Сибири.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975.— Вып. 5.— С. 60—68.

Лисс О. Л., Березина Н. А., Куликова Г. Г. и др. Генезис и эволюция болот центральной части Западно-Сибирской равнины // Генезис и динамика болот.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978.— Вып. 2.— С. 3—12.

Лисс О. Л., Грибовская И. Ф. Роль болот в формировании природной среды // Всесоюзн. совещ. «Землеведение и глобальные проблемы».— Звенигород, 11 декабря 1988. Тез. докл.— М., 1988.— С. 82—83.

Лисс О. Л., Куликова Г. Г. К районированию торфяных болот Томской области // Вестн. Моск. ун-та, 1967.— №4.— С. 87—90.

Лисс О. Л., Полкошникова О. В. К вопросу о развитии болот бассейна р. Аган Тюменской области // Структурно-функциональные особенности естественных и искусственных биогеоценозов. Тез. докл.— Днепропетровск: Днепропетровский Гос. ун-т, 1978.— 194 с.

Лисс О. Л., Полкошникова О. В. Происхождение и развитие болот Сургутского Полесья // Докл. высш. школы. Биол. науки.— 1979.— №8.—С. 86—91.

Лисс О. Л., Полкошникова О. В. Влияние бетонных дорог на растительность болотных фитоценозов (на примере нефтепромысла Самотлора) // Природные условия Западной Сибири.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983.— С. 169—177.

Лисс О. Л., Тановицкий И. А., Ямпольский А. Я. Основные методические положения и критерии по предварительному отбору торфяных месторождений как природоохранных объектов различного назначения//Вопросы биологии растений и охраны растительного мира.— Иваново, 1979.— С. 69—75.

Лисс О. Л., Трофимов В. Т., Кашперюк П. И. и др. Тенденции развития болотообразовательного процесса // Прогноз изменения природных условий Западной Сибири.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988.— С. 5—20.

Лисс О. Л., Тюремнов С. Н. К динамике болотной растительности в голоцене // Матер, по динамике растительного покрова.— Владимир, 1968.—С. 137—138.

Лисс О. Л., Хорошева О. В. Влияние дорожного строительства на развитие болот // Прогноз изменения природных условий Западней Сибири.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988.— С. 90—95.

Логинов П. Е. О работах западносибирской торфоразведочной экспедиции // Изучение торфяного фонда.— М., 1957.— Вып. 2.— С. 15—31.

Логинов П. Е. Разведка торфяных месторождений в районах Западно-Сибирской низменности // Изучение торфяного фонда.— М., 1958.— Вып. 3.— С. 10—21.

Логутенко Н. В. Низинные луга и болота лесостепной и степной зон Алтайского края и Новосибирской области // Труды Центр, сиб. бот. сада.— Новосибирск, 1963.— Вып. 6.— С. 306—333.

Логутенко Н. В. Материалы к изучению биофлоры лугов и болот лесостепной и степной зон Западной Сибири // Труды Центр, сиб. бот. сада.— Новосибирск, 1963.— Вып. 6.— С. 334—356.

Лоопманн А., Пайдла А. О ландшафтно-экологических условиях в грядово-мочажинных комплексах выпуклых олиготрофных болот // Изв. АН ЭССР.— Сер. биол.— 1981.— № 1.— С. 62—73.

Лопатин В. Д. Очерк растительности Гладкого болота (Тосненский р-н Ленинградской обл.) // Учён. зап. ЛГУ.— Сер. географ.— 1949.— № 5.—С. 152—174.

Лопатин В. Д. «Гладкое» болото (торфяная залежь и болотные фации) // Учён. зап. Ленингр. ун-та.— Сер. географ.— 1954.— № 9.— С. 95—181.

Лунсгерсгаузен Г. Ф. Некоторые итоги аэрологических исследований в Западной Сибири // Сов. геология.— М.: Госгеолтехиздат, 1955.— № 5.— С. 52—78.

Любимова Е. А. Растительность Обь-Иртышского междуречья // Природные условия освоения междуречья Обь-Иртыш.— М.: изд-во Инта гидрол. АН СССР, 1972.— С. 302—321.

Львов Ю. А. К характеристике Иксинского водораздельного болота // Изв. Томск, отд. Всесоюзн. ботан. общ-ва.— 1959.— Т. 4.— С. 59—62.

Львов Ю. А. Некоторые особенности строения растительного покрова Сенчинского болота // Изв. СО АН СССР.— 1961.— Вып. 4.— С. 113—115

Львов Ю. А. К характеристике растительности поймы р. Оби // Природа поймы р. Оби и её хозяйственное освоение.— Томск, 1963.— С. 258—267.

Львов Ю. А. Растительность Васюганского района // Природа и экономика Васюганья.— Томск: Томе, ун-т, 1966.— С. 190—201.

Львов Ю. А. Заболачивание суходолов в Томской области // Изучение и преобразование природы Сибири и Дальнего Востока в связи с её перспективным освоением.— Иркутск, 1969.— С. 15—21.

Львов Ю. А. Особенности заболачивания территории Томской области // Рациональное использование и охрана живой природы Сибири.— Томск, 1971.— С. 82—84.

Львов Ю. А. К экологии сфагновых мхов Томской области // Проблемы экологии.— Томск, Томе, ун-т, 1973.— Т. 3.— С. 91—99.

Львов Ю. А. Методические материалы к типологии и классификации болот Томской области // Типы болот СССР и принципы их классификации.— Л.: Наука, 1974.— С. 188—195.

Львов Ю. А. Характер и механизмы заболачивания территории Томской области // Теория и практика лесного болотоведения и гидромелиорации.— Красноярск, 1976.— С. 36—44.

Львов Ю. А. Торфяное болото как система болотных фаций // Докл. высш. школы. Биол. науки.— 1977.— № 9.— С. 97—102.

Львов Ю. А. Торфяные болота Пайдугинской ложбины древнего стока (бассейн реки Оби) // Генезис и динамика болот.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978.— Вып. 2.— С. 29—34.

Львов Ю. А. Ландшафтно-экологические исследования болотного покрова Западной Сибири // Торф в народном хозяйстве.— Томск, 1991.—С. 26—27.

Львов Ю. А., Мульдияров Е. Я. Типы болот бассейна р. Орловки // Комплексная оценка болот и заболоченных лесов в связи с их мелиорацией.— Новосибирск: Наука, СО, 1973.— С. 5—18.

Львов Ю. А., Прокопьев Е. П. Растительность поймы р. Тыма// Изв. Томского отд. Всесоюзного ботан. общ-ва, 1973.— Т. 6.— С. 85—98.

Львов Ю. А., Тарунина Е. Ф. Растительность болот бассейна р. Конды // Изв. Томск, отд. ВБО, 1964.— Т. 5.— С. 89—97.

Львов Ю. А., Шепелева Л. Ф., Лапшина Е. Д. Флуктуации пойменных лугов и их продуктивность // Продуктивность сенокосов и пастбищ.— Новосибирск.— 1986.— С. 35—37.

Львов Ю. А., Шепелева Л.Ф., Лапшина Е. Д. Оценка пойменных лугов по флуктуационнои способности их растительного покрова // Ботан. журн.— 1987.— Т. 72, № 5.— С. 599—609.

Мазинг В. В. Принципы и единицы классификации растительности верховых болот // Учён. зап. ТГУ.— 1958.— №64.— С. 63—101.

Мазинг В. В. К вопросу эволюции биоценотических систем // Тр. МОИП.— 1970.— Т. 38.— С. 95—106.

Мазинг В. В. Актуальные проблемы классификации и терминологии в болотоведении // Типы болот СССР и принципы их классификации.— Л.: Наука, 1974.— С. 6—12.

Малик Л. К. О подпорных влияниях на реках Западно-Сибирской равнины // Тр. Новосибирск, регион, гидрометеорол. центра.— Л., 1971-а.—Вып. 4.—С. 87—95.

Малик Л. К. Лесные заломы на реках Западной Сибири // Природа.— 1971-6.— №10.— С. 125—126.

Малик Л. К. Затопление пойм западносибирских рек и проблемы освоения пойменных земель // Изв. АН СССР.— Сер. геогр.— 1972-а.— №2.— С. 39—52.

Малик Л. К. Особенности гидрографии междуречья Обь-Иртыш // Природные условия освоения междуречья Обь-Иртыш.— М., 1972-6.— С. 182—191.

Малик Л. К. Гидрологические проблемы преобразования природы Западной Сибири.— М.: Наука, 1977.— 179 с.

Марков В. Д., Нагайцева А. Ф., Оспенникова Л. А., Предтеченский А. В. Торфяные ресурсы Западной Сибири, их генезис и изученность // Торф в народном хозяйстве.— Томск, 1991.— С. 6—7.

Матухин Р. Г., Матухина В. Г., Васильев И. П. и др. Научн. ред. Н. Н. Уланов. Классификация торфов и торфяных залежей Западной Сибири.— Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 2000.— 96 с.

Мезенцев М. А. Агроклиматические условия и ресурсы юга области (южнее 64° с. ш.). Атлас Тюменской области.-— Тюмень, 1971.;— Вып. 1.— Лист 13 (2)—13 (3).

Мезенцев М. А., Карнацевич И. В. Увлажнённость Западно-Сибирской равнины.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 168 с.

Мельников П.И., Тетельбаум А. С, Фельдман Г. М. Колебательный характер движения границы многолетнего промерзания горных пород// Доклады АН СССР. 1989. Т. 304, № 2.— С. 412—415.

Мещеряков Ю. А. К методике изучения морфоструктуры Западно-Сибирской равнины // Тр. Сибир. научно-исслед. ин-та геологии, геофизики и минерального сырья. Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири.— Л.: Гостоптехиздат, I960.— Вып. 9.— С. 29—41.

Минкина Ц. И. Опыт применения пыльцевого анализа к изучению динамики развития торфяной залежи // Тр. конф. по спорово-пыльцевому анализу 1948 г.— М.; Л.: Изд-во Моск. ун-та, 1950.— С. 235—251.

Молевич Е. Ф. К вопросу о критерии органического прогресса // Вопросы философии.— 1965.— №8.— С. 68—78.

Морозов Г. Ф. Учение о типах насаждений.— СПб., 1914.— 184 с.

Моретти А., Бульбони А. Торфяные залежи Италии // Второй междунар. конгр. по торфу.— Тез. докл.— Л., 1963.— С. 20—23.

Мульдияров Е. Я. Болота юго-востока Томской области: Автореф. дис... канд. биол. наук.— Томск, 1989.— 17 с.

Нагорский М. П. Опыт применения единой стратиграфической схемы к четвертичным отложениям Западной Сибири // Тр. геолог, инта Западной Сибири.— 1941.— № 13 (55).— С. 15—30.

Назаров А. Д., Рассказов Н. М., Удодов П. А. и др. Гидрогеологические условия формирования болот // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири.— М.: Наука, 1977.— С. 93—104.

Наумова Г. В. Возможные направления использования торфа в биотехнологии // Торфяная промышленность.— 1987.— №2.— С. 13—16.

Наумова Г. В. Торф в биотехнологии.— Минск, Наука и техника. 1987.— 151 с.

Нейштадт М. И. Сибирские торфяники // Мелиорация и торф.— 1932.— № 1.— С. 43—48.

Нейштадт М. И. Торфяные болота Барабинской лесостепи // Тр. ЦТОС— 1936.— Т. 1.— С. 73—85.

Нейштадт М. И. Торфяные запасы азиатской части СССР // Тр. ЦТОС— 1938.— Т. 4.— С. 1—79.

Нейштадт М. И. Палеогеография природных зон европейской территории СССР в послеледниковое время // Изв. АН СССР.— Сер. геогр.— 1953.—№1.—С. 32—49.

Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене.— М.: АН СССР, 1957.— 404 с.

Нейштадт М. И. Торфяные болота Барабинской лесостепи // Торфяные болота Крайнего Севера и азиатской части СССР.— М.; Л., 1963.— С. 75—87.

Нейштадт М. И. Некоторые итоги изучения отложений голоцена // Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода.— М.: Наука, 1965.— С. 112—132.

Нейштадт М. И. Об абсолютном возрасте торфяных болот Западной Сибири // Revue Roumaine de biologie. Ser. Botan.— 1967.— Т. 12.— Р. 15—18.

Нейштадт М. И. Введение // Голоцен.— М.: Наука, 1969.— С. 5—11.

Нейштадт М. И. О нижней границе голоцена // Палинология голоцена.— М.: АН СССР, 1971-а.— С. 7—17.

Нейштадт М. И. Мировой природный феномен — заболоченность Западно-Сибирской равнины // Изв. АН СССР. Сер. геогр.— 1971-6.— № 1.— С. 21—34.

Нейштадт М. И. Болота Обь-Иртышского междуречья // Природные условия освоения междуречья Обь-Иртыш.— М.: АН СССР, 1972.— С. 322—347.

Нейштадт М. И. О смене природных условий в средней тайге Западной Сибири в голоцене // Палинология в СССР.— М.: Наука, 1976-а.— С. 156—161.

Нейштадт М. И. Голоценовые процессы в Западной Сибири и возникновение в связи с этим проблемы // Изучение и освоение природной среды.— М., 1976-6.— С. 90—98.

Нейштадт М. И. Возникновение и скорость развития процесса заболачивания // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири.— М.: Наука, 1977-а.— С. 39—47.

Нейштадт М. И. Характеристика болот — важнейшего современного ландшафта северной части Западно-Сибирской равнины // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири.— М.: Наука, 1977-6.— С. 48—66.

Нейштадт М. И. Взаимодействие леса и торфяного болота в голоцене (на примере Западной Сибири) // Болота и болотные ягодники.— Тр. Дарвиновского гос. заповедника.— 1979.— Вып. 15.— С. 15—21.

Нейштадт М. И. Болотообразовательные процессы в голоцене // Изв. АН СССР. Сер. геогр.— 1985.— № 1.— С. 39—48.

Нейштадт М. И., Малик Л. К. Прошлое, настоящее и будущее западносибирских болот // Природа.— 1980.— № 11.— 24 с.

Никитин Е. Д. Закономерности таёжно-лесного почвообразования (в регионах с различной историей развития). Дис... докт. биол. наук.— М., 1985.— 561 с.

Никитина Е. В. Материалы к изучению торфяников Западной Сибири. «Рямы» Барабинского округа по исслед. 1926 г.// Изв. Томского отд. русского бот. общ-ва.— 1927.— Т. 2.— С. 72—76.

Никифорова Е. М. Загрязнение природной среды свинцом от выхлопных газов автотранспорта // Вестн. МГУ. Сер. геогр.— 1975.— № 3.— С. 28—37.

Никифорова Л. Д. Изменение природной среды в голоцене на северо-востоке европейской части СССР: Автореф. дис... канд. геогр. наук.— М., 1990.— 25 с.

Николаев В. А. Геоморфологическое районирование Западно-Сибирской низменности // Тр. Ин-та геологии и геофизики.— Новосибирск, 1962-а.— Вып. 27.— С. 4—23.

Николаев В. А. Геология и геоморфология Западно-Сибирской низменности: Автореф. дис... докт. геогр. наук.— Новосибирск, 1963.— 34 с.

Николаев В. А. Руководящие четвертичные моллюски Западно-Сибирской низменности // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР.— 1964.— Вып. 4.— С. 30—39.

Николаев В. А., Михайлов Н. И., Тимашёв И. Е. и др. Природные зоны // Природа срединного региона СССР.— Изд-во Моск. ун-та, 1980.— С. 32—64.

Николаев Н. И. Неотектоника и некоторые итоги её изучения в СССР // Неотектоника СССР.— Рига: АН ЛатССР, 1961-а.— С. 33—47.

Николаев Н. И. Практическое использование карты новейшей тектоники СССР (Масштаб 1:5000000) // Неотектоника СССР.— Рига, 1961-6.— С. 55—65.

Николаев Н. И. Неотектоника и её выражение в структуре и рельефе территории СССР.— М.: Госгеолитиздат, 1962-6.— 392 с.

Николаев Н. И., Шульц С. С. Обзорная карта новейшей тектоники СССР и принципы её составления // Неотектоника СССР.— Рига, 1961.-С. 47-55.

Никонов М. Н. О некоторых особенностях размещения торфяных залежей // Тр. юбил. сессии, посвящ. 100—летию со дня рождения В. В. Докучаева.— М.; Л.: АН СССР, 1949.— С. 602—607.

Никонов М. Н. Районирование торфяных болот в связи с использованием их в народном хозяйстве // Тр. Ин-та леса.— М.: АН СССР, 1955.— Т. 31.— С. 19—31.

Ниценко А. А. О классификации болотных комплексов.— Бот. журн._ 1960.— Т. 45.— № 11.— С. 1630—1640.

Ниценко А. А. Основные понятия болотоведения и их классификация.— Бот. журн.— 1962.— Т. 47.— № 7.— С. 945—957.

Ниценко А. А. Краткий курс болотоведения.— Л.: Высш. школа, 1967.— 148 с.

Новиков С. М. Расчёты водного режима и водного баланса низинных болот и рямов южной части Западно-Сибирской низменности // Тр. ГГИ, 1963.— Вып. 105.— С. 5—45.

Новиков С. М. Расчёт уровневого режима неосушенных верховых болот по метеорологическим данным // Тр. ГГИ, 1964.— Вып. 112.— С. 5—32.

Новиков С. М. Расчёт ежедневных уровней грунтовых вод на болотах по метеорологическим данным // Тр. ГГИ, 1965.— Вып. 126.— С. 48—64.

Новиков С. М. К методике расчёта изменчивости испарения с неисследованных болот с применением метода композиции // Тр. ГГИ, 1966.— Вып. 135.— С. 172—180.

Новиков С. М. Исследование гидрометеорологического режима болот бассейна р. Оби в связи с разработкой новых месторождений нефти и газа // Комплексное освоение водных ресурсов Обского бассейна.— Новосибирск: Наука, 1970.— С. 127—133.

Новиков С. М. Методические основы стационарных и экспедиционных, гидрологических исследований болот // Междунар. симпозиум по гидрологии заболоченных территорий.— Минск, 1973.— Т. 1.— С. 293—299.

Новиков С. М. Уровневый режим болот // Болота Западной Сибири, их строение и гидрологический режим.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— С. 113—133.

Новиков С. М. Условия развития осушительной мелиорации в Западной Сибири в связи с её хозяйственным освоением // Перспективы развития осушительной мелиорации в Западной Сибири. Тез. докл.— Тюмень, 1980.— С. 6—8.

Новиков С М., Ремиш Л. И. Прочностные свойства верхних слоев торфяной залежи в районах нефтяных месторождений Западной Сибири // Нефтепромысловое строительство.— 1973.— № 12.— С. 28—31.

Обручаев В. А. Геология Сибири.— М.; Л.: АН СССР, 1936.— Т. 2, 3.— С. 365—372,— С. 781—1357.

Огуреева Г. Н., Логачёва Н. А., Филатова Т. Д. Региональные особенности болотных экосистем Среднего Приобья в связи с проблемами изучения растительного покрова на фациальном уровне // Современные проблемы географии.— Изд-во Моск. ун-та, 1982.— С. 164—176.

Олюнин В. Н. Геоморфологические условия формирования болот // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири.— М.: Наука, 1977.—С. 30—39.

Определитель лишайников СССР. 1974—1978.— Вып. 1—5.

Определитель лишайников России. 1996. Вып. 6.— 204 с.

Орлов В. И. Об особенностях распространения некоторых форм рельефа в пределах Западно-Сибирской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геогр.— 1959.— № 6.— С. 107—112.

Орлов В. И. Генезис и морфология озёрных котловин Западно-Сибирской низменности // Изв. ВГО.— 1960.— Т. 92.— Вып. 3.— С. 227—235.

Орлов В. И. Некоторые закономерности размещения и формирования торфяников и болот Западной Сибири // Докл. совещ. по исследованию болот.— Тарту, 1963.— С. 216—230.

Орлов В. И. О динамике природы // Изв. ВГО.— 1965-а.— Т. 97.— Вып 1___С 128__136

Орлов В. И. О возможности подтопления северных районов Западно-Сибирской равнины // Проблемы Севера.— М.: Наука, 1965-б.— № 9.—С. 50—60.

Орлов В. И. О схематической карте хода развития (динамики) природы лесоболотной зоны Западно-Сибирской равнины // Геологическое строение и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности.— М.: Недра, 1965-в.— Вып. 1.— С. 284—299.

Орлов В. И. К методике составления карты динамики природы тайги Западной Сибири // Вопросы географии Сибири.— Томск, 1966-а.— Вып. 6.—С. 86—102.

Орлов В. И. Новый метод анализа хода развития (динамики) природы в географических исследованиях // Докл. научно-краевед, конф.— Челябинск, 1966-б.— С. 10—15.

Орлов В. И. Ход развития (динамики) природы и неотектоника на примерах лесоболотной зоны Западно-Сибирской равнины // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры.— М.: Недра, 1967.— С. 258—265.

Орлов В. И. Ход развития природы лесоболотной зоны Западной Сибири // Тр. Западносибирского НИГНИ.— 1968.— Вып. 10.— С. 157—171.

Орлов В. И. Ход развития (динамики) природы севера Западной Сибири: Автореф. дис... докт. геогр. наук.— М., 1969-а.— 35 с.

Орлов В. И. Основы динамической географии.— М.: Просвещение, 1969-6.— 173 с. 31—42.

Орлов В. И. Динамика природы северных районов и меры по охране и улучшению природной среды // Проблемы Севера.— М.: Наука, 1973.— Вып. 18.— С. 64—80.

Орлов В. И. Типизация болот по особенностям динамики их развития // Типы болот СССР и принципы их классификации.— Л.: Наука, 1974.—С. 51—57.

Орлов В. И. Анализ динамики природных условий и ресурсов.— М.: Наука, 1975.— 275 с.

Орлов В. И. Районирование болот севера Западно-Сибирской равнины с учётом особенностей динамики их развития // Генезис и динамика болот.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978.— Вып. 2.— С. 19—25.

Орлова В. В. Западная Сибирь. Климат СССР.—Л.: Гидрометеоиздат, 1962.— Вып. 4.— 301 с.

Панадиади А. Д. Барабинская низменность.— М.: Географгиз, 1953.— 232 с.

Перельман А. И. Геохимия ландшафтов.— М.: Высшая школа, 1966.— 392 с.

Петров Б. Ф. Почвы Алтайско-Саянской области // Тр. почвен. Ин-та им. В.В.Докучаева.— М.: АН СССР, 1952.— Т. 35.— 245 с.

Петров Б Ф. К характеристике почвенного покрова Барабы // Тр. Почв, ин-та АН СССР.— М.: АН СССР, 1953.— Т. 36.— С. 11—102.

Покрасс Е. П. О новейших геоструктурах юга Западно-Сибирской низменности в связи с изучением рельефа и проявлением неотектоники в Барабе // Докл. АН СССР.— 1952.— Т. 84.— № 5.— С. 1041—1045.

Покрасс Е. П., Кац Н. Я. Болотообразование в связи с условиями развития рельефа и новейшими тектоническими движениями в Барабинской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геогр.— 1953.— №5.— С. 42—54.

Полевая геоботаника.— М.; Л.: АН СССР, 1959.— 444 с.

Полевая геоботаника.— М.; Л.: Наука, 1964,— 527 с.

Полевая геоботаника.— М.; Л.: Наука, 1972.— 335 с.

Полевая геоботаника.— М.; Л.: Наука, 1976.— 310 с.

Полкошникова О. В. Влияние автомобильных дорог на растительность верховых болот Среднего Приобья: Автореф. дис... канд. биол. наук.— М., 1982.— 24 с.

Попов А. И. Вечная мерзлота в Западной Сибири и её изменение в четвертичный период // Мерзлотоведение.— 1947.— Т. 2.— С. 17—21.

Попов А. И. Вечная мерзлота в Западной Сибири.— М.: изд-во АН СССР, 1953.— 201 с.

Потёмкин А. Д. Печёночники п-ва Ямала, западносибирская Арктика//Бриологический журнал «Arctoa».— М., 1993.— Т. 2.— С. 57—101.

Предтеченский А. В., Применение материалов аэрофотосъемки при поисках и разведке торфяных месторождений Кеть-Вахского междуречья (Западная Сибирь). Автореф. дис... канд. геол.-минер, наук.— Калинин, 1981.— 21 с.

Предтеченский А. В., Скобеева Е. И. Геоморфологическая приуроченность различных типов болот центральной части Западной Сибири и применение аэрометодов для их изучения // Типы болот СССР и принципы их классификации.— Л.: Наука, 1974.— С. 181—188.

Прозоров Ю. С. Болота нижнеамурских низменностей.— Новосибирск: Наука, 1974.— 209 с.

Пыльцевой анализ (ред. И. М. Покровская).—М.: Госгеолиздат, 1950.— 572 с.

Пьявченко Н. И. Изменение степени облесённости европейского и западносибирского севера СССР в голоцене // Спорово-пыльцевая конф.— Л., 1953-а.— С. 46—48.

Пьявченко Н. И. К познанию природы грядово-мочажинных болотных комплексов карельского типа // Тр. Ин-та леса АН СССР.— 1953-6.— Т. 13.— С. 130—148.

Пьявченко Н. И. О природе нижнего максимума пыльцы ели в торфяниках // Докл. АН СССР.— 1954-а.— Т. 95.— С. 1093—1097.

Пьявченко Н. И. Условия заболачивания лесов таёжной зоны // Тр. Ин-та леса АН СССР.— 1954-6.— Т. 23.— С. 277—288.

Пьявченко Н.И. Бугристые торфяники.— М.: Изд-во АН СССР, 1955-а.— 280 с.

Пьявченко Н. И. Некоторые типы болот и заболачивание лесов Тюменской области//Тр. Ин-та леса АН СССР.—1955-6.—Т. 26.— С. 97—123.

Пьявченко Н. И. Нижняя ель в торфяниках // Тр. Ин-та леса АН СССР.— 1957.— Т. 36.— С. 178—186.

Пьявченко Н. И. Торфяники русской лесостепи.— М.: АН СССР, 1958.— 191 с.

Пьявченко Н. И. О происхождении грядового микрорельефа на гипново-осоковых болотах Западной Сибири // Проблемы ботаники.— 1962-а.— № 6.— С. 318—324.

Пьявченко Н. И. Типы болотообразования в Обь-Енисейском междуречье // Тр. Первой сибирской конф. почвоведов.— Красноярск, 1962-б.— С. 265—274.

Пьявченко Н. И. Лесное болотоведение.— М.: АН СССР, 1963-а.— 192 с.

Пьявченко Н. И. Особенности растительного покрова и строения некоторых болот Красноярского края // Учён. зап. Тарт. ун-та.— Тарту, 1963-б.— Вып. 145.— С. 15—21.

Пьявченко Н. И. Типы болотных лесов Томского стационара // Особенности болотообразования в некоторых лесных и предгорных районах Сибири и Дальнего Востока.— М.: Наука, 1965.— С. 97—114.

Пьявченко Н. И. Результаты палинологического изучения торфяников енисейской полосы Сибири // Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики.— М.: Наука, 1966.— С. 51—60.

Пьявченко Н. И. О продуктивности болот Западной Сибири // Раст. ресурсы.— 1967.— № 4.— С. 523—533.

Пьявченко Н. И. Динамика лесистости и состава лесов на юге Сибири в "голоцене по данным изучения торфяных и сапропелевых отложений // Лесоведение.— 1968.— № 3.— С. 17—30.

Пьявченко Н. И. К изучению палеогеографии севера Западной Сибири в голоцене // Палинология голоцена.— М.: АН СССР, 1971.— С. 139—157.

Пьявченко Н. И. Об изучении болотных биогеоценозов // Основные принципы изучения болотных биогеоценозов.— Л.: Наука, 1972.— С. 5—14.

Пьявченко Н. И. О принципах биогеоценотической классификации болот // Прблемы биогеоценологии.— М.: Наука, 1973-а.— С. 174—189.

Пьявченко Н. И. Заболоченные леса и болота Западной Сибири как объекты лесной мелиорации // Тр. Биол. ин-та АН СССР (Природа лесов и повышение их продуктивности).— 1973-б.— Вып. 20.— С. 26—38.

Пьявченко Н. И. О научных основах классификации болотных биогеоценозов // Типы болот СССР и принципы их классификации.— Л.: Наука, 1974.— С. 35—43.

Пьявченко Н. И. Состояние и перспективы изучения болотных биогеоценозов // Современное состояние и перспективы развития биогеоценологических исследований.— Петрозаводск, 1976.— С. 32—46.

Пьявченко Н. И. Болотообразование в биогеоценологическом освещении // Журн. общей биол.— 1978-а.— Т. 39.— С. 509—519.

Пьявченко Н. И. Некоторые результаты комплексного изучения болотно-лесных биогеоценозов. Осушение лесных земель // Советско-финский симпозиум. Петрозаводск, 22 июня 1978. Тез. докл.— Л., 1978-б.— С. 41—43.

Пьявченко Н. И. Торфяники и их значение в продуктивности лесов Нечерноземья // Почвоведение.— 1979-а.— № 8.— С. 70—74.

Пьявченко Н. И. О взаимоотношении леса и болота в таёжной зоне // Болота и болотные ягодники. Тр. Дарвиновского заповедника.— 1979-б.— Вып. 5.— С. 6—14.

Пьявченко Н. И. О взаимоотношениях леса и болота // Лесоведение.— 1980-а.— № 3.— С. 24—32.

Пьявченко Н. И. Болотообразовательный процесс в лесной зоне // Значение болот в биосфере,— М.: Наука, 1980-б.— С. 7—16.

Пьявченко Н. И. Об осушении и охране болот Западной Сибири // Перспективы развития осушительной мелиорации в Западной Сибири. Тез. докл.— Тюмень, 1980-в.— С. 8—10.

Пьявченко Н. И. Гидромелиорация и охрана природы. Лесохозяйственное использование осушенных земель // Второй советско-финский симпозиум, г. Москва, 1 сентября 1980 г. Тез. докл.— Л., 1980-г.— С. 7—8.

Пьявченко Н. И. Гидрологическая роль торфяных месторождений и использование их в сельском хозяйстве // Почвоведение.— 1981-а.— № 10.— С. 139—140.

Пьявченко Н. И. Проблемы торфообразования в аспекте биогеоценологии // Гидрологическая роль торфяных месторождений и использование их в сельском хозяйстве. Тез. докл.— Минск, 1981-б.— С. 5—10.

Пьявченко Н. И. Современное торфообразование и возможные изменения осушенных болот // Всесоюзн. конф. «Эволюция торфяных почв под влиянием осушительной мелиорации и её последствия». Тез. докл.— Минск, 1983.— С. 8—9.

Пьявченко Н. И. Торфяные болота, их природное и хозяйственное значение.— М.: Наука, 1985.— 152 с.

Пьявченко Н. И., Козловская Л. С. Изучение болотных биотеоценозов // Программа и методика биогеоценотических исследований.— М.: Наука, 1974.— С. 267—280.

Пьявченко Н. И., Сибирёва З. А. О роли атмосферной пыли в питании болот // Докл. АН СССР.— 1959.— Т. 124.— № 2.— С. 414—418.

Пьявченко Н. И., Сибирёва З. А. Некоторые результаты изучения взаимовлияния леса и болот в подзоне средней тайги // Тр. Ин-та леса и древесины АН СССР.— 1962.— Т. 53.— С. 174—203.

Пьявченко Н. И., Толейко Л. С. К изучению динамики растительности восточной окраины Западной Сибири и южной части Средне-Сибирского плоскогорья в голоцене // Всесоюзн. совещ. по изучению четвертичного периода. Тез. докл.— Новосибирск, 1964.— С. 18—20.

Пьявченко Н. И., Толейко Л. С. Динамика растительного покрова левобережья приенисейского севера в голоцене по данным изучения торфяников // Природа болот и методы их исследования.— Л.: Наука, 1967.— С. 110—114.

Пьявченко Н. И., Федотов С. С. Природа лесотундры Таз-Енисейского междуречья // Растительность лесотундры и пути её освоения.— Л.: Наука, 1967.— С. 157—163.

Работнов Т. А. Некоторые закономерности влияния удобрений на луговые растения и луговые фитоценозы // Тр. МОИП, 1970.— Т. 38.— С. 40—49.

Работнов Т. А. Фитоценология.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978.— 383 с.

Раковский В. Е., Пигулевская Л. В. Химия и генезис торфа.— М.: Недра, 1978.- 231 с.

Рассадина К. А. Цетрария (Cetraria) СССР // Труды Ботанического института АН СССР. Сер. II. Споровые растения. 1950. Вып. 5. С. 171—304.

Растительность Западно-Сибирской равнины. Карта. Масштаб 1:1500000 / Ред. И. С. Ильина.— М.: ГУГК, 1976 — 4 л.

Рихтер Г. Д. Озёра Западно-Сибирской низменности // Природа.— 1957.—№9.—С. 95—98.

Романов В. В. Гидрофизика болот.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.— 359 с.

Романова Е. А. Геоботанические основы гидрологического изучения верховых болот с использованием аэрофотосъёмки: Автореф. дис... канд. биол. наук.— Л., 1959.— 20 с.

Романова Е. А. Геоботанические основы гидрологического изучения верховых болот.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.— 214 с.

Романова Е. А. Растительный покров как показатель уровней грунтовых вод на верховых болотах // Тр. МОИП.— 1964-а.— Т. 8.— С. 94—101.

Романова Е. А. Типы болотных микроландшафтов как показатели видов торфа в верхних слоях залежи низинных болот // Тр. Гос. гидрол, ин-та.— 1964-б.— Вып. 112.— С. 105—125.

Романова Е. А. Краткая ландшафтно-морфологическая характеристика болот Западно-Сибирской низменности // Тр. Гос. гидрол. ин-та.— 1965.— Вып. 126.— С. 96—112.

Романова Е. А. Ландшафтно-морфологическая характеристика болот в бассейне р. Конды // Тр. Гос. гидрол. ин-та.— 1967-а.— Вып. 145.— С. 27—51.

Романова Е. А. Некоторые морфологические характеристики олиготрофных болотных ландшафтов Западно-Сибирской низменности как основа их типологии и районирования // Природа болот и методы их исследования.— Л.: Наука, 1967-б.— С. 63—67.

Романова Е. А. Методика составления типологических карт болот с использованием материала аэрофотосъёмки для гидрологического изучения болотных ландшафтов // Тематическое картографирование.— Л.: Наука, 1967-в.- С. 108-111.

Романова Е. А. Дешифрование аэрофотоснимков и составление крупномасштабных типологических карт болот Западной Сибири // Крупномасштабное картографирование растительности.— Новосибирск: Наука, 1970.— С. 118—123.

Романова Е. А. Типы болотных массивов и закономерности распределения их на территории Западной Сибири // Типы болот СССР и принципы их классификации.— Л.: Наука, 1974.— С. 167—174.

Романова Е. А. Зональные типы болот. Врезка М. 1:1250000 на карте «Растительность Западно-Сибирской равнины».— М.: ГУГК, 1976-а.— 4 л.

Романова Е. А. Общая характеристика болотных ландшафтов // Болота Западной Сибири, их строение и гидрологический режим.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976-б.— С. 19—39.

Романова Е. А. Растительность болот // Растительный покров Западно-Сибирской равнины / Отв. ред. В. В. Воробьёв, А. В. Белов.— Новосибирск: Наука, 1985.— С. 138—159.

Романова Е. А., Усова Л. И. Геоботаническая и краткая гидрологическая характеристика болотных ландшафтов водораздела рек Вах и Ватинский Еган Западной Сибири. Вопросы гидрологии болот Западной Сибири // Тр. Гос. гидрол. ин-та.— 1969.— Вып. 157.— С. 98—122.

Романова И. М. Изменение микроклимата под влиянием осушения болотных массивов // Метеорология и гидрология.— 1975.— № 12.— С. 51—56.

Романова И. М. Влияние осушения на положение уровня болотных вод в неосушеннои части (на примере Тарманского болотного массива) // Природные ресурсы Тюменской области.— Л., 1976.— С. 10—28.

Романова И. М. Влияние хозяйственной деятельности на гидрологический и тепловой режим Тарманского болотного массива // Метеорология и гидрология.— 1977.— № 5.— С. 76—79.

Романова И. М. Изменение водно-теплового режима и элементов водного баланса низинных болот под влиянием осушения: Автореф. дис... канд. геогр. наук.— Л., 1978-а.— 18 с.

Романова И. М. Промерзание низинных болот и влияние их осушения на глубину промерзания // Метеорология и гидрология.— 1978-6.— № 11.— С. 93—99.

Ростовцев Н. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности // Информ. сборн.: ВСЕГЕИ.— Л., 1955.— № 2.— С. 10—15.

Ростовцев Н. Н. Западно-Сибирская эпипалеозойская платформа и Тургайский прогиб // Геол. строение СССР. Тектоника.— М.: Госгеолтехиздат, 1958.— Т. 3 — 351 с.

Ростовцев Н. Н. Тектоническая схема мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты.— М. 1:3000000, СНИИГГИМ-С— Новосибирск: Госгеолком СССР, 1964.

Ростовцев Н. Н., Трофимук А. А. (ред.). Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности — новой нефтяной базы СССР.— Новосибирск: СО АН СССР, 1963.— 201 с.

Рубцов Н. И. Геоморфологические типы болот и их значение для классификации болотных массивов // Природа болот и методы их исследований.— Л.: Наука, 1967.— С. 22—27.

Рубцов Н. И. Значение рельефа при формировании болот // Исследования в лесах Сибири.— Красноярск, 1968.— Вып. 1.— С. 10—15.

Рубцов Н. И. Ландшафтные классификации болот на основе признаков рельефа // Типы болот СССР и принципы их классификации.— Л.: Наука, 1974.— С. 44—50.

Ружанский В. В. Гидрологические условия // Природные условия освоения междуречья Обь-Иртыш.— М., 1972.— С. 32—37.

Руофф З. Ф. Морфология и возраст прослоек в верхней толще сфагнового торфа среднерусских болот // Тр. Инсторфа.— М., 1934.— Вып. 4.— С. 31—44.

Сабо Е. Д. Гидролесомелиоративный фонд Западной Сибири и перспективы его освоения // Перспективы развития осушительной мелиорации в Западной Сибири.— Тюмень, 1980.— С. 14—17.

Савина Л. Н. Тенденции развития лесной растительности Сибири в голоцене // Динамика лесных биогеоценозов Сибири.— Новосибирск: Наука, СО, 1980.— С. 28—54.

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.

Савич Л. И., Ладыженская К. И. Определитель печеночных мхов севера европейской части СССР. М. -Л., 1936.— 309 с.

Савич-Любицкая Л. И., Смирнова З. Н. Определитель сфагновых мхов СССР.— Л.: Наука, 1968.— 112 с.

Савич-Любицкая Л. И., Смирнова З. Н. Определитель листостебельных мхов СССР. Верхоплодные мхи.— Л.: Наука, 1970.— 284 с.

Сакс В. Н. Основные моменты четвертичной истории юго-восточного побережья Карского моря // Проблема Арктики.— 1940.— № 5.— С. 56—76.

Сакс В. Н. Геологические исследования в северо-восточной части Западно-Сибирской низменности // Тр. Горногеол. упр. ГУСИП.— 1946.— Вып. 2.— С. 35—45.

Сакс В. Н. Четвертичный период в советской Арктике // Тр. научн.-иссл. ин-та геолог. Арктики.— 1953.— Т. 77.— 626 с.

Сакс В. Н. Некоторые спорные вопросы истории четвертичного периода в Сибири // Тр. НИИГА.— 1959.— Т. 96.— Вып. 8.— С. 151—164.

СвиточА. А. Палеогеография плейстоцена.—М.: МГУ, 1987.— 275 с.

Северцов А. С. Современные задачи эволюционной теории // Общие вопросы эволюции.— М.; Л.: АН СССР, 1945.— Т. 3.— С. 148—165.

Северцов А. С. Введение в теорию эволюции.— М.: МГУ, 1981.— 281 с.

Сергеев А. И. Методика инженерно-геологического изучения торфяных массивов.— М.: Наука, 1974.— 133 с.

Сергеев Е. М. Инженерная геология.— М.: МГУ, 1978.— 382 с.

Сергеев Е. М., Герасимова А. С, Трофимов В. Т. Объяснительная записка к инженерно-геологической карте Западно-Сибирской плиты. Масштаб 1:500000.— М.: МГУ, 1972.— 94 с.

Сергиевская Л. П. Экскурсия на сфагновое болото // Весенние ботанические экскурсии в окрестности Томска.— Томск, 1929.— С. 65—75.

Сергиевская Л.П.Флора Западной Сибири П.Н.Крылова. Томск:. 1961. Т. XII. Ч. 1—2.— С 3072—3550.

Скобеева Е. И., Голгофская Г. В., Лисс О. Л. и др. // Классификация растительного покрова болот и видов торфа центральной части Западной Сибири. М.— 1975.— 149 с.

Смагин В. Н. Опыт построения классификации схемы типов леса южной подзоны тайги // Бюл. МОИП.Отд. биол.— 1950.— Т. 15.— Вып. 3.— С. 86—89.

Смагин В. Н. Задачи лесной типологии в изучении лесов Сибири и Дальнего Востока // Материалы по изучению лесов Сибири и Дальнего Востока.— Красноярск, 1963.— С. 28—37.

Смагин В. Н. Леса бассейна р. Уссури.— М.: Наука, 1965.— 269 с.

Смагин В. Н. Современное состояние и перспективы развития биогеоценотического направления в лесной типологии // Второе всесоюзн. совещ. по лесной типологии. Тез. докл.— Красноярск, 1973-а.— С. 3—7.

Смагин В. Н. Актуальные проблемы лесной типологии // Вопросы лесоведения.— Красноярск, 1973-6.— Т. 2.— С. 15—25.

Смагин В. Н. и др. Типы лесов гор Южной Сибири.— Новосибирск: Наука, СО, 1980.— 332 с.

Смольянинов С. И. Применение торфа в промышленности // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири.— М.: Наука, 1977.— С. 192—198.

Смольянинов С. И., МасловС. Г. Термобрикетирование торфа.— Томск: Томск, ун-т, 1975.— С. 50—60.

Смоляницкий Л. Я. Некоторые закономерности формирования дернины сфагновых мхов// Бот. журн.— 1977.— Т. 62.— №9.— С. 1247—1252.

Соколов В. Н. Северная часть Западно-Сибирской низменности // Тр. научн.-иссл. ин-та геолог. Арктики. Четвертичные отложения советской Арктики.— М.: Госгеолтехиздат, 1959.— Т. 91.— С. 25—37.

Солоневич Н. Г. Растительный покров и строение болота «Бор» Ширинской болотной системы // Тр. БИН АН СССР. Сер. 3. Геоботаника.— I960.— Вып. 12.— С. 211—228.

Сочава В. Б. Классификация и картирование высших подразделений растительности Земли // Современные проблемы географии.— М.: Изд-во АН СССР, 1964.— С. 167—173.

Сочава В. Б. Введение в учение о геосистемах.— Новосибирск: Наука. 1978.— 319 с.

Стейнтон Р. Быстрые методы определения следов элементов при геохимических исследованиях.— М.: Мир, 1969.— 134 с.

Сторожева М. М. К характеристике Юркинского северо-таёжного болотного массива // Труды ин-та экологии растений и животных Уральского филиала АН СССР.— 1969.— Вып. 69.— С. 208—218.

Структура, функционирование и эволюция системы биогеоценозов Барабы.— Новосибирск: Наука, 1974.— 305 с.

Сукачёв В. Н. Болота, их образование, развитие и свойства // Сб. лекций дополнительных курсов для лесничих.— СПб., 1915.— С. 249—405.

Сукачёв В. Н. К вопросу об изменении климата и растительности на севере Сибири в послетретичное время // Метеорологический вестник.— 1922.— № 1—4. С. 15—21.

Сукачёв В. Н. Болота, их образование, развитие и свойства.— Л.: Ленингр. лесной ин-т, 1926.— 162 с.

Сукачёв В. Н. Растительные сообщества (Введение в фитоценологию).— Л.: Книга, 1928.— 232 с.

Сукачёв В. Н. Основы фитоценологии // Дендрология с основами лесной геоботаники.— М.: Гостехиздат, 1934.— С. 27—88.

Сукачёв В. Н. Дендрология с основами лесной геоботаники.— Л.: Гослестехиздат, 1938.— 361 с.

Сукачёв В. Н. Идея развития в фитоценологии // Сов. бот.— 1942.— №1—3.—С. 5—17.

Сукачёв В. Н. О принципах генетической классификации в биоценологии // Журн. общей биологии.— 1944.— Т. 5.— №4.— С. 213—227.

Сукачёв В. Н. Биогеоценология и фитоценология // Докл. АН СССР.— 1945.— Т. 47.— №6.— С. 447—449.

Сукачёв В. Н. Некоторые общие теоретические вопросы фитоценологии // Вопросы ботаники.— М.; Л.: Наука, 1954.— С. 291—309.

Сукачёв В. Н. Основные понятия лесной биогеоценологии // Основы лесной биогеоценологии.— М.: Наука, 1964.— С. 5—49.

Сукачёв В. Н. Динамика лесных биогеоценозов // Основы лесной биогеоценологии.— М.: Наука, 1964-а.— С. 458—480.

Сукачёв В. Н. Теоретическое и практическое значение лесной биогеоценологии // Основы лесной биогеоценологии.— М.: Наука, 1964-6.— С. 511—516.

Сукачёв В. Н. Основные понятия о биогеоценозах и общее направление их изучения // Программа и методика биогеоценологических исследований.— М., 1966.

Сукачёв В. Н. Виогеоценология и её современные задачи // Общая биология.— 1967.— Т. 28.— №5.— С. 501—509.

Сумгин М. И. К вопросу о вечной мерзлоте в торфяных буграх на Кольском полуострове // Тр. Комиссии по изучению вечной мерзлоты.— 1934.— Т. 3.— С. 15—20.

Сумгин М. И. Ещё несколько слов о вечной мерзлоте в торфяных буграх на Кольском полуострове // Тр. комиссии по изучению вечной мерзлоты.— 1938.— Т. 8.— С. **41—51.**

Суслов С. П. Физическая география СССР. Изд. 2.— Л.; М., 1954.— 712 с.

Табаков Н. В. К вопросу изысканий и проектирования автомобильных дорог в условиях высокой заболоченности нефтяных месторождений Среднего Приобья // Тр. СоюздорНИИ.— 1973.— Вып. 65.— С. 32—37.

Тамошайтис Ю. С. Генетическая классификация лож болота Литовской ССР // Тр. АН Лит. ССР. Сер. В.— 1964.— Вып. 3 (38).— С. 137—147.

Тамошайтис Ю. С. Ложа болот Литовской ССР и их генетическая классификация: Автореф. дис... канд. биол. наук.— Вильнюс, 1965.— 23 с.

Тамошайтис Ю. С. Ложа болот как один из основных болотообразовательных факторов // Природа болот и методы их исследования.— Л.: Наука, 1967.— С. 27—31.

Танфильев Г. И. Болота и торфяники. Полная энциклопедия русского сельского хозяйства.— СПб., **1900.— 201** с.

Тимофеев-Ресовский Н. В., Воронцов Н. Н., Яблоков А. Н. Краткий очерк теории эволюции.— М.: Наука, 1977.— 299 с.

Титлянова А. А., Наумов А. В., Кудряшова С. Я. и др. Запасы органического углерода в почвах Сибири, эмиссия парниковых газов и сток СОг в почвы Западной Сибири.— СПб, 1996.— Кн. 1.— 231 с.

Титов И. А. Взаимодействие растительных сообществ и условий среды.— М.: Сов. наука, 1952.— 469 с.

Толпышева Т. Ю. Лишайники западносибирских болот // Болота и заболоченные леса в свете задач устойчивого природопользования. Материалы конференции.— М. 1999.— С. 145—147.

Толпышева Т. Ю., Лисс О. Л. Авторское свидетельство № 1509785 на изобретение: «Способ выявления участков с максимальной глубиной торфяных залежей верховых болот таёжной зоны» (22 мая 1989 г.).

Томин М. П. Определитель корковых лишайников европейской части СССР. Минск, 1956.— 533 с.

Тонконогов В. Д., Дворников О. А. К систематике железисто-дифференцированных почв холодных и умеренных гумидных областей // Генезис, антропогенная эволюция и рациональное использование почв // Тр. Почвенного ин-та.— М., 1989.— С. 122—129.

Торф в народном хозяйстве: Всесоюзная научно-практ. конф. 25—**28** июня **1991** г.— Томск.— 255 с.

Торфяные ресурсы мира. Справочник / Под ред. А.С.Оленина.— М.: Недра, 1988.— 383 с.

Торфяные ресурсы РСФСР.— Изд-во ПГО «Торфгеология».— М., 1991.— 99 с.

Трасс Х. Х. Схенусовые болота в Эстонской ССР // Изв. АН ЭССР.— 1957.— № 2.— С. 134—140.

Троицкий С. Л. Основные вопросы стратиграфии четвертичных отложений в зоне морских трансгрессий и последнего оледенения // Материалы к обосн. стратигр. схем. четв. отл. Западно-Сибирской низменности.— Новосибирск, 1967.— С. 4—7.

Трофимов В. Т. Закономерности пространственной изменчивости инженерно-геологических условий Западно-Сибирской плиты.— М., Изд-во Моск. ун-та, 1977.— 278 с.

Трофимов В. Т. Основные общерегиональные особенности инженерно-геологических условий // Кайнозойские отложения, почвы, мерзлотные и инженерно-геологические условия Западной Сибири.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980-а.— С. 112—179.

Трофимов В. Т. Основные закономерности пространственной изменчивости инженерно-геологических условий // Кайнозойские отложения, почвы, мерзлотные и инженерно-геологические условия Западной Сибири.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980-6.— С. 128—151.

Трофимов В. Т., Баду Ю. Б., Васильчук Ю. К. Инженерно-геологические условия Гыданского полуострова.— М.: Изд-во Моск. ун-та, **1986.—** 21 с.

Трофимов В. Т., Баду Ю. Б., Дубинов Г. П. Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород Западно-сибирской плиты.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980.— 246 с.

Тыртиков А. П. Формирование и развитие крупнобугристых торфяников в северной тайге Западной Сибири // Мерзлотные исследования.— Изд. Моск. ун-та, 1966.— Вып. 6.— С. 144—154.

Тыртиков А. П. Влияние растительного покрова на промерзание и протаивание грунтов.— М.: МГУ, 1969.— 192 с.

Тыртиков А. П. Смена редколесий тундрами в Западной Сибири // Вестн. Моск. ун-та, 1970.— Сер. биол.-почв., №4.— С. 46—52.

Тыртиков А. П. Динамика растительного покрова и развитие мерзлоты в Западной Сибири.— М, Изд-во Моск. ун-та, 1974.— 196 с.

Тыртиков А. П. Динамика растительного покрова и развитие вечномерзлотных форм рельефа.— М.: Наука, 1979.— 114 с.

Тюремнов С. Н. Торфяные месторождения и их разведка. Изд. 2-е.— М., 1949.— 464 с.

Тюремнов С. Н. Современные межледниковые торфяники европейской части СССР и Западно-Сибирской низменности // Тр. лаб. геологии угля АН СССР.— 1956.— Вып. 5.— С. 51—57.

Тюремнов С. Н. О торфяных месторождениях Западно-Сибирской низменности // Тр. Томск, ун-та.— 1957-а.— Т. 141.— С. 81—95.

Тюремнов С. Н. Растительный покров // Торфяные месторождения Западной Сибири.— М.: Недра, 1957-б.— С. 30—39.

Тюремнов С. Н. Районирование торфяных месторождений // Торфяные месторождения Западной Сибири.— М.: Недра, 1957-в.— С. 129—142.

Тюремнов С. Н. Возраст торфяных месторождений и история развития древесной растительности // Торфяные месторождения Западной Сибири.— М.: Недра, 1957-г.— С. 114—129.

Тюремнов С. Н. Погребённые торфяники по Оби // Матер, совещ. по изучению четвертичного периода.— 1961.— Т. 1.— С. 309—316.

Тюремнов С. Н. Торфяные месторождения.— М.: Недра, 1976.— 487 с.

Тюремнов С. Н., Виноградова Е. А. Геоморфологическая классификация торфяных месторождений // Тр. Моск. торф, ин-та.— 1953.— Вып. 2.- 54 с.

Тюремнов С. Н., Ларгин И. Ф. Изменение химического состава вод торфяных болот в зависимости от условий их залегания // Тр. Гос. гидрол, ин-та.— 1966.— Т. 135.— С. 223—242.

Тюремнов С. Н., Лисс О. Л., Куликова Г. Г. Торфяные отложения левобережного Приобья северной части Томской области // Природные условия Западной Сибири.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971.— Вып. 1.— С. 65—76.

Тюремнов С. Н., Жудова П. П. Принципы геоботанического районирования, проводимого вузами в помощь народному хозяйству // Межвуз. конф. по геоботан. районированию СССР. 21—24 декабря 1964. Материалы.— М.: Изд-во Моск. ун-та. 1967.— С. 53—60.

Уфимцева К. А. Своеобразие почвенного покрова лесной зоны Западно-Сибирской равнины // Генезис и география почв СССР.— М.: Наука, 1966.— С. 18—39.

Уфимцева К. А. Современные и реликтовые свойства почв Западно-Сибирской низменности // Почвоведение.— 1968.— №5.— С. 24—34.

Уфимцева К. А. Почвы таёжной зоны Обь-Иртышского междуречья // Природные условия и особенности хозяйственного освоения северных районов Западной Сибири. М.: Наука, 1969.— С. 45—58.

Уфимцева К. А. Почвы южной части таёжной зоны Западно-Сибирской равнины.— М.: Колос, 1974.— 205 с.

Фёдорова Н. М. Температурный режим суглинистых почвогрунтов водоразделов Сосьвинского Приобья Западной Сибири и некоторые другие аспекты современного почвообразования // Почвоведение.— 1970. №3. С. 74 92.

Фирсов Л. В., Волкова В. С, Левина Т. П. и др. Стратиграфия, геохронология и стандартная спорово-пыльцевая диаграмма голоценового торфяника болота Гладкое в Новосибирске (Правые Чемы) // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири.— Новосибирск: Наука, СО, 1982.— С. 96—107.

Фирсов Л. В. Панычев В. А. Позднеплейстоценовые-голоценовые отложения у С. Мамонтово, р. Бердь (ба- С. Верх. Оби) // Плейстоцен Сибири и смежных областей.— М.: Наука, 1973.— С. 46—51.

Фирсов Л. В., Троицкий С. Л., Левина Т. П. и др. Абсолютный возраст и первая для севера Сибири стандартная пыльцевая диаграмма голоценового торфяника // Бюл. комис. по изучению четвертичного периода.— 1974.— №41.— С. 121—127.

Флора Сибири. 1987—1997. Т. 1—13.

Харченко К. И. Радиационный баланс болот // Болота Западной Сибири, их строение и гидрологический режим.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— С. 199—214.

Хмелёв К. Ф. Типы болот Центрального Черноземья и их характе-
-.-ижоиЬ;т-и // Фтттчт К/лтпт* П Р Р Р *ТЯ* ТЬWWUWTT*,Т WY КТТЯССИ|ЪИКЯПИИ.——*Л.*: Наука, 1974.— С. 106—110.

Хмелёв К. Ф. Закономерности развития болотных экосистем: Автореф. дис... докт. биол. наук.— М., 1980-а.— 30 с.

Хмелёв К. Ф. Закономерности развития болот во взаимодействии с окружающей средой (на примере центра европейской части СССР) // Значение болот в биосфере.— М.: Наука, 1980-б.— С. 133—147.

Хмелёв К. Ф. Закономерности развития болотных экосистем Центрального Черноземья. Воронеж: Изд. Воронеж. ГУ. 1985. 166 с.

Хотинский Н. А. О положении границы между лесом и степью в Западной Сибири в эпоху среднего и позднего голоцена // Лесоведение.— 1970.— № 6. — С. 40—47.

Хотинский Н. А. Опыт трансевразиатской корреляции событий голоценовой истории растительности и климата таёжной области Евразии.— Новосибирск, 1971.— 13 с.

Хотинский Н. А. Палеогеографические итоги корреляции этапов развития растительности Северной Евразии в голоцене: Автореф. дис... докт. геогр. наук.— М., 1972.— 39 с.

Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии.— М.: Наука, 1977.— 197 «.

Хотинский Н. А. Следы прошлого ведут в будущее.— М.: Мысль, 1981.— 158 с.

Хотинский Н. А. Голоценовые хроносрезы: дискуссионные проблемы палеогеографии голоцена // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене.— М.: Наука, 1982-а.— С. 142—148.

Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии. Опыт трансконтинентальной корреляции этапов развития растительности и климата // К X конгрессу ИНКВА.— М.: Наука, 1982-б.— 200 с.

Хотинский Н. А. Дискуссионные вопросы стратиграфического расчленения и корреляции голоценовых отложений // Палинологические методы в стратиграфии и палеогеографии.— Магадан, 1982-в.— С. 72—78.

Хотинский Н. А., ДервицА. Л., Маркова Н. Г. Возраст и история формирования болот восточной окраины Васюганья // Бюл. МОИП. Отд. биол.— 1970.— № 5.— С. 82—92.

Хотинский Н. А., Волкова В. С, Левина Т. П. и др. Хронология, периодизация и палеогеография голоцена Западной Сибири // Четвёртое зап.-сиб. археол. совещ. «Особенности естественно-географической среды и исторические процессы в Западной Сибири».— Томск, 1979.— С. 10—12.

Хотинский Н. А., Климанов В. А. Радиоуглеродный возраст и климатические условия развития бугристых торфяников Надым-Казымского междуречья в голоцене // Вопросы экологии растений, болот, болотных местообитаний и торфяных залежей.— Петрозаводск, 1985.— С. 132—140.

Хотинский Н. А., Савина С. С. Палеоклиматические схемы территории СССР в бореальном, атлантическом и суббореальном периодах голоцена // Изв. АН СССР. Сер. геогр.— 1985.— №4. — С. 18—35.

Храмов А. А. Южнотаёжный западносибирский стационар // Геоботанические исследования в Западной и Средней Сибири.— Новосибирск: Наука, 1971.— С. 191—203.

Храмов А. А., Валуцкий В. И. Лесные и болотные фитоценозы Восточного Васюганья.— Новосибирск: Наука, 1977.— 219 с.

Цинзерлинг Ю. Д. Растительность болот СССР // Растительность СССР.— М.; Л., 1938.— Т. 1.— С. 355—429.

Чесноков В. А. Влияние осушения на изменение метеорологического и гидрологического режима болот // Стационарное изучение болот и заболоченных земель в связи с мелиорацией.— Петрозаводск, 1977.— С. 19—33.

Черепанов С. К. Сосудистые растения России и сопредельных государств.— СПб., 1995.— 990 с.

Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— М.: АН СССР, 1951.— 275 с.

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.— М.: Наука, 1966.— 239 с.

Шапошников М. А. Принципы построения инженерно-строительной классификации торфяных оснований неосушенных болот // Типы болот СССР и принципы их классификации.— Л.: Наука, 1974.— С. 228—234.

' Шапошников М. А. Геотехнические исследования болотных грунтов для строительства.— Л.: Стройиздат, 1977.— 126 с.

Шапошников М. А. Проблемы охраны природной среды в связи со строительством на болотах // Генезис и динамика болот.— Изд-во Моск. ун-та, 1978.— Вып. 2.— С. 120—126.

Шацкий С. Б. Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности // Тр. Томск. Гос. ун-та.— 1956.— Т. 133.— С. 115—124.

/

Шацкий С Б., Ростовцев Н. Н.Объяснительная записка.— Госгеолтехиздат, 1955.— 25 с.

Шевелёва Н. С, Хомичевская Л. С. Геокриологические условия енисейского севера.— М.: Наука, 1967.— 200 с.

Шенников А. П. К созданию единой естественной классификации растительности // Проблемы ботаники.— М.; Л.: АН СССР, 1962.— Т. 4.— С. 25—38.

Шенников А. П. Введение в геоботанику.— Л.: ЛГУ, **1964.**— 447 с.

Шляков Р. Н. Печеночные мхи севера СССР.— Л.: Наука, 1976.— Вып. **1—91** с.

Шляков Р. П. Печеночные мхи севера СССР.— Л.: Наука,— 1979—1982.— Вып. 2—5.

Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажнённости материков северного полушария // Зап. ВГО. Нов. сер.— 1957.— Т. 16.— 337 с.

Шнитников А. В. Природные явления и их ритмическая изменчивость // Докл. на ежегодных чтениях памяти Л. С. Берга.— Л., 1968.— Т. 8—14.— С.3—16.

Шнитников А. В. Многовековой ритм развития ландшафтной оболочки // Хронология плейстоцена и климат, стратиграфия.— Л., 1973.—С. 7—38.

Шнитников А. В. Озёра срединного региона и некоторые пути их использования.— Л.: Наука, 1976.— С. 5—133.

Шумилова Л. В. Схема ботанико-географических районов Барабы // Учён. зап. Томск, ун-та, 1947.— № 7.— С. 152—156.

Шумилова Л. В. О расчленении Сибири на ботанико-географические провинции // Вопросы географии Сибири.— Томск: Изд-во Томск, ун-та, 1949.— Сборн. 1.— С. 157—198.

Шумилова Л. В. Торфяные болота Томской области и перспективы их освоения // Тез. докл. научн. конф.— Томск, 1951.— С. 33—88.

Шумилова Л. В. Идеальная схема зональности Северной Евразии и закономерности растительности Сибири // Докл. научн. конф.— Томск, 1956.— С. 15—19.

Шумилова Л. В. Опыт фитоценологической классификации растительных сообществ на эколого-географической основе // Тр. Пятой научн. конф. Томск, гос. ун-та. Сек. ботан.— 1957.— № 141.— С. 149—159.

Шумилова Л. В. Геоботаническая география Сибири.— Томск, 1962.— 439 с.

Шумилова Л. В. Проблема ботанико-географического районирования и опыт её решения на примере Западной и Средней Сибири // Итоги исследований по биологии 1917—1967 гг. Томск, ун-та им. Куйбышева.— Томск, 1968.— С. 172—178.

Шумилова Л. В. Болотные регионы Западной Сибири в пределах Тюменской области // Тр. Ин-та Сибири и Дальнего Востока.— 1969.— №23.—С. 19—23.

Шумилова Л. В. Болота // Атлас Тюменской области.— М.; Тюмень: ГУГК, 1971.— 23 с.

Шумилова Л. В., Елисеева В. М. Торфяные болота Томской области и пути их хозяйственного освоения. Изд-во Томск, ун-та, 1956.— Вып. 7.— 44 с.

Шумилова Л. В., Крылов П. Н. Ботанико-географическое районирование Сибири // Памяти П. Н. Крылова в связи со 100—летием со дня рож. / Тр. Томск, гос. ун-та.— 1951.— Т. 116.— С. 65—75.

Юрковская Т. К. Типы болотных массивов на обзорной карте растительного покрова лесной зоны европейской части СССР // Типы болот СССР и принципы их классификации.— Л.: Наука, 1974.— С. 57—62.

Юрковская Т. К. География растительного покрова типов болотных массивов европейской части СССР // Бот. журн.— 1975.— Т. 60.— №9.—С. 1251—1264.

Язвия Л. Г. Использование болот и торфа в сельском хозяйстве // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири.— М.: Наука, 1977.— С. 198—205.

Ямпольский А. Л. Экономика комплексного использования торфяных ресурсов СССР.— М.: Недра, 1979.— 316 с.

Янушевский В. В. Особенности изучения стратиграфии торфяных залежей с использованием материалов аэрофотосъёмки // Учён. зап. Томск, ун-та, 1963.— Вып. 145.— С. 277—287.

Яснопольская Г. Г. Опыт использования геоботанической методики в разведке торфяных болот Сибири // Тр. МОИП, 1964.— Т. 8.— С. 102—**107.**

Яснопольская Г. Г. К характеристике растительности и торфяной залежи Васюганского болота // Учён. зап. Томск, гос. ун-та.— 1965.— №51.—С. 49—53.

Beadle N. C. W. Soil phosphate and its in molding segments of the Australian flora and vegetation, with special reference to xeromorphy and sclerophylly // Ecology.— 1966. Vol. 47.— No. 6.— P. 992—1007.

Brown R. J. C, Kupsch W. 0. Permafrost terminology.— Ottawa, 1974.— 62 p.

Cajander A. K. Studien iiber die Moore Finnlands.— Acta Forest Fenn.— 1913.- No. 2.— S. 1—208.

Cicerone R. J., Oremland R. S. Biogeochemical aspects of atmospheric methane // Jb:d. 1988. Vol. 2.— P. 299—327.

Esslinger Jh. L., Egan R. S. A sixth checklist of the lichen-forming, lichenicolous, and allied fungi of the continental United States and Canada // Bryologist. 1995. Vol. 98. № 4. P. 467—549.

Eurola S. Uber die regionale Einteilung der sudfinnischen Moore // Ann. Bot. Soc. Vanamo.— 1962.— Bd. 33.— No. 2.— S. 15—25.

Eurola S. Luoteis-European suokasvillisuusvjohykkeist seka niiden rannasta misesta paljakkaja metsakas villisuusvjohykkeisiin // Luonnon Tutkija.— 1968. Bd. 72.— No. 1—2.— S. 1—22.

Eurola S. The middle arctic mire vegetation in Spitsbergen // Acta Agr. Fenn.— 1971.— No. 123.— P. 87—107.

Finnisch peatlands and their utilization.— Helsinki, 1972.— P. 1—61.

Gams H. Die Alpenmoore // Yahrb. des Vereins z. Schutze der Alpenfl. u. Tiere.— 1958.— 5 s.

Goode D. A. Criteria for selection of peatland nature reserves in Britain // Proc/ 4th. Intern. Peat. Congress.— Helsinki, 1972.— Vol. 1.— P. 167—179.

Heikurainen L. In Proc. IPS symposium in Glasgow.— Helsinki, 1973-a.— P. 1—10.

Heikurainen L. «Suo», 1973-b. Vol. 24.— No. 6.— P. 109—112.

Heikurainen L. Comparison between runoff conditions on a virgin peatland arid a forest drainage area // Proc. 5th Peat Congr. «Peat and peatlands in the natural environment protection».— 1976.— Vol. 1.— P. 76—87.

Heinselman M. Forest sites, bog processes and peatland types in the glacial lake Agassize region, Minnesota // Ecol. Monographs.— 1963.— Vol. 33.— No. 4. P. 327—374.

Heinselman M. Landscape evolution, peatland types and the environment in the lake Agasis Peatlands Natural area, Minnesota // Ecol. Monographs.— 1970.— Vol. 40.— No. 2. P. 235—261.

Heusser C. J. Polar hemispheric correlation; palynological evidence from Chili and the Passific north-west America // World climate from 8000 to OBC— London, 1966.— P. 45—61.

Huxley J. Evolution: the modern synthesis.— London, 1945.— 102 p.

lives E., Sarv A., Valk U. Der C^{14} Datierungen zur Entwicklungsgeschichte der Walder an Hand von Materialien aus dem Hochmoor Teosaare (Estonische SSR) // Pedobiologia,— 1968.— Bd. 7.— No. 1.— S. 50—62.

Kaule G. Die Ubergang und Hochmoore Stiddeutschland und Vogesen.— Lehre, 1974.— 345 s.

Kaule G. Voraussetzungen und Massnahmen zur Erhaltung geschutzter und schutzenswerter Moore // Telma, 1976.— No. 6.— S. 211—217.

Kihlman A. O. Pflanzenbiologische Studien aus russischen Lappland // Acta Soc. fauna et flora fennica.— 1890. Bd. 6.— No. 3.— S. 41—85.

Kubitzki K. Zur Synchronisierung der nordwest-europaischen Pollendiagramme (mit Beitragen zur Waldgeschichte Nordwestdeutschlands) // Flora, 1961.— Bd. 150, H. 1.— S. 37—45.

Lappalainen E. Global peat resources // International peat Society. Finland. 1996.— 368 p.

Liss O. L., Berezina N. A. On the interaction of mires and their environment with examples from western Siberia // Classification of peat and peatlands // International Peat Society.— Helsinki, 1979.— P. 260—267.

Liss O. L. Studies of bog ecosystem evolution in West Siberia of the data of Sporo-pollen analysis // International Conference on the problems of the Holocene (Abstracts), Tbilisi, 1988 U.S.S.R.— P. 67—69.

Liss O., Avetov N. Peat stratigraphy as an indicator of climatic events in the Holocene // Xth Intern. Peat. Congress. Abs.— Bremen,— 1996.— P. 36.

Liss O., Avetov N. Spatial-tempocal regularities of bog development in the Holocene // Xth Intern. Peat. Congress. Abs.— Bremen,— 1996.— P. 37.

Lukkala O. J. Studien iiber das Verhaltnis zwischen dem Moortypus und dem Oberflachentorf der Moore // Acta forestalia fennica 1920.— Bd. 16.— S. 17—23.

Masing V. V. Some features of the structure and evolution of coenotic system // Some aspects of botanical research in the Estonian SSR.— Tartu, 1975.— P. 123—136.

Moen A. In Proc. IPS symposium in Glasgow.— Helsinki, 1973.— P. 1—12.

Moen A. Rapp. Kgl. Norske selsk. museum Bot. Ser. 1975.— No. 3.— P. 1—127. (РЖ Биол., 1976, 2В651).

Moore P. D., Bellamy D. J. Peatlands.— London, 1973.— 221 p.

Moor und Torfkunde. Herauagegeben von Karlhands G(ttlich. Stattgart, 1976,— 269 s.

Nilsson T. Standatdpollendiagramme and C^{14}-Datierungen aus dem Agerods mosse im mittleren Schonen.— Lunds univ. Arsskr. Avd. 2. 1964.— Bd. 59. No. 7.— P. 3—52.

Osvald H. Die Vegetation des Hochmoore Komosse // Svenska Vaxt.-soc. sallsk. handl.— Uppsala, 1923.— Bd. 1.— S. 35—40.

Paavilainen E. Effect of drainage and fertilization of peatlands on the environment // Ecol. Bull.— 1976.— No. 21.— P. 137—141.

Peatland and their utilization in Poland.— Waszawa, 1976.— 150 s.

Pollet F. Classification of peatlands in New Zealand // Proc. of the 4th Lit. Peat Congress.— Helsinki, 1972.— Vol. 1.— P. 101—111.

Pritchard T. Project «Telma» — International cooperation in the conservation of peatlands for scientific research and education // Proc. of the III Int. Peat congress.— Quebec, 1968.— Vol. 1.— P. 1—9.

Radforth N. W. In Proc. IPS symposium in Glasgow.— Helsinki, 1973.— p. 1—2.

Richards R. W. The tropicalrain forest.— Cambridge, 1957.— 150 p. 173.

Ruuhijrvi R. Uber die regionale Einteilung der nordfinnischen Moore// Ann. Bot. Soc. Vanamo.— Helsinki, 1968.— Vol. 31.— No. 1.— 360 p.

Salmi M. Present development stages of palsas in Finland // Proc. 4th Int. Peat Congress.— Helsinki, 1972. Vol. 1.— P. 121—143.

Schneekloth H., Schneider S. Proposal for a classification on the decomposition of peat // Transactions of the Working group for Classification of Peat.— Helsinki, 1976.— P. 11—14.

Tehler A. Systematics, phylogeny and classification // In: «Jichen biology» ed, Thomas H. Nash. III. Cambridge: University Press. 1996.— P. 217—239.

Thompson K. Swamp development in the head waters of the White Nile // Biol. Ancient River. The Hague, 1976,— P. 177—196.

Tsucada M. Pollen succession, absolute pollen frequency and recurrence surface in central Japan // Amer. J. Bot., 1967.— Vol. 54 No 7 — S. 821—831.

Valk U. In Estonian wetlands and their lixe.— Tallin, 1974.— P. 139—159.

Weber C A. Uber du Bezeichnung «Moor» «Torf» und «Humus» // Protocoll des 50 sitzung der Central-Moor-Commission 16 bis 18 Dezember 1902.— Berlin, 1903.— 105 s.

Wetlands International (Водно-болотные угодья России. Под общей ред. М. С. Боч. М.: 1999. Т. 2.—87 с.)

Zoltai S. C. Et al. Developing a wetland classification for Canada // Proc. 4th North. Am in Forest soil and forest land management.— Quebec, 1975. P. 497—511.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Флора болот Западной Сибири

Аннотированный список лишайников, моховидных и сосудистых растений болотных систем Западной Сибири составлен на основе личных сборов авторов (1965—1993), работы в гербарии и анализа опубликованных источников.

Общий флористический список насчитывает 582 вида.

I. ЛИШАЙНИКИ — LICHENES

В лихенологических работах сведения о лишайниках болот, как правило, отсутствуют, а в геоботанических работах при описании болотной растительности основное внимание обычно уделяется напочвенному покрову, но из лишайников нередко указываются только доминирующие виды, например *Cladina rangiferina, C. stellaris, Cetraria islandica* и т. п. Иногда лишайники просто упоминаются в списках, без точного указания субстрата или их положения в микрорельефе. На эпифитные лишайники в подобных работах внимание не обращают, поэтому они в списках отсутствуют. Имеются лишь единичные публикации, где отмечены эпифитные виды. Такой подход характерен не только для болот Западной Сибири, но и для болот России и прилегающих территорий в целом.

Следует отметить, что на болотах видовой состав, характер распределения и биомасса эпигейных лишайников четко согласуются с типами болотных фитоценозов. В то же время на эпифитные лишайники тип болотного фитоценоза влияет опосредованно и эти различия определяются, в основном, форофитом. При наличии одинаковых древесных пород видовой состав и обилие эпифитных лишайников в различных комплексах болотных фитоценозов, как правило, сходны. На болотах преобладают кустистые жизненные формы — их 46, листоватые и накипные заметно уступают им (21 и 18 соответственно), что обусловлено особенностями существования, в первую очередь, эпигейных лишайников, вынужденных постоянно конкурировать с быстро растущими мхами.

Список не претендует на полноту охвата всей флоры лишайников болот Западной Сибири, и дальнейшие исследования несомненно расширят его. Учитывая разрозненные сведения о лишайниках болот, мы указали дополнительно некоторые подзоны, в которых те или иные виды, на наш взгляд, могу произрастать на болотах. Количество выявленных лишайников составляет 85 видов, относящихся к 16 семействам, 3 порядкам, 40 родам.

Классифкация порядков, подпорядков и семейств лишайников приведена по A. Tehler «Systematica, phytogeny and classification» // In: «Lichen biology», 1996. Роды и виды внутри семейств расположены по алфавиту. Видовые названия лишайников приведены по Esslinger Th. L. and Egan R. S. A sixth checklist of the lichen-forming, lichenicolous, and allied fungi of the continental United States and Canada, 1995. При определении лишайников использованы следующие монографии: Определитель лишайников СССР. Вып. 1—5; Определитель лишайников России. Вып. 6; Томин М. П. Определитель корковых лишайников европейской части СССР. 1956.

Порядок ***Caliciales***

Сем. *Sphaerophoraceae*

Sphaerophorus fragilis (L.) Pers. В северной части лесотундры на вершинах более высоких кочек комплекса сильно кочковатых плоских бугров и топких мочажин. Арктоальпийский. Криофит.

S. globosus (Hudson) Vain. В тундровой зоне обычен на торфяно-кустарничковых и бугристых болотах; часто встречается на буграх в ерсеях бугристых болот. Арктоальпийский. Криофит.

Порядок ***Leotiales***

Сем. *Baeomycetaceae*

Icmadophila ericetorum (L.) Zahlbr. В подзоне средней тайги по обнаженной поверхности торфа и среди других видов лишайников, а также в понижениях по краю мочажин на верховых болотах в ассоциации с господством Sphagnum fuscum; по окраинам мочажин по Sphagnum fuscum в ассоциации Pinus sylvestris f. litwinowii, wilkommii + Andromeda et Cassandra + Lichenes + Sphagnum fuscum. На кочках со Sphagnum fuscum, на обнаженном торфе и на гнилой древесине в сосново-кустарничково-сфагновых, сосново-кустарничково-сфагново-лишайниковых, грядово-средне- и крупно-мочажинных комплексах фитоценозов. Чаще встречается на обнаженном торфе. Возможно нахождение вида на болотах в более северных районах, включая тундровую зону. Гипоарктомонтанный. Мезофит.

Порядок ***Lecanorales***

П/пор. ***Acarosporineae***

Сем. *Acarosporaceae*

Thelocarpon superellum Nyl. В подзоне средней тайги один раз отмечен на веточках сосны в грядово-средне-мочажинном фитоценозе (Среднее Приобье). Редкий вид. Указан для северных районов европейской

части России (Карелия, Кольский полуостров). Для Западной Сибири приводится впервые. Бореальный. Мезофит.

П/пор. ***Cladonineae***

Сем. *Cladoniaceae*

Cladina arbuscula (Wallr.) Hale et Culb. [Cladonia sylvatica (L.) Hoffm.] В субарктической тундре на валиках вторично-бугристо-валиковых полигонов; на склонах бугров крупнобугристых болот; на торфяно-кустарничковых болотах. В лесотундре на валиках полигональных болот и на высоких кочках заболоченных кочковато-мочажинных сфагновых тундр; на вершинах более высоких кочек в комплексе сильно кочковатых плоских бугров и топких мочажин; на кочках и в межкочечных понижениях на плоских торфяниках, в ассоциациях: морошково-багульниково-сфагново-кладониевой, ерниково-багульниково-сфагново-кладониевой. В подзоне северное тайги среди мхов на мелкокочковатых багульниково-лишайниковых болотах, плоско- и крупнобугристых комплексных торфяниках. В подзоне средней тайги на олиготрофных болотах в сухих углублениях и микропонижениях в сосново-кустарничково-сфагновых, сосново-кустарничково-сфагново-лишайниковых, грядово-мелко-, средне- и крупно-мочажинных, озерково-регрессивных комплексах фитоценозов. Один из обычнейших видов олиготрофных болот таежной, лесотундровой и тундровой зон. Бореальный. Ксеромезофит.

C. mitis (Sandst.) Hustich [Cladonia mitis Sandst.] В тундровой зоне на трещиновато-бугристых, бугристых и торфяно-кустарничковых болотах; на полигональных торфяниках в мохово-кустарничковых и мохово-лишайниковых ассоциациях. В лесотундре на повышениях водораздельных болот. В подзоне средней тайги среди зеленых мхов на крупнобугристых болотах; среди мхов в сосново-кустарничково-сфагновых, грядово-средне- и крупно-мочажинных комплексах фитоценозов. В подзоне лесостепи среди Pleurozium schreberi в сосново-кустарничково-сфагновой ассоциации с мелкой рямовой сосной. Широко распространен на олиготрофных болотах от тундровой зоны до лесостепи. Бореальный. Ксеромезофит.

C. rangiferina (L.) Nyl. [Cladonia rangiferina (L) Wigg.] В тундровой зоне на торфяных валиках полигонально-валиковых болот; на полигонах плоскобугристых болот в мохово-кустарничковых и мохово-лишайниковых ассоциациях; на буграх в мохово-кустарничковых ассоциациях плоскобугристых торфяников; на трещиновато-бугристых болотах; на буграх крупнобугристых болот; на буграх ерсейного комплекса бугристых болот; на торфяно-кустарничковых болотах. В зоне лесотундры на трещиновато-бугристых болотах; на повышениях водораздельных болот; на валиках и на высоких кочках заболоченной кочковато-мочажинной сфагновой тундры; на плоских торфяниках в ассоциациях морошково-багульниково-сфагново-кладониевой, морошково-багульниково-сфагновой, морошково-багульниково-кладониевой, осоково-бруснично-багульниково-кладониевой, ерниково-багульниково-сфагново-кладониевой, на кочках и в межкочечных понижениях, ассоциации кустарничково-сфагново-лишайниковой на кочках, прекративших свой рост; на вершинах более высоких кочек комплекса сильно кочковатых плоских бугров и топких мочажин. В подзоне северной тайги встречается в понижениях между гряд и в нижних частях склонов (обилен на сухом торфе, лишенном живых сфагновых мхов) на олиготрофных болотах в кустарничково-травяно-сфагновых комплексах с мерзлыми грядами; в нанопонижениях, на приствольных повышениях сосен, на сухих участках в сосново-кустарничково-сфагновых и грядово-крупномочажинном комплексах фитоценозов; на грядах и буграх в грядово-мочажинно-озерковых комплексах фитоценозов. В подзоне средней тайги среди зеленых мхов на крупнобугристых болотах; в грядово-мелкомочажинных комплексах верховых болот; на денудированных пятнах на склонах гряд верховых болот; на грядах в грядово-крупно-мочажинных комплексах фитоценозов; на буграх фускум-комплекса; в межкочечных понижениях в сосново-кустарничковых комплексах; на кочках и в микропонижениях в сосново-кустарничково-сфагновых, сосново-кустарничково-сфагново-лищайниковых, грядово-мелко-, средне- и крупно-мочажинных и озерково-регрессивных комплексы фитоценозов. В подзоне южной тайги на сухих повышенных местах на верховых сфагново-водораздельных болотах; в моховом покрове гряд грядово-верховых болот; изредка вкраплениями на вершинах подушек в сосново-кустарничково-сфагновых фитоценозах. В лесостепи среди Pleurozium schreberi в сосново-куетарничково-сфагновых ассоциациях с мелкой рямовой сосной. Фоновый вид среди лишайников на олиготрофных болотах; в таежной зоне нередко относится к числу доминантов. Бореальный. Мезофит.

F. major Fir. В подзоне средней тайги на верховых болотах среди и по Sphagnum fuscum в ассоциации с его господством; по Sphagnum fuscum в ассоциации Pinus sylvestris f. litwinowii - Ledum palustre + Cassandra calyculata - Sphagnum fuscum; на вершинах и по склонам кочек и в межкочечных пространствах в ассоциации Pinus sylvestris f. litwinowii - Ledum palustre + Cassandra calyculata - Lichenes + Sphagnum fuscum; среди Sphagnum fuscum в ассоциации Pinus sylvestris f. f. litwinowii, wilkommii - Andromeda + Cassandra - Lichenes + Sphagnum fuscum.

F. typica. В подзоне средней тайги на верховых болотах

C. stellaris (Opiz) Brodo [Cladonia alpestris (L.) Rabenh.] В арктической и субарктической тундрах фоновый вид дикраново-лишайниковых бугров на плоскобугристых болотах; встречается на болотах надпойменных

террас среди зеленых мхов и осок. В южных тундрах на торфяно-кустарничковы болотах. В лесотундре на торфянокочковатых ягельных участках, занимающих промежуточное положение между болотами и тундрой; на плоских торфяниках на кочках и в межкочечных понижениях в следующих ассоциациях: морошково-багульниково-сфагново-кладониевой, морошково-багульниково-сфагновой, морошково-багульниково-кладониевой, осоково-бруснично-багульниково-кладониевой, ерниково-багульниково-сфагново-кладониевоой, в межкочечных понижениях вместе с Rubus chamaemorus и Ledum palustre в кустарничково-сфагново-лишайниковой ассоциации. В подзоне северной тайги на олиготрофных болотах нередко является фоновым видом. Встречается на мелкокочковатых багульниково-лишаиниковых болотах, плоско- и крупнобугристых комплексных торфяниках, где растет среди мхов; в кустарничково-травяно-сфагновых комплексах с мерзлыми грядами, встречается в понижениях между гряд и в нижних частях склонов, обилен на сухом торфе, лишенном живых сфагновых мхов; также в сосново-кустарничково-сфагновых фитоценозах в нанопонижениях, на сухих участках приствольных повышениях у сосен. В подзоне средней тайги растет среди зеленых мхов на крупнобугристых болотах; на вершинах моховых подушек из Sphagnum fuscum и в межкочечных понижениях в сосново-кустарничково-сфагновых фитоценозах, на грядах и буграх в грядово-мочажинно-озерковых комплексах; среди и по Sphagnum fuscum в ассоциациях с его господством; по Sphagnum fuscum в ассоциации Pimus sylvestris f. litwinowii - Ledum + Cassandra - Sphagnum fuscum; на вершинах и по склонам кочек и в межкочечных пространствах в ассоциации Pinus sylvestris f. litwinowii + Ledum + Cassandra - Lichenes + Sphagnum fuscum; среди Sphagnum fuscum в ассоциации Pinus sylvestris f. f. litwinowii, wilkommii - Andromeda + Cassandra - Lichenes + Sphagnum fuscum; на денудированных пятнах по склонам гряд в грядово-крупно мочажинных комплексах фитоценозов. В подзоне южной тайги на олиготрофных болотах встречается вкраплениями среди мхов на вершинах, подушках в сосново-кустарничково-сфагновых фитоценозах; на сухих повышенных местах на сфагново-водораздельных болотах; на денудированных пятнах по склонам гряд в грядово-крупно-мочажинных комплексах «фитоценозов. Гипоарктомоонтанный. Мезофит.

F. sibirica Mereschk. В зоне средней тайги на вершинах и по склонам кочек, а также в межкочкарных пространствах в ассоциации Pinus sylvestris f. litwinowii - Ledum + Chamaedaphne calyculata - Lichenes + Sphagnum fuscum; среди S. fuscum в ассоциации Pinus sylvestris f. f. litwinowii, wilkommii - Andromeda + Chamaedaphne calyculata - Lichenes + Sphagnum fuscum, *Cladina stygia* (Fr.) Ahti [Cladonia stygia (Fr.) Ruoss.].

В подзоне средней тайги на верховых болотах. Гипоарктомонтанный. Мезофит.

Cladonia amaurocraea (Flk.) Schaerer. В тундровой зоне растет на валиках полигональных болот в мохово-кустарничковых и мохово-лишайниковых ассоциациях; фоновый вид на дикра ново-лишайниковых буграх плоскобугристых болот; на буграх в ерсеях бугристых болот. В лесотундре встречается на вершинах более высоких кочек в комплексах сильно кочковатых плоских бугров и топких мочажин; на кочках и в межкочечных понижениях плоских торфяников в следующих ассоциациях: морошково-багульниково-сфагново-кладониевой, морошково-багульниково-сфагновой, морошково-багульниково-кладониевой, осоково-бруснично-багульниково-кладониевой, ерниково-багульниково-сфагново-кладониевой, на полигональных торфяниках. В таежной зоне встречается на моховом покрове гряд в грядово-мочажинных комплексах верховых болот; на денудированных пятнах по склонам в грядово-крупномочажиных комплексах; на грядах и буграх в грядово-мочажинно-озерковых комплексах; среди Sphagnum fuscum в сосново-кустарничково-сфагновых фитоценозах. Гипоарктомонтанный. Мезофит.

F. oxyceras Ach. ex Vain. В зоне средней тайги на вершинах и по склонам кочек и в межкочкарных понижениях в ассоциации Pinus sylvestris f. litwinowii - Ledum + Cassandra - Lichenes + Sphagnum fuscum; среди S. fuscum в ассоциации Pinus sylvestris f. f. litwinowii, wilkommii - Andromeda + Cassandra - Lichenes + Sphagnum fiscum в сосново-кустарничково-сфагновых фитоценозах.

C. bellidiflora (Ach.) Schaerer. В тундровой зоне встречается на водораздельных бугристых и торфяно-кустарничковых болотах и на буграх — в ерсеях бугристых болот. Арктоальпийский. Криофит.

C. *botrytes* (Hagen) Willd. В подзоне средней тайги отмечен на опавших веточках сосен на грядах в грядово-крупно-мочажинных комплексах фитоценозов. В подзоне южной тайги - на денудированных пятнах на склонах в грядово-крупно-мочажинных комплексах фитоценозов. Последнее кажется нам сомнительным. Данный вид обычно произрастает на разлагающихся древесных субстратах. На болотах он редок. Нахождение его на денудированных пятнах связано, вероятно, с разлагающимся древесным субстратом. Бореальный. Мезофит.

C. *cenotea* (Ach.) Schaerer. В зоне средней тайги на верховых болотах по Sphagnum fuscum в ассоциации с его господством; на вершинах и по склонам кочек и в межкочечных пространствах в ассоциации Pinus sylvestris f. litwinowii - Ledum + Cassandra - Lichenes + Sphagnum fuscum; среди Sphagnum fuscum в ассоциации Pinus sylvestris f. f. litwinowii, wilkommii - Andromeda + Cassandra - Lichenes + Sphagnum fuscum; у оснований сосен в сосново-кустарничково-сфагновых, грядово-мелко-, средне- и крупно-мочажинных комплексах фитоценозов. В зоне южной тайги на верховых болотах на денудированных пятнах по склонам в грядово-крупно-мочажинных комплексах и на грядах и буграх в грядово-мочажинно-озерковых комплексах. Бореальный. Мезофит.

C. chlorophaea (Flk. ex Sommerf.) Sprengel. В зоне средней тайги на олиготрофных болотах на торфе в сосново-кустарничково-сфагновых, грядово- средне и крупно-мочажинных комплексах фитоценозов. Мультизональный. Мезофит.

C. coccifera (L.) Willd. В тундровой зоне встречается на буграх ерсейного комплекса бугристых болот; на торфяно-кустарничковых болотах; на кочках и в межкочечных понижениях, на плоских торфяниках, в следующих ассоциациях: морошково-багульниково-сфагново-кладониевой, морошково-багульниково-сфагновой, морошково-багульниково-кладониевой, ерниково-багульниково-сфагново-кладониевой. В лесотундре на низинных болотах в ассоциации Carex aquatilis - Drepanoca ladus spp. В подзоне северной тайги на олиготрофных болотах в понижениях между гряд и в нижних частях склонов, где наиболее обилен на сухом торфе, лишенном живых сфагновых мхов, в кустарничково-травяно-сфагновых комплексах с мерзлыми грядами. В подзоне средней тайги на олиготрофных болотах в грядово-мочажинно-озерковых комплексах; на торфе в сосново-кустарничково-сфагновых и сосново-кустарничково-сфагново-лишайниковых комплексах фитоценозов. В подзоне южной тайги на грядах и буграх в грядово-мочажинно-озерковых комплексах. Широко распространен на олиготрофных болотах. Обычен на оголенном торфе. Бореальный. Мезофит.

C. cornuta (L.) Hoffm. В зоне средней тайги на верховых болотах со Sphagnum fuscum в ассоциации с его господством; на вершинах и по склрнам кочек и в межкочкарных пространствах в ассоциации Pinus sylvestris f. litwinowii - Ledum + Cassandra - Lichenes - Sphagnum fuscum; среди Sphagnum fuscum в ассоциации Pinus sylvestris f. f. litwinowii, wilkommii - Andromeda + Cassandrs - Lichenes + Sphagnum fuscum. На олиготрофных болотах встречается обычно вкраплениями среди других видов р. Cladonia. Гипоарктомонтанный. Мезофит.

C. *crispata* (Ach.) Flotow. В зоне средней тайги рассеяно среди других видов лишайников на олиготрофных болотах в сосново-кустарничково-сфагновых, грядово-мелко-, средне- и крупно-мочажинных комплексах фитоценозов. Вероятно, встречается на олиготрофных болотах по всей таежной зоне и в лесотундре. Бореальный. Мезофит.

Var. dUacerata (Schaer.) Malbr. ex Vain. В зоне средней тайги по Sphagnum fuscum на верховых болотах в ассоциации с его господством.

C. cryptochlorophaea Asah. В зоне средней тайги у оснований сосен в грядово-крупно-мочажинных комплексах фитоценозов. Редкий вид на болотах. Бореальный. Мезофит.

C. *deformis* (L.) Hoffm. В подзоне арктических и субарктических тундр встречается на валиках полигональных болот; на буграх крупнобугристых болот. В подзоне северной тайги на олиготрофных болотах в кустарничково-травяно-сфагновых комплексах с мерзлыми грядами, где растет, в понижениях между гряд и в нижних частях склонов, при-

чем наиболее обилен на сухом торфе, лишенном живых сфагновых мхов. В подзоне средней тайги на верховых болотах по Sphagnum fuscum в ассоциации с его господством; на вершинах и по склонам кочек и в межкочечных пространства в ассоциации Pinus sylvestris f. litwinowii - Ledum + Cassandra - Lichenes + Sphagnum fuscum; среди других видов лишайников, чаще на оголенном торфе, в сосново-кустарничково-сфагновых, сосново-кустарничково-сфагново-лишайниковых, грядово-мелко-, средне- и крупно-мочажинных и озерково-регрессивных комплексах фитоценозов. Широко распространенный вид на олиготрофных болотах тундровой, лесотундровой и таежной зон. Чаще растет на обнаженном торфе. Гипоарктомонтанный. Мезофит.

F. scyphosa. В зоне средней тайги на вершинах и по склонам кочек и в межкочечных пространства в ассоциации Pinus sylvestris f. litwinowii - Ledum + Cassandra - Lichenes + Sphagnum fuscum; среди Sphagnum fuscum в ассоциациях Pinus sylvestris f. f. litwinowii, wilkommii - Andromeda + Cassandra - Lichenes + Sphagnum fuscum и Pinus sylvestris f. f. litwinowii, wilkommii - Andromeda - Cassandra - Lichenes + Sphagnum fuscum,

C. fimbriata (L.) Fr. В зоне средней тайги у оснований сосен в сосново-кустарничково-сфагновых, сосново-кустарничково-сфагново-лишайниковых, грядово-мелко-, средне- и крупно-мочажинных, озерково-регрессивных комплексах фитоценозов; на денудированных пятнах на склонах грядово-крупно-мочажинных комплексов. В зоне южной тайги на сухих повышенных местах на верховых сфагново-водораздельных болотах., на денудированных пятнах на склонах грядово-крупно-мочажинных комплексов. Мультизональный. Мезофит.

Var. simplex Flotow. В зоне средней тайги на верховых болотах по Sphagnum fuscum в ассоциации с его господством; на вершинах и по склонам кочек и в межкочкарных пространствах в ассоциации Pinus sylvestris f. litwinowii - Ledum + Cassandra - Lichenes + Spagnum fuscum; среди Sphagnum fuscum в ассоциации Pinus sylvestris f. f. litwinowii, wilkommii - Andromeda + Cassandra - Lichenes + Sphagnum fuscum.

Var. prolifera (Retz.) Mass. В подзоне средней тайги на верховых болотах по Sphagnum fuscum в ассоциации с его господством.

C. gracilis (L.) Willd. В зоне лесотундры на кочках и в межкочечных понижениях плоских торфяников в ассоциациях: морошково-багульниково-кладониевой, ерниково-багульниково-сфагново-кладониевой. В подзоне северной тайги среди мхов на мелкокочковатых багульниково-лишайниковых болотах, на плоско- и крупнобугристых комплексных торфяниках. В подзоне средней тайги вкраплениями среди других видов лишайников и среди мхов в сосново-кустарничково-сфагновых, грядово-средне- и крупно-мочажинных комплексах фитоценозов. На олиготроф-

ных болотах таежной и лесотундровой зон встречается постоянно, но, как правило, больших скоплений не образует. Бореальный. Мезофит.

Var. gracilis. В тундровой зоне на буграх в ерсеях бугристых болот.

C. macroceras (Delise) Hav. В тундровой зоне на валиках полигональных, бугристых, торфяно-кустарничковых болот, на буграх ерсеев бугристых болот. Гипоарктомонтанный. Мезофит.

C. *maxima* (Asah.) Ahti. В зоне средней тайги у основания кочек по краю мочажин в сосново-кустарничково-сфагновых, грядово-, средне- и крупно-мочажинных комплексах фитоценозов. Для центральной части Западной Сибири указывается впервые. Гипоарктомонтанный. Психрофит.

C. ochrochlora Flk. В зоне средней тайги у оснований сосен в сосново-кустарничково-сфагновых, грядово-средне- и крупно-мочажинных комплексах фитоценозов. Мультизональный. Мезофит.

C. pleurota (Flk.) Schaerer. В зоне средней тайги вкраплениями среди других видов лишайников на грядах в грядово-крупно-мочажинных комплексах фитоценозов. Бореальный. Мезофит.

C. uncialis (L.) Wigg. В тундровой зоне встречается на полигональных болотах. В зоне лесотундры на кочках и в межкочечных понижениях плоских торфяников в ассоциации морошково-багульниково-кладониевой. В зоне северной и средней тайги встречается среди мхов на верховых болотах в сосново-кустарничково-сфагновых, грядово-средне- и крупно-мочажинных комплексах фитоценозов. В тундровой и лесотундровой зонах обычный и нередко характерный вид на олиготрофных болотах; с продвижением в таежную зону встречается реже. Мультизональный. Ксеромезофит.

Cladonia sp. В Болыпеземельской тундре указан для низинного болота в ассоциации Carex aquatilis - Paludella squarrosa.

Сем. *Micareaceae*

Micarea nitschkeana (Lahm ex Rabenh.) Harm. В подзоне средней тайги на кедрах в сосново-кустарничково-сфагновых фитоценозах. Бореальный. Мезофит.

П/пор. *Lecanorineae*

Сем. *Alectoriaceae*

Alectoria nigricans (Ach.) Nyl. Встречается в зоне арктических и субарктических тундр на валиках полигональных, торфяно-кустарничковых и бугристых болот. Арктоальпийский. Криофит.

Alectoria ochroleuca (Hoffm.) A. Massal. Фоновый вид в зоне арктических и субарктических тундр на дикраново-лишайниковых буграх плоскобугристых болот. Арктоальпийский. Криофит.

Сем. *Lecanoraceae*

Japewia tornoensis (Nyl.) T0nsberg [Mycoblastus tornoensis (Nyl.) R. Anderson, Lecidea tornoensis Nyl.] В подзоне средней тайги на веточках кедра в сосново-кустарничково-сфагново-лишайниковых и грядово-крупно-мочажинных комплексах фитоценозов. Бореальный. Мезофит.

Lecanora circumborealis Brodo et Vitik. [L. coilocarpa auct.]. В подзоне средней тайги на веточках сосен в грядово- крупно-мочажинных фитоценозах. Встречается рассеяно, как примесь среди других эпифитных лишайников. Вероятно распространен во всей таежной зоне. Бореальный. Мезофит.

L.pulicaris (Pers.) Ach. [L. chlarona (Ach.) Nyl., L. pinastri (Schaerer) H. Magn., L. coilocarpa (Ach.) Nyl.] В подзоне средней тайги на соснах, березах, кедре (чаще на сухих веточках) в сосново-кустарничково-сфагновых, грядово-мелко-, средне- и крупно-мочажинных комплексах фитоценозов. В подзоне южной тайги на соснах, кедре, березах, изредка на стволиках кустарничков (подбел, багульник, хамедафне), на верховых болотах в сосново-кустарничково-осоково-сфагновых и сосново-кустарничково-сфагновых фитоценозах. Неморальный. Мезофит.

L. symmicta (Ach.) Ach. [Lecidea symmicta (Ach.) Ach.] В средней и южной тайге отмечен на соснах и кедре на олиготрофных болотах: в сосново-кустарничково-осоково-сфагновом и сосново-кустарничково-сфагновом фитоценозах; изредка встречается на стволиках кустарничков (Andromeda polifolta. Ledum palustre, Chamaedaphne calyculata). Бореальный. Мезофит.

Scolociosporum chlorococcum (Stenh.) [Bacidia chlorococca Vezda (Stenh.) Lettau] В подзоне средней тайги на соснах, кедре, березах в сосново-кустарничково-сфагновых, грядово-средне- и крупно-мочажинных комплексах фитоценозов. Вид относится к числу индикаторов атмосферного загрязнения. На болотных массивах в подзоне средней тайги он нередок, что свидетельствует о возрастающем глобальном атмосферном загрязнении. Бореальный. Мезофит.

Сем. *Mycoblastaceae*

Mycoblastus sanguinarius (L.) Norman. В подзоне средней тайги на ветвях сосен и кедра в сосново-кустарничково-сфагновых, грядово-средне- и крупно-мочажинных комплексах фитоценозов. Вид широко распространен в таежной зоне. Вероятно его отсутствие в других подзонах обусловлено слабой изученностью эпифитов лишайников болот. Гипоарктомонтанный. Мезофит.

Сем. *Ophioparmaceae*

Ophioparma lapponica (Rasanen) Hafelner [Lecanora chloropolia

(Erichs.) Almb.]. В подзоне средней тайги найден один раз на стволе засохшей березы на олиготрофном болоте в сосново-кустарничково-сфагновом фитоценозе. Бореальный. Мезофит.

Сем. *Parmeliaceae*

Asahinea chrysanha (Tuck.) W. Culb. et C. Culb [Cetraria chrysantha Tuck.]. В зонах арктических и субарктических тундр встречается на полигональных и бугристых болотах. Арктоальпийский. Криофит.

Bryocaulon divergens (Ach.) Karnefelt [Cornicularia divergens Ach.]. В зонах арктической и субарктической тундр встречается на буграх ерсейного комплекса бугристых, на валиках полигональных и вторично-бугристо- валиковых болот. На олиготрофных болотах тундровой зоны нередок. Арктоальпийский. Криофит.

Bryoria furcellata (Pr.) Brodo et D. Hawksw. [Alectoria nidulifera Norrlin] В зоне средней тайги обычен на соснах, березах, кедре в различных фитоценозах: ивово-осоковом, сосново-кустарничково-сфагновом, кустаряичково-сфагновом, грядово-, мелко-, средне- и крупномочажинных. Бореальный. Мезофит.

B. fuscescens (Gyeln.) Brodo et D. Hawksw. [Alectoria fuscescens Gyeln.] В таежной зоне произрастает на соснах и изредка встречается на стволиках кустарничков (подбел, багульник, хамедафне) на олиготрофных болотах в таких фитоценозах, как сосново-кустарничково-осоково-сфагновый и сосново-кустарничково-сфагновый. Бореальный. Мезофит.

' *B. implexa* (Hoffm.) Brodo et D. Hawksw. [Alectoria implexa (Hoffm.) Nyl.] В зоне средней тайги встречается на соснах на олиготрофных болотах в сосново-кустарничково-сфагновых, грядово-мелко-средне- и крупномочажинных комплексах фитоценозов. Не исключено, что распространен по всей таежной зоне. Бореальный. Мезофит.

Cetraria ericetorum Opiz. В тундровой зоне встречается на полигональных торфяниках в мохово-кустарничковых и мохово-лишайниковых ассоциациях. В подзоне средней тайги растет среди мхов на олиготрофных болотах в сосново-кустарничково-сфагновых фитоценозах. Не исключено, что вид широко представлен на олиготрофных болотах тундровой, лесотундровой и таежной зон, но при беглом геоботаническом описании растительности болот, его, вероятно, указывают как C. islandica или C. laevigata. Гипоарктомонтанный. Ксеромезофит.

F. subtubulasa Fr. В подзоне средней тайги указан для следующих ассоциаций 1) с господством Sphagnum fuscum, растет по его покрову; 2) Pinus sylvestris f. Litwinowii - Ledum + Cassandra - Lichenes + Sphagnum fuscum, где растет на вершинах и склонах кочек и в межкочкарных пространствах; 3) Pinus sylvestris f. f. litwinowii, wilkommii - Andromeda + Cassandra - Lichenes + Sphagnum fuscum, где встречается среди Sphagnum fuscum.

Var. infundibulifera Vain. В зоне средней тайги найден на олиготрофном болоте в ассоциации с господством Sphagnum fuscum, где развивается по Sphagnum fuscum.

C. *islandica* (L.) Ach. В зоне арктических и субарктических тундр растет на валиках и полигонах полигональных болот, на буграх плоско-бугристых дикраново-лишайниковых болот; на выпуклых сухих полигонах заболоченных полигональных тундр, на буграх ерсейного комплекса бугристых болот. Часто является фоновым видом. В зоне южных тундр на бугристых и торфяно-кустарничковых болотах. В зоне лесотундры обычен на повышениях водораздельных болот; в комплексах сильно кочковатых плоских бугров и топких мочажин, где растет на кочках среди небольших мочажин между Sphagnum compactum, S. robustum, S. squarrosum; на плоских торфяниках на кочках и в межкочечных понижениях в следующих ассоциациях: морошково-багульниково-сфагново-кладониевой, морошково-багульниково-сфагновой, осоково-бруснично-багульниково-кладониевой, ерниково-багульниково-сфагново-кладониевой, морошково-багульниково-кладониевой. В подзоне северной тайги встречается на олиготрофных болотах в кустарничково-травяно-сфагновых комплексах с мерзлыми грядами, в понижениях между гряд и в нижних частях склонов; в мелкокочковатых багульниково-лишайниковых ассоциациях; на плоско- и крупно-бугристых комплексных торфяниках, среди мхов. В подзоне средней тайги встречается на крупнобугристых болотах среди зеленых мхов и на склонах бугров, на олиготрофных болотах в сосново-кустарничково-сфагново-кладониевых, грядово-средне и крупномочажинных комплексах фитоценозов среди зеленых мхов, в озерково-регрессивных комплексах в микропонижениях на торфе. В подзоне южной тайги, на олиготрофных водораздельных болотах на сухих повышенных местах. Широко распространен на олиготрофных болотах тундровой, лесотундровой и таежной зон. Гипоарктомонтанный. Мезофит.

F. maculata (Vain.) Savicz. В зоне средней тайги на олиготрофных болотах со Sphagnum fuscum, где идет по этому виду; в ассоциации Pinus sylvestris f. litwinowii - Ledum + Cassandra - Lichenes + Sphagnum fuscum встречается на вершинах и по склонам кочек, в межкочкарных пространствах; в ассоциации Pinus sylvestris f. f. litwinowii, wilkommii - Andromeda + Cassandra - Lichenes + Sphagnum fuscum, среди S. fuscum.

F. procumbens. В зоне средней тайги на олиготрофных болотах в ассоциации с господством Sphagnum fuscum, no S. fuscum.

F. rigida (Retz.) Savicz. В зоне средней тайги на верховых болотах по Sphagnum fuscum в ассоциации с его господством.

C. laevigata Rassad. В зоне арктических тундр на валиках полигональных болот. В таежной зоне на моховом покрове гряд в грядово-мочажинных комплексах верховых болот; по склонам гряд в грядово-

крупномочажинных комплексах на денудированных пятнах; на грядах и буграх в грядово-мочажинно-озерковых комплексах. В подзоне средней тайги на верховых болотах в грядово-мелкомочажинных комплексах, на грядах среди покрова Sphagnum fuscum в сосново-кустарничково-лишайниковых фитоценозах; на грядах среди мохового покрова в сосново-кустарничково-сфагновых и грядово-средне- и крупномочажинных фитоценозах. Гипоарктомонтанный. Мезофит.

Cetrariella delisei (Bory ex Schaerer) Karnefelt et Thell [Cetraria delisei (Bory ex Schaerer) Nyl., Cetraria hiascens (Fr.) Th. Fr.]. В зоне арктических и субарктических тундр фоновый вид на плоскобугристых болотах, на дикраново-лишайниковых буграх, на валиках валико-полигональных и торфяно-кустарничковых болот; на буграх ерсейного типа на водораздельных бугристых болотах; на низинных болотах в ассоциации Carex aquatilis - Drepanocladi; на кочковатых тундровых болотах и осоково-лишайниковых мелкокочковатых болотах. В подзоне лесотундры на кочках между небольших мочажин среди Sphagnum compactum, S. robustum, S. squarrosum в комплексах сильно кочковатых плоских бугров и топких мочажин. В зоне средней тайги на олиготрофных болотах по Sphagnum fuscum в ассоциации с его господством, в микропонижениях мочажин и в межкочечных понижениях; на участках «черных мочажин» поверх пленки из цианобактерий, нередко совместно с печеночным мхом Cladopodiella flutans и Rhynchospora alba. В сосново-кустарничково-сфагново-кладониевых и грядово-крупномочажинных комплексах фитоценозов. Арктоальпийский. Психрофит.

Cetrelia braunslana (Mull. Arg.) W. Culb. et C. Culb. [Cetraria braunsiana (Mull. Arg.) Zahlbr.]. В зоне средней тайги изредка встречается на кедре в сосново-кустарничково-сфагновом и грядово-среднемочажинном комплексах фитоценозов. Неморальный. Гигромезофит.

Dactylina arctica (Richards.) Nyl. В зоне арктических тундр на валиках полигональных болот и на выпуклых сухих полигонах заболоченных полигональных тундр. Арктоальпийский. Психрофит.

Evernia mesomorpha Nyl. [E. thamnodes (Flotow) Arhold, Letharia mesomorpha DR.]. В подзоне средней тайги на соснах, березах и кедре на верховых болотах в сосново-кустарничково-сфагновых, грядово-мелко-, средне- и крупно-мочажинных и ивово-осоковых комплексах фитоценозов. В подзоне южной тайги на соснах на верховых сфагново-водораздельных болотах; на стволах и ветвях сосен, берез, кедра, ели, изредка на стволиках кустарничков (подбела, багульника, хамедафне) на сосново-кустарничково-осоково-сфагновых и слабовыпуклых сосново-кустарничково-сфагновых болотах. В таежной зоне относится к числу фоновых эпифитных видов. Бореальный. Мезофит.

Evernia sp. В зоне тундр на торфяно-кустарничковых болотах.

Flavocetraria cucullata (Bellardi) Karnefelt et Thell. [Cetraria cucullata (Bellardi) Ach.] В зоне арктических и субарктических тундр часто является фоновым видом на валиках полигональных и полигонах плоскобугристых болот, произрастает на дикраново-лишайниковых буграх, обычен в мохово-лишайниковых и мохово-кустарничковых ассоциациях на торфяно-кустарничковых болотах. В зоне южных тундр и лесотундры на повышениях водораздельных болот, на валиках полигонально-валиковых и трещиновато-бугристых болот, кроме того в лесотундре встречается на высоких кочках среди мочажин. Обычен в ассоциациях морошково-багульниково-сфагново-кладониевой, морошково-багульниково-сфагновой, морошково-багульниково-кладониевой, ерниково-багульниково-сфагново-кладониевой, на кочках и в межкочечных понижениях. В подзоне северной тайги встречается на валиках крупно-, средне- и плоскобугристых торфяников среди мхов и осок, а также по склонам бугров на багульниково-лишайниковы болотах. В подзоне средней тайги отмечены единичные слоевища среди мохового покрова в олиготрофных фитоценозах. Вид приурочен к северным районам. Арктоальпийский. Криофит.

F. nivalis (L.) Karnefelt et Thell [Cetraria nivalis (L.) Ach.] В зоне арктических и субарктических тундр встречается на валиках полигональных и бугристых болот в мохово-кустарничковых и мохово-лишайниковых ассоциациях; на плоскобугристых, торфяно-кустарничковых болотах, на буграх в ерсеях комплекса бугристых болот. В лесотундре в комплексе сильно кочковатых плоских бугров и топких мочажин, на вершинах более высоких кочек, а также в ассоциации морошково-багульниково-кладониевой на кочках и в межкочечных понижениях, в ассоциации осоково-бруснично-багульниково-кладониевой на кочках. В подзоне северной тайги на олиготрофных болотах в понижениях между гряд и в нижних частях склонов в кустарничково-травяно-сфагновых комплексах. В подзоне средней тайги на крупнобугристых болотах среди зеленых мхов и по склонам бугров торфяников, на буграх в мохово-кустарничковых ассоциациях. Широко распространен на олиготрофных болотах в тундровой зоне. С продвижением на юг его участие в растительном покрове болот снижается. Арктоальпийский. Криофит.

Hypogymnia farinacea Zopf [H. bitteriana (Zahlbr.) Rasanen]. В подзоне средней тайги, найден один раз на сосне в ивово-осоковом фитоценозе. Бореальный. Мезофит.

H. physodes (L.) Nyl. В подзоне средней тайги на соснах, березах, кедре, ивах в сосново-кустарничково-сфагновых, грядово-мелко-, средне- и крупно-мочажинных, ивово-осоковых и кустарничково-пушицево-сфагновых комплексах фитоценозов. В подзоне южной тайги на березах на верховых сфагново-водораздельных болотах; на стволах и ветвях сосен, берез, кедра, иногда на стволиках кустарничков (подбел, багульник, хамедафне) в сосново-кустарничково-осоково-сфагновых и сосново-кустарничково-сфагновых фитоценозах. Вид широко распространен в таежной зоне и относится к числу фоновых. Его «отсутствие» на болотах

в подзоне северной тайги и лесотундры связано с тем, что эпифитные лишайники болот в этих регионах практически не изучены. Бореальный. Мезофит.

F. casidiformis (Wer.) Hakul. В подзоне средней тайги, на соснах в сосново-кустарничково-сфагновых, кустарничково-сфагновых, грядово-мелко-, средне- и крупно-мочажинных комплексах фитоценозов.

Imshaugia aleurites (Ach.) S. F. Meyer [Parmeliopsis aleurites (Ach.) Nyl.]. В подзоне средней тайги на соснах, березах, ивах, кедрах (чаще у основания стволов или на засохших веточках) в сосново-кустарничково-сфагновых, грядово-мелко-, средне- и крупномочажинных, ивово-осоковых комплексах фитоценозов. В подзоне южной тайги на соснах, иногда на стволиках кустарничков (подбел, багульник, хамедафне) в сосново-кустарничково-осоково-сфагновых и сосново-кустарничково-сфагновых фитоценозах. Один из фоновых видов в нижней части стволов. Вид широко представлен в таежной зоне, поэтому вероятны его находки в более северных районах, включая тундровую зону. Бореальный. Мезофит.

Melanelia exasperata (de Not.) Essl. [Parmelia aspera Massal., P. exasperate de Not.] В подзоне средней тайги на стволе сосны в сосново-кустарничково-сфагновом фитоценозе. Неморальный. Мезофит.

M. laciniatula (Flag, ex Oliv.) Essl. [Parmelia laciniatula (Flag.) Zahlbr.]. В подзоне средней тайги один раз отмечен на веточках сосны в грядово-средне-мочажинном фитоценозе (среднее Приобье). Редкий вид. Ближайшее местонахождение в Карпатах. Для России приводится впервые. Неморальный. Мезофит.

M. olivacea (L.) Essl. [Parmelia olivacea (L.) Ach.]. В подзоне средней тайги на березах, соснах, кедре, ивах, осине в сосново-кустарничково-сфагновых, грядово-мелко-, средне- и крупно-мочажинных, ивово-осоковых комплексах фитоценозов. В подзоне южной тайги на березах на верховых сфагново-водораздельных болотах; на березах и соснах, изредка на стволиках кустарничков (подбел, багульник, хамедафне) в сосново-кустарничково-осоково-сфагновых и сосново-кустарничково-сфагновых фитоценозах. Вид широко распространен в таежной зоне; относится к числу фоновых на березах. Вероятно встречается в подзоне северной тайги и в лесотундре. Бореальный. Мезофит.

M. septentnonalis (Lynge) Essl. [Parmelia septentrionalis (Lynge) Ahti] В подзоне средней тайги на сосне в сосново-кустарничково-сфагновом фитоценозе. Бореальный. Мезофит.

Parmelia sulcata Taylor. В подзоне средней тайги на березах и соснах в сосново-кустарничково-сфагновых, кустарничково-сфагновых, грядово-мелко-, средне- и крупно-мочажинных комплексах фитоценозов. В подзоне южной тайги на березах, кедре, соснах, иногда на стволиках кустарничков (подбел, багульник, хамедафне), в сосново-кустарничково-осоково-сфагновых и сосново-кустарничково-сфагновых фитоценозах. Мультизональный. Мезофит.

Parmeliopsis ambigua (Wulf.) Nyl. В подзоне средней тайги на соснах, березах, кедре, багульнике, голубике, Betula nana в сосново-кустарничково-сфагновых, грядово-мелко-, средне- и крупно-мочажинных комплексах фитоценозов. В подзоне южной тайги на березах и соснах на верховых сфагново-водораздельных болотах; на основаниях сосен и берез, изредка на стволиках кустарничков (подбел, багульник, хамедафне) в сосново-кустарничково-осоково-сфагновых и сосново-кустарничково-сфагновых фитоценозах. Вид широко представлен в лесной зоне. Чаще встречается у основания стволов. Возможно его нахождение на болотах на аналогичных древесных породах в подзоне северной тайги, а также на кустарничках в тундровой зоне. Бореальный. Мезофит.

P. hyperopta (Ach.) Arnold В подзоне средней тайги на соснах и кедре в сосново-кустарничково-сфагновых, кустарничково-сфагновых, грядово-мелко-, средне- и крупно-мочажинных комплексах фитоценозов. В подзоне южной тайги на верховых болотах: на основаниях сосен, иногда на стволиках кустарничков (подбел, багульник, хамедафне в сосново-кустарничково-сфагновых и в сосново-кустарничково-осоково-сфагновых фитоценозах. Обычен (но не фоновый вид) в нижней части стволов. В отличие от Imshaugia aleurites, в Западной сибири встречается значительно реже, чем в европейской части России, где является нередко фоновым видом. Возможно нахождение вида в сходных условиях в подзоне северной тайги, в лесотундре, а также на кустарничках на болотах в тундровой зоне. Бореальный. Мезофит.

Pseudevernia furfuracea (L.) Zopf (Evernia furfuracea (L.) Mann). В подзоне средней тайги встречается на кедре в грядово-средне- и крупно-мочажинных комплексах фитоценозов. Бореальный. Мезофит.

Tuckermannopsis ciliaris (Ach.) Gyeln. [Cetraria ciliaris Ach.] В подзоне средней тайги встречается на веточках сосен и кедра в сосново-кустарничково-сфагновых и грядово-средне-мочажинных комплексах фитоценозов. Гипоарктомонтанный. Мезофит.

T. sepincola (Ehrh.) Hale [Cetraria sepincola (Ehrh.) Ach.] В подзоне средней тайги обычный вид на соснах, кедре и багульнике в сосново-кустарничково-сфагновых, грядово-мелко-, средне- и крупно-мочажинных, ивово-осоковых комплексах фитоценозов. Бореальный. Мезофит.

Usnea filipendula Stirton. В подзоне средней тайги встречается на кедре в грядово-крупно-мочажинных комплексах фитоценозов. Бореальный. Мезофит.

U. hirta (L.) Wigg. В подзоне средней тайги постоянно встречается на соснах и кедре в сосново-кустарничково-сфагновых, грядово-мелко-, средне- и крупно-мочажинных, ивово-осоковых комплексах фитоценозов. В подзоне южной тайги растет на соснах, кедре, березах в сосново-кустарничково-осоково-сфагновых и сосново-кустарничково-сфагновых фитоценозах. Вид, широко распространенный в таежной зоне, поэтому

вероятно его нахождение на древесных породах на болотах в подзоне северной тайги. Бореальный. Мезофит.

U. subfloridana Stirton. В подзоне средней тайги обычный вид на соснах, кедре и березах в грядово-мелко-, средне- и крупно-мочажинных, ивово-осоковых комплексах фитоценозов. В подзоне южной тайги растет на соснах, кедре, березах, иногда на стволиках кустарничков (подбел, багульник, хамедафне) в сосново-кустарничково-осоково-сфагновых и сосново-кустарничково-сфагновых фитоценозах. Отсутствие вида на болотах в подзоне северной тайги объясняется плохой изученностью эпифитных лишайников болот. Бореальный. Мезофит.

Usnea sp. В подзоне южной тайги отмечен на сосне на верховом сфагново-водораздельном болоте.

Vulpicida pinastri (Scop.) J.-E. Mattsson et Lai [Cetraria pinastri (Scop.) S. Gray]. В подзоне средней тайги постоянно встречается на соснах, березах, кедре, багульнике, голубике, карликовой березке (Betula nana) в сосново-кустарничково-сфагновых, грядово-мелко-, средне- и крупно-мочажинных, ивово-осоковых комплексах фитоценозов. В подзоне южной тайги отмечен на соснах на верховом сфагновом водораздельном болоте; у основания стволов сосен, кедра, ели, на багульнике, карликовой березке в сосново-кустарничково-осоково-сфагновых и сосново-кустарничково-сфагновых фитоценозах. Отсутствие вида на болотах в подзоне северной тайги, лесотундре и в зоне тундр объясняется слабой изученностью эпифитных лишайников болот. Бореальный. Мезофит.

Сем. *Physciaceae*

Buellia disciformis (Fr.) Mudd. В зоне средней тайги встречается на веточках сосен на олиготрофных болотах в фитоценозах сосново-кустарничково-сфагновом, грядово-мелко-, средне- и крупномочажинных комплексах. Возможно рассеянно встречается на соснах по всей таежной зоне. Монтанный. Мезофит.

, **П/пор. *Peltigerineae***

Сем. *Peltigeraceae*

Peltigera aphthosa (L.) Willd. В тундровой зоне встречается на валиках полигональных болот; на бугристых болотах; в ассоциациях Carex aquatilis - Drepanocladium; C. aquatilis - Paludella squarrosa и C. aquatilis - Mnium affine на низинных болотах. Возможно заходит на болота в лесотундре. Гипоарктомонтанный. Мезофит.

P. canina (L.) Willd. В подзоне арктических тундр отмечен на валиках полигональных болот. Не исключено, что может быть найден на

олиготрофных болотах в более южных районах, включая лесотундру. Мультизональный. Мезофит.

бугристых болотах. Бореальный. Ксеромезофит.

Solorina crocea (L.) Ach. В тундровой зоне на бугристых болотах. Предпочитает обнаженный торф. Арктоальпийский. Мезофит.

Сем. *Nephromataceae*

Nephroma arcticum (L.) Torss. В тундровой зоне на верховых болотах. Арктоальпийский. Психрофит.

Nephroma sp. В тундровой зоне на торфяно-кустарничковом болоте.

тт/ п *л*
П/пор. *Pertusarineae*
Сем. *Coccotremataceae*

Chromatochlamys muscorum (Fr.) H. Mayrh. et Poelt [Microglaena muscorum (Fr.) Th. Fr.] В подзоне средней тайги на веточках сосны в сосново-кустарничково-сфагновом фитоценозе. Редкий вид. Для Западной Сибири приводится впервые. Арктоальпийский психрофит.

Сем. *Pertusariaceae*

Ochrolechia tartarea (L.) Massal. Широко распространенный вид тундровой зоны. Встречается на буграх вместе с зелеными мхами при развитии бугров на крупнобугристых болотах; на торфяно-кустарничковых болотах; на буграх ерсейного комплекса бугристых болот; в мохово-кустарничковых и мохово-лишайниковых ассоциациях, на верхних частях склонов полигонов в пятнах деградации, рядом с отмершим Dicranum на полигональных торфяниках. Арктоальпийский. Криофит.

Ochrolechia sp. В тундровой зоне в мочажинном комплексе бугристых болот в ассоциации Carex aquatilis - Drepanocladi; на деградирующих буграх плоскобугристых болот ерсейного типа.

Pertusaria amara (Ach.) Nyl. В подзоне средней тайги постоянно в небольшом количестве встречается на веточках сосен в сосново-кустарничково-сфагновых, грядово-средне и крупно-мочажинных комплексах фитоценозов. Возможно нахождение вида в более южных районах. Неморальный. Мезофит.

Protothelenella sphinctrinoides (Nyl.) H. Mayrh. et Poelt [Microglaena sphinctrinoides (Nyl.) Lohnr.]. В подзоне средней тайги (среднее Приобье) один раз найден на сосне в сосново-кустарничково-сфагновом фитоценозе. Редкий вид. Отмечен для северных районов России (Карелия, Кольский полуостров). Для Западной Сибири указан впервые. Гипоарктомонтанный. Мезофит.

Порядок *Artoniales*

Сем. *Opegraphaceae*

Opegrapha rufescens Pers. В подзоне средней тайги на березах в сосново-кустарничково-сфагновых фитоценозах. Для Западной Сибири приводится впервые. Бореальный. Мезофит.

O. varia Pers. В подзоне средней тайги на соснах в ивово-осоковых фитоценозах. Для Западной Сибири приводится впервые. Бореальный. Мезофит.

Систематическое положение неопределенное:

Thamnolia vermicularis (Sw.) Ach. Ex Schaerer. Характерный вид тундровой зоны. Встречается на валиках полигональных болот и на выпуклых сухих полигонах заболоченных полигональных тундр; на торфяно-кустарничковых и бугристых болотах, особенно на буграх ерсейного комплекса. Арктоальпийский. Психрофит.

II. МОХОВИДНЫЕ — **BRYOPHYTA**

Специальных работ, посвященных бриофлоре Западной Сибири, нет, но есть довольно обширная литература по изучению болот Западной Сибири, где при характеристике болот приводятся отдельные виды моховидных (Баранов, 1927, 1928; Барышников, 1929; Бронзов, 1930, 1936; Бронзова, 1936; Генкель, Красовский, 1937; Львов, 1959, 1961, 1963, 1966, 1969, 1973 и др.). При определении моховидных были использованы следующие определители: печёночников — Л. И. Савич, К. И. Ладыженской (1936); Р. Н. Шлякова (1976; 1979—1982); сфагновых мхов — Л. И. Савич-Любицкой, 3. Н. Смирновой (1968); сфагновых и бриевых мхов — А. Л. Абрамовой, Л. И. Савич-Любицкой, 3. Н. Смирновой (1961); бриевых мхов — Л. И. Савич-Любицкой, 3. Н. Смирновой (1970). Сведения по географии отдельных видов моховидных, приводимые в этих определителях, были учтены при составлении списка.

Из последних работ следует отметить работу А. Д. Потёмкина (1993), посвященную изучению печёночных мхов полуострова Ямал (Западносибирская Арктика). Данные по печёночникам, отмеченным на болотах, были использованы при составлении приведённого ниже списка.

В списке моховидных приведённые порядок расположения семейств и современные латинские названия печёночников даны по Н. А. Константиновой, А. Д. Потёмкину и Р. Н. Шлякову (1992); листостебельных мхов — по М. С. Игнатову и О. М. Афониной (1992).

В составе болотных фитоценозов Западной Сибири (тундровая, таёжная зоны, подтайга и лесостепь) выявлено 176 видов моховидных. Из них 39 печёночников, 31 — сфагновых и 106 бриевых мхов. Среди печёночников ведущее семейство *Jungermanniaceae* — 12 видов, следующие по численности семейства — *Scapaniaceae* — 7 видов и *Cephaloziaceae* — 7, остальные представлены 1—2 видами. Из листостебельных мхов ведущим семейством является *Sphagnaceae* — 31 вид, из бриевых мхов — *Amblystegiaceae,* 25 видов, относящихся к 14 родам; следующие семейства — *Dicranaceae,* 11; *Bryaceae,* 10; *Mniaceae,* 9; *Polytrichaceae,* 6; *Splachnaceae,* 6 и *Hypnaceae,* 6; остальные представлены 1—2 (3—5) видами.

Класс ***Hepaticae***

Сем. *PeШaceae*

Pellia neesiana (Gott.) Limpr. На болотах в тундровой зоне.

Сем. *Aneuraceae*

Riccardia chamaedryfolia (Urich.) Grolle. На болотах в тундровой зоне.

Сем. *Trichocoleaceae*

Blepharostoma trichophyllum (L.) Dum. На торфянистой сырой почве, на пнях в тундровой и лесной зонах. Нечасто.

Pseudolepicolea fryei (H. Perss.) Grolle et Ando. В сфагновых дерновинках болот в тундровой зоне.

Сем. *Jungermanniaceae*

Gymnocolea fascinifera Potemk. На сфагново-травяных болотах и болотах с проточной водой в тундровой зоне.

G. inflata (Huds.) Dum. На осоковых, пушицевых, травяных и осоково-моховых болотах в тундровой зоне.

Leiocolea ruteana (Limpr.) K. Muell. На пушицево-моховых болотах в тундровой зоне.

Lophozia excisa (Dicks.) Dum. На обнажённом торфе, моховых болотах в тундровой зоне.

L. savicziae Schljak. В болотных фитоценозах тундровой зоны.

L. ventricosa (Dick.) Dum. На моховых болотах в тундровой зоне.

Massularia incisa (Schrad.) Schljak. На обнажённом торфе, на моховых болотах в тундровой зоне.

Mylia anomala (Hook.) S. Gray. На грядах, в мочажинах в биогеоце-

нозах олиготрофного типа (на рямах различных вариантов) в таёжной зоне, лесостепи; на обнажённом торфе в тундровой зоне.

Nardia geoscyphus (De Not.) Lindb. В болотных сообществах в тундровой зоне.

Orthocaulis binsteadii (Kaal) Buch. На болотах среди сфагновых и бриевых мхов в тундровой зоне.

O. kunzeanus (Hueb.) Buch. На слабо заторфованной почве, на умеренно увлажненных заболоченных местах в тундровой зоне.

Tritomaria quinquedentata (Huds.) Buch. На моховых болотах в тундровой зоне.

Сем. *Scapaniaceae*

Scapania curta (Mart.) Dum. На осоково-моховых болотах, на обнажённом торфе в тундровой зоне.

S. *irrigua* (Nees) Nees. На мохово-пушицевых и осоковых болотах в тундровой зоне.

S. *hyperborea* Joerg. На осоковых болотах в тундровой зоне.

S. *obcordata* (Berggr.) S. Arn. На осоково-моховых болотах с проточной водой и на обнажённом торфе в тундровой зоне.

S. paludicola Loeske et K. Muell. На осоковых, сфагновых, осоково-сфагновых и мохово-пушицевых болотах в тундровой зоне.

5. *tundrae* (Arnell) Buch. На осоковых, осоково-моховых и мохово-пушицевых болотах в тундровой зоне.

S. *uliginosa* (Lindenb.) Dum. На травяно-осоковых, осоково-моховых и пушицево-осоковых болотах обычно с проточной водой в тундровой зоне.

Сем. *Geocalycaceae*

Chiloscyphus fragllis (A. Roth) Schiffn. На осоковых и пушицевых болотах в тундровой зоне.

Lophocolea minor Nees. На сосново-кустарничково-сфагновом болоте с мочажинами в северной части таёжной зоны. Редко.

Сем. *Plagiochilaceae*

Plagiochila major (Nees) S. Arn. На осоковом болоте в тундровой зоне.

Сем. *Lepidoziaceae*

Lepldozia reptans (L.) Dum. На сосново-кустарничково-сфагновом болоте с мочажинами (на основании ствола сосны) в таёжной зоне. Редко.

Сем. *Calypogeiaceae*

Calypogeia muelleriana (Schiffn.) K. Muell. На мохово-пушицевом болоте в тундровой зоне.

Сем. *Cephaloziaceae*

Cephalozia bicuspidata (L.) Dum. На осоково-моховых болотах в тундровой зоне.

C. *pleniceps* (Aust.) Lindb. На осоково-моховых и моховых болотах в тундровой зоне.

Cladopodiella fluitans (Nees) Buch. На болотах верхового типа с признаками деградации, среди сфагновых мхов во всей лесной зоне довольно часто, к северу реже, а также на болотах с проточной водой в тундровой зоне.

Odontoschisma elongatum (Lindb.) Evans. На разных болотах в тундровой зоне.

Сем. *Cephaloziellaceae*

Cephaloziella divaricata (Sm.) Schiffn. На пушицево-осоково-сфагновом болоте в тундровой зоне.

C. *hampeana* (Nees) Schiffn. На осоково-пушицевых болотах в тундровой зоне.

C. *subdentata* Warnst. На осоково-моховых и полигональных болотах в тундровой зоне.

Сем. *Ptilidiaceae*

Ptilidium ciliare (L.) Натре. На осоково-мохово-ерниковом болоте в северной части таёжной зоны и также редко на болотах в тундровой зоне.

P. pulcherrimum (V. Web.) Vain. На стволах деревьев на сосново-кустарничково-сфагновом болоте с мочажинами в таёжной зоне.

Сем. *Radulaceae*

Radula complanata (L.) Dum. На стволах деревьев на сосново-кустарничково-сфагновом болоте с мочажинами в таёжной зоне.

Сем. *Marchantiaceae*

Marchantia polymorpha L. На осоковых и осоково-моховых болотцах в таежной зоне и на пушицевых болотах в тундровой зоне.

Класс ***Mueci***

Сем. *Sphagnaceae*

Sphagnum angustifolium (Russ. ex Russ.) C. Jens. В биогеоценозах олиготрофного, мезотрофного, реже эвтрофного типов (различные ассоциации), обычно на микроповышениях; в тундре, лесотундре, таёжной зоне и лесостепи. Широко распространён.

S. *aongstroemii* C. Hartm. В комплексном грядово-мочажинном типе болота (в мочажинах) в таёжной и тундровой зонах. Редко.

S. balticum (Russ.) Russ. ex C. Jens. Во многих ассоциациях олиготрофвых болот в таёжной зоне. В гетеротрофных болотах лесотундры и в комплексном валиково-полигональном типе в тундровой зоне. Обычно в мочажинах и в межкочечных понижениях. Широко распространён.

S. *capillifolium* (Ehrh.) Hedw. Во многих ассоциациях болот верхового типа с сосной на буграх, грядах, по окраинам болот в таежной зоне, в ассоциациях лесостепных болот, в центральной части рямов.

S. *centrale* C. Jens, ex H. Am. et C. Jens. Во многих ассоциациях биогеоценозов эвтрофного, реже олиготрофного типа («молодых» рямах) и в комплексах гетеротрофных типов (на грядах); заметно присутствие в кедровых сограх в таёжной зоне. В лесостепи по окраинам рямов.

S. *compactum* DC. in Lam. et DC. В комплексном грядово-мочажинном и озерково-денудационном типах на участках с признаками деградации в таёжной зоне.

S. contortum Schultz. В некоторых ассоциациях болот низинного типа (с осоками, бриевыми мхами), редко олиготрофного типа («подмоченных» рямах), в таёжной зоне и лесостепи.

S. cuspidatum Ehrh. ex Hoffm. Редко в мочажинах болот верхового типа в таёжной зоне.

S. fallax (Klinggr.) Klinggr. Во многих ассоциациях мезотрофных болот, реже по окраинам олиготрофных болот в сильно увлажнённых межкочечных понижениях, в мочажинах в таёжной зоне и лесостепи.

S. fimbriatum Wils. in Wils. et Hook. f. Нечасто в комплексном валиково-полигональном типе (на валиках) в тундровой зоне; на пойменных болотах в таёжной зоне; на границе увлажнённой окраины ряма и берёзово-осокового болота в лесостепи.

S. flexuosum Dozy et Molk. Изредка по окраинам олиготрофных болот, в некоторых ассоциациях мезотрофных болот и на сфагновых болотах лесостепи.

S. fuscum (Schimp.) Klinggr. Широко распространён и часто доминирует во многих ассоциациях олиготрофных болот (обычно в микропонижениях) в таёжной зоне, в лесостепных рямах, в комплексах грядово-мочажинного типа гетеротрофных болот (на грядах).

S. girgensohnii Russ. В комплексном валиково-полигональном типе

(в трещинах) в тундровой зоне; в ассоциациях лесных болот в таёжной зоне; на сфагновом болоте в северной части лесостепи.

S. *imbricatum* Hornsch. ex Russ. В комплексных плоскобугристых тундровых болотах; в некоторых ассоциациях грядово-мочажинного типа олиготрофных болот в таёжной зоне. Редко.

S. jensenii H. Lindb. Небольшие площади в избыточно увлажнённых тундровых болотах; в некоторых ассоциациях грядово-мочажинного комплекса олиготрофных болот в таёжной зоне (мочажины).

S. lenense H. Lindb. ex Pohle. В центральной части полигонов и на валиках в сфагновых тундровых болотах. Нередко.

S. lindbergii Schimp. ex Lindb. Небольшие площади в мелкобугристых и травяно-моховых болотах в тундре и лесотундре; в некоторых ассоциациях олиготрофных болот в мочажинах в северной части таёжной зоны.

S. majus (Russ.) C. Jens. В южном субарктическом варианте биогеоценозов валиково-полигонального типа (субарктическая тундра) в мочажинах на месте термокарстовых просадок. Широко распространён на олиготрофных болотах в мочажинах в таёжной зоне; в условиях лесостепи встречается редко (единичные находки у северной границы лесостепи).

S. *magellanicum* Brid. Широко распространён во многих ассоциациях олиготрофных болот (различные микроповышения — вершины и склоны кочек) в таёжной зоне. В лесотундре реже, по склонам берегов крупнобугристых болот; на склонах и основаниях гряд в гетеротрофных болотах в грядово-мочажинном комплексе. На рямах лесостепных болот.

S. obtusum Warnst. На болотах низинного типа в тундровой зоне. Во многих ассоциациях мезо-эвтрофных и гетеротрофных болот (мочажин, оснований гряд) в таёжной зоне. В условиях лесостепи выдерживает значительную минерализацию.

S. palustre L. Окраина ряма в Барабинской лесостепи. Редко.

S. papillosum Lindb. На болотах в тундровой зоне. Обычно в микропонижениях олиготрофного болота, а также гетеротрофного в таёжной зоне, занимает небольшие площади.

S. *platyphyllum* (Lindb. ex Braithw.) Sull. ex Warnst. Довольно редко на тундровых болотах, в некоторых ассоциациях эвтрофных и мезотрофных болот в таёжной зоне. В условиях северной части лесостепи на болотах мезотрофного типа (ближе к олиготрофному).

S. *riparium* Aongstr. В сильно увлажнённых ерсеях бугристых болот, на мелкобугристых торфяниках в тундре, лесотундре. В некоторых ассоциациях олиготрофных и мезотрофных болот в таёжной зоне. В условиях лесостепи при переходе к центральной части ряма.

S. *rubellum* Wils. В некоторых ассоциациях олиготрофных болот таёжной зоны. Встречается редко.

S. russowii Warnst. На тундровых болотах. В некоторых ассоциациях

олиготрофных и мезотрофных болот таёжной зоны, изредка. В лесостепных рямах.

S. *squamosum* Crome. На арктических полигональных болотах в тундровой зоне. В мочажинах, на склонах микроповышений на мезотрофных и эвтрофных болотах в лесной зоне. По окраинам рямов в лесостепи.

S. subsecundura Nees ex Sturm. В межкочечных понижениях в некоторых ассоциациях эвтрофных и мезотрофных болот в лесной зоне. В северной лесостепи по окраине рямов на границе с эвтрофным болотом.

S. *teres* (Schimp.) Aongstr. ex Hartm. На тундровых болотах. В некоторых ассоциациях мезотрофных болот в лесной зоне. В условиях северной лесостепи на сфагновых болотах.

S. warnstorfii Russ. На мелкобугристых торфяниках, на сухих повышениях полигональных и арктических болот. Во многих ассоциациях эвтрофных и мезотрофных болот (на кочках, между кочками, на склонах кочек), а также на гетеротрофных болотах лесотундры и северной тайги (на грядах и в понижениях), редко на участках болот верхового типа; по окраинам рямов Барабинской лесостепи.

S. wulfianum Girg. В некоторых ассоциациях облесённых мезотрофных и эвтрофных болот в таёжной зоне.

Сем. *Polytrichaceae*

Poiytrichastrum alpinum (Hedw.) G. L. Sm. В тундровых и арктических болотах.

Polytrichum commune Hedw. На микропонижениях мезотрофных, олиготрофных болот в тундровой, таёжной зонах и лесостепи. Часто.

P. jensenii Hag. На тундровых и арктических болотах.

P. juniperinum Hedw. На валиках полигональных болот в тундре. Нечасто.

P. longisetum Sw. ex Brid. На низинных и переходных болотах в тундре, лесотундре, в лесной зоне и лесостепи. Обычно по краям мочажин, на низких кочках. Нечасто.

P. strictum Brid. На микроповышениях олиготрофных и мезотрофных болот в тундровой, таёжной зонах и лесостепи. Довольно часто.

Сем. *Splachnaceae*

Splachnum luteum Hedw. На болотах в тундровой зоне. Сравнительно часто.

S. *sphaericum* Hedw. На болотах в тундровой зоне. Редко.

S. vasculosum Hedw. На торфяных болотах в тундровой зоне. Редко.

Tayloria lingulata (Dicks.) Lindb. На болотах в тундровой зоне. Редко.

Tetraplodon mnioides (Hedw.) Bruch et Schimp. in B. S. G. На болотах в тундровой зоне, поселяется как правило на животных остатках.

T. paradoxus (R. Br.) Hag. На болотах в тундровой зоне.

Сем. *Pohliaceae*

Bryoerythrophyllum recurvirostre (Hedw.) Chen. На арктических болотах, на сухом торфе.

Tortella tortuosa (Hedw.) Limpr. На арктических болотах.

Сем. *Grimmiaceae*

Racomitrium lanuginosum (Hedw.) Brid. На торфяниках, гипновых болотах в тундровой зоне.

Schistldium strictum (Turn.) Mart. На арктических болотах.

Сем. *Fissldentaceae*

Fissidens adianthoides Hedw. На болотах между осоковыми кочками в тундровой зоне.

Сем. *Ditrichaceae*

Ceratodon purpureus (Hedw.) Brid. Обычно на мелкоземистых субстратах, местами на обнажениях торфяников в лесотундре, таёжной зоне, лесостепи (заболоченный колок).

Ditrichum flexicaule (Schwaegr.) Натре. На притеррасных мохово-осоковых болотах, на долинных арктических болотах, на вершинах торфяных бугров в тундровой зоне.

Сем. *Dicranaceae*

Dicranella subulata (Hedw.) Schimp. На обнажённом торфянистом субстрате, на стенках торфяных бугров в тундровом болоте.

Dicranum acutifolium (Lindb. et H. Arnell) C. Jens ex Weinm. На болотистой почве, на валиках полигональных болот в тундровой зоне. Редко.

D. angustum Lindb. На термокарстовых и арктических гипновых болотах в тундровой зоне. Довольно часто.

D. bergeri Bland, in Starke. На микроповышениях олиготрофных, реже мезотрофных болот в тундровой, таёжной зонах и лесостепи. Нечасто.

D. bonjeanii De Not. На микроповышениях олиготрофных и мезотрофных болот в тундровой зоне (гипновые, комплексные болота), в лесной зоне и лесостепи (рямы). Изредка.

D. congestum Brid. На крупнобугристых торфяниках, на буграх мочажинного комплекса и на гипновых болотах. Изредка.

D. elongatum Schleich. ex Schwaegr. На микроповышениях гетеротрофных болот в тундровой зоне и северной части таёжной зоны. Изредка, небольшие пятна.

D. majus Turn. На комплексных болотах в тундровой зоне. Нечасто.

D. polysetum Sw. На микроповышениях олиготрофных и мезотрофных болот в тундровой, лесной зонах и лесостепи. Нечасто.

D. scoparium Hedw. На микроповышениях (чаще у основания стволов) на олиготрофных и мезотрофных болотах в тундровой и лесной зонах и лесостепи. Изредка.

D. spadiceum Zett. На арктических болотах между кочками.

Oncophorus virens (Hedw.) Brid. На тундровых и арктических болотах. Изредка.

O. wahlenbergii Brid. На арктических долинных болотах. Изредка.

Сем. *Bryaceae*

Bryum algovicum Sendtn. ex C. Muell. На долинных арктических болотах. Изредка.

B. calophyllum R. Br. На гипновых болотах в тундровой зоне. Редко.

B. cryophilum O. Mart. На долинных арктических гипновых болотах.

B. pseudotriquetrum (Hedw.) Gaertn. et al. На мокрых заболоченных местах и эвтрофных болотах в тундровой и таёжной зонах, в лесостепи. Изредка.

B. rutilans Brid. На долинных арктических гипновых болотах.

Leptobryum pyriforme (Hedw.) Wils. На болотах в тундровой зоне, на всевозможных обнаженных субстратах в других зонах.

Pohlia cruda (Hedw.) Lindb. На обнажении торфяника в тундровой зоне. Редко.

P. nutans (Hedw.) Lindb. На сфагново-гипновых болотах в тундровой зоне, на торфе олиготрофных и мезотрофных болот в таёжной зоне и лесостепи. Широко распространен.

P. sphagnicola (Bruch et Schimp.) Lindb. et H. Arnell. На торфяных болотах среди сфагнов в тундровой зоне. Редко.

Сем. *Mniaceae*

Cinclidium arcticum Bruch et Schimp. in B. S. G. На глубоких гипновых болотах и топях, по окраинам полигональных болот в тундровой зоне. Редко.

Mnium blyttii Bruch et Schimp. in B. S. G. На долинных гипновых и отмирающих термокарстовых болотах в тундровой зоне и в северной части таёжной зоны. Изредка.

Plagiomnium affine (Bland.) T. Kop. На арктических долинных гипновых и термокарстовых болотах в тундровой зоне; на небольших микроповышениях на мезотрофных и эвтрофных болотах в таёжной зоне и лесостепи. Нечасто.

P. cuspidatum (Hedw.) T. Kop. На эвтрофных болотах в таёжной зоне и лесостепи. Нечасто.

P. elatum (Bruch et Schimp. in B. S. G.) T. Kop. На ключевых и мезотрофных болотах в тундровой зоне. Редко.

P. ellipticum (Brid.) T. Kop. В мочажинах плоско-бугристых тетрагональных болот в тундровой зоне; на эвтрофных болотах в таёжной зоне и лесостепи. Изредка.

Pseudobryum cinclidioides (Hueb.) T. Kop. На эвтрофных (гипновых) болотах в тундровой зоне; на эвтрофных болотах в таёжной зоне. Изредка.

Rhizomnium pseudopunctatum (Bruch et Schimp.) T. Kop. На арктических долинных гипновых болотах. Редко.

R. punctatum (Broth.) T. Kop. На осоковых болотах в тундровой зоне; на эвтрофных болотах в таёжной зоне. Нечасто.

Сем. *Aulacomniaceae*

Aulacomnium palustre (Hedw.) Schwaegr. Широко распространён. На всех типах болот. В тундровой зоне на мезотрофных и гетеротрофных болотах. В таёжной зоне и лесостепи на микроповышениях во многих группах ассоциаций.

A. turgidum (Wahlenb.) Schwaegr. На болотах различного типа в тундровой зоне. Изредка.

Сем. *Meesiaceae*

Meesia longiseta Hedw. На торфяных болотах в тундровой зоне, на эвтрофных болотах таёжной зоны и северной части лесостепи. Редко.

M. triquetra (Richter) Aongstr. На эвтрофных, мезотрофных и гетеротрофных болотах в тундровой, таёжной зонах и лесостепи. Довольно часто.

M. uliginosa Hedw. Как примесь на мезотрофных болотах в тундровой зоне. Довольно редко.

Paludella squarrosa (Hedw.) Brid. На болотах, бугристых торфяниках в микропонижениях в тундровой зоне и северной части таёжной зоны. Изредка.

Сем. *Bartramiaceae*

Conostomum tetragonum (Hedw.) Lindb. На буграх комплексных болот, в тундровой зоне. Редко.

Philonotis fontana (Hedw.) Brid. В тундрово-болотных комплексах (ложбины стока), на торфяниках в тундровой и лесной зонах. Широко распространённый вид.

Сем. *Timmiaceae*

Timmia austriaca Hedw. На арктических болотах. Широко распространён в северных районах.

Сем. *Fontinaliaceae*

Fontinalis antipyretica Hedw. В согре лесостепи. В таёжной зоне, в стоячих и текучих водах. Редко.

Сем. *Climaciaceae*

Climacium dendroides (Hedw.) Web. et Mohr. На эвтрофных и мезотрофных болотах в тундровой и таёжной зонах и лесостепи. Изредка.

Сем. *Theliaceae*

Myurella julacea (Schwaegr.) Schimp. На гипновых болотах в тундровой зоне. Редко.

Сем. *Thuidiaceae*

Abietinella abietina (Hedw.) Fleisch. Редко на микроповышениях олиготрофных и низинных болот в таёжной зоне и лесостепи.

Thuidium philibertii Limpr. Редко на мезотрофных болотах в таёжной зоне и лесостепи.

T. recognitum (Hedw.) Lindb. Редко на микроповышениях комплексных лесных болот в таёжной зоне и в сограх лесостепи.

Сем. *Helodiaceae*

Helodiunv blandowii (Web. et Mohr) Warnst. На торфяных болотах в тундровой зоне; на эвтрофных болотах в таёжной зоне. Изредка.

Сем. *Amblystegiaceae*

Amblystegium serpens (Hedw.) Schimp. in B. S. G. Редко на эвтрофных болотах (торфяной субстрат) в таёжной зоне и лесостепи.

Calliergon cordifolium (Hedw.) Kindb. На арктических гипновых болотах, на эвтрофных болотах в таёжной зоне. Довольно часто.

C. *giganteum* (Schimp.) Kindb. На арктических долинных гипновых

болотах, в мочажинах плоскобугристых болот; на эвтрофных и мезотрофных болотах таёжной зоны и лесостепи. Довольно часто.

C. *richardsonii* (Mitt.) Kindb. in Warnst. Редко в мочажинах плоскобугристых арктических болот.

C. *stramineum* (Brid.) Kindb. На олиготрофных и мезотрофных травяных болотах среди сфагнов и других мхов в тундровой и таёжной зонах и лесостепи. Довольно часто.

Calliergonella cuspidate. (Hedw.) Loeske. На болотах в тундровой зоне изредка; на эвтрофных и мезотрофных болотах в таёжной зоне и лесостепи чаще.

Campylium polygamum (B. S. G.) C. Jens. Изредка на мезотрофных болотах в тундровой зоне, на эвтрофных болотах таёжной зоны и лесостепи.

C. *stellatum* (Hedw.) C. Jens. На эвтрофных болотах, в мочажинах олиготрофных болот в тундровой зоне, на эвтрофных и мезотрофных болотах в таёжной зоне и лесостепи. Изредка.

C. zemliae C. Jens. Редко в тундровой зоне на кочковатых болотах.

Drepanocladus aduncus (Hedw.) Warnst. На болотах в тундровой зоне, на эвтрофных и мезотрофных болотах в таёжной зоне и лесостепи. Нередко.

D. sendtneri (Schimp. ex C. Muell.) Warnst. На эвтрофных болотах в тундровой зоне; на древесно-травяных, травяно-моховых эвтрофных болотах в таёжной зоне и лесостепи. Нередко.

Hamatocaulis lapponicus (Norrl.) Hedenaes. В микропонижениях и мочажинах бугристых болот в тундровой зоне.

H. vernicosus (Mitt.) Hedenaes. На эвтрофных болотах в тундровой зоне, на эвтрофных болотах в топких микропонижениях в таёжной зоне и лесостепи. Довольно часто.

Leptodictyum riparium (Hedw.) Warnst. У основания стволов во влажных местах в тундровой зоне, на эвтрофных болотах в таёжной зоне и лесостепи. Нечасто.

Limprichtia cossoni (Schimp.) Anderson et al. В мочажинах осоково-гипновых, гипновых болот в лесостепи. Нечасто.

L. revolvens (Sw.) Loeske. На эвтрофных, мезотрофных и гетеротрофных болотах преимущественно в тундровой зоне и в северной части таёжной зоны. Изредка.

Loeskypnum badium (Hartm.) Paul. Редко на болотах в тундровой зоне.

Pseudocalliergon brevifolius (Lindb.) Hedenaes. Редко на арктических болотах, в мочажинах полигональных торфяников в тундровой зоне.

P. trifarium (Web. et Mohr) Loeske. Довольно часто на эвтрофных и мезотрофных болотах в тундровой и таёжной зонах и лесостепи.

Sanionia uncinate. (Hedw.) Loeske. На эвтрофных болотах и в комплексах валиково-полигонального типа в тундровой зоне, довольно час-

то; на эвтрофных болотах в таёжной зоне и лесостепи — изредка, обычно на гумусе, на пнях.

Sarmenthypnum sarmentosum (Wahlenb.) Tuom. et Kop. На топких и долинных гипновых болотах и на болотах комплексного валиково-полигонального типа в тундровой зоне. Изредка.

Scorpidium scorpioides (Hedw.) Limpr. Изредка в наиболее обводнённых местах эвтрофных болот в тундровой и таёжной зонах.

Warnstorfia exannulata (Guemb. in B. S. G.) Loeske. На травяно-моховых арктических болотах; на эвтрофных и мезотрофных болотах таёжной зоны. Нечасто.

W. fluitans (Hedw.) Loeske. На мезотрофных болотах в тундровой зоне; чаще в таёжной зоне и лесостепи (окраины рямов, мочажин олиготрофных болот).

Сем. *Brachytheeiaceae*

Brachythecium mildeanum (Schimp.) Schimp. ex Milde. На травяных и гипновых болотах в тундровой и таёжной зонах и лесостепи. Изредка.

B. rivulare Schimp. in B. S. G. Изредка в сограх лесостепи.

B. salebrosum (Web. et Mohr) Schimp. in B. S. G. На травяно-гипновых болотах в тундровой зоне и на лесных болотах таёжной зоны. Нечасто.

B. turgidum (Hartm.) Kindb. На арктических и моховых болотах в тундровой зоне.

Tomentypnum nitens (Hedw.) Loeske. Довольно широко распространён на эвтрофных и мезотрофных болотах в тундровой, таёжной зонах и лесостепи.

Сем. *Plagiotheciaceae*

Plagiothecium denticulatum (Hedw.) Schimp. in B. S. G. На болотах в тундровой зоне. Редко.

P. laetum Schimp. in B. S. G. На гипново-сфагновых и арктических болотах. Редко.

Сем. *Hypnaceae*

Callicladium haldanianum (Grev.) Crum. В заболоченном колке в лесостепи. Редко.

Hypnum lindbergii Mitt. На кочковатых болотах в тундровой зоне, в согре в лесостепи. Редко.

H. revolutum (Mitt.) Lindb. Редко на гипновых болотах в тундровой зоне.

H. subimponens Lesq. На полигональных болотах, в составе тундрово-болотных комплексов (повышения). Редко.

Orthothecium chryseon (Schwaegr. et Schultes) Schimp. in B. S. G. Редко на тундровых болотах.

Ptilium crista-castrensis (Hedw.) De Not. На микроповышениях олиготрофных болот в таёжной зоне. Нечасто.

Сем. *Hylocomiaceae*

Hylocomium splendens (Hedw.) Schimp. in B. S. G. На микроповышениях олиготрофных и мезотрофных болот в таёжной зоне. Нечасто.

Pleurozium schreberi (Brid.) Mitt. В тундровой зоне на моховых болотах; в таёжной зоне и лесостепи на микроповышениях олиготрофных, мезотрофных болот. Нечасто.

Rhytidiadelphus triquetrus (Hedw.) Warnst. Не часто на кочках согр вместе с Hylocomium splendens и Pleurozium schreberi в лесостепи и таёжной зоне.

III. СОСУДИСТЫЕ — **TRACHEOPHYTA**

Из сосудистых растений на болотах Западной Сибири зарегистрирован 321 вид. Выявленные виды принадлежат к 154 родам 59 семейств. Папоротники представлены 9 видами, хвощи — 3, плауны — 1, голосеменные — 6, однодольные — 133, двудольные — 169 видами.

По жизненным формам сосудистые растения распределяются следующим образом: деревьев — 15, кустарников — 31, полукустарников — 1, кустарничков — 1, лиана — 1, травянистых многолетников — 254, однолетников и двулетников — 13 видов.

С точки зрения экологической приуроченности во флористическом спектре доминируют водно-болотные виды — 159. Количество луговых видов — 85, лесных — 73, сорных — 4.

Для определения видов использовалась в основном «Флора Западной Сибири» П. Н. Крылова и Л. П. Сергиевской (1927—1964). По ней приводятся и латинские названия растений с незначительными изменениями согласно С. К. Черепанову (1995).

Отд. Плауновидные — ***Lycopodiophyta***

Сем. *Lycopodiaceae*

Lycopodium annotinum L. Редко в кедрово-вейниковых сограх от тундры до лесостепи.

Отд. Хвощевидные — ***Equisetophyta***

Сем. *Equisetaceae*

Equisetum fluviatile L. (E. limosum L.). Часто на эвтрофных осоковых, осоково-травяных болотах по берегам озёр, стариц, рек от арктической тундры до степи.

E. palustre L. Часто в таёжной зоне на эвтрофных травяных, травяно-моховых болотах, в сограх, по сырым берегам рек, озёр.

E. sylvaticum L. Изредка по окраинам болот, в сограх в таёжной зоне, очень редко в лесостепи в колках.

Отд. Папоротниковидные — ***Polypodiophyta***

Сем. *Onocleaceae*

Matteuccia struthiopteris (L.) Tod. Редко в таёжной зоне по периферии эвтрофных облесённых болот.

Сем. *Athyriaceae*

Athyrium filix-femina (L.) Roth. Часто в заболоченных лесах, сограх, редко по окраинам болот в таёжной зоне.

Cystopteris sudetica A. Br. et Milde. В таёжной зоне по окраинам облесённых эвтрофных болот.

Gymnocarpium dryopteris (L.) Newm. (Dryopteris linnaeana C. Chr.). Редко в кедровых сограх таёжной зоны.

Сем. *Dryopteridaceae*

Dryopteris carthusiana (Vill.) H. P. Fuchs (D. spinulosa (Muell.) O. Kuntze, D. lanceolatocristata (Hoffm.) Alston). Редко в сограх по окраинам болот в таёжной зоне.

D. cristata (L.) A. Gray. Изредка на мезотрофных и эвтрофных древесно-моховых, древесно-осоковых болотах в таёжной зоне.

D. filix-mas (L.) Schott. Редко в таёжной зоне по окраинам эвтрофных болот.

Сем. *Thelypteridaceae*

Thelypteris palustris Schott (Dryopteris thelypteris (L.) A. Gray). Часто на эвтрофных осоковых, осоково-моховых болотах, по окраинам озёр, на сплавинах, в заболоченных лесах в тайге и лесостепи.

Сем. *Botrychiaceae*

Botrychium multifidum (S. G. Gmel.) Rupr. Редко по окраинам эвтрофных болот, в заболоченных лесах таёжной зоны.

Отд. Голосеменные — ***Pinophyta***

Сем. *Pinaceae*

Pinus sibirica Du Tour. Сравнительно редко на олиготрофных болотах в таёжной зоне, где образует экологическую форму Pinus sibirica f. turfosa Gorodk., часто на олиготрофных болотах в северной тайге, где замещает Pinus sylvestris.

P. sylvestris L. Очень часто в тайге и лесостепи на олиготрофных болотах, реже на эвтрофных осоково-гипновых болотах.

Larix sibirica Ledeb. В лесотундре, северной тайге обычно в сограх, редко в лесостепи на осоково-гипновых болотах.

Picea obovata Ledeb. Редко в сограх таёжной зоны, в лесостепи изредка на осоково-гипновых болотах (на веретьях).

Abies sibirica Ledeb. Редко в сограх таёжной зоны.

Сем. *Cupressaceae*

Juniperus sibirica Burgsd. Редко в сограх таёжной зоны.

Отд. Покрытосеменные — ***Magnoliophyta***

Сем. *Typhaceae*

Typha angustifolia L. Обычно по берегам рек, речных заводей, озёр, на травяных болотах в лесостепи.

T. latifolia L. Обычно в воде у берегов озёр, прудов, стариц, тихо текущих речек, на эвтрофных осоковых пойменных и водораздельных травяных болотах (займищах) в средней, южной тайге и лесостепи.

Сем. *Sparganiaceae*

Sparganium emersum Rehm. (S. simplex Huds.). Обычно в озёрах, старицах, тихо текущих речках, редко на эвтрофных осоково-гипновых болотах в тайге и лесостепи.

S. erectum L. (S. ramosum Huds.). Изредка в таёжной зоне на болотистых пойменных лугах, в воде у берегов озёр, тихо текущих речек.

S. *minimum* Wallr. Изредка на эвтрофных травяных болотах, по озёрам, заводям речек в тайге и лесостепи.

Сем. *Scheuchzeriaceae*

Scheuchzeria palustris L. Очень часто в таёжной зоне на олиготрофных грядово-мочажинных, грядово-мочажинно-озерковых болотах, реже в подтайге на мезотрофных осоково-гипновых болотах.

Сем. *Juncaginaceae*

Triglochin maritimum L. Редко на мезотрофных, эвтрофных болотах в южной тайге и лесостепи.

T. palustre L. Редко в таёжной зоне на эвтрофных осоковых болотах, в лесостепи в займищах.

Сем. *Alismataceae*

Alisma plantago-aquatica L. Обычно на обводнённых эвтрофных осоковых болотах, по берегам рек, озёр, прудов в тайге и лесостепи.

Сем. *Butomaceae*

Butomus umbellatus L. Обычно в тайге и лесостепи по берегам речек, стариц, прудов, на заболоченных лугах.

Сем. *Hydrocharitaceae*

Hydrocharis morsus-ranae L. Обычно в стоячих и медленно текущих водах водоёмов, в зарослях тростника в таёжной зоне, в лесостепи на осоковых болотах, в обводнённых понижениях.

Сем. *Gramineae (Poaceae)*

Beekmannia eruciformis (L.) Host. Нередко на влажных лугах, по окраинам пойменных болот на юге тайги и в лесостепи.

Phalaroides arundinacea (L.) Rauschert [Digraphis arundinacea (L.) Trin]. Обычно на пойменных осоковых, осоково-травяных болотах, в сограх, на сырых лугах, в заболоченных лесах в таёжной зоне, в лесостепи значительно реже на осоковых, осоково-травяных, осоково-гипновых болотах.

Hierochloe odorata (L.) Beauv. Изредка в сограх от тундры до лесостепи.

Alopecurus aequalis Sobol. (A. fulvus Smith). Часто на эвтрофных травяных болотах, у берегов водоёмов, на заболоченных лугах в тайге и лесостепи.

A. arundinaceus Poir. (A. ventricosus Pers.). В таёжной зоне редко на эвтрофных травяных болотах, по берегам рек, в лесостепи нередко по окраинам займищ, на травяных болотах.

Agrostis stolonifera L. Часто по лугам, берегам рек, окраинам озёр, реже в сограх, на травяных болотах (займищах) в тайге и лесостепи.

A. *tenuis* Sibth. (A. vulgaris With.). Редко по окраинам эвтрофных травяных болот, по берегам озёр в тайге и лесостепи.

Calamagrostis canescens (Web.) Roth (C. lanceolata Roth). Часто на

пойменных осоковых, осоково-травяных болотах, в сограх тайги и лесостепи.

C. holmii Lange. Обычно в тундре по болотистым лайдам.

C. langsdorffii (Link) Trin. Часто в таёжной зоне в поймах на осоковых, травяных болотах, по берегам рек, озёр, в сограх; в лесостепи очень редко в сыроватых местообитаниях.

C. neglecta (Ehrh.) Gaertn., Mey. et Scherb. Обычно на пойменных осоковых болотах, в сограх в таёжной зоне, в лесостепи по окраинам рямов, в займищах, на осоково-гипновых болотах (на веретьях).

C. obtusata Trin. Очень редко на мезотрофных моховых болотах таёжной зоны.

Deschampsia cespitosa (L.) Beauv. Изредка на заболоченных лугах, около болот в таёжной зоне.

Dupontia fisheri R. Br. На болотах осоково-пушицевого типа и болотистых лугах в арктических тундрах.

Trisetum sibiricum Rupr. Изредка на осоковых и осоково-гипновых болотах в подтайге и лесостепи.

Phragmites australis (Cav.) Trin. ex Steud. (P. communis Trin.). Обычно в лесостепи в займищах по берегам рек, озёр, в таёжной зоне, лесотундре значительно реже.

Poa palustris L. Часто на мезотрофных, эвтрофных травяных, осоковых болотах, по периферии рямов в тайге и лесостепи.

P. remota Forsell. Редко на заболоченных лугах, по дренированным эвтрофным травяным болотам таёжной зоны.

Arctophila fulva (Trin.) Anderss. [Colpodium pendulinum (Laest.) Griseb.]. Обычно в тундре и лесотундре на пойменных заболоченных лугах.

Scolochloa festucacea (Willd.) Link. Часто в займищах лесостепи.

Glyceria fluitans (L.) R. Br. Очень редко по берегам водоёмов, на травяных болотах таёжной зоны.

G. lithuanica (Gorski) Gorski. Изредка на эвтрофных травяных болотах, по их окраинам, в сырых хвойных лесах таёжной зоны.

G. maxima (C. Hartm.) Holmb. Изредка на мелководьях, по берегам водоёмов, на заболоченных лугах, эвтрофных травяных, гипновых болотах в тайге и лесостепи.

Festuca rubra L. Редко на эвтрофных осоково-гипновых болотах в подтайге и лесостепи.

Сем. *Cyperaceae*

Cyperus fuscus L. Редко по берегам водоёмов, окраинам эвтрофных болот в южной части тайги и в лесостепи.

Eriophorum gracile Koch. Изредка в южной тундре, лесотундре, тайге

и лесостепи на мезотрофных и эвтрофных моховых, осоковых болотах, рямах, в соргах, заболоченных лесах.

E. latifolium Hoppe. Нередко на заболоченных лугах, мезотрофных, эвтрофных травяных, осоковых, осоково-моховых болотах в тайге и лесостепи.

E. medium Anderss. В сырых мохово-травянистых тундрах, мочажинах на полигональных болотах.

E. polystachion L. (E. angustifolium Honck.). Обычно в тайге и лесостепи на мезотрофных и эвтрофных осоково-сфагновых, осоково-гипновых болотах, в соргах, займищах.

E. russeolum Fries. Нередко в тундре, лесотундре, тайге на мезотрофных моховых, осоково-моховых эвтрофных травяно-сфагново-гипновых болотах.

E. vaginatum L. Широко представлен на олиготрофных сфагновых болотах от тундры до лесостепи.

Baeothryon alpinum (L.) Egor. [Trichophorum alpinum (L.) Pers.]. Нечасто в южной тайге, подтайге, лесостепи на эвтрофных гипновых болотах.

B. cespitosum (L.) A. Dietr. [Trichophorum cespitosum (L.) C. Hartm.]. Нередко в тундре, лесотундре, таёжной зоне на олиготрофных сфагновых, сфагново-лишайниковых болотах.

Bolboschoenus maritimus (L.) Palla (Scirpus maritimus L.). Обычно в лесостепи в тростниковых займищах, по берегам озёр, на заболоченных лугах.

Scirpus lacustris L. Нечасто в тайге по обводнённым окраинам эвтрофных болот, обычно в лесостепи в займищах, по берегам озёр, рек.

S. sylvaticus L. Преимущественно в тайге по окраинам болот, стариц, озёр, в лесостепи редко на осоковых и гипновых болотах.

S. tabernaemontani C. C. Gmel. Довольно часто в лесостепи на займищах, по берегам озёр.

Eleocharis palustris (L.) Roem. et Schult. Нередко в лесостепи по заболоченным лугам, эвтрофным травяным болотам, в займищах.

E. pauciflora (Lightf.) Link [E. quinqueflora (F. X. Hartm.) O. Schwarz]. Изредка в тайге и лесостепи на олиготрофных, мезотрофных, эвтрофных болотах в рямах, займищах.

Cladium mariscus (L.) Pohl. Редко в лесостепи на гипновых болотах.

Rhynchospora alba (L.) Vahl. Часто в тайге и лесостепи на олиготрофных грядово-мочажинных болотах, очень редко на мезотрофных и эвтрофных моховых болотах.

Carex acuta L. (C. gracilis Curt.). Нередко в тайге и лесостепи в поймах рек, по берегам озёр, на эвтрофных осоковых, осоково-гипновых болотах.

C. acutiformis Ehrh. Редко в тайге и лесостепи на эвтрофных травяных болотах, по окраинам займищ, на сырых лугах.

C. adelostoma V. Krecz. Редко в северной тайге на осоковых, гипновых болотах.

C. appropinquata Schum. Рассеянно в тайге и лесостепи на мезотрофных, эвтрофных осоковых, моховых болотах, в соргах, по берегам рек, озёр, в заболоченных лесах.

C. aquatilis Wahlenb. Рассеянно в таёжной зоне на пойменных осоковых, тростниковых болотах, по берегам озёр.

C. arnellii Christ. Редко в тайге и лесостепи на эвтрофных болотах, в займищах.

C. *arctisibirica* (Jurtz.) Czer. (C. bigelowii Torr. ex Schwein s. l.). Редко в арктических болотистых тундрах по сырым берегам речек, ручьёв.

C. atherodes Spreng. (C. orthostachys C. A. Mey.). Обычно в лесостепи в займищах, на сырых лугах, по сырым берегам озёр, рек.

C. *brunnescens* (Pers.) Poir. Нередко в таёжной зоне на моховых болотах, в заболоченных лесах.

C. buxbaumii Wahlenb. Изредка в лесостепи на болотистых лугах и осоково-гипновых болотах.

C. cespitosa L. Очень часто в тайге и лесостепи на пойменных осоковых, осоково-травяных, травяных болотах, в соргах, займищах, по окраинам рямов; доминант, эдификатор.

C. *canescens* L. (C. cinerea Poll). Рассеянно в таёжной зоне на мезотрофных, эвтрофных моховых, травяно-моховых, травяных, осоковых болотах.

C. capillaris L. (C. karoi Freyn). Редко в мохово-лишайниковых тундрах, тайге, соргах, на болотах.

C. *capitata* L. Редко в тайге и лесостепи на мезотрофных, эвтрофных моховых, осоковых болотах, в соргах, по окраинам рямов, берегам озёр.

C. chordorrhiza Ehrh. Нередко на мезотрофных, эвтрофных кустарничково-сфагновых, кустарничково-осоково-сфагновых, осоково-гипновых болотах от тундры до лесостепи.

C. concolor R. Br. На осоково-пушицевых болотах в сырой осоково-моховой тундре.

C. *curaica* Kunth. Изредка на юге таёжной зоны на эвтрофных болотах, по сырым лугам, берегам речек.

C. diandra Schrank. Нередко на мезотрофных, эвтрофных осоково-сфагновых, осоково-гипновых болотах, в соргах, по берегам рек, озёр, в заболоченных лесах в тайге и лесостепи.

C. *dioica* L. Рассеянно в таёжной зоне на мезотрофных, эвтрофных сфагновых, гипновых болотах.

C. *disperma* Dew. Изредка в таёжной зоне на мезотрофных и эвтроф-

ных осоковых, осоково-сфагновых болотах, в сограх, очень редко в лесостепи на олиготрофных рямах.

C. disticha Huds. Нередко в южной части тайги и в лесостепи на эвтрофных осоковых, осоково-гипновых, вейниковых болотах.

C. elongata L. Нередко в тайге и лесостепи на мезотрофных и эвтрофных осоковых, осоково-сфагновых, осоково-гипновых болотах, в сограх, заболоченных лесах.

C. globularis L. Часто в тундре, в таёжной зоне по окраинам олиготрофных сосново-кустарничково-сфагновых болот, в сограх на кочках около деревьев, редко на эвтрофных осоково-гипновых болотах (на высоких кочках).

C. heleonastes Ehrh. Очень редко в таёжной зоне на эвтрофных осоково-гипновых болотах, в сырых хвойных лесах.

C. juncella (Fries) Th. Fries (C. wiluica Meinsh.). Рассеянно по болотистым тундрам и болотистым лугам в северной тайге.

C. lapponica O. F. Lang. Рассеянно в лесотундре, северной тайге по болотам и болотистым берегам рек.

C. lasiocarpa Ehrh. Часто в тайге и лесостепи на мезотрофных сфагновых, осоково-сфагновых болотах, в рямах, заболоченных лесах.

C. *laxa* Wahlenb. Редко в северной тайге на топких болотах.

C. leporina L. Редко в тайге и лесостепи на эвтрофных осоковых болотах, в заболоченных лесах.

C. limosa L. Часто в таёжной зоне на олиготрофных грядово-мочажинных, грядово-мочажинно-озерковых болотах, в лесостепи изредка на осоково-гипновых болотах.

C. livida (Wahlenb.) Willd. Редко в северной тайге на топких болотах.

C. loliacea L. Редко в подтайге на веретьях осоково-гипновых болот, севернее по сограм, травяным и моховым болотам.

C. media K. Вг. (C. angarae Steud.). В тайге на эвтрофных болотах, в сограх, реже в сырой моховой тундре.

C. nigra (L.) Reichard (C. goodenoughii Gay.). Редко в тайге и лесостепи на эвтрофных осоковых болотах, по берегам рек, озёр, в заболоченных лесах, лугах.

C. *obtusata* Liljebl. Редко на заболоченных лугах на юге таёжной зоны.

C. omskiana Meinsh. Редко в таёжной зоне на эвтрофных травяных болотах, в сограх, ещё реже на мезотрофных моховых болотах, в лесостепи обычно на осоково-гипновых болотах, по берегам озёр.

C. pallescens L. Редко в таёжной зоне по болотистым берегам рек, в лесостепи на осоковых и гипновых болотах.

C. panicea L. Редко в таёжной зоне на травяных болотах.

C. pauciflora Lightf. Очень часто в тайге на олиготрофных сфагновых болотах.

C. paupercula Michx. (C. irrigua/Wahlenb./Smith ex Hoppe). Нечасто

в таёжной зоне на олиготрофных сосново-кустарничково-сфагновых болотах, на мезотрофных гипновых, в заболоченных хвойных лесах, в лесостепи — на рямах.

C. pseudocyperus L. Обычно в лесостепи на осоковых, гипновых болотах, по берегам водоёмов.

C. rariflora (Wahlenb.) Smith. Часто в тундре, лесотундре, северной тайге в сырых моховых, мохово-лишайниковых фитоценозах, в мочажинах между буграми.

C. *redowskiana* C. A. Mey. Обычно в тундре на моховых болотах, в сограх, в таёжной зоне редко на олиготрофных сосново-сфагновых болотах.

C. rhynchophysa C. A. Mey. (C. laevirostris Blytt. et Fries). Редко в таёжной зоне на мезотрофных и эвтрофных осоковых, моховых болотах, в сограх, заболоченных лесах, на заболоченных лугах, по берегам рек.

C. riparia Curt. Часто в лесостепи на займищах, по периферии рямов, в заболоченных колках, редко в таёжной зоне в сограх.

C. rostrata Stokes. Очень часто в тундре, тайге, лесостепи на мезотрофных и эвтрофных травяных, травяно-сфагновых, травяно-гипновых болотах, на веретьях травяно-гипновых болот.

C. rotundata Wahlenb. Часто в тундре, лесотундре, на севере таёжной зоны на мезотрофных сфагновых болотах.

C. tenuiflora Wahlenb. Обычно в таёжной зоне на олиготрофных, мезотрофных, эвтрофных травяно-моховых болотах, в сограх; в арктической тундре редко.

C. tomentosa L. Редко в лесостепи на травяных болотах, в займищах.

C. vaginata Tausch. Изредка в тайге в сограх, по окраинам болот.

C. vesicaria L. Часто в тайге на эвтрофных осоковых, осоково-сфагновых болотах, в сограх, очень редко на олиготрофных грядово-мочажинных болотах, в лесостепи в займищах.

C. vulpina L. Обычно в таёжной зоне на эвтрофных болотах, по пойменным сырым лугам и берегам рек.

Сем. *Araceae*

Calla palustris L. Нередко в таёжной зоне на эвтрофных осоковых, осоково-сфагновых болотах, в сограх, по берегам стариц, озёр, речек, редко на мезотрофных болотах.

Сем. *Lemnaceae*

Lemna minor L. Обычно в стоячих водах, лужах, болотах в тайге и лесостепи.

L. trisulca L. Обычно в стоячих водах на болотах в тайге и лесостепи.

Сем. *Juncaceae*

Juncus alpino-articulatus Chaix (J. alpinus Vill.). Нередко в тайге и лесостепи по окраинам болот, сырым лугам, болотистым берегам рек и озёр.

J. articulatus L. (J. lampocarpus Ehrh.). Редко на болотах и сырых местах по берегам рек и озёр от лесотундры до лесостепи.

J. atratus Krock. Редко в тайге и лесостепи на травяных болотах, болотистых лугах по окраинам займищ, в сырых берёзовых колках.

J. bufonius L. Редко на осоково-гипновых болотах в тайге и лесостепи, часто в заболоченных лесах, по берегам рек, озёр.

J. compressus Jacq. Нередко по всей Западной Сибири, кроме Арктики, на эвтрофных травяных, гипновых болотах, по берегам рек, озёр.

J. effusus L. Редко в тайге и лесостепи на эвтрофных болотах, заболоченных лугах, по берегам рек, озёр.

J. filiformis L. Нередко на эвтрофных травяных, травяно-моховых болотах в южной тундре, тайге и лесостепи.

J, gerardii Loisel. Часто в займищах, по берегам озёр в лесостепи.

J. stygius L. Обычно в тундре на мезотрофных болотах, в тайге очень редко на мезотрофных сфагновых и гипновых болотах.

J. triglumis L. Изредка в мохово-лишайниковых и болотистых тундрах.

Luzula wahlenbergii Rupr. В биогеоценозах валиково-полигонального типа в подзоне арктической тундры.

Сем. *Liliaceae*

Tofieldia pusilla (Michx.) Pers. (T. palustris Huds.). Изредка в лесотундре, северной тайге на моховых болотах.

Veratrum lobelianum Bernh. Изредка в таёжной зоне в. кедрово-вейниковых сограх.

V. misae (Sirj.) Loes. fil. Довольно редко в тундре, лесотундре, тайге, по болотистым лугам, сырым тундрам, берегам рек, озёр.

Allium victorialis L. Редко в кедрово-вейниковых сограх.

Сем. *Convallariaceae*

Maianthemum bifolium (L.) F. W. Schmidt. Изредка в сограх таёжной зоны.

Сем. *Iridaceae*

Iris sibirica L. Редко в таёжной зоне, более часто в лесостепи на пойменных болотистых лугах, в сырых берёзовых колках.

Сем. *Orchidaceae*

Dactylorhiza fuchsii (Druce) Soo (Orchis fuchsii Druce). Нередко в таёжной зоне и лесостепи по окраинам болот, реже на самих болотах.

D. incarnata (L.) Soo. (Orchis incarnate L.). Редко в сограх таёжной зоны, более часто в подтайге и лесостепи на эвтрофных и мезотрофных осоково-гипновых болотах.

D. russowii (Klinge) Holub (Orchis traunsteineri auct., non Saul.) Редко в таёжной зоне на олиготрофных, мезотрофных и эвтрофных сосново-кустарничково-сфагновых, моховых, осоково-гипновых болотах.

Herminium monorchis (L.) R. Br. Редко в сограх, пойменных болотах тайги и лесостепи.

Platanthera bifolia (L.) Rich. Редко в таёжной зоне в мезотрофных и эвтрофных сограх.

Epipactis palustris (L.) Crantz. Часто в таёжной зоне на мезотрофных, эвтрофных травяных и гипновых болотах, заболоченных лугах.

Spiranthes amoena (Bieb.) Spreng. Изредка на мезотрофных, эвтрофных сфагновых, гипновых болотах, в заболоченных лесах, по берегам рек.

Listera cordata (L.) R. Br. Изредка на торфяных болотах в таёжной зоне.

L. ovata (L.) R. Br. Изредка в таёжной зоне в сограх, по окраинам мезотрофных и эвтрофных болот.

Corallorhiza trifida Chatel. Редко в тайге на сфагновых и травяных болотах.

Hammarbya paludosa (L.) O. Kuntze [Malaxis paludosa (L.) Sw.]. Редко на эвтрофных травяных и травяно-сфагновых, осоково-гипновых болотах в тайге и лесостепи.

Malaxis monophyllos (L.) Sw. Редко в таёжной зоне по окраинам болот.

Liparis loeselii (L.) Rich. Изредка в южной тайге на осоково-гипновых болотах, по периферии рямов.

Сем. *Salicaceae*

Salix alba L. Довольно редко в тайге и лесостепи в долинах больших рек, около стариц, озёр, в сограх.

S. aurita L. Нечасто в тайге и лесостепи по периферии рямов, на эвтрофных травяных болотах.

S. *caprea* L. Редко в сограх в тайге и лесостепи.

S. cinerea L. Часто в тайге и лесостепи на эвтрофных пойменных осоковых, ивово-осоковых болотах, в сограх.

S. dasyclados Wimm. Обычно в сограх, в пойменных эвтрофных ивово-осоковых, осоковых болотах в тайге и лесостепи.

S. glauca L. Рассеянно в мохово-лишайниковой тундре.

S. krylovii E. Wolf. Рассеянно в тех же местообитаниях.

S. lapponum L. Обычно в мохово-лишайниковой тундре, лесотундре, тайге и лесостепи по периферии рямов на эвтрофных травяных, осоковых, осоково-гипновых болотах, в заболоченных лесах.

S. *myrsinifolia* Salisb. (S. nigricans Smith). Редко на эвтрофных болотах в таёжной зоне.

S. myrtilloides L. Часто в тундровой и таёжной зонах, на эвтрофных осоковых, сфагновых болотах, по окраинам мезотрофных древесно-травяных болот.

S. *pentandra* L. Часто в сограх, на пойменных осоковых, осоково-травяных, осоково-гипновых болотах в тайге и лесостепи.

S. phylicifolia L. Обычно на пойменных осоковых, ивово-осоковых болотах, в сограх в лесотундре и таёжной зоне.

S. pulchra Cham. На повышенных участках полигональных болот в тундре.

S. pyrolifolia Ledeb. Изредка в сограх, на пойменных осоково-тростниковых болотах в лесотундре и таёжной зоне.

S. rosmarinifolia L. (S. sibirica Pall.). Часто в тайге и лесостепи на пойменных осоковых, осоково-гипновых, ивово-осоковых болотах, в сограх, в заболоченных разреженных лесах.

S. *triandra* L. Нередко в тайге и лесостепи по берегам рек, окраинам займищ, в урёмах.

Pop'ulus tremula L. В таёжной зоне обычный компонент заболоченных лесов, нередко в сограх, в лесостепи по окраинам рямов.

Сем. *Betulaceae*

Betula alba L. (B. pubescens Ehrh.). Часто во всех ботанйко-географических зонах на эвтрофных ивово-осоковых, осоковых, осоково-сфагновых болотах, по окраинам олиготрофных рямов, в заболоченных лесах, сограх.

B. humilis Schrank. Нередко в таёжной зоне на эвтрофных осоковых, осоково-гипновых болотах, в сограх, в лесостепи по периферии рямов, на осоковых, осоково-гипновых болотах.

B. nana L. Очень часто в тундре на моховых (сфагновых и гипновых) болотах, в тайге на олиготрофных и мезотрофных болотах, в подтаиге обычно на эвтрофных осоково-гипновых болотах, в лесостепи изредка на олиготрофных рямах.

B. pendula Roth (B. verrucosa Ehrh.). В тайге нередко по окраинам болот, в лесостепи образует колки.

Alnus fruticosa Rupr. [Duschekia fruticosa (Rupr.) Pouzar]. В тайге изредка в подлеске согр, по берегам рек.

A. incana (L.) Moench. Изредка по берегам рек, по краям болот в западной части таёжной зоны.

Сем. *Urticaceae*

Urtica dioica L. Как заносное на эвтрофных болотах во всех ботанико-географических зонах (кроме Арктики).

Сем. *Polygonaceae*

Rumex acetosa L. Рассеянно в таёжной зоне на эвтрофных осоково-гипновых болотах, в сограх, по окраинам олиготрофных болот.

R. aquaticus L. Обычно в тайге и лесостепи на эвтрофных осоковых болотах, по берегам рек, озёр.

R. confertus Willd. Редко в таёжной зоне на эвтрофных осоковых болотах, в лесостепи — обычный компонент пойменных болот.

R longifolius DC. (R. domesticus C. Hartm.). Нередко в тайге и лесостепи по окраинам болот.

R. maritimus L. Редко на эвтрофных травяных болотах в таёжной зоне и в лесостепи.

R. pseudonatronatus (Borb.) Borb. ex Murb. [R. fennicus (Murb.) Murb.]. Обычно в тайге, редко в лесостепи по окраинам болот.

Polygonum amphibium L. [Persicaria amphibia (L.) S. F. Gray]. Преимущественно в таёжной зоне в заводях рек и речек, озёрах, редко на обводнённых участках эвтрофных осоковых болот.

P. bistorta L. (Bistorta major S. F. Gray). Изредка в таёжной зоне по окраинам болот.

P. dumetorum L. [Fallopia dumetorum (L.) Holub]. Изредка в южной части тайги, в лесостепи в урёмах и займищах.

P. foliosum Lindb. fil. [Persicaria foliosa (Lindb. fil.) Kitag.]. Очень редко в тайге на травяных болотах.

P. hydropiper L. [Persicaria hydropiper (L.) Spach]. Нередко в таёжной зоне по урёмам и окраинам болот.

P. minus Huds. [Persicaria minor (Huds.) Opiz]. Изредка в тайге по берегам рек, стариц, окраинам болот.

P. lapathifolium [L. P. tomentosum Schrank, Persicaria lapathifolia (L.) S. F. Gray]. Нередко в таёжной зоне около болот.

P. viviparum L. [Bistorta vivipara (L.) S. F. Gray]. Обычно в тундрах около болот.

Сем. *Caryophyllaceae*

Stellaria crassifolia Ehrh. Нередко в тайге и лесостепи на эвтрофных травяных, осоково-травяных, осоково-гипновых болотах.

S. graminea L. Редко в тайге и лесостепи на эвтрофных осоковых, вейниковых, ивово-осоковых болотах.

S. *longifolia* Muehl. ex Willd. (S. diffusa Willd. ex Schlecht.). Нередко в тайге, лесостепи на моховых болотах, в рямах, рямовых соргах.

S. palustris Retz. Рассеянно в тайге и лесостепи на эвтрофных травяных, травяно-моховых болотах, по периферии болот, в колках.

Minuartia stricta (Sw.) Hiern. В тайге на моховых болотах, рямах, соргах.

Gypsophila muralis L. [Psammophiliella muralis (L.) Ikonn.]. Редко в тайге и лесостепи на сыроватых лугах, по окраинам займищ.

Сем. *Nymphaeaceae*

Nymphaea Candida J. Presl. Изредка в заболачивающихся водоёмах, по обводнённым окраинам олиготрофных болот, в южной тайге, подтайге, лесостепи.

Nuphar lutea (L.) Smith. Рассеянно в тайге и лесостепи в озёрах, старицах, речных заводях в поймах, на водораздельных равнинах.

N.pumila (Timm.) DC. Обычно в непроточных водоёмах, речках, вторичных озёрах на эвтрофных болотах в тайге.

Сем. *Ranunculaceae*

Caltha palustris L. Рассеянно в тайге и лесостепи на эвтрофных осоково-гипновых болотах, в соргах, по окраинам олиготрофных рямов.

Aconitum volubile Pall, ex Koelle. Изредка в тайге в соргах, по окраинам эвтрофных болот.

Atragene sibirica L. (A. speciosa Weinm.) Изредка в соргах, в поймах на осоковых болотах южной тайги, подтайги.

Ranunculus acris L. Редко в займищах лесостепи.

K gmelinii DC. Рассеянно в тундре, тайге, редко в лесостепи на болотах, по их окраинам.

R. lapponicus L. Рассеянно в сырых арктических тундрах, на моховых болотах, по их окраинам.

R. lingua L. Нечасто в тайге и лесостепи на эвтрофных древесно-осоковых, осоковых, травяных, осоково-гипновых болотах, по берегам рек, озёр.

R. polyphyllus Waldst. et Kit. ex Willd. Редко в тайге по берегам заболоченных озёр, на эвтрофных травяных болотах.

R. repens L. Обычно по окраинам эвтрофных осоковых, травяных болот в тайге и лесостепи.

R. reptans L. Изредка на эвтрофных осоковых болотах, по окраинам болот, по берегам речек, стариц, озёр в тундре, лесотундре, тайге, лесостепи.

Thalictrum flavum L. Нередко в поймах на осоковых, травяных болотах, у берегов рек преимущественно в тайге, реже в лесостепи.

Th. simplex L. Редко в тайге и лесостепи на пойменных и водораздельных осоково-гипновых болотах, в займищах.

Сем. *Cruciferae (Brassicaceae)*

Rorippa amphibia (L.) Bess. Обычно в тайге, реже в лесостепи по травянистым болотам, берегам рек, стариц, озёр.

R. palustris (L.) Bess. Реассеянно в сырых тундрах, таёжной зоне, реже в лесостепи на болотах, по урёмам, в соргах.

Cardamine pratensis L. Обычно на эвтрофных моховых, травяных болотах, по сырым берегам рек, озёр, в соргах от тундры до севера лесостепи.

C. trifida (Poir.) B. M. G. Jones [C. tenuifolia (Ledeb.) Turcz.]. Очень редко на болотах в таёжной зоне.

Сем. *Droseraceae*

Drosera anglica Huds. Широко представлен на олиготрофных грядово-мочажинных, грядово-мочажинно-озерковых болотах в таёжной зоне, редко на осоково-гипновых болотах в подтайге.

D. x *obovata* Mert. et Koch (D. anglica x D. rotundifolia). Редко на олиготрофных сфагновых болотах в тайге и на мезотрофных, эвтрофных осоково-гипновых болотах в подтайге.

D. rotundifolia L. Часто на олиготрофных сосново-кустарничково-сфагновых, редко на мезотрофных, эвтрофных осоково-гипновых болотах в тайге и лесостепи.

Сем. *Saxifragaceae*

Saxifraga hirculus L. Нередко в тундре, лесотундре на сырых мохово-лишайниковых местах, вдоль речек, по берегам озёр, в тайге исключительно на моховых, преимущественно гипновых болотах, реже на сфагновых, в лесостепи — редко на гипновых, осоково-гипновых болотах.

Chrysosplenium alternifolium L. Редко в болотистых тундрах, в лесотундре, тайге по берегам речек и ручьёв.

Сем. *Grossulariaceae*

Ribes nigrum L. Нередко в соргах тайги, по окраинам болот, в лесостепи — в берёзовых колках.

R. spicatum Robson. По всей таёжной зоне преимущественно в соргах.

Сем. *Parnassiaceae*

Parnassia palustris L. Редко в тундре, тайге на сырых местообитаниях, в лесостепи в займищах, по окраинам рямов.

Сем. *Rosaceae*

Spiraea salicifolia L. Нечасто в сограх, на эвтрофных осоковых, осоково-травяных болотах в тайге и лесостепи.

Sorbaria sorbifolia (L.) A. Br. Довольно редко в таёжной зоне в сограх, по окраинам болот, по берегам рек.

Sorbus sibirica Hedl. Редко в тайге и лесотундре в сограх.

Rubus arcticus L. Рассеянно от тундры до лесостепи по окраинам болот, в сограх, на осоково-гипновых болотах.

R. chamaemorus L. Обычно от тундры до лесостепи на олиготрофных болотах.

R. humilifolius C. A. Mey. Редко в таёжной зоне в сограх, по окраинам моховых болот.

R. idaeus L. Изредка на эвтрофных травяных, древесно-травяных болотах в тайге.

R. saxatilis L. Часто на олиготрофных болотах, в заболоченных лесах от тундры до лесостепи.

Comarum palustre L. Часто от тундры до лесостепи на пойменных мезотрофных, эвтрофных осоковых, травяных, осоково-моховых болотах, в сограх, на займищах.

Geum rivale L. Часто в тайге, редко в лесостепи на осоковых болотах, в сограх, урёмах, на сырых лугах.

Filipendula ulmaria (L.) Maxim. Нередко на эвтрофных пойменных болотах, в сограх и займищах в тайге и лесостепи.

Sanguisorba officinalis L. Редко в сограх, займищах в тайге и лесостепи.

Rosa acicularis Lindl. Рассеянно в тундре, лесотундре, тайге, лесостепи в сограх, колках, на пойменных болотах.

R. majalis Herrm. (R. cinnamomea L.). Редко в сограх, на пойменных болотах от тундры до лесостепи.

Padus avium (L.) Mill. [P. racemosa (Lam.) Gilib.]. Изредка в лесотундре и тайге в сограх, редко в лесостепи в колках.

Сем. *Leguminosae (Fabaceae)*

Medicago lupulina L. Редко в займищах лесостепи.

Trifolium repens L. Редко в лесостепи по окраинам болот и займищ.

Vicia cracca L. Редко в лесостепи на займищах.

V. septum L. Очень редко как заносный вид в заболоченных лесах таёжной зоны.

Lathyrus palustris L. Часто в тайге и лесостепи на осоковых, осоково-тростниковых болотах, в сограх, по заболоченным берегам озёр.

L. pratensis L. Редко в сограх, в поймах, чаще в займищах лесостепи.

Сем. *Empetraceae*

Empetrum nigrum L. s. l. Преимущественно в тайге на олиготрофных сфагновых болотах, редко в лесостепи в рямах.

Сем. *Rhamnaceae*

Frangula alnus Mill. Редко в сограх и по окраинам болот в тайге.

Сем. *Violaceae*

Viola epipsila Ledeb. Изредка на травяных и осоковых болотах, в сограх тайги.

V. mirabilis L. Редко в сограх тайги.

V. palustris L. Нечасто в болотистых тундрах, на болотах северной части тайги.

Сем. *Lythraceae*

Lythrum salicaria L. Довольно часто в тайге в поймах на осоковых, осоково-травяных болотах, по берегам стариц, озёр; в лесостепи на осоковых займищах.

L. virgatum L. Редко в южной тайге, подтайге по окраинам эвтрофных болот, берегам рек; в лесостепи на вейниковых займищах.

Сем. *Onagraceae*

Epilobium hirsutum L. Редко в тайге и лесостепи на травяных болотах, по их окраинам, сырым оврагам, болотистым берегам речек.

E. palustre L. Довольно часто от тундры до лесостепи на эвтрофных травяных, осоковых, осоково-гипновых болотах.

Chamaenerion angustifolium (L.) Scop. Редко по окраинам горевших и др. болот от тундры до лесостепи.

Сем. *Hippuridaceae*

Hippuris vulgaris L. Редко в тайге на мезотрофных сфагновых болотах, в лесостепи на рямах и в займищах.

Сем. *Umbelliferae (Apiaceae)*

Cicuta virosa L. Нередко в тайге и лесостепи на пойменных болотах, по берегам рек, озёр.

Oenanthe aquatica (L.) Poir. Рассеянно на мезотрофных и эвтрофных осоковых, осоково-сфагновых, осоково-гипновых болотах в тайге и лесостепи.

Cnidium dubium (Schkuhr) Thell. [Kadenia dubia (Schkuhr) Lavrova et V. Tichomirov]. Редко на мезотрофных и эвтрофных травяных, осоковых, осоково-сфагновых, моховых болотах в тайге и лесостепи.

Angelica palustris (Boiss.) Hoffm. (Ostericum palustre Bess.). Редко в южной части таёжной зоны и в лесостепи на эвтрофных травяных болотах, в займищах, колках.

A. sylvestris L. Редко на мезотрофных и эвтрофных травяно-моховых болотах, в сограх в таёжной зоне и на севере лесостепи.

Peucedanum palustre (L.) Moench [Thyselium palustre (L.) Rafin.]. Довольно часто на эвтрофных осоковых, осоково-гипновых болотах, в сограх в тайге и лесостепи.

P. salinum Pall, ex Spreng. [Angelica tenuifolia (Pall, ex Spreng.) M. Pimen.]. Обычно в тайге по травянистым, редко торфяным болотам, болотистым лугам.

Сем. *Comaceae*

Swida alba (L.) Opiz. Редко в таёжной зоне в сограх, в лесостепи на займищах.

Сем. *Pyrolaceae*

Pyrola rotundifolia L. Редко в сограх таёжной зоны.

Orthilia secunda (L.) House [Ramischia secunda (L.) Garcke]. Редко в сограх тайги.

Сем. *Ericaceae*

Ledum palustre L. Очень часто на олиготрофных болотах и в заболоченных лесах от тундры до лесостепи, нередко доминант.

Andromeda polifolia L. Очень часто на олиготрофных и мезотрофных болотах от тундры до лесостепи.

Chamaidaphne calyculata (L.) Moench. Очень часто на олиготрофных и мезотрофных болотах от тундры до лесостепи.

Vaccinium myrtillus L. Часто от тундры до лесостепи в заболоченных лесах, сограх, по окраинам болот.

V. uliginosum L. Часто по окраинам олиготрофных болот от тундры до лесостепи.

V.vitis-idaea L. Изредка на олиготрофных болотах от тундры до лесостепи.

Oxycoccus microcarpus Turcz. ex Rupr. Часто на олиготрофных болотах от тундры до лесостепи.

O. palustris Pers. Обычно в таёжной зоне на олиготрофных, реже мезотрофных открытых сфагновых болотах.

Сем. *Primulaceae*

Lysimachia vulgaris L. Довольно широко на эвтрофных древесно-травяных болотах в тайге и лесостепи.

Naumburgia thyrsiflora Reichenb. Довольно широко на эвтрофных древесно-травяных, травяных, осоково-гипновых болотах в тайге и лесостепи.

Trientalis europaea L. Изредка в сограх, в заболоченных лесах на кочках у основания стволов в таёжной зоне.

Сем. *Gentianaceae*

Gentiana pneumonanthe L. Редко в подтайге, лесостепи на эвтрофных травяных болотах.

Сем. *Menyanthaceae*

Menyanthes trifoliata L. Очень часто на эвтрофных травяных, осоковых, реже на мезотрофных осоково-сфагновых болотах, в сограх, от тундры до лесостепи.

Сем. *Polemoniaceae*

Polemonium acutiflorum Willd. ex R. et Sch. В сыроватых моховых тундрах, на прибрежных моховых болотах, на болотистых речных островах в полярно-арктической области.

P. coeruleum L. Изредка на эвтрофных древесно-травяных болотах в тайге и лесостепи.

Сем. *Boraginaceae*

Symphytum officinale L. Редко в тайге и лесостепи по урёмам, берегам озёр и болот.

Myosotis cespitosa K. F. Schultz. Обычно в таёжной зоне по сырым местам, в заболоченных лесах, редко в сограх, в лесостепи — на займищах.

M. palustris (L.) L. Обычно в тайге, лесотундре по сырым лугам, берегам водоёмов, реже в сограх.

Сем. *Labiatae (Lamiaceae)*

Scutellaria galericulata L. Часто на эвтрофных осоковых, осоково-травяных болотах, в сограх, в заболоченных лесах в тайге и лесостепи.

Stachys palustris L. Нечасто в заболоченных лесах, на осоковых, осоково-травяных болотах в тайге и лесостепи.

Lycopus europaeus L. Нечасто в тайге и лесостепи в поймах на травяных болотах, в займищах, по периферии рямов.

Mentha arvensls L. Нечасто в тайге и лесостепи на пойменных травяных болотах, в займищах, сограх.

Сем. *Solanaceae*

Solarium dulcamara L. Рассеянно в таёжной зоне в сограх, на эвтрофных и берёзово-вейниковых болотах, в лесостепи в займищах и колках.

S. kitagawae Schonb-Temesy. Рассеянно в тайге и лесостепи по берегам рек, около болот и займищ.

Сем. *Scrophulariaceae*

Scrophularia nodosa L. Редко в тайге и лесостепи на травянистых болотах, по берегам рек, озёр.

Veronica anagallis-aquatica L. Нередко в тайге и лесостепи на эвтрофных травяных болотах, в Займищах, по сырым лугам, берегам озёр.

V. beccabunga L. Нередко в тайге и лесостепи на травяных болотах, по сырым берегам рек.

V. longifolia L. Редко в лесостепи в займищах, в поймах рек.

V. serpyllifolia L. Редко в тайге и лесостепи по не очень сырым болотам.

Pedicularis karoi Freyn. Изредка на мезотрофных, эвтрофных осоковых, травяно-осоковых, осоково-сфагновых болотах в тайге и лесостепи.

P. sceptrum-carolinum L. Редко в тайге и лесостепи на травянистых болотах, по их окраинам, в сограх.

Сем. *Lentibulariaceae*

Pinguicula' vulgaris L. Редко в тайге на моховых болотах.

Utricularia intermedia Hayne. Редко в тайге и лесостепи на эвтрофных берёзово-ивово-осоковых, осоковых, осоково-сфагновых, осоково-гипновых болотах в понижениях, заполненных водой.

U. minor L. Редко в тайге и лесостепи на эвтрофных осоково-гипновых болотах в понижениях, заполненных водой.

U. vulgaris L. Нередко в таёжной зоне на обводнённых мезотрофных, эвтрофных осоково-сфагновых, осоково-гипновых болотах, в лесостепи довольно часто в тростниковых и вейниковых займищах.

Сем. *Rubiaceae*

Galium boreale L. Изредка в сограх, на пойменных осоковых болотах в тайге и лесостепи.

G. palustre L. Нередко в тайге и лесостепи в сограх, на пойменных осоковых болотах, в займищах, в колках, заболоченных лесах.

G. trifidum L. Обычно в тайге и лесостепи на олиготрофных, мезотрофных, эвтрофных болотах — в рямах, сограх, поймах.

G. uliginosum L. Изредка в тайге и лесостепи на мезотрофных и эвтрофных осоково-травяных, осоково-гипновых болотах, в заболоченных лесах.

Сем. *Caprifoliaceae*

Viburnum opulus L. Рассеянно в тайге и лесостепи по берегам рек, озёр, на болотах по урёмам.

Ыnnaea borealis L. Редко по окраинам олиготрофных, мезотрофных болот, в заболоченных лесах таёжной зоны.

Lonicera altaica Pall. Изредка в тайге в сограх, в заливных частях пойм на осоковых болотах.

Сем. *Compositae (Asteraceae)*

Solidago virgaurea L. Редко в заболоченных лесах и лугах, на эвтрофных травяных болотах тайги и лесостепи.

Bidens cernua L. Изредка в тайге и лесостепи по эвтрофным травяным болотам, их окраинам, сырым берегам рек.

B. radiata Thuill. Редко в тайге и лесостепи на эвтрофных травяных болотах, на сырых местах по берегам рек, в сырых урёмах.

B. tripartita L. Изредка в тайге и лесостепи на эвтрофных травяных болотах, в сограх, на сырых лугах, по берегам рек, в сырых урёмах.

Ptarmica cartilaginea (Ledeb. ex Reichenb.) Ledeb. Часто в лесотундре, тайге и в лесостепи по урёмам, берегам озёр, в займищах на травяных болотах.

Petasites frigidus (L.) Fries [Nardosmia frigida (L.) Hook.]. Редко на мезотрофных, эвтрофных сфагновых, древесно-осоково-сфагновых болотах, в сограх тайги и лесостепи.

Cacalia hastata L. Редко в поймах рек на осоковых болотах в тайге и лесостепи.

Ligularia sibirica (L.) Cass. Изредка в тайге и лесостепи на мезотрофных и эвтрофных осоковых, осоково-травяных, осоково-моховых болотах.

Cirsium acaule Scop. В вейниково-осоковых займищах лесостепи.

C. *heterophyllum* (L.) Hill. Редко в травяных займищах тайги и лесостепи.

C. palustre (L.) Scop. Изредка в таёжной зоне, реже в лесостепи на эвтрофных травяных болотах, в займищах.

Saussurea parviflora (Poir.) DC. Редко в тайге и лесостепи на травяных болотах, в займищах, по сырым лугам и берегам речек.

Sonchus palustris L. Очень редко в лесостепи в займищах.

Lactuca sibirica (L.) Benth. ex Maxim. (Mulgedium sibiricum Cass, ex Less.). Часто в таёжной зоне по краям болот, в лесостепи разреженно около займищ.

. . . '

О. Л. Лисс, Л. И. Абрамова, Н. А. Аветов,
Н. *А.* Березина, Л. И. Инишева, Т. В. Курнишкова,
З. А. Слука, Т. Ю. Толпышева, Н. К. Шведчикова

БОЛОТНЫЕ СИСТЕМЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ
и их природоохранное значение

ЛР № 065454 от 13.10.97 г.
ПЛР № 060231 от 20.10.97 г.

Подписано в печать 10.11.2001 г. Формат 60x84/16.
Печать офсетная. Бумага офсетная. Печ. л. 36,5 + 1 печ. л. вкл.
Тираж 500 экз. Заказ № 320.

Отпечатано в ИПП «Гриф и К'»,
г. Тула, ул. Свободы, 38.