

Министерство образования Российской Федерации
Федеральная целевая программа
«Интеграция науки и высшего образования России на 2002–2006 годы»
Томский государственный педагогический университет

БОЛОТА И БИОСФЕРА

МАТЕРИАЛЫ ВТОРОЙ НАУЧНОЙ ШКОЛЫ



Научная Школа проведена при поддержке ФЦП
«Интеграция науки и высшего образования России
на 2002–2006 годы», № проекта Т-0040

БОЛОТА И БИОСФЕРА

МАТЕРИАЛЫ ВТОРОЙ НАУЧНОЙ ШКОЛЫ
(8–12 сентября 2003 г.)

8–12 сентября 2003 года, Томск

Томск
2003

УДК 551.0 + 556.56
ББК 26.222.7 + 28.081.8

Б 79 Болота и биосфера: Материалы Второй Научной Школы (8–12 сентября 2002 г.). Томск: Издательство Томского государственного педагогического университета, 2003. – 204 с., фото; илл.

ISBN 5–89428–128–8

Сборник включает в себя избранные лекции ведущих специалистов и материалы молодых ученых, работающих в области изучения роли болот в биосфере, истории возникновения болот, рационального использования торфяных ресурсов. Сборник может быть рекомендован для студентов, аспирантов, научных сотрудников, преподавателей естественнонаучных специальностей.

The collection includes the elected lectures of leading specialist and materials of the young scientists working in district research of the role of bogs in biosphere, history of rise bogs, rational used of peat resources. The collection could be recommended for the students, postgraduate students, researches, teachers of natural sciences.

Научная Школа «Болота и биосфера» проведена при поддержке ФЦП «Интеграция науки и высшего образования России на 2002–2006 годы», № проекта Т-0040.

УДК 551.0 + 556.56
ББК 26.222.7 + 28.081.8

Под редакцией

д. с.-х. н., чл.-корр. РАСХН Л.И. Инишевой

Рецензент

д. б. н., В.Л. Телицын

Ответственные за выпуск:

к. б. н. О.Г. Савичева

к. б. н. Е.В. Порохина

ISBN 5–89428–128–8

© Томский государственный педагогический университет, 2003

ВВЕДЕНИЕ

Торф является сложной системой, состоящей из трех фаз: сухого вещества, воды и газов. В силу незначительной массы газообразной фазы ее из общего весового баланса составляющих торфа исключают. И таким образом, вода в торфяной залежи составляет 60–98 %. Поэтому торфяно-болотные экосистемы относятся, в том числе, и к водным объектам.

Болота занимают 4 % суши и аккумулируют в себе 4.3 тыс. км³ воды. Только в болотах Западной Сибири запасы воды достигают 1000 км³, т.е. в среднем 1000 мм на единицу заболоченной площади, что значительно превышает годовой сток рек в этих районах (100–300 мм/год).

Водообмен болотных экосистем с окружающими ландшафтами происходит посредством поверхностного и грунтового стоков. В свою очередь поверхностный сток наблюдается в гидрографической сети и в деятельном слое торфяников.

Процессы водообмена в болотных ландшафтах столь важны и сложны, что с середины 30-х годов XX века были заложены основы нового раздела гидрологии суши – гидрологии болот. И здесь нельзя не вспомнить известного исследователя болот А.Д. Дубаха, который первый обратил внимание на особенности болота как природного образования, отличного и от суши и от водоемов. Занимая огромные территории (всего заболоченных земель около 176 млн га) болота не могут не осушаться. Именно поэтому, когда появились первые результаты осушения болот Пинского Полесья Западной экспедиции И.И. Жилинского (1875 г.), в России была развернута острая дискуссия о влиянии осушения болот на климат, водность рек, водный режим окружающей территории. Дискуссия не утихает до настоящего времени. Именно поэтому тема проведения Второй Школы звучит так: «Водоохранная роль болот. Водообмен в болотных экосистемах. Геохимия болот». Последняя проблема представляет большой интерес с позиций экологической чистоты поверхностных вод. Болотные воды почти не содержат растворенного кислорода и представляют собой неравновесную систему, для которой характерны ассоциации окислителей (O₂, Fe³⁺) и восстановителей (растворенные гумусовые кислоты и Fe²⁺). А наличие ионов металлов и гуминовых кислот способствует комплексообразованию и, таким образом, придает болотным водам решающую роль в процессах растворения, переноса и отложения элементов на огромной заболоченной территории России.

Как всегда, напомним имена тех ученых, которые сделали значительный вклад в исследование гидрологической роли болот. Кроме А.Д. Дуба-

ка большой вклад в дело изучения гидрологии болот вложили К.Е. Иванов, Е.А. Романова, В.В. Романов, С.М. Новиков, М.И. Нейштадт, Л.К. Малик, Н.И. Пьявченко и другие. Но изучение болот продолжается, поэтому для проведения Второй Научной Школы, которая проводится благодаря поддержке ФЦП «Интеграция» (№ Т-0040), приглашены ведущие ученые страны, занимающиеся исследованием, в т.ч. и гидрологией болот. Это С.М. Новиков из Государственного гидрологического института, В.В. Панов из Тверского государственного технического университета, Л.К. Малик из Института географии РАН, О.Л. Лисс из Московского государственного университета, а также сибирские ученые – В.М. Калинин из Тюменского государственного университета, Н.М. Рассказов из Томского политехнического университета, Н.Г. Инишев из Томского государственного университета и другие.

Материалы молодых ученых, представленные в этом сборнике, посвящены не только проблеме гидрологии болот и водообмену в болотных ландшафтах, но и более обширным вопросам. Участие молодого поколения в изучении столь трудного, но интересного объекта исследования как болото, нас радует. Хочется пожелать нашим молодым ученым успехов в нелегком научном труде.

И в заключение хочу напомнить всем участникам Школы, что согласно нашей общей договоренности, в 2004 году тема Третьей Научной школы звучит так: «Роль болот в круговороте углерода. Эмиссия CO_2 и CH_4 . Растительный мир болот. Биологическая продуктивность естественных и антропогенных болотных экосистем». Очень надеюсь, что мы вновь встретимся с Вами.

Научный руководитель Школы
Л.И. Инишева

ПРИВЕТСТВИЕ ИСПОЛНИТЕЛЬНОГО ДИРЕКТОРА НАЦИОНАЛЬНОГО ТОРФЯНОГО КОМИТЕТА РОССИИ О.В. БЕЛОЗЕРОВА

Уважаемые участники Научной Школы «Болота и биосфера»!

От имени Некоммерческого партнерства «Торфяное общество Российской Федерации» и от себя лично приветствую участников Второй Научной Школы «Болота и биосфера».

На Земле есть удивительное природное образование – болото, совмещающее в себе черты водоемов и суши. Но суша эта особая, которую, по словам М. Пришвина, можно назвать кладовой солнца. И эта кладовая солнца достается человеку в пользование.

Болота широко используются во многих сферах жизнедеятельности человека – сельском, лесном хозяйстве, торфяной промышленности, заготовке лекарственных трав и пищевых продуктов, рекреации и др. Значимость их использования для России определяется масштабом – более одной пятой ее территории – заторфованные площади.

Торф, как продукт, для блага человека используется в мире не одно столетие. Начало изучения происхождения и использования торфа в России было положено М.В. Ломоносовым в работе «О слоях земных», опубликованной в 1763 году. В настоящее время научными исследованиями в области торфа занимаются ряд научно-исследовательских институтов. В результате их работы накоплен богатый потенциал, который по эстафете передается молодым ученым. Надеюсь, Научная Школа поможет слушателям расширить и углубить знания, необходимые для решения задач рационального использования болот.

Желаю участникам Научной Школы плодотворной работы и успехов.

ПРИВЕТСТВИЕ РЕКТОРА ТГПУ, ПРОФЕССОРА В.В. ОБУХОВА

Уважаемые участники Второй Научной Школы «Болота и биосфера».

Приветствую Вас на нашей Томской земле и в стенах старейшего педагогического университета Сибири. По объективным научным показателям ТГПУ в числе лучших педагогических вузов России. В университете за его долгую историю работали талантливые педагоги, среди которых были воспитанник и ассистент всемирно известного ученого Д.И. Менделеева И.П. Сафонов; известные общественные деятели – городской голова Томска с 1914 по 1917 гг. П.Ф. Ломовицкий; известные всей Сибири художники В.И. Лукин и М.М. Поляков; ученик Репина С.М. Прохоров. А.М. Волков, сказочник, автор книг «Волшебник Изумрудного города» – выпускник института 1910 года.

В университете 9 факультетов и в его составе находится 2 института. Университет известен своими научными школами физиков-теоретиков, языков малочисленных народов, коммуникативной стилистики, математической основы дифференцированного обучения математики в средней школе, школы молодого педагога-исследователя и торфоведа.

Западно-сибирский экономический регион представляет собой крупнейший регион мира с 39% мировых запасов торфа. По многим функциям – участию в глобальном цикле углерода или сохранению биологического разнообразия, торфяно-болотные экосистемы имеют общемировое значение. Использованию торфа в сельском хозяйстве и были посвящены исследования кафедры ботаники ТГПУ, начатые с 1961 года под руководством профессора Георгия Николаевича Блинкова, которому в 1998 году отмечали 100-летие со дня рождения. Фундаментальные проблемы болотоведения (характеристика торфяных болот, свойств торфов и торфяных залежей) перемещались на кафедру с работами практического характера (технологии приготовления торфяных компостов, торфо-минеральных удобрений). По этим материалам было опубликовано более 100 научных статей, защищено 4 кандидатских диссертаций (А.Ф. Боровкова, В.Е. Аристархова, М.И. Рачювская, В.А. Дырин), а в 1975 году вышла книга Г.Н. Блинкова «Торфяники и их использование в сельском хозяйстве», где были обобщены многолетние работы кафедры.

В настоящее время на кафедре ботаники работает 10 преподавателей, из которых один доктор наук, 5 кандидатов наук и 4 аспиранта. Несколько изменились и направления научных исследований кафедры. Кратко их можно объединить в два направления:

1. Рациональное использование торфяно-болотных экосистем: нативные и антропогенные режимы; круговорот углерода и азота; биогеохимия элементов; моделирование природных процессов;
2. Комплексное использование торфяных ресурсов: химический состав и структура торфов; торфяная продукция.

Эти направления активно разрабатываются студентами, аспирантами и сотрудниками вновь созданной проблемной лабораторией агроэкологии.

В перспективе разработка и использование богатейших торфяных ресурсов является социально-экономической и экологической необходимостью и в этой связи освоение торфяных ресурсов приобретает и стратегический замысел. Поэтому позвольте пожелать Вам, молодому поколению торфоведа успехов в Вашем нелегком труде и удачи!

**ЧАСТЬ I.
ИЗБРАННЫЕ ЛЕКЦИИ**

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ БОЛОТ В ГОЛОЦЕНЕ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

О.Л. Лисс

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, liss@herba.msu.ru

В статье осуществлена реконструкция болотообразовательного процесса по периодам голоцена. Ретроспективный анализ сукцессии различных типов болотных систем и слагающих их биогеоценозов свидетельствует о зональности как тенденций развития в прошлом, так и их преобразований в будущем. Изучение генезиса и строения болотных систем позволило выявить пространственно-временные закономерности в развитии болот, характерные для северного полушария: необратимость, спонтанность, направленность, разновозрастность.

Методика исследований

Сопоставление результатов палинологических анализов и радиоуглеродных датировок торфяных отложений с результатами изучения их строения и мощности позволило составить серию карт-схем, представляющих собой реконструированные контуры различных типов болотных систем по периодам голоцена.

На первом этапе работы по построению серии карт-схем различные стратиграфические разрезы торфяных отложений в количестве 700 поочередно коррелировались с опорными разрезами соответствующей географической и гипсометрической приуроченности. На опорных разрезах генетические слои торфяных отложений датировались по результатам радиоуглеродного метода, и метода палинологического анализа [1]. В результате каждый стратиграфический разрез разбивался на горизонты (временные срезы), синхронные выделенным на опорных разрезах. Следующий этап заключался в экстраполяции временных срезов, выделенных на 700 стратиграфических разрезах, на генерализованные контуры болот, соответствующие периодам голоцена.

Генерализованные контуры болот по периодам голоцена реконструировались с учетом современных генерализованных контуров болот и коэффициентов заторфованности по периодам голоцена [2]. Для получения современных генерализованных контуров болот (М 1:4500000) в основном был использован «Атлас торфяных месторождений» [3].

Коэффициенты заторфованности по периодам голоцена вычислялись как отношение заторфованности (%) соответствующей подзоны в тот или

иной период голоцена к ее современной средней заторфованности. Средняя заторфованность по периодам голоцена определялась, исходя из данных по средней скорости заторфовывания (%) за каждые 1000 лет и продолжительности периодов голоцена, принятых по хронологии Н.А. Хотинского [4, 5]. Средняя скорость заторфовывания (%), умноженная на продолжительность соответствующего периода голоцена и сложенная с величиной заторфованности (%) его предшествующего отрезка, дает величину средней заторфованности (%) соответствующего периода голоцена.

Генерализованные контуры болот, полученные по периодам голоцена, сопоставлялись с соответствующими региональными временными срезами, что позволяло выявлять доминирующие стадии в развитии болотных систем и наносить их на карты схемы.

Расчеты линейного прироста торфяных отложений выполнялись по разрезам, обеспеченным радиоуглеродными датировками [2].

Результаты исследований

Пространственно-временная корреляция стратиграфических, палинологических и радиометрических данных позволила впервые поэтапно на протяжении голоцена реконструировать развитие болотных систем, что нашло отражение в серии карт-схем [1, 6, 7].

В позднеледниковое время в условиях, достаточно сурового климата, значительную часть территории Западной Сибири занимали безлесные пространства, занятые перигляциальными степями и тундровыми сообществами. Для этого времени известны лишь единичные очаги заболачивания. Более интенсивно протекало накопление преимущественно озерных отложений.

Начало непрерывного накопления болотных и озерно-болотных отложений связано с **бореальным периодом** (9500–8000 лет назад) (рис. 1). На большей части территории таежной зоны развитие болот осуществлялось в условиях слабо расчлененного, аккумулятивного и, в меньшей степени, денудационного рельефа, избыточного атмосферного увлажнения, близкого залегания к поверхности грунтовых вод с низкой минерализацией. Сочетание таких природных условий определило преобладание в развитии болот олиготрофной стадии. Изменение в соотношении элементов теплового и водного балансов во времени сказалось на неодинаковой интенсивности торфонакопления по отрезкам голоцена. Различия в особенностях водно-минерального режима, обусловленного раз-

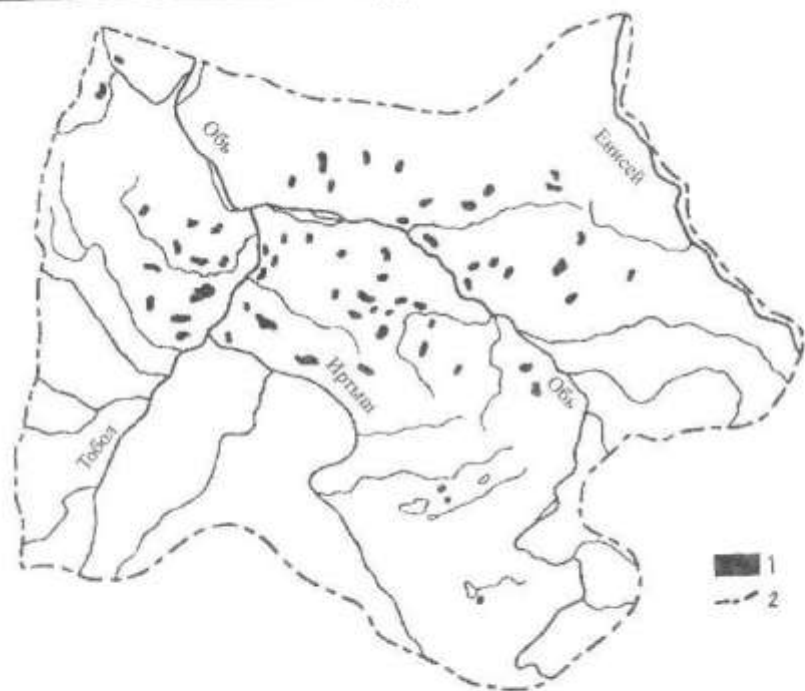


Рис. 1. Размещение болот в центральной части Западной Сибири в бореальном периоде (9500–8000 лет назад). 1 — эвтрофные древесно-травяно-моховые и травяно-моховые болота; 2 — граница центральной части Западной Сибири

ной литологией грунтовых толщ (песчаных к северу от широтного течения Оби, глинистых и суглинистых преимущественно в пределах южной тайги) отразилось на разной продолжительности пребывания болотных комплексов в эвтрофной стадии: в северной тайге оно было кратковременным. С продвижением в более южные широты продолжительность пребывания в эвтрофной стадии развития постепенно возрастала. В течение бореального времени (9500–8000 лет) заболачивались мелководные предледниковые водоемы, формировались изолированные эвтрофные древесно-травяно-моховые и травяно-моховые болота в ложбинах стока, термокарстовых и суффозионных котловинах и в других депрессиях рельефа. В бореальном периоде отсутствовала зональная дифференциация болот, что было, обусловлено незначительным торфонакоп-

лением и пребыванием болотных комплексов в стадии грунтового питания. Заторфованность в среднем не превышала 5%.

Похолодание, наступившее на бореально-атлантическом рубеже, сказалось на сокращении территорий, занимаемых еловыми лесами и уменьшении скорости вертикального торфонакопления.

Во второй половине **атлантического периода** (8000–4500 лет) климатические условия изменились в сторону потепления и увеличения увлажненности. Болотообразовательный процесс в подзонах северной, средней и южной тайги из локального превратился в локально-региональный. 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. 2).

На большей части современной таежной зоны болотные комплексы эвтрофного травяно-мохового и древесно-травяно-мохового типа (по мере накопления торфяной толщи и изменения в связи с этим водно-минерального режима) трансформировались в мезотрофные и олиготрофные. В первой половине атлантического периода олиготрофные болота представляли сочетания обводненных комплексов сфагтового, шейхцериево-сфагтового и осоково-сфагтового типа. Более дренированные комплексы сосново-кустарничково-сфагтового типа еще не имели широкого распространения. Сочетания обводненных комплексов травяно-мохового и мохового типа постепенно развивались в комплексы кустарничково-сфагтового, сосново-пушицево-сфагтового, наконец, в наиболее дренированные сосново-кустарничково-сфагтового типа или непосредственно в грядово-мочажинные.

Таким образом, в атлантическом периоде в пределах современных границ северной тайги и северной части средней тайги формировались плоские болота, в основном представленные комплексами сфагтового, травяно-сфагтового и сосново-кустарничково-сфагтового типа и в меньшей степени комплексами грядово-мочажинного типа. В южной части средней тайги, наряду с комплексами олиготрофных типов значительные площади еще занимали комплексы мезотрофных и эвтрофных древесно-травяно-мохового, травяно-мохового и травяного типов. На болотах южной части доминировали комплексы эвтрофного древесно-травяно-мохового, травяно-мохового и травяного типов.

В атлантическом периоде процесс заболачивания охватил и современную территорию подтайги. В этой подзоне благоприятные условия для развития процесса болотообразования обеспечивались за счет близкого залегания к поверхности подземных вод, тяжелого механического



Рис. 2. Размещение болот в центральной части Западной Сибири в атлантическом периоде (8000–4500 лет назад). Области: I – северотаежных бореально-атлантических слабовыпуклых олиготрофных сфагновых болот (1), II – среднетаежных бореально-атлантических слабовыпуклых олиготрофных сфагновых, плоских мезотрофных и эвтрофных древесно-травяно-моховых и травяно-моховых (2), III – южнотаежных бореально-атлантических плоских эвтрофных древесно-травяно-моховых, травяно-моховых и травяных (3). Границы: 4 – областей, 5 – центральной части Западной Сибири

состава подстилающих грунтов и слабого расчленения поверхности. Засоление подстилающих пород и высокая минерализация грунтовых вод обусловили длительное пребывание болот в эвтрофной стадии. Наличие в придонных слоях залежей тростникового и осокового торфа позволяет предполагать, что подтаежные болота атлантического периода были аналогичны современным травяным займищам лесостепи. Средняя заторфованность подтайги в атлантическом периоде не превышала 10%.



Рис. 3. Размещение болот в центральной части Западной Сибири в суббореальном периоде (4500–2500 лет назад). I₁ – провинция северотаежных бореально-атлантических выпуклых олиготрофных озерково-грядово-мочажинных, грядово-мочажинных и сосново-кустарничково-сфагновых болот (1), I₂ – провинция среднетаежных бореально-атлантических выпуклых олиготрофных грядово-мочажинных и сосново-кустарничково-сфагновых (1), II – область южно-таежных бореально-атлантических выпуклых олиготрофных сфагновых, плоских мезотрофных древесно-травяно-моховых и травяно-моховых, эвтрофных древесно-травяно-моховых, травяно-моховых и травяных (2), III – область подтаежных атлантико-суббореальных плоских эвтрофных травяно-моховых (3), IV – область лесостепных атлантико-суббореальных вогнутых эвтрофных травяных болот (4, 5). Границы: 6 – областей, 7 – провинций, 8 – центральной части Западной Сибири

В суббореальном периоде болотообразовательный процесс, несмотря на климатические изменения в сторону уменьшения увлажненности, в силу саморазвития болотных систем, стал общерегиональным явлением. Он охватил водораздельные равнины, высокие и низкие террасы, а также поймы рек. В средней тайге заторфованность возросла с 30 до 40%, в южной – с 20 до 30%, в подтайге – с 10 до 20% (рис. 3).

В северной тайге широкое распространение получили болотные комплексы озерково-грядово-мочажинного типа, в средней тайге – грядово-мочажинного типа. В южной тайге значительные площади еще занимали болотные комплексы мезотрофного и эвтрофного древесно-травяно-мохового типа. На болотах подтайги значительно расширились площади, занятые комплексами эвтрофного осоково-гипнового типа, постепенно вытеснивших болотные комплексы травяных типов.

В подтайге болота развивались, в условиях относительно постоянного гидрологического режима, что подтверждается однообразным строением торфяной залежи и несущественными колебаниями ботанического состава и показателей свойств торфяных отложений.

С суббореальным периодом связано появление первых очагов заболачивания и в лесостепной зоне, несмотря на неблагоприятное для этого процесса соотношение элементов водного и теплового балансов. Причиной развития болотообразовательного процесса на этой территории послужило: наличие малодренированных пространств с разнообразными отрицательными формами рельефа. Высокая степень засоленности лесовых, глинистых и песчаных грунтов обусловила начало заболачивания исключительно с эвтрофной стадии. Обширные депрессии, заполненные исключительно с эвтрофной стадией. 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 существует четкая закономерность: нередко наблюдается опреснение отдельных участков, затем начинается постепенное вытеснение эвтрофных видов мезотрофными и олиготрофными. Формирование рямов среди займищ намечилось в суббореальном периоде, которое продолжается и сейчас.

Противоположный случай представляет собой заболачивание депрессий и водоемов с высокой концентрацией солей. Здесь обычно образуются болота, покрытые тростником с солончаковой растительностью по периферии. В южной части зоны, где прирост торфа ничтожен и нет изоляции от воздействия сильно минерализованных грунтовых вод, в развитии займищ доминирует стадия осоковых кочкарников, иногда подвергающихся остепенению. В северной половине зоны осоковые кочкарники сменяются осоково-сфагновыми болотами, на которых господствуют корневищные осоки.

В небольших плоских западинах формируются колочные болота. В некоторых из них благодаря прогрессирующему обводнению и опрес-

нению появляются небольшие сфагновые славнины и создаются условия для перехода болот из эвтрофной стадии развития в мезо- и олиготрофную стадии.

Субатлантический период (2500 лет – по настоящее время) наиболее неоднороден по изменению климатических показателей. Динамика климатических условий субатлантического периода менее всего проявилась в тенденциях развития болотообразовательного процесса в пределах таежной зоны. В северной и средней тайге болотообразовательный процесс сохраняет направленность в сторону увеличения площадей, занимаемых комплексами более гидрофильных типов. В южной тайге продолжается процесс трансформации комплексов эвтрофного и мезотрофного типов в комплексы олиготрофного типа. Одновременно болотные комплексы более обводненными комплексами грядово-мочажинного типа вытесняются более обводненными комплексами грядово-мочажинного типа. В подтайге перелом в развитии болот намечился в середине субатлантического периода. К этому времени слои торфяных отложений достигли 2.0–2.5 м и создались условия для перехода болот в стадию атмосферного питания: комплексы эвтрофного осокового и осоково-гипнового типа постепенно трансформировались в комплексы мезотрофного осоково-сфагнового, сфагнового и, наконец, сосново-кустарничково-сфагнового типа. Современная тенденция в развитии подтаежных болот – дальнейшая олиготрофизация. На протяжении второй половины голоцена средняя заторфованность в этой подзоне возросла с 17 до 25% (рис. 4).

В лесостепной зоне сохраняется тенденция трансформации эвтрофных травяных болот (займищ) в олиготрофные сосново-кустарничково-сфагновые (рямы). Анализ многочисленных стратиграфических разрезов показал соответствие эвтрофно-олиготрофных контактов более холодным влажным фазам второй половины голоцена.

В таежной зоне дальнейшее развитие господствующих здесь болот олиготрофного типа будет направлено в сторону увеличения их обводненности. В подтайге и лесостепи оно, вероятно, пойдет по пути усиления мезотрофности и дальнейшей олиготрофизации ныне господствующих в этих регионах болот эвтрофного типа за счет расширения площадей, занимаемых рьями (рис. 5).

Таким образом, в лесостепи Западной Сибири даже в условиях значительного засоления и недостатка атмосферной влаги, четко 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 оли-



Рис. 4. Размещение болот в центральной части Западной Сибири в субатлантическом периоде (2500 лет назад – настоящее время). I – область свежих бореально-атлантических выпуклых олиготрофных моховых болот активного заболачивания (1); I₁ – провинция северотаежных бореально-атлантических олиготрофных озерково-рядово-мочажинных и сосново-кустарничково-сфагново-кладониевых (1), I₂ – провинция среднетаежных бореально-атлантических олиготрофных рядово-мочажинных и сосново-кустарничково-сфагново-сфагново-кладониевых болот (1), I₃ – провинция южнотаежных бореально-атлантических олиготрофных сосново-кустарничково-сфагново-и рядово-мочажинных, мезотрофных и эвтрофных сосново-берёзово-осоково-гипновых (или сфагново-гипновых) (3), II – область подтаежных атлантических эвтрофных осоково-гипновых болот с рядами (2), III – область лесостепных атланτικο-суббореальных эвтрофных травяных (3,4). Границы: 5 – областей, 6 – провинций, 7 – центральной части Западной Сибири

готрофную. Этот процесс является следствием саморазвития болотных систем, в которых торфогенный слой (экотоп) постоянно преобразуется соответствующими болотными фитоценозами, а фитоценозы изменяются в направлении большего соответствия измененным ими экотопам.



Рис. 5. Тенденции в развитии болот центральной части Западной Сибири. Дальнейшее заболачивание: I₁-I₂ – активное, II – умеренное, III₁-III₂ – слабое. Тенденции: 1 – трансформация менее гидрофильных комплексов в более гидрофильный, 2 – интенсивная олиготрофизация эвтрофных комплексов осоково-гипнового типа, 3 – умеренная олиготрофизация эвтрофных комплексов травяного типа и трансформация их в комплексы сосново-кустарничково-сфагнового типа (рямы), 4 – займища с рядами. Границы: 5 – областей, 6 – провинций, 7 – центральной части Западной Сибири

Величина **линейного прироста торфа** зависит от комплекса таких факторов, как орографические, гидрологические, климатические (соотношение элементов теплового и водного балансов). Условия увлажнения и теплообеспеченности влияют на величину биологической продуктивности, интенсивность процесса аккумуляции, соответственно и скорость торфонакопления. Гидрологический режим через условия водно-минерального питания определяет структуру болотных фитоценозов, и, в первую очередь, соотношение жизненных форм, следовательно, и условия разложения растительных остатков и перехода их в торф. Поэтому динамика

скорости линейного прироста торфа – это показатель, который отражает изменение природных условий на протяжении торфонакопления.

Для зональной динамики линейного прироста торфа в целом по голоцену установлена следующая закономерность. Высокая величина линейной скорости торфонакопления выявлена для болот южной тайги, где средняя величина этого показателя составляет 0.72 мм/год. Исключения (0.3–0.36 мм/год) составляют лишь низкие показатели линейной скорости торфонакопления в погребенных торфяниках, где произошло сильное спрессовывание торфяной толщи. В северном направлении величина этого показателя постепенно снижается. В средней тайге средняя скорость линейного прироста торфа снижается до 0.57 мм/год, в северной – до 0.37 мм/год, в лесотундре до – 0.35 мм/год, в тундре до – 0.3 мм/год. В южной части Западной Сибири, где торфонакопление началось во второй половине голоцена, линейная скорость торфонакопления имеет сравнительно высокие показатели. Интенсивно протекает линейный прирост торфяных отложений в подтайге, где средняя величина этого показателя составляет 1.1 мм/год. В этом регионе интенсивность торфонакопления обусловлена сравнительно высокой биологической продуктивностью, характерной для болотных комплексов травяно-гипнового типа.

В лесостепи, особенно в займищах процесс торфонакопления несколько замедлен – 0.64 мм/год. В этой зоне интенсивно процесс торфонакопления протекает преимущественно в рямах – 1.64 мм/год. Снижение торфонакопления в займищах, несмотря на сравнительно высокую биологическую продуктивность травяных сообществ, связано с интенсивным разложением растительных остатков в условиях высокой теплообеспеченности и низкой увлажненности. В рямах высокие показатели линейной скорости торфонакопления обусловлены стойкостью сфагновых мхов-торфообразователей к разложению даже в условиях благоприятных для этого процесса.

С зональной динамикой средней скорости вертикального торфонакопления связана и пространственная дифференциация средних глубин торфяных отложений. Наибольшие средние глубины торфяных залежей характерны 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 величины вертикальной скорости торфонакопления, а также мощности торфяных отложений объясняет и дифференциацию степени интенсивности болотообразовательного процесса: активное и пассивное заболачивание.

Активное заболачивание характерно для таежной зоны, которая территориально совпадает с зоной избыточного увлажнения. Установлено, что средняя скорость вертикального торфонакопления в течение голоцена для болот этой территории более 0.8 мм/год [6]. Исключение составляет северная тайга Западной Сибири, где средняя скорость торфонакопления имеет более низкие показатели, что обусловлено не столько ее суровыми термическими условиями, сколько особенностями онтогенеза самих болотных систем. Активность процесса заболачивания, отмеченная нами для таежной зоны, в настоящее время обусловлена и наличием здесь огромной массы болот [6], что способствует постоянному поднятию грунтовых вод на прилегающих к болотам территориях и увеличению гидроморфности почв. По-видимому, этим можно объяснить высокую интенсивность торфонакопления и в подтайге, по условиям увлажненности, относящейся к зоне неустойчивого увлажнения.

В лесостепи заболачивание пассивное. Средняя скорость линейного прироста торфа в займищах на протяжении голоцена не превышала 0.8 мм/год [6]. Пассивное заболачивание в лесостепи обусловлено климатическими факторами: этот регион относится к зоне недостаточного увлажнения. Низкая (менее 10%) заторфованность со средней глубиной торфяных отложений 1.4 м в зоне лесостепи связана, кроме того, с орографическими и гидрогеологическими условиями. Таким образом, пространственная дифференциация болотообразовательного процесса по степени его интенсивности обуславливает и дифференцированный подход к прогнозу захвата этим процессом новых территорий.

Динамика линейного прироста торфа по отдельным периодам голоцена также имеет определенную закономерность. Максимальные значения вертикального прироста торфяных отложений (от 0.53 мм/год до 0.83 мм/год), независимо от типа залежи и территориальной приуроченности болот, установлены для бореального периода. В атлантическом периоде наблюдается некоторое снижение величины этого показателя: более заметное в северной тайге и менее выраженное в средней тайге. Минимальный прирост торфяных отложений отмечен для суббореального периода, когда климат был относительно сухим и холодным. В субатлантическом периоде средняя скорость торфонакопления снова несколько возрастает, 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 уплотненный. В северной тайге, лесотундре и в тундре на мерзлых буграх процесс торфонакопления вовсе прекращается.

Таким образом, в целом по голоцену выявляется следующая закономерность: в первую половину голоцена (10300–4500 лет) вертикальная скорость торфонакопления отличалась более высокими показателями, чем во вторую половину (4500 лет – настоящее время), что можно связать с ухудшением климатических условий в сторону похолодания и увеличения континентальности.

На протяжении голоцена от бореального периода к современности наблюдается сложная динамика аккумуляции органического вещества в торфе. Она является отражением не только изменения общих климатических тенденций, но и обусловлена направленностью эндогенетических сукцессий болотных комплексов. Установлено, что растительные сообщества болотных комплексов олиготрофных типов отличаются меньшей биологической продуктивностью по сравнению с продуктивностью растительных сообществ комплексов эвтрофных и мезотрофных типов.

Другими словами, величина производимого ежегодно органического вещества постепенно, но неоднозначно от бореала к современности уменьшалась по мере трансформации болотных комплексов эвтрофных типов в мезотрофные и олиготрофные.

Реконструкция болотообразовательного процесса по периодам голоцена позволила установить, что в различных ботанико-географических зонах и подзонах Западной Сибири очаги заболачивания имеют неодинаковый возраст. В северной, средней и южной тайге заболачивание началось в бореальном периоде, в подтайге и в подзоне лесостепи сосредоточены болота атлантического и суббореального возраста.

Сравнение убывания в меридиональном направлении (с севера на юг) возраста болот Западной Сибири с его уменьшением в широтном направлении (с запада на восток) показывает, что возраст болот в значительной степени убывает с увеличением континентальности климата. Таким образом, выявляется связь не только между возрастом болот и типом рельефа, но и их географической приуроченностью.

Сравнение стратиграфии придонных слоев торфяных отложений со строением торфяной толщи, сформировавшейся во второй половине голоцена, свидетельствует об изменении в течение голоцена продолжительности экогенетических смен типов болотных комплексов. В начальные этапы болотообразования, когда болота развивались в результате взаимодействия их эндогенных компонентов с экзогенными факторами, экогенетические преобразования болотных комплексов были более интенсивными. По мере увеличения мощности торфяных отложений длительность отдельных сукцессионных стадий последовательно возрастала.

Одновременно по мере торфонакопления экзодинамические сукцессии, более характерные для начала голоцена, постепенно вытеснялись эндодинамическими.

Различная для той или иной территории скорость в смене типов болотных комплексов и их сочетаний сказывается на проявлении во времени и пространстве процесса олиготрофизации. В северной и средней тайге заболачивание чаще начиналось с олиготрофной стадии, с продвижением к югу время пребывания болот в эвтрофной стадии увеличивается. Это обусловлено влиянием на развитие болот литологии и химического состава подстилающих грунтов.

Особенности размещения болотных комплексов по периодам голоцена свидетельствуют о том, что для многих из них (особенно для олиготрофных) в процессе развития характерна тенденция расширения их первоначальных границ. Этот факт свидетельствует о проявлении на олиготрофной стадии развития эдификаторной роли сфагновых мхов. Резкое расширение во второй половине голоцена территорий, занимаемых болотными комплексами олиготрофного типа, с одной стороны, является следствием похолодания и повышения влажности, с другой стороны, свидетельствует о спонтанном характере сукцессии болотных комплексов олиготрофных типов.

Еще в середине 70-х гг. авторами было установлено, что по мере увеличения размеров болот, мощности торфяных отложений возрастают устойчивость и автономность болотных комплексов. Эта закономерность авторами определяется как «правило массы болот» [6, 8, 9]. Оно звучит так: «Чем больше масса болот, тем медленнее и слабее они реагируют на внешние воздействия и тем они автономнее в своем развитии».

Наиболее устойчивыми являются болотные системы грядово-мочажинного и озерково-грядово-мочажинного типа. Болота этого типа сохраняют занимаемые ими территории максимально длительное время за счет 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 о необратимости и автономности болотообразовательного процесса. Необратимость болотообразовательного процесса является следствием работы гомеостатического механизма болотных систем. Несмотря на явления саморегуляции, болотные экосистемы имеют свои пороговые нагрузки, зависящие от стадии их развития.

По достижении болотами достаточно больших размеров, исчисляемых в сотни и тысячи гектар, болотные экосистемы сами становятся фактором, формирующим природные условия, как в своих пределах, так и на прилегающих к ним территориях.

Итак, преобразования, которые в целом претерпевают болотные системы в течение голоцена, представляют собой единый, необратимый, поступательный, спонтанный 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 гомеостатического механизма, что обеспечивает устойчивость эндогенных и экзогенных взаимосвязей, автономность развития и сохранения болот как особого типа биогеоценотического покрова Земли.

Выявленные закономерности развития болотных систем обуславливают возможность индизирования строения и глубины торфяных отложений по характеру растительного покрова болот.

Литература

1. Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А. и др. Болотные системы их природоохранное значение. Тула, 2001. 584 с.
2. Лисс О.Л. Закономерности развития болотных систем в голоцене и их рациональное использование (на примере Западной Сибири); Автореф. дисс. ... докт. геогр. наук. Л., 1990. 48 с.
3. Атлас торфяных месторождений. М., 1972. 96 с.
4. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М., 1977. 197 с.
5. Хотинский Н.А. Следы прошлого ведут в будущее. М., 1981. 158 с.
6. Лисс О.Л., Березина Н.А. Болота Западной Сибири. М., 1981. 204 с.
7. 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., 1982. С. 224–231.
8. Лисс О.Л., Березина Н.А. Возраст и генезис болот центральной части Западно-Сибирской равнины // Докл. МОИП. Зоол. и бот. 1976. С. 84–86.
9. Лисс О.Л., Березина Н.А. Генезис и развитие болот центральной части Западно-Сибирской равнины // Вестн. Моск. ун-та. Сер. биол. и почв. 1976. № 6. С. 62–67.

ВОДООБМЕН БОЛОТ

С.М. Новиков

Государственный гидрологический институт, г. Санкт-Петербург

Рассмотрены история становления и основные положения гидрологии болот. На примере болота Ламмин-Суо, расположенного в Ленинградской области, продемонстрирована методология применения воднобалансового подхода к оценке характеристик водообмена болот.

В настоящее время, согласно Водного кодекса Российской Федерации (1995 г.) и постановления Правительства РФ от 23.11.96 г. за № 1403 «О ведении государственного водного кадастра РФ» болота отнесены к водным объектам.

Болота как водные объекты считаются с начала 30-х годов прошлого столетия, с тех пор как профессором А.Д. Дубахом были заложены основы нового раздела гидрологии суши – гидрологии болот. Рождение этой отрасли науки состоялось в 1933 г. на гидрологической конференции Балтийских стран, где А.Д. Дубах в своем генеральном докладе изложил основные ее положения и задачи. В этом же докладе он представил методологию гидрологического изучения болот и высказал идею о необходимости организации сети болотно-гидрологических станций на различных типах болот. В программу работ таких станций, по его мнению, должны быть включены наблюдения: за уровнем грунтовых вод на различных типах болот; движением грунтовой воды в торфяном грунте и под ним – вертикальное и горизонтальное; стоком воды с болот в реки (поверхностный и грунтовый в сопоставлении со стоком с минеральных площадей); испарением с поверхности болота с учетом вида торфа, типа растительности, метеорологических условий; разрастанием болота по периферии; образованием очагов нового заболачивания и природного накопления органического вещества в зоне избыточного увлажнения; влиянием разрастания болот на качество и количество травяной и древесной растительности; влиянием осушения болот на их гидрологический режим; температурой торфяной залежи; оценка проходимости болот в зависимости от происхождения торфа, степени его разложения и уровня грунтовых вод.

Работая в Государственном гидрологическом институте (ГГИ), А.Д. Дубах собрал и обобщил все имеющиеся опубликованные и неопубликованные материалы наблюдений за отдельными элементами гидрологического режима болот. Эти материалы были получены в 10–20 годах прошлого столетия на ряде станций и опорных пунктов по культуре бо-

лот, расположенных в основном на осушенных и осушенных массивах. Результаты этих научных обобщений, а также многолетние собственные исследования различных аспектов болот легли в основу нового раздела гидрологической науки, который он изложил в своих основополагающих монографиях – «Очерки по гидрологии болот» [1] и «Гидрология болот» [2].

Дальнейшее весьма успешное развитие гидрологии болот как научной дисциплины продолжил широко известный ученый, профессор К.Е. Иванов, который, занимаясь изучением болот с 1942 г., заложил теоретические основы гидрологии неосушенных болотных массивов. Он разработал гидроморфологические зависимости, устанавливающие связь между балансом водного питания болот (определяемого климатическими и гидрологическими условиями места залегания болота), закономерностями распределения растительного покрова, рельефом поверхности и физическими свойствами торфяного слоя болот. Им же разработана и теория гидрологических расчетов устойчивости болотных и озерно-болотных систем. Результаты его многолетних исследований изложены в монографиях «Гидрология болот» [3]; «Основы гидрологии болот лесной зоны» [4]; «Водообмен в болотных ландшафтах» [5] и многочисленных статьях. Возглавляя отдел гидрологии болот ГГИ, он осуществил идею А.Д. Дубаха – организовал в системе Гидрометслужбы сеть болотных станций и постов. Весьма важным моментом при этом было то, что наблюдения на всей этой сети проводились по единому нормативному документу – Наставлению гидрометеорологическим станциям и постам [6]. В 1960 г. на территории бывшего СССР работало уже 11 болотных станций и 13 болотных постов. Материалы наблюдений и экспериментальных работ, полученные на болотной сети, дали мощный импульс в развитии гидрологии болот (усовершенствована методология гидрологических исследований болот, разработаны методы расчета элементов водного режима и водного баланса болот по метеорологическим данным, получены расчетные параметры водно-физических характеристик деятельного слоя различных типов болотных микроландшафтов, усовершенствованы методы построения типологических карт и сеток линий стекания болотных вод по материалам аэрофотосъемки). Уникальные материалы для развития гидрологии болот дали экспедиционные исследования болот Западной Сибири, организованные по инициативе К.Е. Иванова в 1958 г. и продолжавшиеся до 1992 г. Эти исследования, выполняемые по комплексной программе с учетом [6], охватили практически все болотные зоны Западной Сибири, от зоны плоских евтрофных и мезотрофных болот на юге региона до зоны полигональных болот на его Крайнем Се-

вере. С 1965 г. велись круглогодичные экспедиционные наблюдения. Результаты этих исследований опубликованы в монографии «Болота Западной Сибири, их строение и гидрологический режим» [7].

В своих работах А.Д. Дубах одним из первых акцентировал внимание на двойственности природы болот: «... или это озеро, но со связанной водой, или это суша, но содержащая обычно более 90 % воды и менее 10 % сухого вещества». Он отмечал также, что «... гидрологически торфяное болото есть несомненный водоем, эксплуатационно же – несомненная суша». В связи с этим Дубах считал, что всестороннее изучение болот возможно только координированному комплексу специалистов (гидрологи, метеорологи, биологи, геологи, географы, мелиораторы).

Изучение болот в гидрологическом аспекте связано прежде всего с исследованием процесса движения влаги в болотах, процессов фазовых превращений воды и взаимодействия ее с твердой составной частью торфяной залежи и растительностью, процессов водообмена болот с атмосферой, гидросферой и литосферой. Эти исследования, как отмечал К.Е. Иванов [5], «... чрезвычайно важны для развития теоретических основ рационального землепользования в широком смысле этого слова, выяснения той роли, которую болотные образования выполняют в общем физико-географическом процессе и от направления которого зависит как положительные, так и отрицательные изменения в окружающей нас среде».

Специфика гидрологических процессов на болотах определяется прежде всего строением торфяной залежи, которая по своим водно-физическим свойствам разделяется на два горизонта – **деятельный** и **инертный**. Это разделение, введенное в свое время В.Д. Лопатиным [8] и физически обоснованное К.Е. Ивановым [4], оказалось весьма важным при изучении гидрологических и гидрофизических процессов на неосушенных болотах и оценке их роли в формировании и развитии болот.

Деятельный горизонт болот в отличие от инертного характеризуется:

- интенсивным влаго- и теплообменом с атмосферой и прилегающими к болоту территориями;
- значительными изменениями влажности в связи с колебаниями уровня болотных вод;
- периодическим доступом воздуха в поры, освобождающиеся от воды при понижении уровня болотных вод;
- высокой водопроницаемостью и водоотдачей и быстрым уменьшением их с глубиной;

- большим количеством аэробных бактерий и микроорганизмов, способствующих процессу торфонакопления;
- наличием растительного покрова, составляющего верхний слой деятельного горизонта.

Согласно выполненным исследованиям толщина деятельного горизонта преобладающего большинства болотных микроландшафтов колеблется в пределах от 30 до 70 см. Можно полагать, что в процессе развития болотных массивов толщина деятельного слоя не претерпевает существенных изменений. Последнее объясняется тем, что толщина деятельного горизонта, являющегося также и торфогенным слоем, обусловлена взаимосвязью растительности с водным режимом. Несмотря на то, что в процессе развития болотного массива мощность торфяной залежи постепенно увеличивается, толщина деятельного горизонта остается практически постоянной, находясь в диапазоне колебаний, связанных со сменной болотных микроландшафтов.

Как известно, растительный покров чутко реагирует на среду своего обитания и прежде всего на водный режим, определяющий в значительной мере и условия минерального питания. Изменение водного режима приводит к изменению состава растительного покрова и интенсивности процесса торфонакопления. Последнее ведет к изменению рельефа поверхности как на отдельных участках, так и массива в целом. Изменение в рельефе в свою очередь приводит к изменению условий стока болотных вод, а последнее к изменению гидрологического режима. В результате возникают новые условия среды обитания растений, приводящие к изменению интенсивности торфонакопления, а следовательно, и рельефа поверхности и т.д.

Весьма быстрое и значительное (на два-три порядка) изменение коэффициента фильтрации в деятельном горизонте торфяной залежи обуславливает малую амплитуду колебаний уровня болотных вод при относительно больших изменениях количества осадков, выпадающих в течение года. Высокая водопроницаемость деятельного горизонта, и особенно его самого верхнего слоя, обеспечивает пропуск больших расходов воды в период половодий и паводков. Согласно исследованиям К.Е. Иванова [4], расход воды, фильтрующейся через инертный горизонт, составляет менее 1 % от расхода, пропускаемого деятельным горизонтом. Это означает, что практически весь сток, особенно с верховых болот, осуществляется через деятельный горизонт, имеющий, как уже отмечалось выше, относительно небольшую толщину.

Следует отметить, что условия формирования максимального стока на олиготрофных болотах существенно отличаются от условий формирования максимального стока на суходольных территориях. Это различие заключается прежде всего в том, что благодаря высокому стоянию уровней болотных вод потери талых и дождевых вод на них обычно значительно меньше, чем на суходолах. Особенно малы потери талых вод в весны, которым предшествуют холодные зимы и сильно увлажненные предзимние периоды. В такие годы слой аккумуляции настолько мал, что практически вся вода, образовавшаяся при таянии снега сплошным фильтрационным потоком быстро сбрасывается с массива через хорошо водопроницаемый деятельный слой, обуславливая очень высокие максимумы. Образованию высоких максимумов на болотах способствует также относительно слабое облесение болотных массивов. Как известно, сход снежного покрова в лесах происходит несколько позже, чем на открытых пространствах, в результате чего на речных водосборах время сброса талых вод несколько больше, чем на болотах.

Как уже отмечалось выше, строение деятельного горизонта торфяной залежи болот, через который в основном осуществляется сток с болотных массивов, обуславливает уменьшение коэффициента фильтрации с глубиной, а следовательно, и снижение стока с понижением уровня болотных вод. При уровнях, близких по величине к мощности деятельного слоя, сток с болот приближается к нулю, поскольку торфяная залежь, обладая большой водоудерживающей способностью, слабо отдает содержащуюся в ней воду в дренирующую болото речную сеть.

Количественную характеристику водообмена болот с окружающей средой наиболее целесообразно рассматривать с позиций **водного баланса**. В качестве примера для этого используем болото Ламмин-Суо (Карельский перешеек, Ленинградская область), на котором уже более 50 лет ведутся воднобалансовые наблюдения [9]. Болотный массив Ламмин-Суо площадью 1.84 км² (площадь водосбора 1.06 км²) относится к верховому типу котловинного залегания, и следовательно, водное питание его складывается в основном из атмосферных осадков. Этот массив с позиций водного баланса можно рассматривать репрезентативным не только для болот Карельского перешейка, но и для болот всего северо-западного региона.

Водный баланс массива складывается из приходной (осадки) и расходной (испарение, русловой сток) частей. Водообмен с подстилающими минеральными грунтами, имеющий как положительный так и отри-

цательный знак, может быть отнесен и к приходной, и к расходной частям баланса. Расчет водного баланса проведен по уравнению:

$$O - E - Cr + \Delta W = B, \quad (1)$$

где O – осадки, мм; E – испарение, мм; Cr – русловой сток, мм; ΔW – изменение влагозапасов за расчетный период, мм; B – водообмен с подстилающими и окружающими болото минеральными водовмещающими породами, мм.

Ниже очень кратко остановимся на рассмотрении методики определения и расчета приведенных в уравнении (1) составляющих водного баланса.

Осадки. Осадки на болотном массиве Ламмин-Суо измеряются по целому ряду осадкомеров, расположенных в различных частях болота. В летний период обычно работают 6 осадкомеров Третьякова, зимой – один. Последний установлен на болотной метеоплощадке, находящейся в центральной части массива. В суточные суммы осадков, измеренных по осадкомерам, введены поправки на смачивание. Поправки в осадки на ветровой недоучет не вводились, поскольку, как показали ранее выполненные исследования [10], месячные суммы осадков по осадкомерам Третьякова и наземным дождемерам практически одинаковы. Последнее объясняется вероятнее всего тем, что приемная часть осадкомеров находится на уровне крон угнетенной болотной сосны. Графики связи месячных величин осадков (за теплый период) по осадкомеру 1, установленному на метеоплощадке, со средними значениями из всех остальных осадкомеров показывает на их малое отличие. Расхождение составляет всего 1.5–3.0%. Поэтому при расчете водного баланса осадки за теплый и холодный период приняты по осадкомеру 1. Попытка уточнить величину зимних осадков по снегосъемкам, предпринятая В.Г. Рождественской [10], не увенчалась успехом. Последнее объясняется неточностью измерения снегозапасов на болоте (мешают кустарнички и рыхлый очесный слой), частыми оттепелями.

Испарение. Испарение с болота Ламмин-Суо определялось с помощью испарителей ГТИ-Б 1000 [6], установленных в различных болотных микроландшафтах. Анализ материалов наблюдений за испарением показывает, что за теплый период года (май – сентябрь) испарение с грядово-мочажинного комплекса практически такое же, как и со сфагново-кустарничково-пушицевого, облесенного сосной микроландшафта. При расчете водного баланса испарение принято по данным испарителей, установленных в генетическом центре болота, занятого сфагново-кустар-

ничково-пушицевым микроландшафтом, где период наблюдений за этим элементом составляет более 40 лет (наблюдения начаты в 1956 г.). Величина испарения за период 1951–1955 гг., когда наблюдения за этой составляющей водного баланса еще не велись, заимствованы у В.Г. Рождественской [10], которая эти данные получила расчетным путем. Расчет проводился на основе данных метеорологических наблюдений по зависимости, полученной В.В. Романовым [11]. Поскольку наблюдения за испарением в теплый период года велись практически только с мая по сентябрь включительно, то испарение за остальные месяцы получены расчетным путем. Так за переходные весенний (апрель) и осенний (октябрь) периоды испарение определено по номограмме Зубенок [12], а за холодное время года испарение рассчитано по формуле $E = 0.37nd$ (где n – число дней в расчетном периоде, d – дефицит влажности).

Русловой сток. Наблюдения за стоком на болоте Ламмин-Суо ведутся на 5-ти ручьях (Южный, Западный-1, Западный-2, Северный и Восточный), отводящих болотные воды, стекающие к окрайкам болотного массива. Наибольшая часть стока (2/3 от общего стока с болота) сбрасывается через руч. Южный, дренирующий юго-западную часть массива. На всех ручьях построены гидрометрические сооружения (расходомеры), позволяющие определять ежедневные расходы воды.

Изменение влагозапасов. Изменение влагозапасов в деятельном слое (ΔW) определялось по формуле:

$$\Delta W = \Delta Z \xi, \quad (2)$$

где ΔZ – изменение уровня болотных вод за расчетный период, ξ – коэффициент водоотдачи деятельного слоя. Величина изменения влагозапасов на массиве вычислялась по данным наблюдений за уровнем болотных вод в его центральной части (сфагново-кустарничково-пушицевый, редко облесенный сосной микроландшафт). Как показало сравнение значений ΔW , вычисленных для центральной части, с соответствующими величинами для всего массива (расчеты В.Г. Рождественской [12]) различия их оказались весьма малыми, что дает основание изменение влагозапасов всего болота рассчитывать по изменению уровней в его центральной части.

Водообмен с подстилающими водовмещающими породами определялся как остаточный член уравнения водного баланса (1), поэтому в его величину вошли все погрешности измерения основных элементов баланса (осадки, испарение, изменение влагозапасов). Чтобы оценить взаимосвязь болотных и грунтовых вод, эту составляющую водного ба-

данса следует разделить на две составляющие – вертикальную и горизонтальную. Вертикальная составляющая – водообмен болота с минеральными грунтами через его дно, горизонтальная составляющая – водообмен болота с прилегающими к болоту сухоходными территориями по периметру массива. Горизонтальная составляющая в первом приближении может быть принята за диффузный сток с болот. Несколько слов о диффузном стоке. Поскольку верховые болота имеют выпуклую форму рельефа, то основным источником их водного питания являются атмосферные осадки. Сток с верховых болот формируется под влиянием их собственного рельефа и практически не зависит от рельефа и режима грунтовых и поверхностных вод прилегающих территорий. Согласно исследованиям К.Е. Иванова [13], полный сток с болотных систем водораздельного залегания складывается из руслового и диффузного (или рассредоточенного фильтрационного) стока, непосредственно поступающего на сухоходы, окружающие болото. В естественных условиях, как показал гидроморфологический анализ, крупные болотные системы водораздельного и водораздельно-склонового залегания не менее 50 % объема годового стока отдают окружающим территориям диффузным путем и лишь не более половины всего объема стока с болот выносятся за пределы его границ через естественную внутриболотную гидрографическую сеть. Результаты исследований К.Е. Иванова свидетельствуют о том, что диффузный сток является главной составной частью полного стока с болот. В исследованных им болотных системах он составлял от 37 до 100 % полного стока. В связи с изложенным следует иметь в виду, что при определении величины водообмена болота по уравнению водного баланса (как остаточного члена) мы получаем величину общего водообмена с минеральными грунтами, подстилающими и окружающими болото.

Водный баланс болота Ламмин-Суо рассчитан за 50-ти летний период (1951–2000 гг.). При наличии столь длинного ряда интересно рассмотреть годовые величины составляющих водного баланса, диапазон их колебаний и общую тенденцию изменений. Как показывает анализ полученных данных, годовые величины составляющих водного баланса изменяются в довольно широких пределах.

Диапазон изменения осадков (приходная часть баланса) составляет 690 мм – от 555 мм (1999 г.) до 1245 мм (1984 г.) при среднем многолетнем значении 843 мм. В теплый период года (апрель – октябрь) в среднем выпадает 509 мм (60 % от годовой суммы), в холодный (ноябрь – март) – 334 мм (40 %). В ходе изменения осадков во времени прослеживается слабая тенденция роста осадков за рассматриваемый период.

Величина испарения с болота (основная расходная часть баланса) колеблется в пределах от 334 мм (1997 г.) до 534 мм (1951 г.). Средняя величина испарения за период с 1951 по 2000 год равна 422 мм, что составляет 50 % расходной части водного баланса. Испарение за холодный период составляет всего 7 % от годовой суммы, т.е. на порядок меньше, чем за теплый период. При анализе изменения этой составляющей водного баланса во времени прослеживается четкая тенденция уменьшения испарения за последние 50 лет.

Значительной изменчивостью (от 110 мм до 560 мм) во времени характеризуется русловой сток. Наименьшая величина годового стока наблюдалась в 1960 г., наибольшая – в 1984 г. Средняя величина руслового стока за период 1951–2000 гг. составляет 303 мм – 36 % от расходной части баланса. Изменения годовых величин руслового стока в значительной степени соответствуют изменениям годовых осадков.

Анализ результатов расчета изменения влагозапасов (DW) за 50-летний ряд наблюдений на массиве свидетельствует о небольших колебаниях этой составляющей водного баланса в многолетнем разрезе (от –57 до +57 мм), средняя многолетняя величина W за рассматриваемый период равна –2 мм.

Водообмен болота с минеральными грунтами, как уже отмечалось выше, определен как остаточный член уравнения водного баланса, поэтому в его величину вошли как вертикальная, так и горизонтальная составляющие водообмена. Среднемноголетняя величина его составляет 122 мм и практически совпадает с величиной (120 мм), полученной В.Г. Рождественской [10]. Годовые величины водообмена с минеральными грунтами изменяются в довольно широких пределах – от –104 мм (1951 г.) до 299 мм (1999 г.). В ходе изменения этой составляющей во времени просматривается тенденция роста.

Столь большую вариацию величин водообмена с минеральными грунтами при относительно малых колебаниях уровня болотных вод трудно объяснить только вертикальной фильтрацией воды через дно болота. Как показал анализ данных за уровнем болотных и грунтовых вод, связь их очень слабая, особенно в центральной части, где уровень грунтовых вод при мощности торфяной залежи 4.5 м находится ниже дна болота. На окрайках массива, где уровни грунтовых вод расположены ближе к поверхности, связь болотных и грунтовых вод более тесная и здесь величина водообмена может быть значительно больше, чем в центральной части. Анализ данных расчета водного баланса дает основание считать, что большая вариация водообмена в определенной мере обусловлена гори-

зонтальной составляющей водообмена с минеральными грунтами по контуру болотного массива, т.е. диффузным стоком. Однако количественно оценить величину горизонтальной составляющей водообмена оказалось весьма сложным делом. В результате получить «чистую» величину вертикальной составляющей водообмена нам не удалось.

Касаясь вопроса вертикального водообмена верховых болот с подстилающими минеральными грунтами, следует отметить, что в работах К.Е. Иванова [4] и В.В. Романова [11] высказывалось мнение об отсутствии заметного вертикального оттока болотных вод. Последнее объяснялось образованием (в процессе развития болотного массива) в верхних горизонтах минерального грунта закоматированного слоя с весьма малыми коэффициентами фильтрации. В подтверждение своего мнения о коматации разделяющего слоя В.В. Романов [11] произвел расчет вертикальной фильтрации на болотах при $K=1 \cdot 10^{-8}$ см/с и получил величину годового водообмена для района северо-запада равной 312 мм и составляющей 40 % годового количества осадков. Как отмечал В.В. Романов, в действительности таких потерь на фильтрацию в подстилающий грунт не может быть, иначе бы не образовались в этих условиях болота. Более того при таком оттоке воды из болот нечему было бы стекать через деятельный горизонт, имеющий, как известно, весьма большие коэффициенты фильтрации. Как показывают многолетние наблюдения за уровнем болотных вод, при приближении уровня к нижней границе деятельного слоя в бесприточный период скорость его снижения приближается к нулю, что свидетельствует об отсутствии в это время какого-либо стока с болота.

Наибольшие величины водообмена приходятся на влажные годы, наименьшие – на сухие. Колебания годовых величин водообмена в многолетнем разрезе соответствуют колебаниям годовых осадков. Однако связь водообмена с осадками довольно слабая. Наиболее тесная связь водообмена прослеживается с климатическим стоком.

Чтобы оценить величину вертикального водообмена с подстилающими минеральными грунтами необходимо исключить величину горизонтальной составляющей водообмена при расчете водного баланса. Это можно сделать лишь в том случае, если расчет водного баланса провести не для всего массива, а только для его центральной части [14]. При этом фильтрационный сток с болота вычисляется по расчетному контуру стока выделенной части массива.

Рассмотрим водный баланс центральной части массива. В качестве центральной части болота выбрана наиболее выпуклая его часть, грани-

цы которой проходят: с юга и востока по облесенному кольцу, с севера и запада – по сфагново-кустарничково, облесенному сосной микроландшафту. Как показал анализ данных наблюдений за уровнем болотных вод, подпорных явлений от скапливающихся на ок-райке массива вод на выбранной части болота не наблюдается. Площадь рассматриваемой части массива в пределах расчетного контура составляет 0.45 км². Расчет водного баланса проведен для разных по водности лет по уравнению:

$$B = O - E - C - \Delta W, \quad (3)$$

где B – вертикальная составляющая водообмена с подстилающими болото минеральными водовмещающими породами, мм; C – фильтрационный сток с центральной части болота, мм. Остальные обозначения прежние. Ниже рассматриваются только отдельные моменты расчета фильтрационного стока, т.к. об определении остальных составляющих водного баланса в уравнении (3) уже говорилось выше.

Фильтрационный сток. Как уже отмечалось ранее, сток с верховых болот в преобладающем большинстве болотных микроландшафтов осуществляется фильтрационным путем через деятельный горизонт торфяной залежи. При этом в период высокого стояния уровней воды имеет место и полуповерхностный сток. И только в топяных микроландшафтах наряду с фильтрационным наблюдается и поверхностный сток.

Расчетный контур стока болотных вод центральной части массива Ламмин-Суо пересекает два болотных микроландшафта: сфагново-кустарничково-пушицевый со сфагново-пушицевыми понижениями и гряздово-мочажинный комплекс.

Расчет стока выполнен по методу фильтрационных характеристик К.Е. Иванова [4]. Фильтрационные расходы вычислялись за каждые сутки. Исходными данными для этого послужили ежедневные уровни болотных вод в упомянутых выше микроландшафтах и значения единичных расходов (q) для тех же болотных микроландшафтов, полученные при экспериментальных исследованиях водно-физических свойств деятельного слоя данного болота.

В тех случаях, когда в зимний период глубина промерзания по величине превышала уровень болотных вод, расчет стока проведен не по уровню воды, а по глубине промерзания. Длина контура стекания в расчетных микроландшафтах определена на основании типологической карты и сетки линий стекания, построенной по материалам аэрофотосъемки болота (М 1:10000). Результаты расчета составляющих водного баланса центральной части массива представлены в таблице.

Составляющие водного баланса болотного массива Ламмин-Суо

Год	Осадки, мм	Испарение, мм	Изменение влагозапасов, мм	Фильтрационный сток, мм	Вертикальный водообмен, мм
1969	659	505	+49	135	+68
1972	627	491	+42	158	+20
1977	823	383	-30	334	+76
1979	764	400	+9	317	+56
1981	1129	386	-16	730	-3
1984	1245	404	-9	804	+28
Среднее	874	428	+8	413	+41

Результаты исследований показали, что диапазон изменения годовых осадков за выбранные годы довольно велик (от 627 до 1245 мм). Большой диапазон изменений и фильтрационного стока (от 135 до 804 мм). Вариация годовых величин испарения относительно мала (от 383 до 505 мм).

Величина вертикальной составляющей водообмена с минеральными водовмещающими породами колеблется от -3 мм (1981 г.) до 76 мм (1977 г.), причем в 5 из 6 случаев имеет место положительный знак, что указывает на отток воды через дно болота. Средняя величина вертикального водообмена за 6-ти летний период оказалась равной 41 мм. Следует напомнить, что уровень грунтовых вод под центральной части болота Ламмин-Суо находится ниже его дна, что и обуславливает потенциальную возможность вертикальной фильтрации болотных вод в подстилающие минеральные грунты. Колебания годовых величин водообмена можно объяснить определенным влиянием режима уровней болотных и грунтовых вод, а также режима промерзания болот.

Необходимо заметить, что до сих пор не выявлен механизм процесса водообмена верхних болот с подстилающими минеральными грунтами при наличии заcolmатированного придонного, так называемого разделяющего слоя. Необходимо было бы провести экспериментальные работы по определению толщины и коэффициента фильтрации этого слоя на верхних болотах, различающихся по геоморфологическим условиям залегания. Это бы послужило хорошей основой для проведения широких исследований водообмена верхних болот с минеральными грунтами, подстилающими и окружающими их.

Полученная нами средняя величина вертикального водообмена верхних болот очень близка к величине (27 мм/год), определенной К.Е. Ивано-

вым [5]. Более того, достоверность этой величины подтверждается результатами неводнобалансового подхода к оценке водообмена болот, приведенными в работе [15]. Согласно этой работе, возраст болотных вод придонных горизонтов верхних массивов составляет 100–150 лет. Если принять среднюю величину возраста этих вод равной 125 годам, а мощность залежи исследуемого массива 4.5 м, то средняя скорость фильтрации будет равна 1.14×10^{-7} см/с, величина же вертикального оттока болотных вод составит 36 мм/год.

Таким образом, приведенные результаты свидетельствуют о малой величине вертикальной составляющей водообмена верхних болот с подстилающими минеральными грунтами.

В связи с изменением климатических условий рассмотренные выше результаты исследований водообмена верхних болот с окружающей средой и, прежде всего, величины составляющих водного баланса и их соотношения можно отнести только к болотам северо-запада России.

Как показывают исследования изучение водообмена низинных болот с окружающей средой является более сложным делом, чем верхних. Это объясняется тем, что в отличие от верхних водное питание низинных болот складывается не только из осадков, но и в значительной мере из грунтовых и поверхностных вод, количественная оценка которых представляет большие трудности [16, 17]. Доля этих составляющих в водном балансе низинных болот достаточно велика и колеблется в широких пределах в зависимости от условий геоморфологического залегания конкретных болотных массивов.

Литература

1. Дубах А.Д. Очерки по гидрологии болот. М., 1936. 120 с.
2. Дубах А.Д. Гидрология болот. Свердловск; М., 1944. 228 с.
3. Иванов К.Е. Гидрология болот. Л., 1953. 296 с.
4. Иванов К.Е. Основы гидрологии болот лесной зоны. Л., 1957. 500 с.
5. Иванов К.Е. Водообмен в болотных ландшафтах. Л., 1975. 280 с.
6. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Л., 1990. Вып. 8. 360 с.
7. Болота Западной Сибири, их строение и гидрологический режим. Л., 1976. 400 с.
8. Лопатин В.Д. О гидрологическом значении верхних болот // Вестник ЛГУ. 1949. № 2. С. 37–49.
9. Новиков С.М. Гидрологические исследования на Зеленогорской полевой экспериментальной базе Государственного гидрологического института // Метеорология и гидрология. 2001. № 9. С. 120–122.

10. Рождественская В.Г. Водный баланс болота Ламмин-Суо // Сб. работ по гидрологии. 1973. № 11. С. 129–139.
11. Романов В.В. Гидрофизика болот. Л., 1961. 359 с.
12. Рекомендации по расчету испарения с поверхности суши. Л., 1976. 96 с.
13. Иванов К.Е., Сытина И.А. Исследование изменения водного питания территорий, окружающих болотные системы, при осушительных мелиорациях без регулирования водного режима // Тр. ГТИ. 1983. Вып. 303. С. 53–62.
14. Новиков С.М. Водообмен болот с подстилающими минеральными грунтами // Болота и заболоченные леса в свете задач устойчивого природопользования. М., 1999. С. 219–221.
15. Сирич А.А., Шумов Д.Б., Власова Л.С. Изучение водообмена в болотных водах с помощью анализа Н // Водные ресурсы. 1997. Т. 24. № 6. С. 679–687.
16. Воробьев П.К. Исследование водообмена торфяной залежи с железелезанием водоносном горизонтом // Тр. ГТИ. 1981. Вып. 281. С. 81–89.
17. Новиков С.М. Водный баланс осушенных болот на примере Старосельской осушительной системы // Тр. ГТИ. 1981. Вып. 281. С. 107–117.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕОХИМИЯ БОЛОТНЫХ ВОД

Л.И. Инишева

Сибирский научно-исследовательский институт торфа СО РАНХИ, г. Томск
Томский государственный педагогический университет,
inischev@mail.tomsknet.ru

*Tales sunt aque, qualis terra per.
Свойства вод определяются свойствами
пластов, через которые они текут.
Плиний, древний Рим*

Рассмотрены условия формирования болотных вод. Показано, что химический состав болотных вод определяется водно-минеральным режимом и биохимическими процессами, протекающими в торфяной залежи.

Для геохимии поверхностных вод, в том числе и болотных, важным фактором являются гидрогеологическая структура зоны гипергенеза, физико-географические, почвенно-геологические условия их формирования. Рассмотрим это положение на примере Западно-Сибирской равнины.

Гидрогеологическая структура зоны гипергенеза Западно-Сибирской равнины представляет собой верхнюю (антропоген-верхнемеловую) слоистую многопластовую водообменную подсистему Западно-Сибирского

артезианского бассейна, резко отличающуюся по структуре и интенсивности процессов водообмена от средней (мезозойской) и нижней (палеозойской) водообменных подсистем артезианского бассейна и его палеозойского фундамента [1]. Отличительная особенность геологического разреза зоны гипергенеза – сложный литофациальный состав отложений, чередование проницаемых и глинистых пластов и горизонтов. Следует заметить, что важное значение для формирования подземного стока в зоне гипергенеза имеет мощная толща морских глинистых отложений турон-нижнеолигоценного возраста, четко отделяющая верхнюю водообменную подсистему и собственно зону гипергенеза от мезозойской водообменной подсистемы на значительной части территории.

В пределах верхней водообменной подсистемы нет единого потока подземных вод, что свойственно двум нижним водообменным подсистемам артезианского бассейна с региональными потоками подземных вод, находящимися вне сферы дренирующего влияния речной сети и воздействия современных физико-географических факторов. Все фильтрационное пространство верхней водообменной подсистемы артезианского бассейна мозаично разобщено гидродинамическими границами – дренами (реками) на отдельные междуречные участки.

Сток междуречных потоков от водораздельной линии ориентирован по направлению к дренам – рекам, что обуславливает совпадение границ поверхностных и подземных бассейнов стока вод. Отсюда междуречные потоки в зоне дренирования представляют собой разнонаправленные, радиально расходящиеся от гипсометрически повышенных участков вблизи обрамления или от водораздельных пространств плано-пространственные потоки подземных вод, разгружающиеся в реки – дренах разного порядка. В границах бассейнов стока подземных вод, совпадающих с бассейнами рек, и происходит зарождение и формирование потоков подземных вод зоны дренирования.

Верхняя водообменная подсистема артезианского бассейна включает серию гидродинамически изолированных друг от друга в естественных условиях водообменных подсистем более низкого порядка – бассейнов стока, где осуществляется местный круговорот инфильтрованных вод. В границах бассейнов стока происходит вся короткая в геологическом смысле жизнь постоянно обновляющихся потоков подземных вод гиперсферы. Здесь зарождаются и исчезают потоки подземных вод, активно участвующих в гипергенных процессах выветривания, мобилизации, миграции и перетолжения элементов.

Водообменная система состоит из разобщенных или соединяющихся вертикально ориентированных узких желобов подрусловых таликовых рек, чашеобразных или цилиндрических по форме подозерных таликов, редких межмерзлотных таликов, а также повсеместно развитого деятельного слоя [1]. Избыточное переувлажнение деятельного слоя и интенсивное пополнение запасов подозерных таликов происходит в период короткого лета.

В условиях избыточного водообмена только весной в зоне аэрации задерживается до 40–60 % талых снеговых вод, что наряду с инфильтрацией жидких атмосферных осадков в летне-осеннее время обеспечивает обильное питание подземных вод верхней водообменной подсистемы.

Площадное местное питание подземных вод на всем пути движения из потоков от обрамления или водоразделов до рек – очагов разгрузки в границах бассейнов стока – выступает одним из важнейших факторов формирования подземных вод в сфере дренирующего влияния речной сети. Известно, что для Западно-Сибирской равнины вообще характерна слабая дренированность территории [2]. Следовательно, в болотных ландшафтах, где обводненными торфяниками занята практически вся водосборная площадь бассейнов стока при чрезвычайно подчиненной роли суходолов, в формировании ресурсов подземных вод резко преобладает роль болотного питания.

Болота занимают 4 % суши и аккумулируют в себе около 4,3 тыс. км³, в болотах Западной Сибири находится более 1000 км³ пресной воды т.е. в болотах равнины сосредоточено около 15 годовых стоков Иртыша и Оби [3].

Согласно В.С. Кусковскому и Ю.К. Смоленцеву [1], атмосферные осадки, прежде чем попасть в зону насыщения водоносной системы, проходят через торфяной «фильтр», переживая болотный этап формирования химического состава. Поэтому питание подземных вод происходит уже инфильтрующими – болотными, а не метеорными водами. В результате химический состав природных вод вообще, и в том числе болотных, представляет собой сложный комплекс растворенных газов, различных минеральных солей и органических соединений. В природных водах растворены почти все известные на земле химические элементы, но большая часть из них находится в столь малых количествах, что пока еще не определены из-за недостаточной чувствительности методов анализа. В настоящее время определено содержание в водах более 80 элементов.

Прежде чем перейти к рассмотрению геохимии болотных вод, необходимо хотя бы кратко изложить представления об особенностях хими-

ческого состава природных вод вообще. Химический состав природных вод условно делят на 6 групп:

1. Главные ионы (макрокомпоненты) – Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- и CO_3^{2-} ;
2. Растворенные газы – кислород, азот, сероводород, диоксид углерода и др.;
3. Биогенные вещества – соединения азота, фосфора, железа и кремния;
4. Органические вещества – разнообразные органические соединения, относящиеся к органическим кислотам, сложным эфирам, фенолам, гумусовым веществам, азотсодержащим соединениям (белки, аминокислоты, амины) и многим другим;
5. Микроэлементы – включают все металлы, кроме главных ионов (K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}), а также некоторые другие компоненты, содержащиеся в водах в небольших количествах (например, радиоактивные элементы);
6. Загрязняющие вещества (пестициды, синтетически поверхностно-активные вещества, детергенты и другие).

К числу главных ионов, содержащихся в природных водах, относятся ионы Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- и CO_3^{2-} , K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} которые образуют основную часть их минерального состава. Главные ионы определяют химический тип вод, их называют макрокомпонентами. Микрокомпоненты содержатся в водах в гораздо меньших количествах и не определяют химического типа воды. Ряд компонентов, растворенных в водах, занимают промежуточное положение между макро и микрокомпонентами. К их числу относятся H^+ , NH_4^+ , NO_3^- , H_2SiO_3 .

Хлоридные ионы обладают высокой миграционной способностью. Они не образуют трудно растворимых минералов, не адсорбируются коллоидными системами, не накапливаются биогенным путем. Они присутствуют во всех природных водах. Основными источниками поступления иона хлора в природные воды являются:

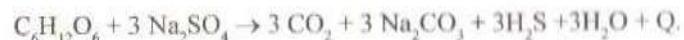
- хлористые минералы (галит NaCl , сильвин KCl и др.) из горных пород, почв и скопления солей;
- атмосферные осадки;
- вулканические выбросы;
- стоки промышленных предприятий и хозяйственно-бытовые отходы.

В природных водах анионы хлора чаще всего уравниваются катионами Na^+ (NaCl), реже Mg^{2+} (MgCl_2), и Ca^{2+} (CaCl_2), в исключительных случаях K^+ (KCl).

Сульфатные ионы имеют также хорошую подвижность, но уступают в этом отношении хлоридам. Коллоиды почв почти не задерживают

SO_4^{2-} . Его содержание в природных водах лимитируется присутствием в воде ионов Ca^{2+} , которые образуют с SO_4^{2-} мало растворимый CaSO_4 . В анаэробной среде сульфатные ионы становятся неустойчивыми и восстанавливаются до сероводорода.

Схематически восстановление сульфатов изображают следующим образом:



В результате десульфатизации воды обогащаются H_2S и CO_2 ; в них понижается содержание SO_4^{2-} и появляется сода. Природные воды практически всегда содержат сульфаты. Основным источником появления в воде сульфатов являются различные осадочные породы, в состав которых входят гипс и ангидрит.

Гидрокарбонатные и карбонатные ионы являются важнейшей составной частью химического состава природных вод. Оба эти иона, будучи производными угольной кислоты, находятся в растворе в динамическом равновесии между самой угольной кислотой и составляющими ее ионами в определенных количественных отношениях:



Изменение содержания одного из членов этого равновесия влечет за собой изменение другого. Эти ионы образуют карбонатную систему химического равновесия, имеющую большое значение в природных водах. Значения констант K_1 и K_2 обратно пропорциональны ионной силе раствора и прямо пропорциональны температуре. Соотношение форм карбонатного равновесия определяет в большинстве случаев значение pH в природных водах. В кислых водах преобладает диоксид углерода, поскольку



При $\text{pH} < 5$ концентрация гидрокарбонатных ионов практически равна нулю. Источником гидрокарбонатных и карбонатных ионов служат различные карбонатные породы. Нередко источником появления в природных водах CO_2 являются воздух и биохимические процессы.

Ионы натрия по распространенности среди катионов стоят на первом месте. Все соли натрия обладают высокой растворимостью, что обуславливает его миграцию преимущественно в ионорастворенном виде. В этом отношении он уступает только иону хлора, так как может вступать в обменные реакции с поглощенным комплексом пород.

Большая часть ионов натрия уравнивается ионами хлора, образуя подвижное и устойчивое соединение, которое со значительной скоростью мигрирует в растворе. Меньшая, но все же значительная часть натрия мигрирует в форме сернокислых солей и частично в форме неустойчивых углекислых солей. Источником натрия являются: силикатные породы, продукты выветривания изверженных пород, залежи его солей, вытеснение натрия из поглощенного комплекса пород.

Поведение **ионов калия** аналогично ионам натрия, но ионы калия содержатся в природных водах в очень незначительных концентрациях, составляя около 4–10 % содержания натрия, с наибольшим процентом в слабоминерализованных водах. Особенность калия – его высокое потребление живыми организмами.

Кальций среди щелочных и щелочно-земельных металлов обладает наивысшим кларком (3.6). Он активно участвует в биологических процессах, преобладает в поглощенном комплексе пород и почв, легко переходит в минеральную форму. Ионы кальция доминируют в катионном составе слабоминерализованных вод. Одним из важных источников Ca^{2+} в природных водах являются известняки, доломиты, известковистый цемент горных пород и другие породы.

Магний по своим химическим свойствам близок к кальцию, но миграция этих элементов протекает по-разному. Биологическая активность у магния выражена слабее. В поглощенном комплексе пород магний связывается слабее, чем кальций; этот элемент входит в состав многочисленных вторичных силикатов. Хотя ионы магния присутствуют почти во всех природных водах, но тем не менее очень редко встречаются воды, в которых магний доминирует. Ионы магния поступают преимущественно при растворении доломитов, мергелей или продуктов выветривания основных (габбро), ультраосновных (дунит, перидотит) и других пород.

Во всех природных водах растворены **газы и биогенные вещества**. Наиболее широко распространены в поверхностных водах кислород, диоксид углерода, азот а в подземных – сероводород и метан. К биогенным веществам относятся соединения кремния, азота, фосфора и железа.

Природные воды почти всегда содержат в себе **органическое вещество**, химический состав которого весьма сложен и зависит от их происхождения. Можно назвать три источника обогащения поверхностных вод органическим веществом:

- органическое вещество, поступающее с водосборной площади;
- органическое вещество, образующееся в самом водном объекте;

— органическое вещество, поступающее из подземных водоносных горизонтов.

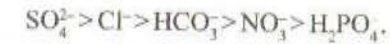
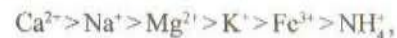
Роль органического вещества в природных водах огромна.

Воды торфяно-болотных экосистем (ТБЭС) в значительной мере отличаются от других природных вод. В них в растворенном состоянии в значительном количестве содержатся органические вещества.

В процессе болотного почвообразования при различии условий водно-минерального питания, которые в свою очередь изменяются на разных этапах формирования торфяной залежи ТБЭС, формируются разнообразные по ботаническому составу и физико-химическим свойствам торфа. Дисперсионная среда торфяных залежей (торфяная вода) представляет раствор, в котором в качестве растворителя служит низкомолекулярная жидкость (вода), а растворенными являются высокомолекулярные органические и минеральные вещества в коллоидном, молекулярном и ионном состоянии [4].

Химический состав торфяных вод в большей степени определяется водно-минеральным режимом торфяников, который в свою очередь создается водами различного происхождения. Торфяные воды по минерализации сильно отличаются от вод, стекающих с болота и поступающих в него. Это позволяет считать торф природным ионообменником, причем ионообменные процессы протекают в основном в кислой среде, так как водородный показатель кислотности pH большинства болотных вод меньше семи. Общая минерализация торфяных вод уменьшается от низинных болот к верховым. Величина общей минерализации вод верховых болот очень мала и близка к минерализации атмосферных осадков в каждом конкретном районе. Как и атмосферные (pH 4.0–5.2), воды верховых болот имеют кислую реакцию среды (pH 3.6–5.6). Среднегодовое содержание ионов SO_4^{2-} , NO_3^- , NH_4^+ , K^+ несколько больше в атмосферных, чем в болотных водах верховых болот. Потребность растений в элементах питания на верховых болотах столь велика, что значительная часть этих ионов, поступившая из атмосферы, быстро усваивается вегетирующими растениями, а часть NH_4^+ и K^+ поглощается торфом. Источником хлора являются атмосферные осадки. Содержание иона HCO_3^- в болотных водах при pH < 4 крайне незначительно вследствие высокой концентрации ионов водорода, а следовательно, и малой диссоциации H_2CO_3 .

Ионы в водах верховых болот распределяются следующим образом:

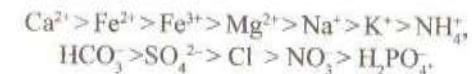


Химический состав неоднороден даже в пределах одного торфяного месторождения и во многом определяется географическим положением и геоморфологией, а также изменяется по глубине и во времени. Атмосферные воды, выпадая на поверхность болота, претерпевают значительную трансформацию в связи с разрушением минералов атмосферной пыли и торфогенезом, обусловленным интенсивностью биохимических процессов в торфяной залежи.

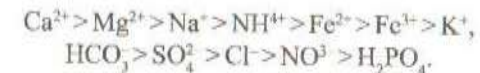
Кроме минеральных компонентов, в состав вод торфяных залежей входят также и растворенные органические вещества: моносахариды, уроновые кислоты, полимеры углеводов, гуминовые кислоты, битумы, азотистые и другие соединения. Количество воднорастворимого углерода в 5–8 превышает сумму минеральных компонентов. Баланс между катионами и анионами не соблюдается.

Переходные болота питаются мягкими грунтовыми водами и атмосферными осадками. Болотные воды отличаются низким содержанием минеральных элементов, обогащены растворенным органическим веществом. Воды имеют слабо кислую реакцию. Общая среднегодовая минерализация выше минерализации вод верхового болота и достигает 30–40 мг/л.

Ионы в водах переходных болот распределяются в следующем порядке:



Воды низинных болот имеют слабо кислую и нейтральную реакцию (pH 6.1–7.2). Воды, как правило, имеют карбонатно-кальциевый состав. Валовое содержание азота достигает 1.5–5.0 мг/л. Для низинных болот основным источником водно-минерального питания служат почвенно- и напорно-грунтовые воды. Содержат относительно немного воднорастворимых веществ. Ионы в водах низинных болот распределяются следующим образом:



Вспользуемся показателями химического состава болотных вод, приведенными в статье Т.Т. Ефремовой с соавторами [5] (табл. 1). Особое внимание обратим на органическую составляющую болотных вод.

Химический состав болотных вод России по обобщенным данным
(числитель – пределы колебаний, знаменатель – среднее)

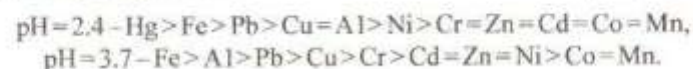
Показатель	Типы болот		
	олиготрофные	мезотрофные	евтрофные
Реакция среды	$\frac{3.4-4.2}{3.8}$	$\frac{3.9-4.9}{4.5}$	$\frac{5.3-7.6}{6.7}$
Общая минерализация, г/л	$\frac{0.006-0.019}{0.013}$	$\frac{0.019-0.065}{0.039}$	$\frac{0.096-0.952}{0.336}$
Углерод, мг/л	$\frac{34.0-105.0}{76.0}$	$\frac{29.0-81.0}{65.0}$	$\frac{8.0-26.0}{13.0}$
Окисляемость бихроматная, мг/л	$\frac{91.0-280.0}{203.0}$	$\frac{77.0-216.0}{173.0}$	$\frac{21.0-69.0}{35.0}$
Углерод/Общая минерализация	5.8	1.7	0.04
Катионы, мг/л:			
Ca ²⁺	$\frac{0.78-3.76}{2.08}$	$\frac{2.78-8.80}{5.3}$	$\frac{12.80-194.00}{72.30}$
Mg ²⁺	$\frac{0.23-1.30}{0.87}$	$\frac{0.50-1.65}{1.23}$	$\frac{3.10-25.30}{15.60}$
Na ⁺	$\frac{0.46-2.92}{1.67}$	$\frac{0.41-3.45}{2.17}$	$\frac{2.95-9.35}{3.96}$
K ⁺	$\frac{0.12-1.76}{0.91}$	$\frac{0.16-2.00}{0.88}$	$\frac{0.42-3.91}{1.14}$
Fe ²⁺ +Fe ³⁺	$\frac{0.10-2.31}{0.75}$	$\frac{0.30-2.46}{0.94}$	$\frac{0.32-0.63}{0.47}$
NH ₄ ⁺	$\frac{0.14-2.10}{1.20}$	$\frac{0.17-2.43}{1.18}$	$\frac{0.10-2.89}{1.10}$
Анионы, мг/л:			
HCO ₃ ⁻	—	$\frac{4.61-21.73}{11.56}$	$\frac{61.02-714.06}{247.28}$
SO ₄ ²⁻	$\frac{0.54-17.75}{3.23}$	$\frac{0.72-18.44}{3.88}$	$\frac{4.01-44.53}{13.95}$
Cl ⁻	$\frac{1.46-4.25}{1.98}$	$\frac{1.76-3.57}{2.79}$	$\frac{0.58-5.34}{2.71}$
P	$\frac{0.008-0.10}{0.04}$	$\frac{0.007-0.11}{0.05}$	$\frac{0.009-0.87}{0.20}$

Согласно А.И. Перельману [6], болотные воды по окислительно-восстановительным условиям представляют собой неравновесную систему, для которой характерны ассоциации окислителей (O₂, Fe³⁺) и восстанови-

телей (растворенные гуминовые кислоты и Fe²⁺). Наличие большого количества гумусовых веществ (ГВ) специфической природы объясняет отсутствие в болотных водах баланса между катионной и анионной составляющими. Среди ГВ выделяют две главные совокупности: гуминовые кислоты (ГК) и фульвокислоты (ФК). Из ГВ наиболее растворимы ФК, что связано с более высоким вкладом в их структуру карбоксильных групп и фенольных оксигрупп, а также меньшей молекулярной массой мономеров и ассоциатов ФК. Поэтому содержание ФК в болотных водах почти на порядок превышает содержание ГК [7-9]. Высокая обменная емкость ГК обеспечивает образование прочных комплексных соединений с ионами металлов. Именно комплексообразование с ГК играет решающую роль в процессах растворения, переноса и отложений элементов в зоне гипергенеза.

В области геохимии современный период характеризуется значительным расширением исследований состава органического вещества (ОВ), путей превращения и гидрохимической роли на всех этапах его миграции. Роль болот в литогенезе как фактора химической дифференциации элементов на путях от областей сноса до трансаккумулятивных позиций – очевидна.

В болотных водах всегда присутствуют макро- и микроэлементы. Известно, что чем выше содержание поливалентных катионов, тем больше образуется нерастворимых солей гуминовых веществ, которые оседают в межчастичном пространстве торфа. Исследователями в разное время было показано, что в инактивации избыточных ионов преимущественно участвуют тонкодисперсные частицы, полуторные оксиды, карбонаты и гуминовые вещества. Последние участвуют в поглощении элементов особенно активно. Так Х. Кендорфом и М. Шнитцером (цит. по [10]) построены ряды активности захвата металлов гуминовыми кислотами в зависимости от pH среды:



Именно такие значения pH характерны для торфяной залежи.

Важная роль в формировании гидрохимического состава болотных вод принадлежит воднорастворимым гумусовым кислотам, особенно ФК. Воды в этом случае обладают интенсивной желто-бурой окраской (цветность более 4°), а величина окисляемости обычно имеет значение от нескольких десятков до сотен мг О₂/л, в среднем составляя 200-300 мг О₂/л. Содержание воднорастворимого углерода в снеге, например, основного источника влаги для олиготрофных болот, не превышает 8 мг/л, окисляемость – 12.3 мг О₂/л. Учитывая же высокое содержание в торфах подвижных форм органического вещества и достаточно высокую микробиологи-

ческую активность в деятельном слое торфяных залежей, можно предположить, что сток с заболоченного водосбора формируется не только за счет атмосферных осадков, а прежде всего за счет трансформационных процессов в самой торфяной залежи.

Надо полагать, что торфяная залежь, характеризующаяся восстановительными условиями, повышенной кислотностью и высокой концентрацией ОВ, является активным источником комплексных соединений, подвижных ГК и ФК. Превышение содержания ФК в болотных водах олиготрофного ряда, например, может составлять 5–20 раз, чаще до 10 (табл. 2), что вполне соответствует содержанию ГК и ФК в торфах, слагающих торфяную залежь олиготрофного болота. Об этом же свидетельствуют обширные данные, приведенные в литературе и обобщенные Г.М. Варшал [8], в которых отмечается, что из гумусовых кислот наиболее растворимы ФК, что связано с высоким вкладом в их структуру карбоксильных групп и фенольных оксигрупп. Отмечается также, что ФК, как правило, почти на порядок превышают содержание ГК и находятся в интервале от 1 до 100 мг/л и более. Как считает автор, главной миграционной формой многих элементов в речных водах являются прочные растворимые высокомолекулярные фульватные комплексы анионного типа. Комплексообразование с природными лигандами объясняет механизм самых разнообразных процессов, происходящих в зоне гипергеза.

Более детально рассмотрим это предположение по данным ИК спектров веществ фенольной природы, которые могут составлять от 3–5 до 41 % от общей суммы воднорастворимых ОВ. Сравнительное исследование в торфах и осадках болотных вод олиготрофных болот ИК-спектров и их спектральных коэффициентов, отражающих соотношение гидрофильной и гидрофобной составляющих в структурах молекул полифенолов, позволило выявить особенности миграции воднорастворимых ОВ. Как правило, количество гидроксильных, фенольных гидроксидов, карбоксильных групп и ароматических фрагментов понижается в молекулах воднорастворимых веществ в августе, сентябре, что объясняется высокой микробиологической активностью прогретого до 15–20 °С метрового слоя и большим взаимопроникновением биохимических процессов в системе: торфяная залежь – болотные воды.

Таким образом, условия формирования болотных вод, биохимические процессы, протекающие в торфах торфяной залежи, определяют геохимию болотных вод.

Содержание органического вещества в болотных водах, пределы и среднее, мг/л

Компонент	Положение в ландшафтном профиле		
	элювиальное	гранзитное	транс-аккумулятивное
Углерод воднорастворимый	31.8 – 80.5	37.1 – 91.8	27.8 – 145.6
	56.6.0	69.0	92.5
Окисляемость бихроматная	26.4 – 627.9	35.2 – 720.0	25.3 – 986.8
	249.7	238.7	315.8
Гуминовые кислоты	2.0 – 12.7	4.1 – 12.2	3.7 – 19.6
	7.7	8.2	12.8

Работа выполнена при поддержке ФЦП «Университеты России – фундаментальные исследования» (УР 07.01.023).

Литература

1. Кусковский В.С., Смоленцев Ю.К. Региональные проблемы изучения и использования природных ресурсов // География и природные ресурсы. 1987. № 2.
2. Антипов А.Н., Батурин Г.В., Гелета П.Ф. и др. Проблемы изучения и рационального использования малых рек Сибири // География и природные ресурсы. 1984. № 4.
3. Вендров С.Л., Герасимов И.П., Куницын Л.Ф. и др. Влагодобор на равнинах Западной Сибири, его роль в формировании природы и пути преобразования // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1966. № 5.
4. Лиштван И.И., Базин Е.Т., Гамаюнов Н.И. и др. Физика и химия торфа. М., 1989. 304 с.
5. Ефремова Т.Т., Ефремов С.П., Мелентьева Н.В. Водные ресурсы болот России и оценка их химического состава // География и природные ресурсы. 1998. № 2. С. 79–84.
6. Перельман А.И. Геохимия. Изд. 2-е, М., 1989. 527 с.
7. Варшал Г.М. Методы анализа природных и сточных вод // Проблемы аналитической химии / Под ред. М.М. Сенявина. М., 1977. Т. 5. С. 95–107.
8. Варшал Г.М., Велюханова Т.К., Кошьева И.Я. Геохимическая роль гуминовых кислот в миграции элементов // Гуминовые вещества в биосфере. М., 1993. С. 97–117.
9. Bolin B., Degens E.T., Duvigneaud P., Kempes. The global carbon cycle. Scope XIII, Chichester etc., 1979.
10. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов. М., 1994. Кн. 2. 303 с.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ГИДРОГЕОМЕХАНИЧЕСКОЙ ТЕОРИИ РАЗВИТИЯ ТОРФЯНЫХ БОЛОТ

В.В. Панов

Тверской государственный технический университет, vvp@tvc.com.ru

Гидродинамическая и гидростатическая системы торфяного тела вызывают в нем антигравитационные процессы, способствующие его скоординированному росту как целому. Внешние и внутренние воздействия адаптированы непосредственно механическим равновесием торфяной залежи в целом. Гидрогеомеханическое развитие болот основано на генетическом единстве формы торфяной залежи и ее механической системы, меняющейся по мере роста торфяного болота. Поэтому прочность торфяного тела в каждой его точке отражает скоординированный характер его роста. Главными силами, обеспечивающими работу гидрогеомеханической модели, являются силы тяжести и давления.

Концептуальные модели развития торфяных болот

Существуют следующие концептуальные модели развития болот (табл.), включающие основные идеологические априорные признаки их генезиса и эволюции.

Гидрогеомеханическая модель развития болот может быть дополнена следующими признаками: пространственно-временная изменчивость влагозапасов торфяной залежи [1], влияние набухания торфа на выпуклость массива [2], увеличение бокового давления в торфянике с его ростом [3], неустойчивость внутреннего водоема по мере расширения торфяника [4], химическая неустойчивость болотного массива по мере его роста [5].

Первопричиной аккумуляции воды в торфянике является вертикальная зональность торфяника. **Верхняя зона** – это зона непосредственного роста торфяника (торфогенный горизонт [6], деятельный слой [1], активный горизонт [7], акротелм (acrotelm) [8]). Эта зона периодически подвергается деструкции и функционально зависит от механического равновесия всего торфяного тела. В **средней части** торфяного тела влажность торфа максимальная, а прочность уменьшается в 2–4 раза [7, 9]. Зона на глубине 1–2 м часто является зоной аккумуляции газа [10]. Вертикальное колебание поверхности болота с амплитудой до 35 см [11] отражает растяжение и сжатие, прежде всего, средней части торфяного тела под действием метеорологических факторов, что координирует водопроводимость, соотношение фаз, набухание, упрочнение торфяника как единого целого. Поэтому функциональные свойства этой части залежи

Концептуальные модели развития торфяных болот

Название	Основные положения
Седиментационная Вебера-Потошье-Сукачева	Преобладает гравитационная организация болота, геоморфологические и гидрогеологические условия – основа постепенного развития болота в виде постепенно накапливающихся слоев торфа. Торфяная залежь механически пассивное образование, а ее рост результат соотношения прироста и распада органической массы в ее поверхностном слое.
Гидрологическая Иванова-Ишгрэма	Развитие болота predetermined формой ложа и вертикальным делением торфяника на нижний и верхний горизонты. Верхний регулирует структуру питания болотной растительности в плане болота, которая затем отражается в строении болотного массива. Структура и динамика верхнего горизонта торфяной залежи обеспечивают адаптацию болота к внешним воздействиям.
Гидрогеомеханическая Кудряшова-Наседкина	Гидродинамическая и гидростатическая системы торфяного тела вызывают в нем антигравитационные процессы, способствующие его скоординированному росту как целому. Внешние воздействия адаптированы непосредственно механическим равновесием торфяной залежи в целом.

позволяют определить ее как зону координации роста болотного массива. Повышение прочности **придонного слоя** и снижение его водопроницаемости обусловлено процессом фильтрационной консолидации [9]. Благодаря такой системе аккумуляции воды торфяное тело находится в гидромеханическом равновесии. Характер этого слоя отражает эволюцию исходной гидрогеологической обстановки, завершающим этапом развития которой является появление и рост автономности срединного слоя, координирующего развитие верхней зоны.

Структура торфяного болота

Основу построения классификации структурных моделей торфяных болот составляет поверхность торфа, ее связь с водой, фазовые переходы в торфе, гидростатическое и гидродинамическое давление в торфяной залежи, ее механическое равновесие, а также характер движения воды в залежи (рис. 1).

Для точечных моделей количество свободной воды в торфянике не имеет принципиального значения. В **поверхностно-энергетической** модели [12] торфяник рассматривается как упругое условно однородное тело, представляемое единой равновесной поверхностью. В **коллоидно-**



Рис. 1. Структурные модели торфяного болота

дисперсной модели [13] торфяник – это капиллярно-пористое тело, состоящее из совокупности частиц-мицелл или растительных остатков, условно оцениваемых по их диаметру. В упруго-кинетической модели [9] торфяник – это упругое пористое тело с коагуляционной непрерывной структурой.

Изменение гидростатического давления в торфе определяется в **поверхностно-энергетической** модели пьезометрической высотой от поверхности торфяника, а гидродинамическое давление – потерями на испарение или инфильтрацию. В **коллоидно-дисперсной** модели гидростатическое давление отражает механическое равновесие торфяника, а гидродинамическое выражается в образовании струй или жил. И в **упруго-кинетической** модели соответственно скоростью диффузионных процессов и также в виде струй и жил. Исходя из условия динамического равновесия торфяника, за большие промежутки времени гидродинамическим давлением в этих моделях в сравнении с гидростатическим можно пренебречь.

Для пространственных моделей первостепенное значение имеет наличие свободной воды в торфянике и на его поверхности. Торфяник рассматривается в этих моделях только при его естественной влажности, но с различным количеством газа в нем.

В **пьезометрической** модели [14] торфяник рассматривается как плавающее тело. В нижних слоях залежи существует напор, под действием которого вода пробивает себе ходы миграции. Уплотнение торфа отсутствует. Торфяное тело в **фильтрационной** модели [7, 8] – это единый водоносный горизонт, в котором распределение давлений подчиняется гидростатическому закону, а изменение напора в горизонтальном направ-

лении определяется уклоном свободной поверхности уровня грунтовых вод (УГВ). «Быстрый» сброс болотных вод через активный горизонт регулирует давление на торфяное тело и развитие его рельефа. При изменении УГВ, меняются по площади и толщине залежи влагоемкость и коэффициент фильтрации торфа до уравнивания твердой и жидкой фаз. Часть воды залежи находится в расслоениях, вызванных всплыванием торфяных слоев. В **канальной** модели [15] торфяная залежь представляется непроницаемой аморфной массой, в которую вкраплены линзы торфа разной водопроницаемости. Гидростатический напор падает с разветвлением потока и равномерным увлажнением залежи. На глубине 2 м за счет роста объема газа гидростатическое давление становится больше пьезометрического напора.

В **газодинамической** модели [16, 17] всплывание торфа происходит из-за наличия газов в остатках растений, микробиологического газообразования, снижения сцепления в торфе, его набухания, воздушной кольматации пор, резкого повышения УГВ, равенства температур торфа и воды. На глубине залежи в 1–2 м объем газа резко увеличивается. Механизм всплывания залежи определяется миграцией в ней газов в зависимости от распределения давления, колебаний температуры и химического состава среды.

Анализ средних значений степени разложения видов торфа показывает, что степень разложения в 25–30 % является критической величиной после которой газообразовательные процессы замедляются. Торфа, достигшие этого значения в торфяном горизонте, меняются в дальнейшем незначительно, а чем меньше степень разложения торфа, перешедшего в постоянно «затопленное» состояние, тем интенсивнее протекает в нем газообразование. Ускорение роста торфяника вызывает рост его загазованности.

Таким образом, в пространственных моделях гидростатическое давление действует на некоторый объем, ограниченный снижением сил сцепления, предопределенных первичными условиями торфообразования. Гидродинамическое давление реализуется в виде локализованного потока и меняется соответственно изменениям напора в торфе.

При оценке развития и эволюции торфяника становится важным понятие времени. В **фациальной** модели [18] накопление торфяных отложений способствует эволюционному изменению водно-минерального питания болот. Торфяник рассматривается как условно пассивный. Основу **дизъюнктивной** модели торфяника составляет [18] аналогия выпуклых торфяников с куполами, в которых под давлением газов происходят раз-

рывы. Гидростатическое давление в торфяном куполе реализуется при «выдавливании» воды через мочажины. Так происходит регулирование водного баланса и роста торфяника. Модель **растущего торфяника** [20] основывается на существовании единой гидрологической системы торфяника, отражающей его морфологию, механическое состояние и динамику как целого. Принципиальной особенностью этой модели является замена параметров торфяной среды на оценку изменения их во времени. Динамика самого тела рассматривается только как дифференциация роста торфообразующего слоя торфяника.

Динамика и неоднородность торфяной залежи

Формирование свойств торфа, прежде всего степени разложения, рассматривается как процесс развития поверхности дисперсного тела – торфяного массива [12]. Неоднородность торфяника – это результат накопления, трансформации, рассеивания и перераспределения механической энергии в торфяном теле, возникающей по мере его роста. Основу **статической неоднородности** торфяника составляет структура растительного покрова. Одновременно, используя понятие **динамической неоднородности**, можно рассматривать изменчивость свойств торфяной среды как отражение ее динамического равновесия.

Поэтому к основным признакам **гидрогеомеханической** модели необходимо отнести ее блоково-иерархическую систему, отражающую структурно-механическую неоднородность залежи, а также ее динамику, адекватную режимам внешних параметров и составляющую основу обновления экологических режимов на поверхности болота.

Целостное функционирование торфяного болота выражается в связи между формами его ложа и поверхности. На рис. 2 представлены результаты структурного дешифрирования болота по аэрофотоснимку (М 1:10000), где каждый контур имеет однородное изображение. Минимальные линейные размеры этих контуров составляют в среднем 40–200 м. Они взаимноориентированы и подчинены контурам большего ранга. В целом контуры составляют решетку с ячейками от 100×100 м до 1×1 км.

На рис. 3 представлен профиль торфяного болота, соответствующий утолщенной линии на рис. 2. На профиль вынесены границы контуров и выделены блоки торфяного тела. Мелкие блоки показаны тонкими линиями, а большего ранга – утолщенными.

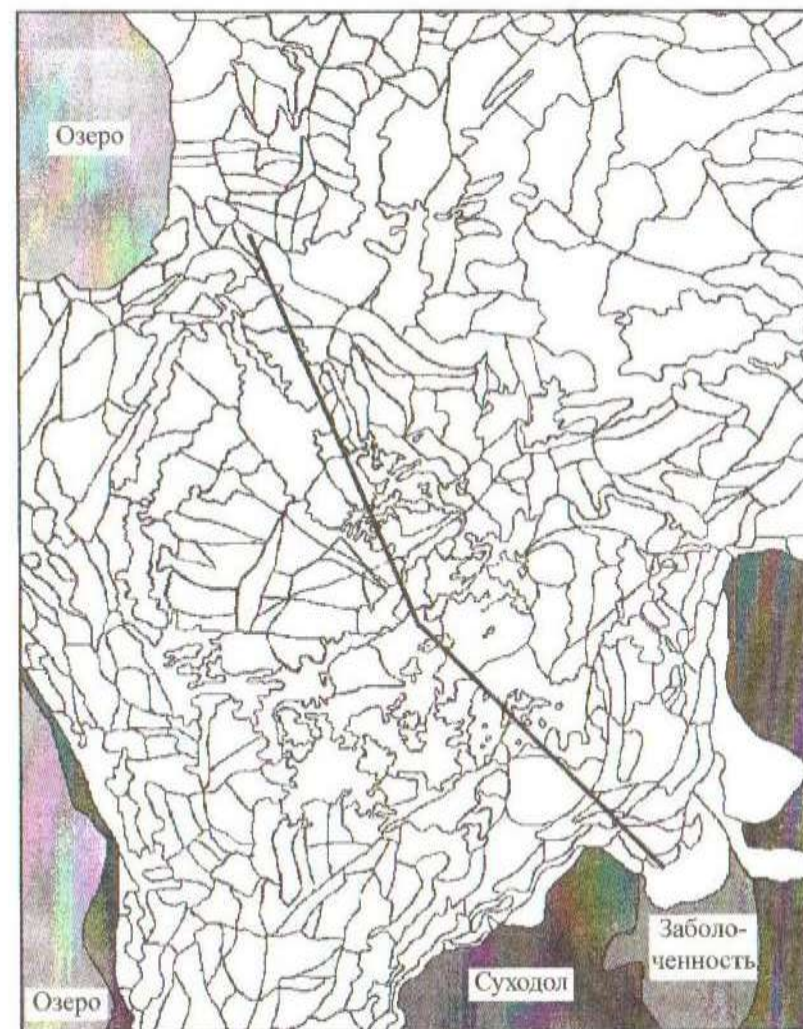


Рис. 2. Схема структурного дешифрирования Терелесовского торфяного болота (М 1:25000)

Для исследования геодинамических характеристик торфяного болота на нем были созданы площадки стереофотограмметрического метода наблюдений за динамикой поверхности болота.

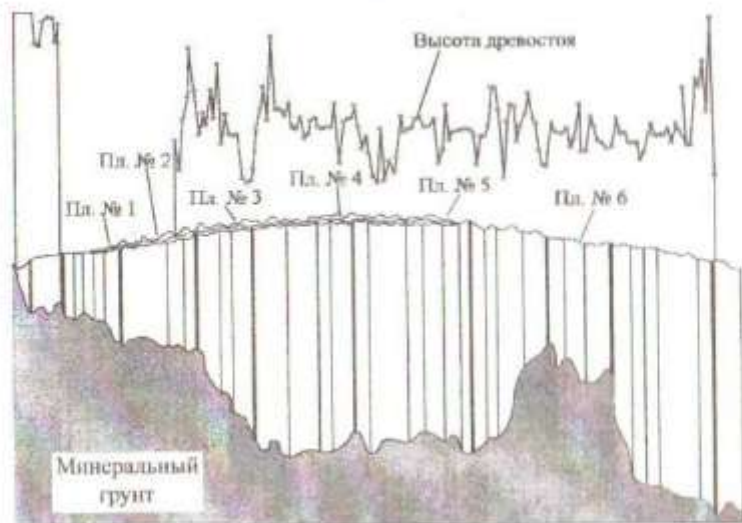


Рис. 3. Схема блокового строения торфяного месторождения в профиль (M_n 1: 100; M_r 1: 25 000)

Связь изменения уровня воды и поверхности мохового покрова по форме стремится к восьмигранной форме. Это указывает на асинхронность и нелинейность изменения уровня воды и поверхности. Торфяное тело перестраивается медленнее изменения внешних параметров в соотношении 1:2 или 1:3.

Таким образом, колебание торфяного тела определяется режимами колебаний его блоков, различие в амплитуде и некоторая асинхронность которых ведет к их взаимодействию. В результате поверхность торфяного тела отражает совокупность механических взаимодействий, составляющих его частей. На каждом иерархическом уровне происходит объединение в целое более мелких частей тела.

Одна из наиболее интересных проблем болотоведения является происхождение грядово-мочажинных комплексов. В целом существующие гипотезы связывают их происхождение с исходной неоднородностью торфяности среды или с механическими факторами (солифлюкцией, ледовой эрозией, «трещинообразованием»).

Ориентация гряд на поверхности болота, в общем, совпадает с ее горизонталями [7], а уклон поверхности болота имеет совпадение по направлению с ориентацией основных уклонов дна болотного массива.

Связь структуры всей залежи с формами ее поверхности представлено связью прочности торфяной залежи с ее плотностью (рис. 4). Мочажинные торфа (шейхцериевый, шейхцериево-сфагновый, сфагновый мочажинный) «утяжеляют» торфяное тело, а грядовые (фускум, пушицево-сфагновый) уменьшают или «облегчают». Однако в приповерхностном и придонном слоях торфяной залежи это различие сглажено.

Форма поверхности болота в виде «растущих складок» – грядово-мочажинных комплексов за более или менее длительный интервал времени является отражением равенства появления и рассеивания напряжений в торфяном теле. Эти «складки» формируются в процессе изменения напряжения, что позволяет им в процессе роста уменьшать или увеличивать плотность торфяного тела. Таким образом, основу уравновешивания механической системы растущего торфяного тела составляет некоторый каркас, который следует условно рассматривать как плавающий, колеблющийся и растущий во всем массиве скоординировано, и являющийся оптимальной «конструкцией» для аккумуляции воды в болоте.

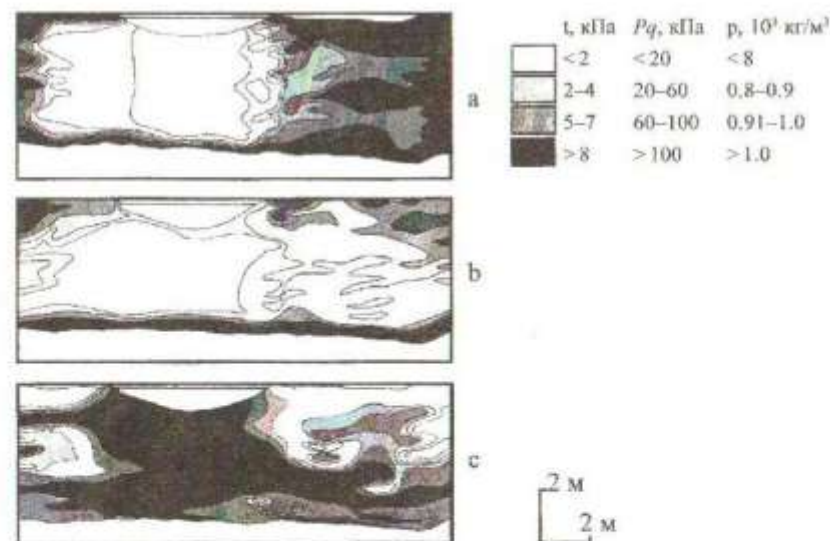


Рис. 4. Распределение значений удельного сопротивления сдвигу (t) – а, удельному сопротивлению вдавливания конуса (Pq) – б, плотности торфа (r) – в в грядово-озерковом комплексе (по материалам [11])

Снижение скорости «сброса» вод при сохранении баланса между осадками и испарением ведет к переобводнению залежи, выравниванию поверхности, уменьшению прочности и увеличению плотности торфяного тела, расслоению торфяной залежи и ее всплыванию [7], набуханию, снижению проницаемости и упрочнению верхнего слоя [21]. С другой стороны, значительное понижение уровня грунтовых вод также ведет к сглаживанию поверхности, упрочнению и уплотнению торфяной залежи [9]. Поэтому критическое переобводнение или переосушение болота ведет к нарушению целостности торфяного тела и потере им определенной степени саморегулирования, а сток и аккумуляция воды, рельеф болота являются производными от прочности, плотности и гидросомеханического уравновешивания всего торфяника, асимметрично форме его минерального ложа.

Предпосылки теоретической морфологии торфяных болот

Поверхность торфяного тела, погруженного в воду — это поверхность связанных в разной степени и разного ранга составляющих его «плавающих» частей, образующих в совокупности сферическую поверхность болота. Размеры сфер, отражающих частные объемы залежи, колеблются в соответствии с динамическим равновесием залежи.

Для анализа закономерностей формирования формы торфяного тела с механической точки зрения установлены следующие взаимосвязанные предположения. Торфяное тело является двухслойным, состоящим из упругой «оболочки» и внутреннего «водоема», создающего напряжение в теле. Поэтому форма поверхности торфяного тела отвечает его механическому равновесию. Кроме того, торфяник — это тело с концентрическими слоями, каждый из которых является относительно независимым по характеру его напряженно-деформированного состояния. Сосредоточенное внешнее воздействие ведет к увеличению центров координации напряжения в теле.

Масштаб представления тела основан на самоподобии множества центров координации его напряжения. С уменьшением размера рассматриваемой части торфяного тела и гидростатическом выравнивании, величина отклонения вертикальной оси симметрии части тела от направления действия силы тяжести близка к нулю. При изменении масштаба и наличии бокового взаимодействия между частями торфяного тела — сферами, сохраняется подобие.

Предположительно, что средняя плотность торфяного тела в пределах от 1.0 до 1.05×10^{-3} кг/м³ отражает наиболее «продуктивную» величину для его роста, при которой в достаточной степени сохраняется про-

порциональное соотношение прочности торфяного тела и давления в нем. Эволюционное изменение плотности торфяной залежи имеет три тенденции: 1) снижение значений ведет к «облегчению» залежи (фускум-залежь), 2) увеличение — к ее «утяжелению» (комплексная, шейхцериево-сфагновая) и 3) остается близкой к 1.05 г/см³ (магелланикум-залежь). В большинстве случаев торфяное тело формируется из нескольких видов торфяной залежи с характерной для них плотностью, и составляющих вместе закономерное распределение плотности в торфяном теле. На рис. 5 представлен примерный ряд гидроморфологических схем болот, объясняющий принципиальное изменение их формы в зависимости от распределения в них давления.

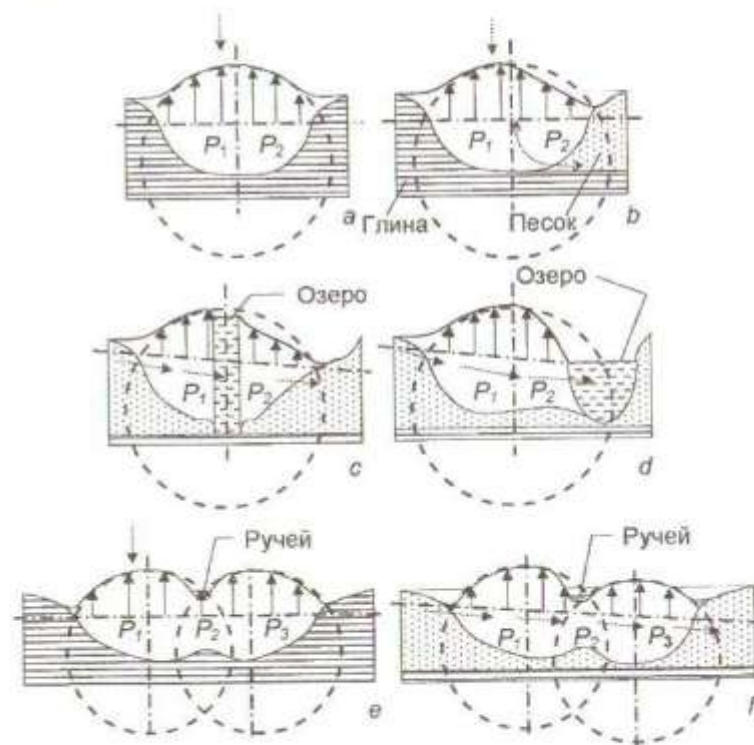


Рис. 5. Гидроморфологические схемы торфяного тела.

Непрерывные линии стрелок — величина гидростатического давления; пунктирная — потоки воды; P_1 и P_2 — условные значения гидростатического давления в торфянике

Основу структуры гидрогеомеханической модели растущего торфяника составляет расстояние между центрами давления и тяжести, которые в сумме отражают распределение массы торфяника ниже и выше УГВ. Пользуясь системой самоподобных отрезков, получаем примерные центры этих сил (рис. 6).

Взаимодействие смежных блоков или частей торфяного тела по сумме сил равно нулю и давление в торфяном теле равно контурной силе, действующей по границе торфяного тела. При этом структура растительного покрова отражает результат действия этой силы.

Таким образом, гидрогеомеханическая модель развития болот основана на идее о генетическом единстве формы и структуры торфяной залежи с ее механическим напряжением, а также с генезисом и динамикой во времени ее свойств.

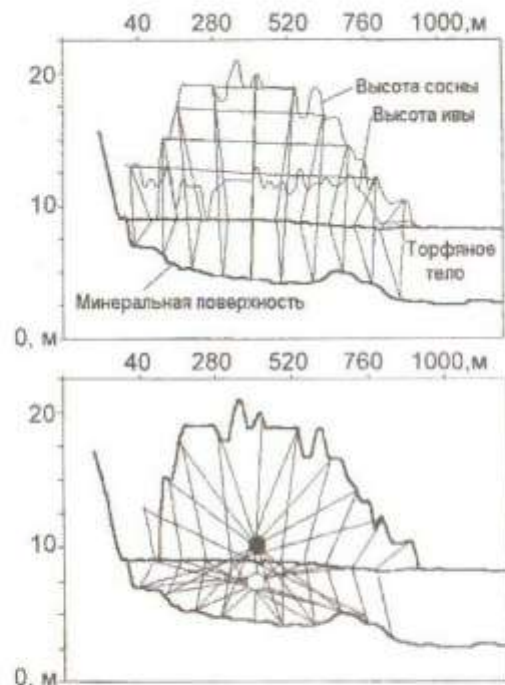


Рис. 6. Слева – морфометрическое соответствие частей торфяного тела, полученное соединением концов подобных отрезков.

Справа – геометрическое определение центров тяжести (черный) и давления (белый) торфяного тела

Литература

1. Лопатин В.Д. О гидрологическом значении верховых болот // Вестник ЛГУ. 1949. № 2. С. 37–49.
2. Юрьев М.Н. О росте сфагновых болот // Изв. науч.-мелиор. ин-та НКЗ. 1925–1926. Вып. X. С. 193–241.
3. Couwenberg J. Joosten H.C.A. Weber and the Raised Bog of Augstamal – with a translation of the 1902 monograph by Weber on the «Vegetation and Development of the Raised Bog of Augstamal in the Memel delta» International Mire Conservation Group / PPH. Tula, 2002. 278 p.
4. Потоцьке Н. Предельный горизонт верховых болот // Вестник торфяного дела. 1918. № 2. С. 29–42.
5. Смоляницкий Л.Я. Метаболическая организация выпуклых олиготрофных болот // Антропогенные изменения, охрана растительности болот и прилегающих территорий. Минск, 1981. С. 206–210.
6. Герасимов Д.А. Торф, его происхождение, залегание и распространение. М.; Л., 1932. 67 с.
7. Иванов К.Е. Водообмен в болотных ландшафтах. Л., 1975. 280 с.
8. Ingram H.A.P. Mires: swamp, bog and moor // Ecosystems of the world, 4 a. Ch. 3 Hydrology. 1983. P. 67–158.
9. Лиштван И.И., Базин Е.Т., Косов В.И. Физические процессы в торфяных залежах. Минск, 1989. 287 с.
10. Ковалев В.А. Болотные минералого-геохимические системы. Минск, 1985. 327 с.
11. Арофьева А.И. Сезонные колебания поверхности сфагнового болота под влиянием гидрометеорологических факторов // ГТИ, 1963. Вып. 105. С. 80–110.
12. Наседкин Н.А. К вопросу об определении напряжений в торфяном массиве // Тр. института торфа, 1939. Вып. 18. С. 5–25.
13. Воларович М.П., Чураев Н.В. Исследование степени дисперсности торфа // Тр. МТИ, 1955. Вып. III. С. 33–58.
14. Дубах А.Д., Старро Р.В. Осушение болот открытыми канавами. М., 1930. 244 с.
15. Брудастов Ф.Д. Осушение минеральных и болотных земель. М.; Л., 1934. 740 с.
16. Кот Н.А. Всплывание торфа в искусственных водоемах. Минск, 1980. 160 с.
17. Молочин Г.С. Основные вопросы теории всплывания торфа // Природа болот и методы их исследований. Л., 1967. С. 223–227.
18. Аболини Р.И. Опыт эпигенетической классификации болот // Болотоведение. 1914. № 3–4. С. 231–285.
19. Фриш В.А. Торфяная тектоника // Изв. ВГО, 1978. № 2. С. 108–114.
20. Кудряшов В.В. Торфяник как растущее тело. М., 1929, № 1. С. 29–48, № 2. С. 22–37.
21. Физика и химия торфа. М., 1989. 304 с.

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОДЫ ВОДОРАЗДЕЛЬНЫХ НИЗИННЫХ БОЛОТ ВАСЮГАНЬЯ (ТОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Н.М. Рассказов

Томский политехнический университет

В сообщении рассматривается актуальный вопрос, связанный с проблемой формирования низинных болот на водоразделах в южной части Васюганья. Обосновывается его направленность, обусловленная климатическим фактором.

Васюганский болотный массив, крупнейший по занимаемой площади и запасам торфа, расположен в основном на территории Томской области. Характерной его особенностью является развитие разнообразных по ботаническому составу типов торфа, распространённых в пределах верховых, переходных и низинных болотных массивов [1]. Их формирование тесно взаимосвязано с составом природных вод, питающих торфяные залежи. Известно, что болота верхового типа имеют атмосферное питание, переходного и низинного типа получают питание из различных источников, прежде всего за счёт речных и подземных вод, приуроченных к речным долинам. В эту классическую схему не укладываются условия формирования низинных болот южной части Васюганья, расположенных на водоразделах, в том числе и на поверхности глинистых отложений древних долин стока, пересекающих эти водоразделы. Водное питание таких низинных массивов атмосферное, как и верховых водораздельных торфяников. Однако различие климатических условий южной части Васюганья и его центральных и северных районов обуславливает возможность образования водораздельных низинных болот.

В рассматриваемом регионе существует определённая климатическая зональность. Южнее транссибирской магистрали, в Барабинской степной зоне, климат полуаридный, количество осадков до 300 и менее мм в год. Испарение влаги в летний период превышает величину атмосферных осадков, что обуславливает развитие на отдельных участках процесса континентального засоления [2]. Поэтому встречающиеся здесь заболоченные площади повсеместно характеризуются повышенной минерализацией воды.

В средней и северной части Большого Васюганского болота (БВБ) климат гумидный. Количество атмосферных осадков 450 и более мм в год. Интенсивность испарения, по сравнению с Барабинской степью, значительно снижено.

Южная часть Васюганья, расположенная в промежуточной зоне между Барабинской степью и основным (центральным и северным) массивом Большого Васюганского болота, характеризуется климатическими условиями, переходными от полуаридной зоны к гумидной. Это сказывается на соотношении испарения и атмосферных осадков, особенно в летний период. Повышенное испарение обуславливает снижение здесь, по сравнению с центральным и северным районами БВБ, стока вод и уменьшение интенсивности водообмена. В результате этого в отдельные периоды увеличивается минерализация грунтовых вод. Нами отмечены случаи, когда её значения достигали 1 г/л [3].

Вопрос о причинах, обуславливающих развитие низинных торфяных месторождений на водоразделах в южной части Васюганья, рассматривается достаточно длительный период. В своё время наличие таких залежей в данном регионе отмечал А.Я. Бронзов [4]. Затем Н.М. Рассказовым и Т.Я. Емельяновой [5] была сделана попытка увязать их существование с наличием в подстилающих болота глинистых образованиях отдельных участков с повышенным (до 15 %) содержанием конкреций, в основном карбонатного состава. Позднее [6] нами было сделано предположение, что оба эти фактора (наличие конкреций и климатический) действуют одновременно. Однако более тщательное ознакомление с имеющимися данными позволяет считать климатический фактор ведущим, поскольку водораздельные низинные болота развиты на большей территории по сравнению с площадью участков, где встречаются глины с повышенным содержанием карбонатных стяжений.

Характерной особенностью состава болотных вод водораздельных низинных болот является их более низкая общая минерализация (65–75 мг/л) по сравнению с минерализацией типичных низинных болот, формирующихся в долинах рек на всей территории Васюганья, где она превышает 100 мг/л. Кроме того, рН болотных вод низинных месторождений водоразделов юга БВБ более низкая (до 7.0) чем на месторождениях долинового типа (более 7.0). Такое отличие вполне может быть объяснено особенностями формирования этих болотных массивов. Типичные низинные залежи в долинах рек получают основное питание за счёт поверхностных и подземных вод, в то время как болота низинного типа на водо-

разделах изолированы от этих вод. Основным фактором повышения минерализации формирующих их вод является климатический, т.е. повышение минерализации в тёплый период года за счёт повышения температуры и испарения в этот период и пониженного количества осадков в зимнее время по сравнению с центральным и северным районами Васюганского региона.

Литература

1. Васюганское болото: природные условия, структура и функционирование / Под ред. Л.И. Инишевой. Томск, 2000. 136 с.
2. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М., 1998. 366 с.
3. Рассказов Н.М., Удолов П.А., Емельянова Т.Я. и др. Основные гидрологические и гидрогеохимические особенности торфяных месторождений центральной части Обь-Иртышского междуречья // Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. М., 1971. С. 299–232.
4. Бронзов А.Я. Типовые болота на южной окраине Западно-Сибирской равнинной тайги // Почвоведение. 1936. № 2. С. 224–245.
5. Рассказов Н.М., Емельянова Т.Я., Матусевич А.В. и др. Особенности химического состава торфяных вод Васюганья // Тр. межвузовской конференции. Томск, 1969. С. 179–184.
6. Рассказов Н.М., Бернатонис В.К., Архипов В.С. и др. Районирование Большого Васюганского болота по геохимическим условиям как основа мониторинга региона // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития. Томск, 2002. С. 80–82.

ВЛИЯНИЕ РЕЧНОЙ СЕТИ НА СТЕПЕНЬ ОБВОДНЕННОСТИ БОЛОТ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ПРОБЛЕМЫ МЕЛИОРАЦИИ

Л.К. Малик

Институт географии РАН, г. Москва, geograph@online.ru, igras@igras.geonct.ru

Излагаются основные итоги работ автора по проблеме мелиоративного преобразования природы заболоченных районов Западно-Сибирской равнины с целью создания оптимальных условий для жизни и деятельности людей и для эффективного использования природного потенциала. Показывается целесообразность начала преобразований с главного фактора болотообразования – гидрологических условий, которые могут целенаправленно регулироваться и изменяться человеком на больших территориях. Усиление дренирующей роли речной сети и изменение условий увлажнения на междуречных пространствах

системами принудительного дренирования являются важнейшими гидрологическими проблемами освоения заболоченных зон.

Методика исследований

Наряду с камеральными (использование материалов Водного кадастра, болотных станций и архивных данных), проводились полевые работы, при этом маршрутные исследования сочетались со стационарными на опорных профилях и площадках, заложенных на наиболее характерных и репрезентативных участках. Все профили были привязаны к геодезической основе, на них проводились комплексные исследования, включая планово-высотную съемку, геоморфологические описания, изучение почвенного и растительного покрова, гидрологических, гидрогеологических и микроклиматических особенностей. Профили и площадки были закреплены долговременными реперами и пикетами, к которым привязывались ландшафтные, почвенные и геоботанические границы и границы заболачивающихся ареалов.

Проводившиеся на профилях комплексные физико-географические, ландшафтные исследования, а также данные маршрутных обследований использовались при составлении карт физико-географического районирования и ландшафтных карт и при прогнозе развития болотообразовательных процессов. Опыт прогнозов показал также возможность использования при изучении болот аэрокосмической информации, особенно если возможна ее наземная идентификация с помощью маршрутных и стационарных наблюдений на ключевых участках. Аэрокосмические снимки и дистанционное зондирование позволили дополнить информацию об изменениях, недоступных непосредственным наземным наблюдениям, проследить изменения гидрологических, климатических и других процессов, ведущих к ослаблению или усилению болотообразовательного процесса на территории.

Факторы заболачивания

Болотообразовательный процесс на Западно-Сибирской равнине захватил ряд природных зон от тундры до лесостепи включительно, превратив лесную зону в лесоболотную. Болотообразование, начавшееся во многих тысячах точек, примерно 10–12 тыс. лет тому назад, продолжается в наше время и этот процесс очень агрессивен. В своем развитии он захватил не только территорию междуречий, но и переместился на речные террасы и в поймы рек. Происходит непрерывное нивелирование

водоразделов и заболачивание долины рек, которые заполняются наносами и торфом, что приводит к повышению базисов эрозии, ослаблению дренирующей деятельности речной сети, к ее дряхлению и дальнейшему ухудшению условий дренирования местности.

Болотообразовательный процесс в Западной Сибири развился широко благодаря определенному сочетанию ряда природных факторов. Основные из них – гумидный климат, плоский, слабо расчлененный рельеф и недостаточная дренирующая способность речной сети. Существенные дополнительные факторы болотообразования – обилие депрессий рельефа, послуживших первоначальными очагами торфонакопления; слабая водопроницаемость пород и неглубокое залегание водоупора; сезонная мерзлота, огромный запас воды, сосредоточенный в болотах – около 1000 км³. За счет этого происходит саморазвитие болот, когда растущие торфяники создают вокруг себя сферы влияния, сбрасывая избыточную воду грунтовым и поверхностным путем на прилегающие суходолы.

Саморазвитие болот – сложный процесс, тесно связанный с рельефом местности. У болот образуются языки по понижениям рельефа, они могут остановиться в своем распространении по площади, встретив более высоко расположенные участки суходолов, обычно занятые лесами. Болота «обходят» эти повышения, но в дальнейшем в результате роста торфяников в высоту со средней скоростью от 0,5 до 1 м в тысячелетие они поглощают их. Рост болот в горизонтальном направлении приостанавливается также при достижении ими долины рек. Достигнув границ хорошо дренируемых реками участков, болота распространяются уже параллельно их руслам. Приречные дренируемые, обычно облесенные участки, представляют собой арену жесточайшей борьбы леса и болота. Ослабление дренирующей активности речной сети, связанное, например, с устойчивым и долговременным увеличением водности рек и ростом уровней воды, приводит к активизации болотообразовательного процесса. Таким образом, уникальная заболоченность Западной Сибири – результат суммарного воздействия практически всех природных факторов, представленных на этой территории. Но значение гидрологического фактора – слабой дренирующей роли речной сети – в развитии заболачивания особенно велико [1]. Недостаточный дренаж обусловлен прежде всего факторами общего порядка: относительно малыми уклонами рек, сравнительно небольшой густотой речной сети, извилистостью и расчлененностью рек на рукава, снижающих пропускную способность русел. Однако главной причиной неудовлетворительного выполнения реками роли естественных дренажей (за исключением окраинных приподнятых районов

равнины) можно считать своеобразные особенности их водного режима, которые выражаются в разновременном формировании и прохождении половодий в разных районах бассейнов Оби, Иртыша и их притоков. Такая асинхронность, а также сложная система подпоров, возникающих при слиянии рек и охватывающих не только их нижнее, но и среднее течение, оказывает большое влияние на интенсивность сброса реками паводочных вод и в целом на увеличение высоты и продолжительности паводочного периода на обширных пространствах Западной Сибири (на главных реках до 3–4 мес., а в многоводные годы – до 5 мес.). Торможение паводочных вод подпорами и задержка вследствие этого стока из притоков существенно ослабляет работу рек как естественных дренажей и часть из них в определенный период половодья даже способствует застою и временному накоплению воды на водосборах.

Задачи мелиоративного благоустройства. Заболоченную и заторфованную территорию Западной Сибири с малой биопродуктивностью, угнетенностью лесов, непрерывным наступлением болот на суходольные пространства можно постепенно превратить в более продуктивные природно-культурные ландшафты лишь путем коренных, эффективных мелиораций [2].

Ряд исследователей придерживается той точки зрения, что болотные ландшафты Западной Сибири следует оставить в их естественном состоянии, в частности потому, что они сохраняют создавшееся за тысячелетия равновесное положение в природе и малейшее нарушение этого равновесия может привести к негативным последствиям. Однако, результаты работ сотрудников Института географии РАН [3] достаточно четко показали, что в пределах рассматриваемого региона такого равновесия в природе не существует. Процесс заболачивания развивается здесь непрерывно и он весьма агрессивен. Поэтому оснований для оставления болот в их естественном состоянии нет, так как это приводит к гибели лесов и потере потенциально плодородных земель.

Если оставить лесную зону Западной Сибири в ее естественном состоянии, то М.И. Нейштадт [4] показал, что примерно через 5000 лет она будет полностью заболочена и заторфована кроме отдельных повышенных участков и узких дренированных полос вдоль главных рек.

В качестве другого аргумента против мелиорации болот приводится нередко тот факт, что в современную геологическую эпоху болота – это единственный компонент природных ландшафтов, в котором идет длительный непрерывный глобальный процесс накопления органического вещества – торфа. Однако ежегодное накопление органического веще-

ства происходит и в других ландшафтах и широко используется в хозяйственных целях. Кроме того, разумная мелиорация с двухсторонней системой осушения, позволяющая выращивать леса на болотах различного типа, не предусматривает выемку органического вещества – торфа. Это возможно лишь в отдельных случаях в связи с добычей торфа для энергетических, химических или других целей, что, по-видимому, неизбежно, особенно в перспективе. Кроме того, разумная мелиорация предполагает возможность сохранения баланса «прирост торфа – его использование», который можно регулировать.

Для борьбы с переувлажнением и прогрессирующим заболачиванием территории Западной Сибири необходимо осуществление комплекса гидромелиоративных мероприятий, направленных на изменение современных условий дренирования и в конечном итоге – на изменение условий увлажнения территории и создание предпосылок для развития благоприятных природных процессов. Однако в настоящее время реки Западно-Сибирской равнины в период продолжительных разливов паводочных вод и в период формирования подпоров трудно использовать в качестве естественных водоприемников спускаемых с болот вод. Реки могут вызвать подпор дренажной сети и подтопление осушаемой территории. Для изменения их режима необходимо прежде всего регулирование стока и осуществление ряда менее значительных мер, направленных на увеличение пропускной способности русел (снижение многоруканности, извилистости и засоренности рек деревьями и продуктами лесосплава; ускорение сброса паводочных вод с пойм).

Основным видом мелиорации болот в лесной зоне должны стать лесомелиорация и лесовосстановление. Осушительные мелиорации позволят не только прекратить процесс экспансии болот и прогрессирующее заболачивание лесов, но и будут способствовать расширению их площади за счет естественного облесения осушенных болот и безлесных заболоченных пространств, регулировать водный режим лесных почв и влиять на факторы роста лесов – воздушный и тепловой режим почв и т.д. Это резко повысит бонитет и продуктивность лесов и создаст условия для воспроизводства наиболее ценных лесных пород Западной Сибири. Немаловажно в условиях освоения и заселения территории – повышение лесоосушением санитарно-гигиенической и рекреационной роли леса.

О большой эффективности лесовосстановления на мелиорированных торфяниках свидетельствуют работы лесоводов на севере Европейской части России, в Норвегии, Финляндии, Северной Ирландии. Еще более важны положительные результаты лесоосушительных и лесовосстанови-

тельных работ в самой Западной Сибири. Все они показывают обоснованность превращения болот при соответствующих их преобразованиях в высококачественные лесные насаждения. Эти преобразования наряду с двойным регулированием водного режима торфяных почв должны включать в себя соответствующие агротехнические приемы, в том числе тепловую мелиорацию почв, предотвращающую их промерзаемость при осушении, и удобрение. Дальнейшее повышение продуктивности лесов на болотах возможно, как справедливо отмечает Н.И. Пьявченко [5], путем рационального ведения лесного хозяйства на осушенных землях, предусматривающего ряд мер.

Южные заболоченные районы Западно-Сибирской равнины, занятые болотами низинного типа, а также окраины верховых болот должны стать объектами сельскохозяйственных мелиораций. Положительный опыт осуществления этого вида мелиораций здесь уже есть. Однако необходимо изучение вопроса о возможном засолении земель в приболотном поясе, развитии оврагообразования и т.д.

Последствия мелиораций. Осушение обширных заболоченных пространств Западной Сибири приведет к изменению структуры общего водного баланса территории и водного баланса его отдельных водосборов. Эти изменения отразятся на размерах речного стока и будут вызваны следующими факторами: а) сброс воды с болот в русла рек при осушении вначале приведет к увеличению речного стока. При осушении всей заболоченной площади, в недрах которой содержится около 1000 км³ воды, можно ежегодно получать ориентировочно от 3.5 до 10 км³ дополнительного стока в реки в зависимости от степени осушения. После осуществления гидромелиораций сток стабилизируется, а затем его величина будет зависеть от характера использования мелиорируемых земель; б) осушение вызовет существенное преобразование природных комплексов: при лесомелиорации замена болотных комплексов лесными неизбежно отразится на изменении испарения и может ощутимо повлиять на размеры речного стока. По данным климатологов [6], потери на испарение с лесопокрываемых площадей, особенно высокобонитетных лесов, будут выше, чем с болот главным образом за счет различий в радиационном балансе. Так, испарение с высокопродуктивных лесов в зоне средней и южной тайги будет на 50–80 мм больше, чем с неосушенных участков, что в свою очередь обусловит редуцию водных ресурсов за счет соответствующего понижения речного стока. В пересчете на осушаемые площади это может исчисляться несколькими кубическими километрами в год, причем в маловодный период этот эффект усилится.

Заключение

Целенаправленное преобразование природы заболоченных зон возможно лишь при условии осуществления комплекса мероприятий – регулирования стока рек водохранилищами вне зон с прогрессирующим заболачиванием земель; усиления дренажной работы всей системы притоков Оби и Иртыша; мелиорации заболоченных пространств с двусторонней системой регулирования водного режима. Освоение заболоченных территорий предполагает сохранение в естественном состоянии части болот и создание заповедных зон, которые должны выполнять функции сохранения болотных ландшафтов в ненарушенном виде и одновременно являться полигоном для проведения разносторонних научных исследований.

Разумное осуществление мелиоративных мероприятий не только не приведет к нарушению состояния биосферы, но, напротив, благодаря усилению обменных процессов в экосистемах будет способствовать ее улучшению и интенсификации прироста органической массы.

Литература

1. Малик Л.К. Гидрологические проблемы преобразования природы Западной Сибири. М., 1978. 180 с.
2. Нейштадт М.И., Малик Л.К. Прошлое, настоящее и будущее западносибирских болот // Природа. 1980. № 11. С. 24–35.
3. Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. М., 1977. 227 с.
4. Нейштадт М.И. Мировой природный феномен – заболоченность Западно-Сибирской равнины // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1971. № 1. С. 21–33.
5. Пьявченко Н.И. Заболоченные леса и болота Западной Сибири как объекты лесной мелиорации // Природа лесов и повышение их продуктивности. Тр. Биологического института СО АН СССР. Новосибирск, 1973. Вып. 20. С. 26–38.
6. Раувер Ю.Л., Ананьев И.П., Абдуллаев А.А. Изменения гидроклиматических и радиационных факторов испарения под влиянием межбассейновой переброски речного стока // Тез. докл. на VII съезде Географ. общ-ва СССР. Секция V. Л., 1980. С. 51–54.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ БОЛОТ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА СТОК РЕК

Н.Г. Инисhev

Томский государственный университет, inischev@mail.tomsknet.ru

Рассматриваются условия образования болот и влияние верховых олиготрофных болот на сток малых заболоченных водосборов на примере р. Ключ.

Болота – гидрологический объект. И не только потому, что по Водному кодексу РФ они отнесены к водным объектам, но и потому, что они до 98% состоят из воды и провести границу между болотом и суходолом невозможно. Известный болотовед А.Д. Дубах в своей книге [1] так отмечал эту особенность болота: «гидрологически торфяное болото есть несомненный водоем, эксплуатационно – несомненная суша».

Поэтому появился новый раздел гидрологии суши – гидрология болот, в задачи которой входило изучение физических процессов движения и перемещения воды в болотах; процессов изменения фазового состояния влаги и взаимодействия ее с твердой органической и минеральной составной частью болотных массивов и процессов влагообмена между болотами и окружающей средой.

В этой лекции мы с Вами остановимся более подробно на условиях формирования стока на болотных массивах и фильтрационного движения болотных вод.

Прежде всего кратко рассмотрим процесс образования и развития болотных массивов. Определение болота, как гидрологического объекта было дано К.Е. Ивановым «болотом, или болотным ландшафтом, назовем участок территории, характеризующийся обильным застойным или слабopоточным увлажнением верхних горизонтов почвогрунтов, на которых произрастает специфическая водная растительность с господством видов, приспособленных к условиям обильного увлажнения и недостатка кислорода в почвенном субстрате, идет процесс торфонакопления и толщина отложения торфа такова, что живые корни основной массы растений не достигают подстилающего минерального грунта. Заболоченные водоемы и заболоченные земли, обладающие в сущности всеми признаками, кроме последнего, являются лишь начальной фазой последнего» [2, с. 11]. Кроме этого он отмечает, что главной чертой болотообразования является процесс накопления торфа, как результат двух взаимно противоположных процессов: 1) процесса поступления органической массы, связанного с ростом растительного покрова; 2) про-

цесса разложения отмирающих частей растений. Очевидно, что для накопления торфа необходимо, чтобы средняя интенсивность второго процесса была ниже первого. Количественное соотношение этих двух процессов проявляется в изменении интенсивности нарастания торфяных отложений и общей толщины их слоя. Нарастание толщины слоя торфа сопровождается соответствующим подъемом уровня болотных вод, что определяет агрессивный характер болот по отношению к сопредельным территориям путем их постепенного захвата со скоростью распространения болота вширь от нескольких сантиметров до десятка метров в год.

Интенсивность процессов поступления и разложения органического вещества зависит от водного и термического режимов верхних горизонтов почвогрунтов и продолжительности вегетационного периода. Водный режим определяется: климатом, рельефом поверхности, механическим составом почв и гидрогеологическими условиями местности. Термический режим в основном определяется климатическими условиями. Совместное действие всех этих факторов приводит к общей закономерности распространения болот по земной поверхности и приуроченности их в разных климатических зонах к определенным элементам рельефа.

В ходе развития болота выравнивают первичный рельеф. На месте изрезанного послеледникового рельефа появляется новый «болотный рельеф». Это приводит к коренному изменению соотношения между минеральной и органической составляющей геохимического сноса. Минеральная составляющая постепенно уменьшается, а органическая – растет и затем преобладает. На заболоченных территориях плоскостной смыв не исчезает, меняется его направление и величина. Стекающие с болота воды насыщены продуктами разложения болота [3].

Как геологический процесс, торфонакопление отличается значительной интенсивностью. За короткий, в геологическом смысле срок, мощность торфяных залежей достигает 4–7, иногда 10 и более метров. При образовании крупных болотных систем на водоразделах смещаются границы водосборов до 10 км и более. Происходит подъем ложа рек и базиса эрозии территорий, дренируемых этими реками, что приводит к увеличению увлажненности указанных территорий и увеличению интенсивности заболачивания. Развитие болота не следует понимать только как процесс торфонакопления, который является лишь одной стороной его. Само развитие болота следует рассматривать как вполне закономерное изменение всех его свойств, в том числе, изменение водного режима болота или отдельных его участков.

Рассмотрим скорость процесса заболачивания на примере торфяного болота Бакчарское Томской области (рис. 1) [4]. Разрастание болота связано с системой дренирования и происходит параллельно руслу рек. Первоначально это болото представляло собой систему самостоятельных болот, слившихся в процессе прогрессирующего заболачивания в единый мощный болотный массив.

По абсолютному возрасту и глубине залежи М.И. Нейштадт подразделяет его возраст на отдельные градации и определяет среднюю скорость заболачивания для этого болота в га/год (табл.). Снижение скорости заболачивания за последние 2000 тыс. лет объясняется приближением болот к хорошо дренируемым участкам.

Состояние процесса заболачивания в каждый временной интервал зависит от водного его питания, которое в свою очередь определяется условиями залегания его в рельефе и от рельефа поверхности самого болотного массива.

Водораздельные болота плакорного залегания полностью или почти полностью зависят от атмосферных осадков. Водораздельно-склоновые массивы плакорного залегания в качестве основного источника питания имеют также атмосферные осадки. Но на отдельных пониженных участках таких болот часто наблюдаются транзитные фильтрационные потоки, проходящие через болото в сторону общего наклона местности. Питание этих транзитных потоков идет за счет атмосферных вод, а также за счет поверхностных вод, стекающих к этому участку болота со стороны более возвышенных суходолов.

Необходимым условием первичного заболачивания междуречных пространств является наличие участков с постоянным или длительным переувлажнением верхних горизонтов почвогрунтов. Это возможно в том случае, если кривая свободной поверхности подземных вод будет находиться вблизи поверхности земли, а на некоторых пониженных участках вообще выходить на поверхность. Эти участки и будут очагами первичного заболачивания, которые на рисунке 2 обозначены в виде 3.

Положение кривой свободной поверхности подземных вод, залегающих над водоупором и дренируемых речными руслами, определяется отношением среднего многолетнего прихода влаги на поверхность междуречного пространства p (разность между средними значениями осадков и испарением) к коэффициенту фильтрации грунтов k , находящихся над водоупором, отметками свободной поверхности воды в речном русле h и расстоянием от речного русла x . Для левой ветви кривой депрессии уравнение выглядит следующим образом [5]:

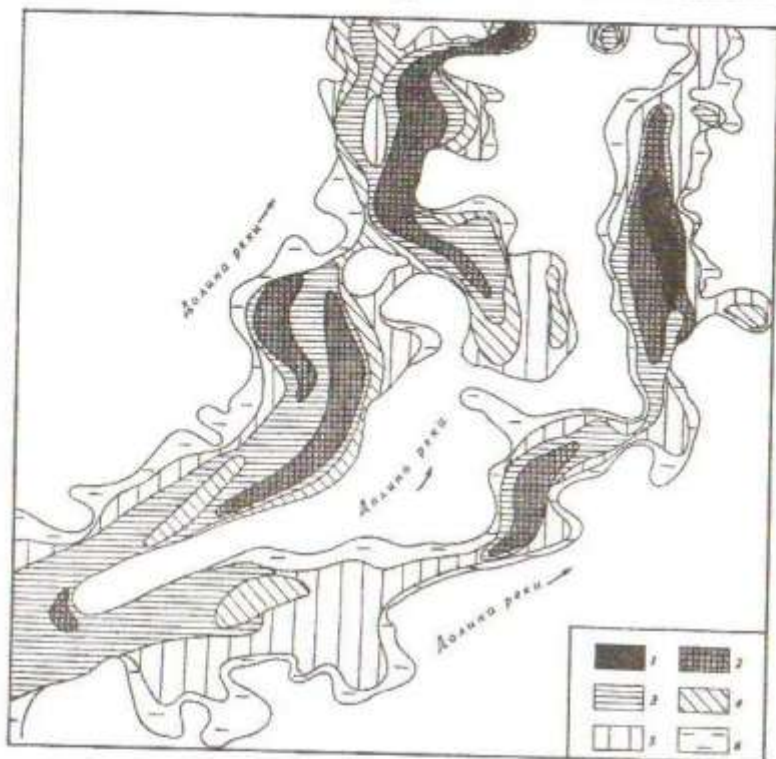


Рис. 1. Схема роста части болота Бакcharское [4]
 Примерный возраст и мощность торфяной залежи: 1 – 9000–8000 лет, > 4 м; 2 – 8000–6000 лет, 3–4 м; 3 – 6000–4000 лет, 3–2 м; 4 – 4000–3000 лет, 2–1,5 м; 5 – 3000–2000 лет, 1,5–1 м; 6 – 2000–0 лет, 1–0 м.

Развитие процесса заболачивания болота Бакcharское [4]

Мощность торфяной залежи, м	Время, число лет тому назад	Заболаченная площадь		Площадь, заболачиваемая за год (в среднем), га
		га	% общей площади участка	
4	9000–8000	3200	1.4	3.2
4–3	8000–6000	33500	14.7	16.7
3–2	6000–4000	64000	28.2	32.0
2–1	4000–2000	73100	32.3	36.5
2–0	2000–0	53000	23.4	26.5

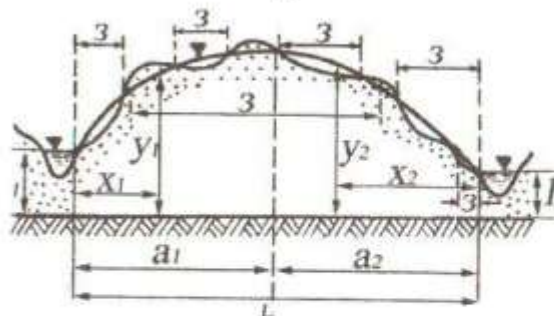


Рис. 2. Схема естественной дренированности междуречного пространства и зоны заболачивания в рельефе [5]

$$y_i = \sqrt{\frac{p}{k}(2ax_i - x_i^2) + h_i},$$

где y_i – возвышение поверхности грунтового потока над горизонтальной плоскостью водоупора (ординаты кривой депрессии); a_i – расстояние от точки с максимальной отметкой горизонта подземных вод на водоразделе до левого русла реки; все остальные обозначения на рисунке 2. Аналогично записывается уравнение для правой ветви кривой депрессии. Эти уравнения определяют минимально необходимое возвышение и очертание профиля поверхности земли междуречного пространства, при котором не будет его заболачивания под влиянием атмосферного питания. Из этих уравнений также следует, что с изменением климатического параметра p , коэффициента k и расстояния между реками L будет свой критический профиль, при котором процесс заболачивания под влиянием только атмосферного питания невозможен. Болота могут образоваться в тех случаях, когда реальный рельеф оказывается ниже критического профиля дренирования.

При котловинном залегании болота возможны следующие случаи:

- при неглубоких впадинах и отсутствии выклинивающихся водоносных пластов болота или их участки имеют атмосферное и поверхностно-сточное питание. Роль последнего возрастает в этом случае в сравнении с болотами водораздельно-склоновыми;
- при глубоких котловинах и долинах водоносные горизонты, выходящие на склонах на поверхность, могут отдавать значительное количество воды и в этом случае доля грунтового питания будет составлять большую величину в общем питании болота.

Возможны другие случаи в зависимости от поверхности самого болота.

Наиболее сложные условия водного питания имеют пойменные и при-террасные болота. Эти болота могут иметь одновременно несколько источников питания:

- постоянное питание грунтовыми водами из водоносных пластов, выходящих в берегах речных долин и на склонах террас;
- поверхностносточное питание водами, стекающими по поверхности со склонов;
- атмосферное, за счет осадков, выпадающих непосредственно на поверхность болота;
- паводковыми водами.

Изучение гидрологического режима болот и выявление преобладающей роли вида питания болота необходимо проводить на основании исследований рельефа поверхности болота или его участков, строения торфяных залежей и др. Рассмотрим эти положения на примере ландшафтного профиля водосборного бассейна р. Ключ в пределах олиготрофного болота (отроги Васюганского болота, Бакчарский район Томской области). Формирование болотной речной сети вторичного происхождения связано с развитием самих болот, объединением их в большие массивы и появлением сложных болотных систем, с выработанным в результате торфообразования своеобразным рельефом поверхности – повышенными и пониженными участками. В последних, благодаря переобводнению и недостаточному оттоку вод фильтрационным путем, особенно в периоды весеннего половодья, снеговые воды стекают по поверхности болота, способствуя образованию в торфе новых русел рек и ручьев.

Влияние болот на гидрологический режим весеннего половодья связано с перераспределением снега, потерь стока и особенностями движения талой и дождевой по поверхности водосбора.

Распределение снежного покрова по территории в значительной степени связано с характером подстилающей поверхности и в пределах болота подчиняется вполне определенным закономерностям смены ландшафтов. По результатам снегомерной съемки 1998 г., проведенной в бассейне р. Ключ, в мочажинах наблюдались самые низкие высоты, а на грядах высоты достигали значительных величин – 160 см и более. Это объясняется наличием здесь небольших повышений болотного рельефа – гряд, часто облесенных и ориентированных под некоторым углом к господствующему юго-западному направлению ветра. Средняя высота на грядово-мочажинном комплексе составляет порядка 69 см, а максимальная 160 см., то есть в 2,3 раза больше средней. Коэффициент вариации превышает 0,5.

Залегание снежного покрова в заболоченном лесу и сосново-кустарничковых микроландшафтах равномерное, средняя высота составляет 72 см. Коэффициент вариации равен 0,07.

Таяние снега на водосборе начинается на открытых участках болота, однако, сток наблюдается не сразу. Согласно исследованиям К.Е. Иванова, сток с болот начинает формироваться после подъема уровня грунтовых вод к верхним горизонтам деятельного слоя, характеризующихся высокими значениями коэффициента фильтрации, во много раз превышающими возможные интенсивности водоотдачи из снега и выпадения жидких осадков. Это приводит к тому, что в начальный период таяния снега вся талая вода расходуется на пополнение влагозапаса торфяной залежи и подъем уровня болотных вод на склонах верхового болотного массива и его периферии. Существенный сток начинает формироваться после подъема уровня болотных вод до указанных выше горизонтов. Вследствие более позднего начала таяния снега в полосе заболоченных лесов и тоней, талая вода с открытого болота частично расходуется на насыщение снега и верхнего почвенного горизонта в заболоченном лесу, остальная начинает поступать в русловую сеть вместе с лесной талой водой. Таким образом, на режим стока в период снеготаяния существенное влияние оказывает уровень грунтово-болотных вод перед началом таяния снега, положение которого на исследуемой территории определяется его значением предыдущей осенью перед началом промерзания.

Наложение «болотной» и «лесной» волн половодья приводит к формированию преимущественно одномодального гидрографа половодья. Наибольшая интенсивность подъема уровней в период половодья составляет 0,4 м/сут. Пойма затопливается на 30–40 дней. Спад половодья происходит постепенно с наибольшей интенсивностью 0,3 м/сут, наименьшей – 0,1 м/сут и заканчивается во второй половине июня – начале июля. Согласно Д.А. Буракову [6] и нашим наблюдениям, грунтово-болотная составляющая в подобных бассейнах с малым врезом русла участия в формировании половодья не принимает. Кроме того, глубина промерзания торфяной залежи в этот период достигает 0,3–0,4 м.

После схода снега в формировании стока принимают участие грунтово-болотные воды, накопленные еще в период выпадения осенних дождей. Между стоком р. Ключ и уровнем болотных вод (УБВ) в этот период проявляется тесная связь. Общая продолжительность подъема УБВ весной составляет 5–35 дней и зависит от хода температуры воздуха и выпадения атмосферных осадков. Так, в 1998 г. снижение УБВ ниже отметки средней поверхности началось только с 19 июля, на периферии болота –

на неделю раньше (12 июля). Уровень болотных вод понижается в среднем на 1–2 см/сут, а в периоды без дождей – до 5 см/сут. В этот период сток р. Ключ определяется фильтрационными свойствами деятельного слоя торфяной залежи, который на исследуемом олиготрофном болоте достигает глубины на отдельных участках 0.2–0.6 м. Коэффициент фильтрации деятельного слоя не выходит за пределы 1.2–9.7 м/сут [3]. Проведенные нами исследования показали, что в торфяной залежи болотной экосистемы отмечается чередование слоев с разной фильтрационной способностью. Так водопиток в шурф, площадью 0.126 м² из верхних горизонтов составил 0.21 л/сек, нижних – 0.042 л/сек.

Сток в летний период уменьшается при общем снижении УБВ. Так в июле УБВ в центральной части болотного массива (открытая топь) снижается до глубины 2.6 см, а в пунктах наблюдения расположенных на окраине болота до – 26.6 см. Наибольшая амплитуда колебания УБВ (до 42 см) характерна для периферии болота, в центральной части болота она равна 14 см. Влажность деятельного слоя изменилась незначительно. Таким образом, в условиях плоского рельефа и сильной заболоченности естественный дренаж осуществляется в небольших размерах. Так, например, сток летней межени 1998 г. измеряется величиной 24 мм при общем стоке 97 мм. В маловодные годы водоток пересыхает, что отмечалось в 1980, 1990 годах. Сток возобновляется осенью при выпадении осенних дождей.

Вышеизложенное констатирует сложные водные взаимоотношения в системе: осадки- формирующееся болото – поверхностный, внутриболотный сток – вторичный водоток. Решив эту задачу, мы ответим на многие вопросы и, самое главное, поймем как рационально использовать торфяно-болотные ресурсы.

Литература

1. Дубах А.Д. Очерки по гидрологии болот. М., 1936. 120 с.
2. Иванов К.Е. Гидрология болот. Л., 1953. 296 с.
3. Кузьмин Г.Ф. Роль болот в природе, экологические последствия их существования и разработки // Использование торфяных месторождений Северо-Запада. Л., 1986. С. 5–25.
4. Нейштадт М.И. Образование и развитие болот в голоцене // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. М., 1977. С. 39–47 с.
5. Иванов К.Е. Водообмен в болотных ландшафтах. Л., 1975. 280 с.
6. Бураков Д.А. Особенности формирования и прогноз весеннего стока в южной тайге Западно-Сибирской равнины // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1970. № 6. С. 80–91.

ВЛИЯНИЕ ОСУШЕНИЯ НА ВОДОРЕГУЛИРУЮЩУЮ РОЛЬ БОЛОТ В УСЛОВИЯХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.М. Калвини

Тюменский государственный университет, matvei42@mail.ru

Даны количественные характеристики трансформации приходных и расходных статей водного баланса при осушении болот. Показано, что изменение стока с болот при осушении не поддается однозначной оценке и зависит от геоморфологических, гидрогеологических условий и интенсивности осушения.

В любой природной зоне от тропиков до арктических тундр болото, как географический объект, имеет два постоянных признака – это торфяная залежь и близкое к дневной поверхности залегание грунтовых вод. Уровень грунтовых вод на болотах колеблется в узких пределах: от +10–20 см до –50–70 см. В любом случае, болото выступает как резервуар природных вод. Торфяная залежь обладает очень высокой пористостью и, поэтому, в общем объеме разреза основная доля принадлежит воде (до 92–98 %). Болота в многоводные периоды накапливают воду, а в маловодные – отдают в речную сеть или на питание подземных вод. Таким образом, роль болот в регулировании речного стока аналогична роли озер и водохранилищ. Однако, с другой стороны, высокая обводненность болот, наличие влаголюбивой растительности, способствует усиленному расходу воды на испарение. С этой точки зрения болота выступают как фактор, снижающий речной сток. Указанное обстоятельство приводило исследователей к неоднозначным выводам при оценке водоохранной роли болот.

При осушении происходит трансформация структуры водного баланса заболоченной территории и влияние болот на речной сток и питание подземных вод изменяется. Чтобы оценить эти изменения необходимо рассмотреть воздействие осушения на источники водного питания болот (приходная часть водного баланса) и расходные составляющие – испарение, сток, аккумуляцию.

Рассмотрим влияние осушения на распределение осадков. Оценка влияния осушения на количество осадков впервые была предпринята в конце XIX века для территории Белоруси в связи с дискуссией об уменьшении стока рек под влиянием осушения болот и сведения лесов. Так, Е.А. Гейнц [1] в 1893 г. на основе обработки материалов за 15-летние периоды до и после осушения болот показал, что количество осадков

после осушения не изменилось. П. Тутковский [2] отмечал, что после осушения болот Полесья количество атмосферных осадков не уменьшилось. Согласно исследованиям О.Г. Сорочан [3], проводимых в Белорусии и Прибалтике, увеличение количества годовых осадков в целом для крупных регионов площадью более 100 000 км² не превышает 2.5%. Оценка осадков выполнялась на основании теории влагооборота. Принцип оценки заключается в том, что основные осадки связаны с океанической влагой, но часть их обусловлена местным испарением с суши. За счет осушения происходит увеличение испарения, которое было принято за 10%. Часть этой испарившейся влаги и выпадает над данной территорией. Совершенно ясно, что речь идет о жидких осадках, так как зимой испарение незначительно и опутимую роль в местном влагообороте играть не может. Увеличение количества жидких осадков настолько незначительно, что, конечно, не учитывается в гидрологических расчетах. Подобное подтверждается и И.А. Шикломановым. Он пишет [4]: «Надежные данные об изменении суммарного испарения с осушенных болот, переувлажненных земель представляют большой практический интерес, поскольку при очевидной неизменности осадков они определяют динамику годового стока...». Для И.А. Шикломанова неизменность осадков при осушении очевидна.

Что касается зимнего периода, то условия снегонакопления на осушенном болоте существенно различаются по сравнению с целинным, поэтому следует ожидать уменьшения запасов воды в снежном покрове на осушаемых землях. Целинное болото представляет собой поверхность, обладающую значительной шероховатостью по сравнению с полевыми участками. Это связано с развитием кустарничков, высокостебельных травянистых растений, кочек и др. Роль целинных болот в снегонакоплении примерно та же, что и лесов.

Материалы снегосъемок, представленных в таблице показывают, что запасы воды в снеге на осушаемом болоте составляют 51–81% от снегозапасов на целинном болоте. Однако прямое сопоставление не дает объективного представления об изменении снегозапасов при осушении, так как наблюдения проводились в разные годы. Для приведения данных к одному периоду наблюдений были использованы связи снегозапасов с осадками холодного периода. Выполненный анализ показывает, что в условиях Тюменской области осушение под сельскохозяйственное использование приводит к уменьшению снегозапасов на 41%, а под торфодобычу – на 19%. В условиях Новосибирской области осушение сокращает запасы воды в снеге по сравнению с целинным болотом на 20%.

Максимальные снегозапасы на целинных и осушаемых болотах

Объект	Годы наблюдений	Снегозапасы, мм	
		целинное болото	осушаемое болото
Карапузское (Новосибирская область)	1949–1952	91.0	46.0
Тарманское: – объект «Решетниково» (Тюменская область)	1982–1995	83.0	47.0
– объект осушения под торфодобычу (Тюменская область)	1961–1987	113.0	92.0

Однако здесь не учитываются снегозапасы в каналах. Произведенные оценки показывают, что наличие снега в каналах несколько увеличивает снегозапасы на осушаемом болоте. С учетом этого увеличения получены окончательные данные: уменьшение снегозапасов в результате осушения, что составляет в условиях Тюменской области при сельскохозяйственном использовании земель 36%, при торфодобыче – 14%. Для Новосибирской области осушение уменьшает запасы воды в снеге на 15%.

Уменьшение запасов воды в снеге при торфодобыче и сельскохозяйственном использовании отмечается так же на болотах Миннесоты в США [5].

Важным источником питания болот являются грунтовые и напорные воды. Интенсивность притока подземных вод зависит от гидрологических условий и поэтому очень сильно варьирует по территории. Для условий Западной Сибири исследования подземного питания болот немногочисленны и оценка его роли, главным образом, основана на косвенных данных.

Согласно классификации, приведенной в работе А.Д. Назарова с соавторами [6], в Западной Сибири все болота подразделяются на водораздельные, долинные (пойменные и террасовые) и древнедолинные (ложбиновые). Для долинных болот отмечается влияние грунтовых вод подстилающих отложений, которое увеличивается на низких террасах и пойме и уменьшается на высоких террасах и водоразделах. Такой характер участия грунтовых вод нижележащих слоев в питании болот объясняется тесной взаимообусловленностью геоморфологических и гидрогеологических условий территории.

На основании данных наблюдений за уровнями грунтовых вод осушаемых низинных болот Западной Сибири, залегающих в различных геоморфологических условиях, были построены графики связи среднелет-

гольных уровней грунтовых вод в марте и за период май – сентябрь от относительной высоты болот над зимним урезом рек и оз. Сартлан для Карагузского болота (рис. 1). Наиболее низкое падение грунтовых вод зимой наблюдается на болотах приподнятых равнин. Питание этих болот связано в основном с притоками вод с внешнего водосбора и атмосферными осадками. В зимний период эти приходные статьи водного баланса отсутствуют, поэтому уровень грунтовых вод падает за счет расхода их на подпитывание мерзлой зоны и питание нижележащих слоев. Более низкий геоморфологический уровень характеризуется более высоким залеганием грунтовых вод. Самое близкое залегание грунтовых вод наблюдается на низких террасах, приподнятых над урезом на 10–15 м. По мере уменьшения относительной высоты и возрастания дренирующей роли рек мартовские уровни болотных вод вновь понижаются до 180–190 см (пойменные болота).

В период вегетации (рис. 1, I) наиболее низкое от поверхности стояние грунтовых вод отмечается на пойменных болотах. Затем по мере перехода к более высоким геоморфологическим уровням глубина залегания грунтовых вод в мае-сентябре увеличивается, достигая 160 см для болот водораздельных приподнятых равнин.

Такое положение грунтовых вод вегетационного периода обусловлено особенностями водного питания болот летом, когда в нем участвуют

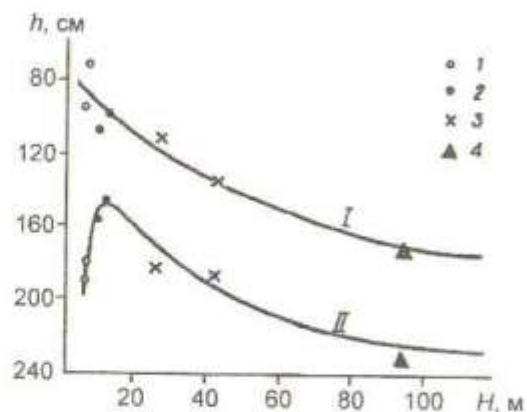


Рис. 1. Уровень грунтовых вод на осушаемых болотах в зависимости от относительной высоты их над урезами рек.

I – средний уровень грунтовых вод вегетационного периода, II – то же, в марте.
1 – пойма; 2 – низкие террасы; 3 – аккумулятивные; 4 – денудационные равнины

осадки, аллювиальные, делювиальные и подземные воды. Причем роль указанных приходных статей водного баланса тесно связана с положением болот относительно основных форм макрорельефа. От притока вод со стороны внешнего водосбора осушаемое болото, как правило, ограждается нагорными каналами или дамбами. Следовательно, остается только роль подземных вод, которая хорошо проявляется в положении уровней грунтовых вод рассмотренных объектов.

Прямые оценки подземного питания осушаемого болота Усальское (II надпойменная озерно-аллювиальная терраса р. Тобол, Тюменская область) выполнены на основе водобалансовых измерений. В среднем за 4 года наблюдений (1972–1975 гг.) приток грунтовых вод к участку гончарного дренажа за период июнь-сентябрь составил 58 мм. Позднее количественная оценка подземного питания на основе данных скважин на грунтовые и напорные воды, выполненная В.В. Новохатиным [7] для участка этого же объекта, расположенного в 3 км западнее, дала более значительные величины подземного питания: 240–740 мм за вегетационный период. Причем, была установлена прямая зависимость интенсивности напорно-грунтового питания от интенсивности осушения. Наибольший приток 740 мм отмечался на участке гончарного дренажа с глубиной закладки (h) 1.8 м и расстоянием между дренами (L) 10 м, наименьший – 240 мм при параметрах дренажа: h = 1.2 м, L = 40 м. В гидрологической скважине, расположенной на данном участке и пробуренной на напорные воды, уровень воды стабильно стоит выше поверхности земли на 30–40 см. Следовательно, для условий целинного болота уровень воды был примерно на уровне поверхности торфяной залежи, которая, как известно, после осушения претерпевает усушку.

Таким образом, осушение способствует усиленному оттоку подземных (в том числе напорных) вод в дренажную, а затем речную сеть, что объективно увеличивает речной сток, но приводит к падению уровня грунтовых вод на окружающей территории.

Согласно многочисленным исследованиям [2, 8, 9] влияние осушительных систем на режим грунтовых вод может иметь протяженность от 100 м до 7 км. При этом основным фактором, влияющим на дальность действия системы, является величина коэффициента фильтрации пород. Так, согласно данным, приведенным в [2], при коэффициентах фильтрации, подстилающих торф пород, от 1 до 10 м/сут на болоте Олех Рязанской области и Лунинецком болоте Белоруси на расстоянии 2 км для первой системы и 3 км для второй, величины понижения уровня грунтовых вод составили 0.1–0.2 м. Для условий Украины и Смоленской области величина понижения уровня грунтовых вод 0.1–0.2 м от-

мечается на расстоянии 150–850 м от системы. По данным наблюдений на Тарманском болотном массиве установлено, что на второй год влияние осушения распространилось на 97, на третий – на 107, на пятый – на 2000 м [10].

Приток склоновых вод на болота можно оценить по соотношению площади болота и его водосбора. Такая работа, например, была проделана для болот юга Тюменской области [11]. По данным о площадях болот и их водосборов, выбранным из проектов осушительных систем и картам стока были рассчитаны значения притока склоновых вод на болота. Всего к расчету было привлечено 28 водосборов. Результаты в виде карты изолиний представлены на рисунке 2. Изолинии достаточно близко копируют рисовку геоморфологических образований. Наименьшее значение притока склоновых вод (50 мм) наблюдается на аллювиальных террасовых равнинах вдоль рек Тобола, Вагая и Ишима. На неогеновых равнинах междуречья Тобола – Вагая, Зауральском плато значения поверхностного притока на болота возрастают до 150–200 мм.

Влияние осушения на эту приходную статью водного баланса территории болота проявляется в том, что делювиальные воды через систему напорных и транспортирующих каналов сразу поступают в речную сеть. Так как склоновый приток, в основном, характерен для периода снеготаяния, то увеличивается как максимальный сток, так и слой стока весеннего половодья.

Таким образом, водоохранная и водорегулирующая роль болот при осушении несколько снижается за счет уменьшения снеготаяния на 20–30%. Для суммы годовых осадков это составит не более 5–6%. В то же время для болот долинного залегания осушение способствует увеличению притока грунтово-напорных вод, а следовательно и речного стока. Заболоченные территории высоких геоморфологических уровней, где грунтово-напорное питание отсутствует, при осушении ограждаются от притока склоновых вод и они прямо поступая в гидрографическую сеть, способствуют увеличению речного стока. В сумме, приходные статьи, по видимому, не изменяются с учетом того, что с осушаемых карт снег сдувается в окружающие мелноразветвленную систему леса, луга и другие уголья. Затем при таянии эти снеготаяния возвращаются на заболоченную территорию в виде грунтового и склонового притока.

К расходным составляющим водного баланса болот относятся суммарное испарение и сток. Влияние осушения на эти показатели так же неоднозначно. Многочисленными исследованиями установлено, что испарение с различных культур севооборота на осушаемой площади в средние годы несколько повышается или не изменяется [4, 8].

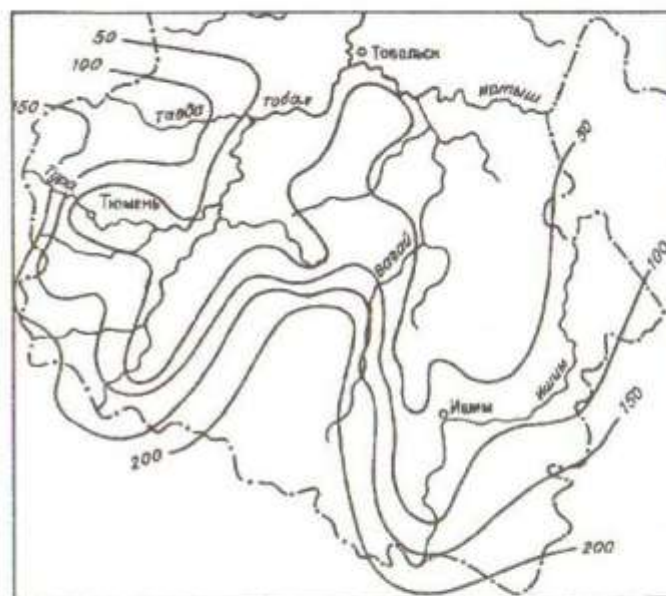


Рис. 2. Среднегодовой приток склоновых вод на целинные болота, мм

Во влажные и среднезасушливые годы, согласно исследованиям В.Ф. Шебеко [12] и Л.Г. Бавиной [13], испарение на осушаемом болоте может увеличиваться до 40%. При типовом севообороте и оптимальном увлажнении испарение в среднем на 10% больше на осушаемом болоте по сравнению с неосушаемым. Эта величина стала общепринятой. Однако есть результаты, которые показывают, что испарение многолетних трав на осушаемом болоте меньше на 14–16%, чем с целинной залежи [8].

В условиях Западной Сибири нами выполнены исследования для болот Тюменской области: объекты «Усалка», «Кавдыю» и «Решетниково».

Чтобы иметь возможность сопоставления этих данных, были рассчитаны значения максимально возможного испарения для всех четырех объектов. Затем были построены зависимости суммарного испарения от величины максимально возможного испарения отдельно для целинного болота и объектов осушения. Связи описываются зависимостью вида

$$Z = AZ_m^B, \quad (1)$$

где Z – декадное испарение, мм; Z_m – декадное максимально возможное испарение, мм; A , B – параметры. Значения параметров A , B , коэффициент корреляции связей (r) и средних значений уровня грунтовых вод (h_m) таковы:

Болото	Число декад	A	B	r	h_m
Осушаемое	94	0.44	1.11	0.77	1.10
Целинное	124	1.20	0.80	0.68	0.20

По уравнению (1) определялись величины декадного испарения для теплого (обеспеченность максимально возможным испарением за май-сентябрь $P_{Z_m} = 10\%$), среднего (= 50%) и холодного (= 90%) годов на основе метеоданных Тарманской болотной станции. Испарение было рассчитано для целинного и осушаемого болот (рис. 3). Как следует из рисунка 3, ход испарения на болотах в основном идентичен, но испарение с осушаемого болота практически всегда больше. Сближение величин испарения и даже превышение его на целинном болоте по сравнению с осушенным отмечается в периоды с низкой теплообеспеченностью, когда значение за декаду менее 20 мм. В целом испарение с осушаемого болота больше по отношению к целинному в холодный год на 15%, в средний на 18% и теплый на 26%. Полученные данные в целом согласуются с величинами, приводимыми другими авторами [4, 14].

Наибольшее внимание исследователей привлекает изменение речного стока под влиянием осушения. Этому вопросу посвящено огромное количество работ [2, 4, 8]. Влияние осушения на сток с болот и заболоченных земель связано с прокладкой осушительной сети, что приводит, с одной стороны, к увеличению стока за счет лучших условий его формирования, с другой – понижение грунтовых вод увеличивает зону аэрации и потери стока. Эту мысль о влиянии осушения на сток высказывал еще в 1957 г. К.Е. Иванов [15]. Вышеперечисленные факторы объясняют многочисленные примеры уменьшения годового стока под влиянием осушения. Подобное же влияние отмечается и на максимальные расходы и объем стока весеннего половодья и дождевых паводков.

При этом исследователями отмечается увеличение годового стока на 5–45%, максимума весеннего половодья на 20–120%, минимального стока на 25–350% [4]. Для других водосборов, расположенных нередко по соседству с первыми, характерно уменьшение годового стока на 25–50%, максимальных расходов на 10–60%. На третьей группе водосборов какое-либо влияние осушения не отмечается вовсе.

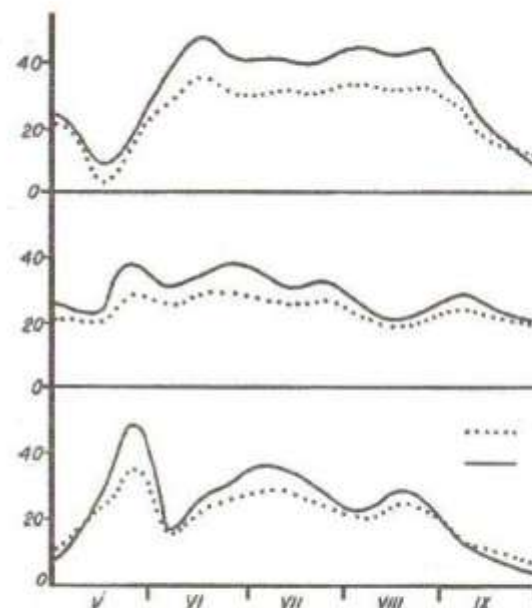


Рис. 3. Внутрисезонный ход суммарного испарения с целинного (1) и осушаемого (2) болот: а – теплый 1981 г.; б – средний 1975 г.; в – холодный 1972 г.

Все указанные исследования и оценки относятся к ЕТС и Дальнего Востока. Для Западной Сибири подобные данные отсутствуют, за исключением работы [10], где констатируется увеличение стока.

Рассмотренные выше количественные оценки трансформации элементов водного баланса болот под влиянием осушения позволяют утверждать, что в условиях Западной Сибири водорегулирующая роль низинных болот под действием осушения в существенной мере зависит от условий залегания, интенсивности осушения и типа водного питания.

Для болот долинного залегания следует ожидать увеличения максимальных расходов весеннего половодья, сокращение его продолжительности и неизменности или небольшого снижения слоя весеннего стока. Данная оценка связана с образованием запирающего слоя.

В период летне-осенней межени при интенсивном осушении возможно сохранение величины бытового стока по сравнению с целинным болотом при одновременном снижении мощности дождевых паводков. При

экстенсивном осушении (открытые каналы, неглубокий матеральный дренаж) летний межзеньный сток уменьшается.

Для болот водораздельного и древнедолинного залегания при осушении возрастет максимальный расход весеннего половодья, уменьшится или останется неизменным слой весеннего стока, существенно снизится летне-осенний сток и сток дождевых паводков.

Литература

1. Гейнц Е.А. Водоносность бассейна верховьев Оки в связи с осадками. СПб., 1903. 30 с.
2. Маслов Б.С., Минаев И.В. Мелиорация и охрана природы. М., 1985. 267 с.
3. Сорочан О.Г. Оценка изменения влагооборота крупных регионов под влиянием осушения // Тр. ГТИ, 1979. Вып. 222. С. 180-190.
4. Шикломанов И.А. Влияние хозяйственной деятельности на речной сток. Л., 1989. 332 с.
5. Brook K.N. and Kraf D.R. A hydrologic model for Minnesota peatlands // Journal Minnesota academic of science. 1989. V. 55. P. 113-119.
6. Назаров А.Д., Рассказов Н.М., Удодов П.А. и др. Гидрологические условия формирования болот // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. М., 1977. С. 93-103.
7. Новохатин В.В. Эффективность действия закрытого дренажа на торфяных почвах Северного Зауралья: Автореф. дис. ... канд. тех. наук. М., 1988. 23 с.
8. Новиков С.М., Гончарова Ж.С. Влияние осушительных мелиораций на водный режим болот, сельскохозяйственных полей и речных бассейнов в Нечерноземной зоне: Обзорная информация. Обнинск, 1984. 49 с.
9. Алексеевский В.Е. Влияние осушения на грунтовые воды (на примере Украинского Полесья) // Гидротехника и мелиорация. 1980. № 7. С. 52-54.
10. Романова И.М. Изменение водно-теплового режима и элементов водного баланса низинных болот под влиянием осушения (на примере Тарманского болотного массива): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Л., 1979. 21 с.
11. Калинин В.М., Моторин А.С. Водный баланс и режим осушаемых низинных торфяников Западной Сибири. Новосибирск, 1995. 175 с.
12. Шебеко В.Ф., Закржевский П.И., Брагилевская Э.А. Гидрологические расчеты при проектировании осушительных и осушительно-увлажнительных систем. Л., 1980. 311 с.
13. Бавина Л.Г. Испарение и сток с неосушенных болот в годы с различной увлажненностью // Тр. Геолого-географического института, 1979. Вып. 261. С. 61-73.
14. Шебеко В.Ф. Влияние осушительных мелиораций на водный режим территорий. Минск, 1983. 200 с.
15. Иванов К.Е. Основы гидрологии болот лесной зоны и расчеты водного режима болотных массивов. Л., 1957. 500 с.

ЧАСТЬ II. ВЫСТУПЛЕНИЕ УЧАСТНИКОВ ШКОЛЫ

HYDROLOGICAL CHARACTERISTIC ETANG DE LA GRUERE BOG IN SWITZERLAND

B. Eilrich

Universite de Neuchatel, Switzerland, bernd.eilrich@unine.ch

A wide range of biological, geochemical and hydrological issues have already been studied at the Etang de la Gruere site, Switzerland's largest remaining peat bog. Among other scientists, the main applicant for this research project (P. Steinmann, Neuchatel University) investigated the main applicant for his PhD thesis. Dr. Steinmann's studies focused on the geochemistry of peat and pore water. The here presented research can be seen as a continuation of his work, broadening certain aspects of peat pore water chemistry and addressing new questions, while inevitably neglecting others. It represents a pluridisciplinary approach involving partners from the Geochemical and Environmental Analysis Group at the Geological Institute and the Microbiology Laboratory at the Botanical Institute of Neuchatel University as well as the Stable Isotope Laboratories of the Geological Institute and of the Division of Climate and Environmental Physics at the Physics Institute of Bern University.

The principal site of field research for this study is the Etang de la Gruere peat bog (EGr) in NW Switzerland.

Physiographical setting. The Federal-Reserve EGr lies in the Franches Montagnes, which is a karstic plateau within the Folded Jura in NW Switzerland. The EGr lake and peat is located 4 km SE of Saignelegier around 100 m N of the Road Saignelegier-Tramelan.

The bog covers a total area of 22.5 ha on a remarkably domed peninsula and the lake margins. The elevation of the bog is approximately 1000 m asl. (994 to 1002 m). The surrounding hillocks are 20 to 50 m higher. The elevation above sea level of the Franches Montagnes ranges between ca. 500 m (banks of the river Doubs) and ca. 1100 m («Sur le Peu») with wide peneplain sections at about 1000 m asl. The plateau is open towards N and W, whereas towards SE, it is flanked by two consecutive mountain chains, the Montagne du Droit (1263 m) and the Chasseral (1607 m).

Most of the EGr Bog is covered by a loose spruce and pine tree forest with *Pinus unicata* prevailing. The sampling site lies in an open part («Oeil de l'Etang de la Gruere») almost in the middle of the domed peninsula. The open part shows faint development of hummocks and hollows. Its surface vegetation is dominated by *Sphagnum magellanicum* in the hollows and *Sphagnum rubellum* on the hummocks [1].

Geological setting. The EGr peat complex formed in a local depression, where organic matter has accumulated since the end of the Pleistocene and throughout the entire Holocene. Radiocarbon-based age dating indicates first peat formation at ca. 12,370 ¹⁴C years. The substrate is clay derived from Oxfordian (lowest Upper Jurassic) clays and marls. As pollen-based dating of the clays did not yield ages older than 12,000 years [2], reworking of the clays and marls is assumed [3]. Reworking of clays and marls may occur as a result of the movements of local ice-sheets or by flowing water over a frozen karstic ground during and at the end of times of glaciation. The Oxfordian clays occur in the core of the «Les Bois-Paturatte» anticline and are confined by more resistant Argovian (lower Upper Jurassic) marly limestones [4]. The underlying «Dalle nacree» (massive slab-shaped limestone) is exposed in a culmination of the anticline (Gros Bois Derriere) about one kilometre to the WNW [3].

The local depression in which the EGr is situated has ellipsoidal shape and a length of ca. 900 m, a width of 200–300 m, and an average depth of about 30 m. Its long axis strikes almost 60° (i.e. ENE) and thus parallels the major folding of the Jura Mountains. Secondary overprinting by local glaciation during the last ice age, however, cannot be excluded. Yet so far, no direct evidence for glaciation (e.g. local, kar-like glacier deposits) has been found [5]. There is, however, indirect evidence that peat formation followed a period of glaciation at the EGr: Basal clays still contain carbonate and hence had probably not been subject to intense weathering [2] as would be the case for substratum marls exposed to moderately warm climate. The age dating indicates that the accumulation of organic matter could have started directly upon melting of the glacier ice and formation of the periboreal, non-artificial, EGr lake.

Climate. The EGr region is characterised by a humid, temperate zone mountain climate. Long-term climatological data refer to the international standardised 30 years average (MeteoSwiss Costumer Service, Zurich) of values measured for the time period from 1961 to 1990 at Saignelegier (ca. 4 km WNW of EGr – precipitation) and La Chaux-de-Fonds (ca. 20 km SW of EGr – temperature) meteorological stations (MeteoSwiss Costumer Service Zurich): Temperature variation (annual mean 5.8 °C) shows continental influence, with a daily mean temperature of 15 °C in the warmest (July) and of –5 °C in the coldest month (January). Precipitation, however, is high (annual mean 1,511 mm) due to the elevation above sea level and the Franche Montagne's exposition in the luff of predominant north westerly winds. Typically, a snow-cover is present for a period of 80 to 120 days per year.

Peat characteristics. An account on the history of peat deposition at the EGr and the biological diversity of the different peat-forming plants is given by Steinmann [3].

Low pH values of 4.5 and below near the bog's surface for both, the pore waters and the solid matrix are typical for raised ombrogenic peat lands. Similar values are, for example, reported for a large number of peat bogs in North America, northern Europe [6], and Siberia [7]. At the Etang de la Gruere, pore water pH values increase steadily with depth. After a relative gentle increase to about 3.5 m (ca. pH 5.5) below ground surface, the pH increase is more pronounced in the lower catotelm and the bog pore water's pH gets close to neutral values at about 6 m (ca. pH 6.5) below ground surface Steinmann [3], observed the same trend, yet with even slightly lower pH values in the upper catotelm (above ca. 3 m depth). The strong pH increase in the lower bog can be explained by an alkaline reaction of the substratum (carbonate minerals in marly clays and marls). In the study presented here, comparable relative pH patterns have been observed for all measurement series, absolute pH values for the pore water in the lower catotelm were however consistently lower than those reported by Steinmann [3]. A significant seasonal variation of the pH at EGr was not observed. The pH values for peat suspended in deionised water were lower than those for the pore water. The difference is particularly large for the lower catotelm what again highlights the influence of the substratum on the peat pore water.

The ash content in peat is a measure for the share of the peat's mineral (i.e. the non-organic matter) content. According to Steinmann [3], the ash content at EGr generally increases with depth and reaches an average value of almost 9 wt-% at the base of the bog. On the other hand, this means an organic matter content of over 90 wt-% and even more than 95 wt-% in the first ca. 4 m of the bog. It should be noted that these are averaged values per meter. There are in the EGr bog distinct (cm scale) layers with a considerably higher mineral content of up to 30 wt-%.

The degree of humification is conveniently expressed by descriptive classification according to the «Von Post scale» [8]. Changes in peat land vegetation, in climate and/or the accumulation rate of organic matter influence humification. At EGr, a zone of more decomposed peat (H8, according to the Von Post humification scale) is situated between 130 and 370 cm [3]. Accordingly, the vertical hydraulic conductivity of this zone is much lower than above and below.

Water level and vertical hydraulic gradient. The water level at EGr was measured before sampling at the site of peeper installation. It is expressed in

cm below ground surface. From time to time the ground water level was also controlled at a hole ca. 2 m south of the sampling location cored more recently in July 2000. Water level measurements at the sampling site and at the control site yielded no significant (<3cm) differences.

The vertical hydraulic gradient of the EGr Bog has been controlled using piezometers, which had already been installed at the site for an earlier hydrological study [9]. Piezometers are tubes, which are installed in vertical position in the ground. They have different lengths and a wall perforation at different depths. At the bottom, they are sealed to prevent peat from entering. At EGr, four piezometers nests had been installed and controlled by J. McKenzie and other hydrogeologists for their study. The piezometer nest used in study presented here, is situated ca. 2.5 m SW of the sampling site. It consists of a large, completely perforated PVC tube with an approximate diameter of 4 cm and three smaller PVC tubes of 1.1 cm in diameter and screen lengths of 5 to 10 cm. The length of the piezometers varies between 200 and 600 cm [9]. The wall perforation begins at 150, 250 and 550 cm, respectively. Chason and Siegel [10] describe further technical details and the underlying hydrological principles of the method. For this study, the piezometers were only used to control, whether the direction of the bog water flow was downward (as it should usually be the case) or upward directed.

Water table. During the period of study from June 1999 to October 2001, the average water table was ca. 14 cm below ground surface. The depth of the water level depended primarily on the climatic regime (and predominantly on precipitation) before the measurements. The lowest water level was measured on September 12th, 2000 (21 cm below ground surface) after an entire week with relative high temperatures and virtually no precipitation. The highest water level was observed on April 2nd, 2001 (4 cm below ground surface) and can be explained by the unusually intense precipitation in the month before. The severe and almost uninterrupted rainfalls of March 2001 had also caused catastrophic flooding in several parts of Switzerland. A relative low water table in winter is the consequence of a 5 to 15 cm thick ice-cover at the surface of the EGr Bog, effectively hampering precipitation water from entering the bog.

References

1. Feldmeyer-Christe E. Etude pyto-ecologique des tourbieres des Franches-Montagnes (canton du Jura et de Berne, Suisse) (French). Mat. leve geobot. de la Suisse 66, 1990. P. 1-163.
2. Joray M. L'Etang de la Gruere. Etude pollenanalytique et stratigraphique de la tourbiere (French). Mat. Leve geobot. De la Suisse 25, 1942. P. 1-117.

3. Steinmann P. Geochemistry of atmospheric inputs and pore water genesis in two contrasting *Sphagnum* bog profiles, Jura Mountains, Switzerland. PhD, Bern University, Switzerland, 1995.
4. Forkert E. Geologische Beschreibung des Kartengebirgstr Tramelan im Berner Jura (German). *Eclogae Geol. Helv.* 26, 1932. P. 1–41.
5. Mulhauser B. La Gruere – Pays d'etenges et de marais noirs (French). Fondation Les Cerlalez, 1996.
6. Shotyk W. Review of the inorganic geochemistry of peats and peatland waters. *Earth Science Reviews* 25, 1988. P. 95–176.
7. Inisheva L.L., Semtshov A.A., Liss O.L., Novikov C.N., Inishev N.G. Vasyugan Bog – Nature Conditions, Structure and Functioning. Institute for Peat Research. 2000. 142 p.
8. Von Post L., Granlund E. *Sveriges Geol. Undersok. Ser. C, No. 335* (Swedish), 1925. 127 p.
9. McKenzie J.M., Siengel D.L., Shotyk W., Steinmann P., Pfunder G. Heuristic numerical and analytical models of the hydrologic controls over vertical solute transport in a domed peat bog, Jura Mountains, Switzerland. *Hydrol. Process.* 16, 2002. P. 1047–1064.
10. Chason D.B., Siegel D.L. Hydraulic conductivity and related physical properties of peat, Lost River Peatland, Northern Minnesota. *Soil Science*, Vol. 142, 1986. P. 91–99.

АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ МАКРОКОМПОНЕНТНОГО СОСТАВА БОЛОТНЫХ ВОД НА ТЕРРИТОРИИ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

В.А. Базаев*, О.Г. Савичев**, Б.А. Егоров***, А.О. Крутовский****

*НИИ биологии и биофизики при ТГУ, г. Томск

**Томский политехнический университет, г. Томск, OSavichev@mail.ru

***ОГУП Территориальный центр «Томскгеомониторинг»

Проведен анализ антропогенных изменений макрокомпонентного состава болотных вод на территории Томской области. Получены данные о средних концентрациях макрокомпонентов в водах естественных и нарушенных участков верховых и низинных болот при разной антропогенной нагрузке. Установлено, что антропогенное влияние на химический состав болотных вод в настоящее время носит локальный характер, причем наиболее значительные изменения содержания главных ионов наблюдаются при осушении торфяной залежи, в местах аварийных разливов на объектах нефтедобычи и непосредственно у шламовых амбаров.

Болота играют чрезвычайно важную роль в формировании экологического равновесия в биосфере [1–3]. Наиболее велико их значение для Западной Сибири, в целом, и Томской области, в частности, по причине

исключительно высокой заболоченности этой территории. В то же время, болота достаточно активно вовлечены в хозяйственную деятельность, особенно в процессе нефтегазодобычи. В связи с этим возникает вопрос, каков должен быть уровень антропогенных воздействий на водно-болотные системы, чтобы и поддерживалось экологическое равновесие, и осуществлялось социально-экономическое развитие территорий?

Ответ на этот вопрос требует глубоких исследований и усилий специалистов самого различного профиля. В данной работе рассмотрен аспект подобных исследований, затрагивающий проблему получения достоверной исходной информации об антропогенном влиянии на формирование макрокомпонентного состава болотных вод на территории Томской области, на основе которой в дальнейшем планируется разработка новых методов определения предельно допустимых воздействий (ПДВВ) на болота.

В процессе выполнения данной работы анализировалось изменение химического состава болотных вод в результате двух основных для рассматриваемой территории видов антропогенных воздействий – осушения и сброса загрязняющих веществ. Последний из них, в свою очередь, целесообразно разделить на три группы: 1) плановый сброс сточных вод коммунальных и промышленных предприятий; 2) аварийное загрязнение болотных ландшафтов нефтепродуктами и минерализованными подземными водами, используемыми для поддержания пластового давления при добыче нефти; 3) перенос загрязняющих веществ из шламовых амбаров, расположенных на участках нефтегазодобычи.

Для анализа антропогенного влияния на болотные воды на территории Томской области использовались материалы Томского политехнического университета (ТПУ), Томского филиала Института геологии нефти и газа СО РАН (ТФ ИГНГ СО РАН), НИИ биологии и биофизики при Томском государственном университете (НИИББ), ГУП Территориальный центр «Томскгеомониторинг» (ТЦ «Томскгеомониторинг»), АО «ТомскНИПИНефть» ВНК.

Методика исследований

Методика исследований включала в себя отбор проб болотных вод и вод каналов систем осушения, последующее определение их химического состава, обобщение и анализ полученных материалов и данных других организаций и исследователей. Полевые работы выполнялись в течение 1997–2003 гг. авторами в составе экспедиций ТФ ИГНГ СО РАН,

ТЦ «Томскгеомониторинг» и НИИББ. Отбор проб болотных вод проводился в соответствии с ГОСТ Р 51592–2000 из слоя 10–30 см от поверхности.

Определение содержаний макрокомпонентов, железа, соединений азота, нефтепродуктов, фенолов, величины ХПК проводилось в аккредитованных лабораториях ТПУ и ТЦ «Томскгеомониторинг» по аттестованным методикам. Характеристика используемых методов анализа природных вод приведена в работе [4]. Кроме того, использовались опубликованные материалы о макрокомпонентном составе болотных вод на территории Томской области, полученные в ТПУ в 1960-е гг. [5], а также данные НИИББ и ОГУ «Облакомприрода» за 1995–2000 гг. [6]. В последнем случае определения концентраций веществ выполнялись в аккредитованной лаборатории нефтегазодобывающего управления «Васюганнефть» ВНК (ИГДУ «Васюганнефть») по тем же, что в ТПУ и ТЦ «Томскгеомониторинг», методикам.

Результаты исследований

Оценка влияния осушения болот. Влияние осушения изучалось на примере участков распространения фитоценозов низинного болота в долине р. Чулым и фитоценозов Васюганского болота у с. Плотниково, подробно охарактеризованных в работах [7–10]. В первом из указанных случаев сохранилось избыточное увлажнение торфяной залежи, во втором многолетнее функционирование осушительной системы привело к распространению фитоценозов низинных болот, а также значительному увеличению минерализации болотных вод, главным образом, за счет HCO_3^- , Ca^{2+} и Na^+ (табл., рис. 1).

Сопоставление состава болотных вод с разной степенью осушения позволило сделать вывод о преобразовании гидрогеохимических условий на осушенных участках с верховой торфяной залежью к типу, свойственному низинным болотам, для которых (на территории Томской области), в свою очередь, характерны гидрокарбонатные кальциевые воды со средней минерализацией (200–500 мг/л).

Оценка влияния планового сброса сточных вод. Последствия сброса сточных вод жилищно-коммунальных предприятий изучались в 2001 г. на верховом болоте у г. Стрежевого и в 2002 г. на Обском болоте у с. Мельшиково [11, 12]. Как показали проведенные исследования, периодический сброс сточных вод, образующихся после промывки фильтров на станции обезжелезивания стрежевского подземного водозабора, в верховое болото по специально обустроенному коллектору весьма незначительно

Характеристика объектов исследований в бассейне Средней Оби

№	Тип болота	Состояние болота при антропогенном воздействии		N ¹	рН	СГ, мг/л	Σ _п ² , мг/л
		химическом	мелиоративном				
1	низинное	незагрязненное	неосушенное	25	6.60	7.7	299.5
2	верховое	незагрязненное	неосушенное	10	5.40	2.9	45.9
3	верховое	незагрязненное	неосушенное	9	4.39	7.2	54.9
4	верховое	незагрязненное	неосушенное	11	4.15	12.5	50.2
5	низинное	загрязненное	неосушенное	5	7.06	102.5	1061.2
6	верховое	слабо загрязнен.	неосушенное	10	4.71	8.5	50.4
7	верховое	загрязненное	неосушенное	4	4.65	527.3	924.5
8	верховое	загрязненное	неосушенное	2	5.75	176.3	492.6
9	верховое	незагрязненное	осушенное	3	5.43	15.4	318.7
10	верховое	незагрязненное	гарь на осуш. уч-ке	3	5.65	2.6	268.6

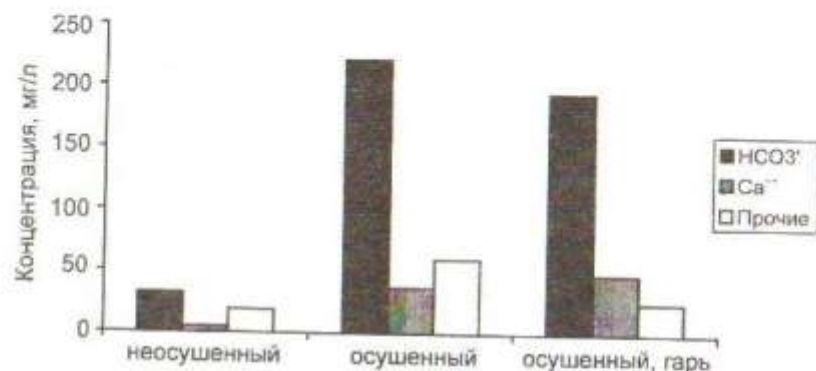


Рис. 1. Содержания макрокомпонентов в болотных водах участка Васюганского болота у с. Плотниково (верховая торфяная залежь) в 2002 г. [11]

влияет на макрокомпонентный состав болотных вод в пределах сфагново-кустарничковых микроландшафтов. Это влияние прослеживается в основном на удалении не более 10–20 м от коллектора сточных вод (рис. 2). В пределах же прилегающей к коллектору полосы достаточно резкие изменения химического состава болотных вод, судя по их более высокой, по сравнению со стоками, окисляемостью, в существенной степени связаны не столько с химическим загрязнением, сколько с улучше-

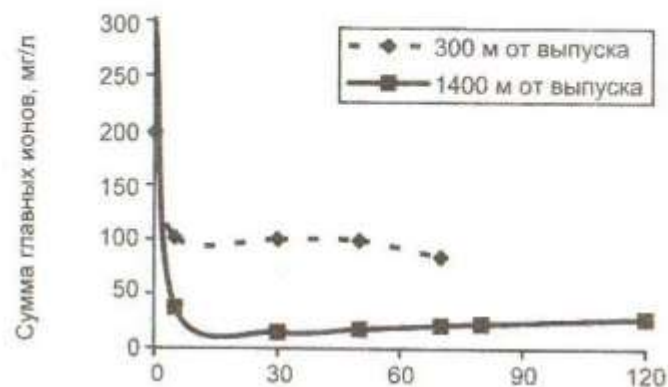


Рис. 2. Профили распределения величины Σ_n в водах Стрежевского болота на удалении от выпуска (границы болота) и коллектора сточных вод

нием дренированности торфяной залежи благодаря коллектору сточных вод и соответствующим изменением гидрогеохимических условий с характерным увеличением выноса из залежи органических веществ.

Перемещение сточных коммунально-бытовых вод ЖКХ с. Мельниково по территории Обского низинного болота происходит в основном путем фильтрации в поверхностном «деятельном» слое. В данном слу-

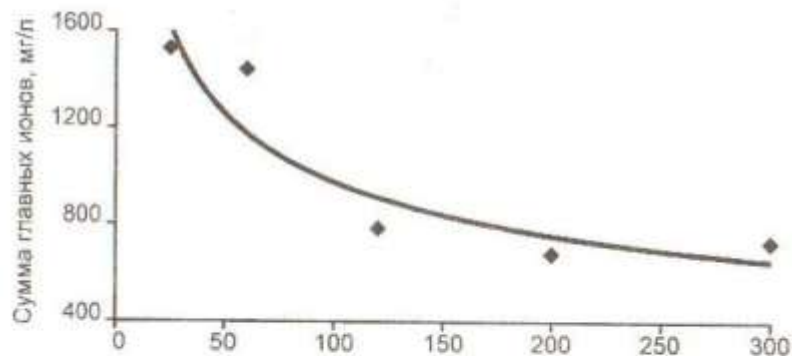


Рис. 3. Изменение величины Σ_n вод Обского болота на удалении от выпуска сточных вод ЖКХ с. Мельниково

чае воздействие сброса стоков на состав болотных вод более заметно, чем в Стрежевском болоте, и прослеживается в 50–120 м от источника загрязнения (рис. 3).

Учитывая, что величина проточности на участках распространения сфагново-кустарничковых фитоценозов меньше соответствующего показателя для гипново-осоковых фитоценозов [13], а сами верховые торфа обладают значительными сорбционными свойствами [14], более значительное изменение химического состава поверхностных вод Обского болота низинного типа является вполне закономерным.

Оценка влияния нефтегазодобывающего комплекса. Влияние нефтегазодобывающего комплекса на химический состав болотных вод анализировалось на основе материалов о состоянии верховых болот в бассейне р. Васюган [6, 15, 16]. По полученным данным, наиболее характерным признаком этого вида антропогенных воздействий является очень сильное изменение минерализации болотных вод за счет резкого увеличения концентраций Cl^- и Na^+ в результате разлива минерализованных вод и буровых растворов (табл., рис. 4).

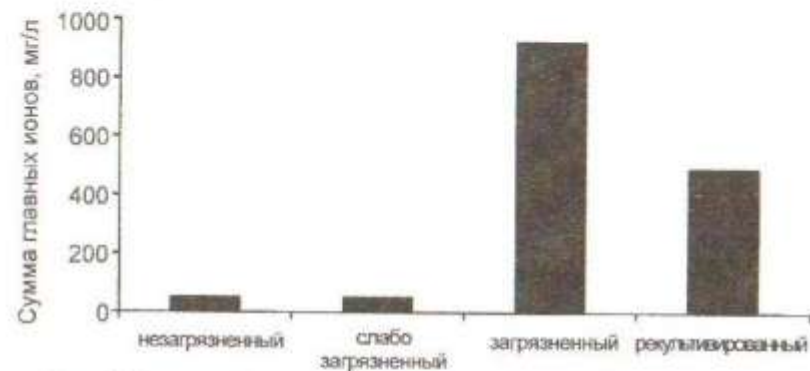


Рис. 4. Величина Σ_n вод верховых болот при различной антропогенной нагрузке (данные о сумме ионов в водах незагрязненных микроландшафтов получены в 1967 г., прочие сведения – в 1995–2002 гг.)

При этом необходимо отметить, что на рекультивированных участках загрязнения макрокомпонентный химический состав болотных вод сильно отличается от состава вод естественных микроландшафтов, более соответствуя водам низинных, нежели верховых болот. Это подтверждает вывод о целесообразности отказа от обычно практикуемых методов рекультивации загрязненных участков с использованием привозных грун-

тов, раскислителей и удобрений, сформулированный ранее в работе [6], поскольку их реализация приводит не к восстановлению существовавшего ранее микроландшафта, а к появлению нового.

В целом, влияние нефтегазодобывающих предприятий в настоящее время пока не привело к существенному изменению макрокомпонентного состава болотных вод в региональном масштабе. Как правило, в пределах 200–300 м от кустов скважин содержание растворенных солей мало отличается от соответствующих показателей, полученных для верховых болот этого региона до начала интенсивной добычи нефти (рис. 4).

В результате проведенных исследований установлено, что влияние антропогенных факторов на гидрохимические показатели болотных вод в существенной мере зависит от интенсивности водообмена в болотных микроландшафтах – чем она больше, тем больше зона загрязнения. Учитывая, что некоторые болотные микроландшафты, например, грядово-крупномочажинные комплексы, топи, по крайней мере, в периоды года с повышенным увлажнением характеризуются преобладанием горизонтального (сток в поверхностном слое) перемещения влаги над вертикальным (испарение, фильтрация), то при определении допустимых воздействий на болотные воды допустимо и целесообразно пользоваться подходами, разработанными для «обычных» водотоков с тем примечанием, что при этом необходимо рассматривать не всю толщину торфяной залежи, а только ее верхний «деятельный» слой. В прочих случаях более целесообразно применять подходы по определению допустимых воздействий на подземные воды, поскольку движение болотных вод в сосново-сфагново-кустарничковых, сфагново-кустарничковых и других микроландшафтах осуществляется путем фильтрации в пористой среде, то есть также, как и подземных вод.

Другой важный вывод заключается в том, что более или менее значительное химическое загрязнение болотных вод на территории Томской области, в результате которого произошло заметное изменение макрокомпонентного состава болотных вод, пока ограничено в основном локальными участками, причем одним из наиболее характерных показателей антропогенных изменений является повышенное содержание хлорид-иона (обычно более 15–20 мг/л). Также следует отметить, что в процессе осушительной мелиорации верховых болот меняются гидрогеохимические условия, приближаясь по ряду показателей к условиям низинных болот. В результате этого происходит увеличение содержания растворенных солей, не связанное со сбросом сточных вод.

Работа выполнена при поддержке Минпромнауки РФ (грант № НШ-1566.2003.05) и СО РАН (интеграционный проект № 167).

Литература

1. Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А. и др. Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение. Тула, 2001. 584 с.
2. Иншлева Л.И. Роль болот в биосфере // Болота и биосфера: Мат-лы Первой научн. школы (23–26 сентября 2002 г.). Томск, 2003. С. 53–60.
3. Кабанов М.В. Современные климато-экологические изменения и болота Сибири // Болота и биосфера: Мат-лы Первой научн. школы (23–26 сентября 2002 г.). Томск, 2003. С. 60–72.
4. Шварцев С.Л., Савичев О.Г., Вертман Г.Г. и др. Эколого-геохимическое состояние речных вод Средней Оби // Водные ресурсы. 1996. Т. 22. № 6. С. 723–731.
5. Рассказов Н.М., Удодов П.А., Назаров А.Д., Емельянова Т.Я. Болотные воды Томской области // Изв. Томского политехнического института, 1975. Т. 297. С. 102–117.
6. Березин А.Е., Базанов В.А., Волостинов Д.В., Шникарченко В.П. Влияние старых шламовых амбаров на экологическую ситуацию вмещающих территорий // Охрана природы: Сб. статей. Вып. 2. Томск, 2001. С. 21–43.
7. Базанов В.А., Льготин В.А., Скугарев А.А., Романчук Т.В. Оценка экологических последствий осушительной мелиорации в Томской области // Охрана природы: Сб. статей. Вып. 2. Томск, 2001. С. 11–20.
8. Базанов В.А., Льготин В.А., Скугарев А.А. и др. Природные условия развития болота Ишкуль и хозяйственная деятельность // Вестник Томского государственного университета. 2002. № 2. С. 87–92.
9. Иншлева Л.И., Иншлев Н.Г. Элементы водного баланса и гидрохимическая характеристика олиготрофных болот южно-таежной подзоны Западной Сибири // Водные ресурсы. 2001. № 4. С. 410–417.
10. Петкевич М.В. Виды ландшафтов Бакчар-Иксинского междуречья // Болота и биосфера: Мат-лы Первой научн. школы (23–26 сентября 2002 г.). Томск, 2003. С. 72–81.
11. Состояние поверхностных водных объектов, водохозяйственных систем и сооружений на территории Томской области в 2002 г.: Информационный бюллетень. Вып. 5. Томск, 2003. 84 с.
12. Состояние поверхностных водных объектов, водохозяйственных систем и сооружений на территории Томской области в 2001 г.: Инф. бюлл. Вып. 4. Томск, 2002. 82 с.
13. Иванов К.Е. Водообмен в болотных ландшафтах. Л., 1975. 280 с.
14. Исприян С.Р. Разработка методики комплексной оценки поглощения торфом нефтемаслопродуктов: Автореф. дисс. ... канд. техн. наук. Тверь, 2001. 20 с.
15. Шварцев С.Л., Рассказов Н.М., Сидоренко Т.Н., Здвижков М.А. Геохимия природных вод района Большого Васюганского болота // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития. Сб. статей. Томск, 2002. С. 139–149.
16. Здвижков М.А., Шахова Т.Н., Сидоренко Т.Н., Смирнова Н.К. Эколого-геохимическое состояние водных объектов бассейнов р. Васюган и р. Чая // Обской вестник. 2001. № 1. С. 75–80.

ВЛИЯНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА БИОЛОГИЧЕСКУЮ ПРОДУКТИВНОСТЬ ОЛИГОТРОФНЫХ БОЛОТ

Е.А. Головацкая

Институт оптического мониторинга СО РАН, г. Томск,
golovatskaya@iom.tomsknet.ru

В работе рассматривается влияние гидрологического режима болот на биологическую продуктивность на примере ландшафтного профиля. Приводятся данные о зависимости запасов биомассы, динамики прироста фитомассы и чистой первичной продуктивности наземного яруса от уровня болотных вод и погодных условий.

Биологическая продуктивность – это способность живых организмов создавать, консервировать и трансформировать органическое вещество. Биологическая продуктивность характеризуется рядом числовых показателей, важнейшие из которых – запас биомассы на определенный момент времени, а также прирост или скорость нарастания биомассы [1]. Общий запас растительного вещества включает в себя следующие фракции: фотосинтезирующая фитомасса (зеленые части мхов, живые листья кустарников, зеленые травы); нефотосинтезирующая фитомасса (бесхлорофильные живые стебли и узлы куцения, одревесневшие органы кустарников и живые корни растений); мортмасса (моховой олес, мертвые части трав и кустарников). Величина продуктивности зависит от видового состава растительного сообщества, климатических и гидротермических условий. Важным фактором, влияющим на биологическую продуктивность, является гидрологический режим болотной экосистемы, так как в зависимости от динамики водного режима на болотах формируются лесные, травяно-лесные, травяно-моховые или моховые сообщества.

До недавнего времени изучению продуктивности болотных фитоценозов уделялось сравнительно мало внимания. Однако в последние годы становится более очевидным интерес к этой теме, в связи с огромной биосферной ролью болот. Согласно литературным данным запасы живой фитомассы на болотах Васюганья могут изменяться от 1900 до 17100 г/м² в зависимости от типа болот [2, 3]. По данным Т.Т. Ефремовой с соавт. [4] общий запас растительного вещества в верхнем слое олиготрофных болот Западной Сибири меняется от 2300 до 3100 г/м² в зависимости от микрорельефа.

Методика исследований

Исследования проводились на научно-исследовательском полигоне Сибирского НИИ торфа СО РАСХН (СибНИИТ) с 1999 по 2002 гг. на олиготрофном нативном болоте.

В качестве объекта наблюдения для исследования на нативном олиготрофном болоте принята территория малого заболоченного водосбора р. Ключ (водосборная площадь 58 км²). В пределах водосборной площади р. Ключ параллельно линиям стока был заложен ландшафтный профиль, который пересекает следующие основные виды болотных фитоценозов: заболоченный высокорослый смешанный лес в периферийной части болотного массива, высокий рям, низкий рям, грядово-мочажинный комплекс и осоково-сфагновую топь. Протяженность ландшафтного профиля от высокого рья до осоково-сфагновой топи составляет 800 м. Подробное описание исследуемых болотных биогеоценозов приведено в [5].

Возраст болот в исследуемом районе по последним данным [6] датируется 2500–4800 лет, что почти в два раза меньше, чем предполагалось ранее [7]. Образование болотного массива в исследуемом районе началось с эвтрофной стадии с господством древесно-травяной растительной ассоциации, которая постепенно сменилась на эвтрофную травяно-моховую растительность. Смена эвтрофной стадии происходила по мере накопления торфа и изменения водно-минерального режима болот. При переходе к олиготрофной стадии сформировались сосново-кустарничково-сфагновые сообщества. По мнению О.Л. Лисс [8] такой путь развития характерен для большинства олиготрофных болот Западной Сибири.

Пункты наблюдений за биологической продуктивностью были оборудованы на сосново-кустарничково-сфагновых фитоценозах (высоком рьяме (п. 2) и низком рьяме (п. 3)) и на осоково-сфагновой топи (п. 5).

Запас биомассы определялся в период максимального ее развития, конец июля – начало августа. Надземную продукцию определяли укосным методом (без учета древесного яруса), подземную – методом монолитов Шальгта [9]. На каждом исследуемом биогеоценозе (БГЦ) выбирались учетные площадки размером 50×50 см, в пяти повторностях для каждого элемента микрорельефа (кочки, межкочковые пространства). С учетных площадок срезалась растительность на уровне поверхности мха. Срезанные растения разбирались по фракциям: живая фитомасса (однолетняя и многолетняя фотосинтезирующая фитомасса, однолетние побеги, многолетняя нефотосинтезирующая фитомасса) и мертвая фитомасса – мортмасса (ветошь, подстилка), затем высушивались до воздушно-сухого состояния и взвешивались. Определение подземной биомассы прово-

дилось на тех же площадках, что и определение надземной биомассы. Для этого из стенки почвенного разреза отбирались монолиты размером $10 \times 10 \times 10$ см до глубины 20 см. Из отобранных монолитов отбирались живые корни. Моховой олес и корни также высушивались до воздушно-сухого веса и взвешивались. Для изучения динамики прироста биомассы на каждом БГЦ проводился ежемесячный укос растительности. Определение прироста биомассы проводилось ежемесячно с мая по сентябрь. Сезонная динамика прироста болотных растений складывается из ежемесячного прироста зеленых частей растений и прироста веток, выросших в текущем году.

На основе данных по ежемесячным запасам фитомассы рассчитывалась чистая первичная продукция наземного покрова как сумма приростов всех видов растений на единице площади за год. В этом исследовании не учитывалось отмирание растений в течение вегетационного сезона и прирост древесной части кустарничков.

Во всех пунктах наблюдений еженедельно замеряли уровни болотных вод (УБВ) в соответствии с [10]. В зимний период сотрудниками СибНИИТ СО РАН проводились наблюдения за снегозапасами согласно [11].

Статистическая обработка полученных данных заключалась в проведении корреляционного анализа между основными показателями биологической продуктивности и уровнями болотных вод при уровне значимости 0.05.

Результаты исследования

Рассмотрим биологическую продуктивность на ландшафтном профиле. В зависимости от погодных условий запасы биомассы исследуемых БГЦ изменяются следующим образом: в теплый засушливый год запасы биомассы на всех пунктах нативного олиготрофного болота были максимальными, в то время как в годы с умеренным увлажнением запасы биомассы снижаются, что объясняется более высокими уровнями болотных вод (рис. 1).

Минимальные запасы биомассы отмечаются в 2002 году, который характеризуется повышенными снегозапасами в зимний период и большим количеством осадков в течение вегетационного периода.

В зависимости от микрорельефа, общий запас биомассы за 1999–2002 гг. изменяется по всем БГЦ в пределах 2353 – 9500 г/м² (рис. 2), причем на межкочковых понижениях количество биомассы наибольшее, так как на понижениях моховой олес имеет более плотную структуру за счет уплотнения при движении болотных вод, в то время как на моховых по-

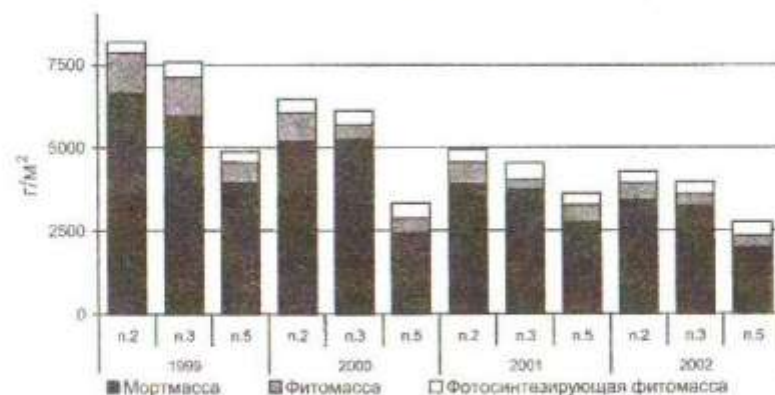


Рис. 1. Структура и динамика запасов биомассы на ландшафтном профиле за 1999–2002 гг.

душках моховой олес более рыхлый и, следовательно, менее плотный. Согласно данным корреляционного анализа запасы биомассы на межкочковых понижениях зависят от УБВ ($r = 0.79$), в то время как на кочках и моховых подушках такая зависимость менее выражена ($r = 0.34$). Максимальные запасы характерны для межкочковых понижений n.2, а минимальные – для кочек осоково-сфагнуовой топи (рис. 2). На БГЦ ландшафтного профиля минимальное различие запасов биомассы в зависимости от микрорельефа наблюдается на открытой топи и низком яме.

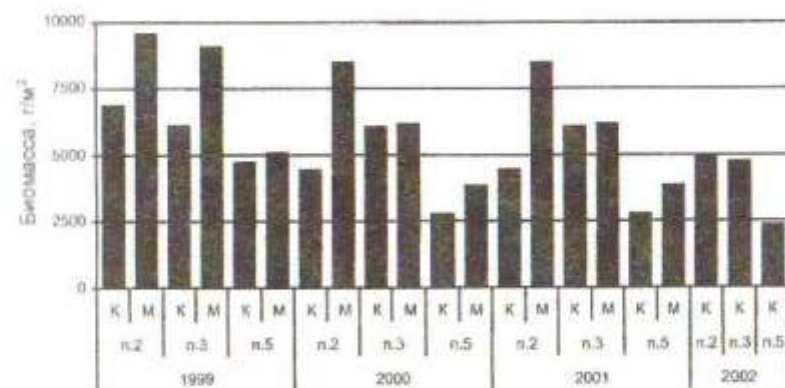


Рис. 2. Запасы биомассы в зависимости от микрорельефа: К – кочки; М – межкочковые понижения

Общее количество биомассы складывается из запасов фитомассы (фотосинтезирующая и нефотосинтезирующая) и запасов мортмассы. Рассмотрим структуру биомассы пунктов наблюдений. Количество фитомассы на БГЦ ландшафтного профиля составляет от общего запаса биомассы в среднем за четыре года исследования 20 %, изменяясь в пределах от 9 % до 34 % в зависимости от типа БГЦ. Так, запасы фитомассы в ряду высокий рям – низкий рям – открытая топь постепенно снижаются, составляя соответственно 847 – 588 – 498 г/м². Существенное значение для достоверной оценки запасов фитомассы играет микрорельеф, так как на моховых подушках и кочках высокого и низкого рьяма развита кустарничковая растительность, тогда как на обводненных микропонижениях растительность в основном представлена мхами и небольшим количеством пушицы и морошки. За весь период исследования минимальные запасы фитомассы наблюдаются на межкочковых понижениях. Преобладание фитомассы на кочках также объясняется более благоприятными на микроповышениях условиями для роста растений (менее обводненная корнеобитаемая зона), что подтверждается данными корреляционного анализа между УБВ и запасами фитомассы в зависимости от микрорельефа ($r = 0.62$). Наименьшее различие между запасами фитомассы в зависимости от микрорельефа отмечено на открытой топи, так как высота кочек здесь незначительна и уровень болотных вод находится практически на одном и том же уровне на разных элементах микрорельефа.

Количество фотосинтезирующей фитомассы на разных БГЦ ландшафтного профиля в среднем составляет 8 %, и варьирует от 4 до 16 % от общего запаса биомассы в зависимости от типа БГЦ и микрорельефа. Максимальные запасы фотосинтезирующей фитомассы характерны для низкого рьяма, минимальные – для высокого рьяма. Фотосинтезирующая фитомасса изменяется по БГЦ в пределах 253–622 г/м², составляя в среднем для всего ландшафтного профиля 399 г/м². Так как основной вклад в запасы фотосинтезирующей фитомассы вносит моховой покров, то на исследуемых БГЦ не наблюдается зависимости фотосинтезирующей фитомассы от УБВ. Однако, влияние гидрологического режима на запасы фотосинтезирующей фитомассы проявляется в зависимости от микрорельефа. Так на кочках и моховых подушках выявлена отрицательная зависимость между УБВ и фотосинтезирующей фитомассой ($r = -0.41$).

Количество мортмассы в 3–13 раз превышает запасы фитомассы, при этом максимальное превышение характерно для межкочковых понижений, что, как указывалось выше, связано с более плотным сложением мохового ошеса. При этом, в зависимости от гидрологического режима,

наблюдается снижение запасов мортмассы от высокого рьяма к открытой топи.

Таким образом, структура биомассы на разных БГЦ ландшафтного профиля определяется следующей закономерностью: запасы биомассы, фитомассы и мортмассы постепенно снижаются от высокого рьяма к осоково-сфагновой топи, что определяется закономерной сменой растительных ассоциаций в соответствии с изменением гидрологического режима.

Динамика прироста фитомассы в течение вегетационного периода отражает изменение прироста в зависимости от конкретных погодных условий вегетационного периода и является еще одним показателем биологической продуктивности. Известно, что на болотах максимум прироста может характеризоваться двумя пиками в июле и в сентябре, особенно в засушливые годы [12].

Рассмотрим динамику прироста фитомассы на ландшафтном профиле (рис. 3). Согласно результатам исследования динамика прироста фитомассы на всех пунктах характеризуется увеличением запасов фитомассы к середине июля или августа, с дальнейшим снижением к концу вегетационного периода (рис. 3). Увеличение прироста наблюдается после периода сухой и теплой погоды, при уменьшении количества осадков и увеличении среднесуточных значений температуры. Эта закономерность не подтверждается в 2001 г., когда наблюдалось незначительное изменение запасов фитомассы в течение вегетационного периода, что обусловлено высоким уровнем болотных вод. Проведенный корреляционный анализ показал, что достоверной зависимости прироста фитомассы от УБВ не наблюдается.

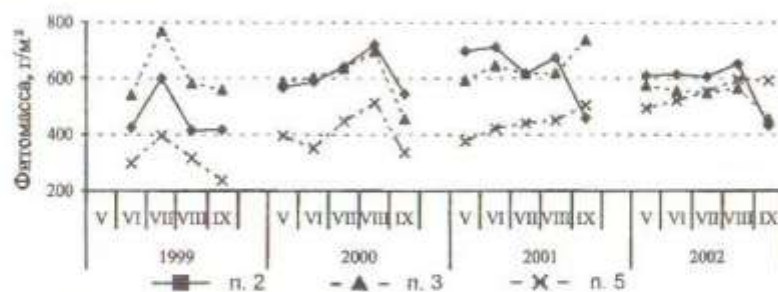


Рис. 3. Динамика прироста фитомассы на разных БГЦ ландшафтного профиля за 1999–2002 гг.

Чистая первичная продуктивность наземного яруса (ANP) является показателем накопления углерода в виде органического вещества над-

земной части растений за вегетационный период. Рассмотрим чистую первичную продуктивность наземного яруса исследуемых БГЦ (рис. 4). В засушливом 1999 г. ANP на всех БГЦ ландшафтного профиля была ниже, чем в 2000 г. с достаточной влагообеспеченностью. Однако избыточное увлажнение в 2001 и 2002 гг., связанное с повышенными снегозапасами в зимний период и большим количеством осадков в течение вегетационного периода приводит к снижению чистой первичной продукции в 1,3–1,7 раза соответственно на всех БГЦ ландшафтного профиля по сравнению с 2000 г.

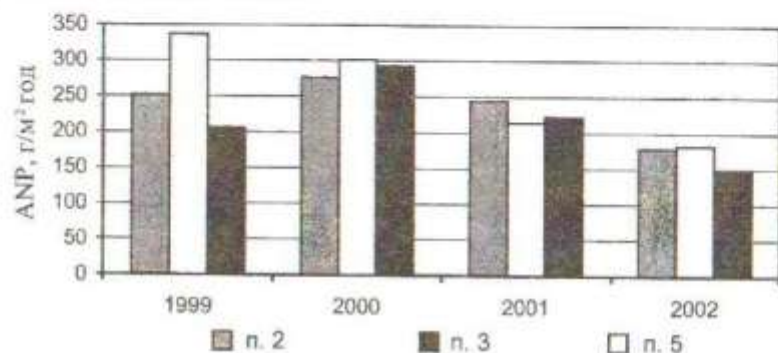


Рис. 4. Чистая первичная продуктивность наземного яруса на разных БГЦ ландшафтного профиля за 1999–2002 гг.

За период исследования на разных БГЦ ландшафтного профиля в зависимости от типа растительности ANP изменяется в пределах от 150 до 337 г/м² в год в год или в среднем для всего профиля 238 г/м² в год. В среднем за четыре года исследования распределение БГЦ ландшафтного профиля по количеству ANP выглядит следующим образом: низкий рям – высокий рям – открытая топь (258–238–217 г/м²/год). Согласно данным корреляционного анализа УБВ не оказывает влияние на продуктивность болотных БГЦ за исключением низкого ряма, для которого получен высокий коэффициент корреляции ($r = 0.96$). Основной вклад в ANP на высоком и низком ряме вносят кустарнички 42–55% и мох – 17–48%, доля трав составляет от 0–9% (рис. 5). На открытой топи основная часть ANP обусловлена мхом 21–64% и травами 28–41%, доля кустарничков значительно снижается и составляет 8–38% (рис. 4), что подтверждается данными, полученными ранее [13].

Анализ полученных результатов и сравнение их с результатами исследований других авторов, проведенными на этой же территории [1, 4, 14–19]

показали, что запасы биомассы нативного олиготрофного болота могут изменяться в широких пределах в зависимости от элементов микрорельефа. Структура запасов биомассы, динамика прироста фитомассы, а также чистая первичная продуктивность наземного яруса определяются погодными условиями и гидрологическим режимом болота.

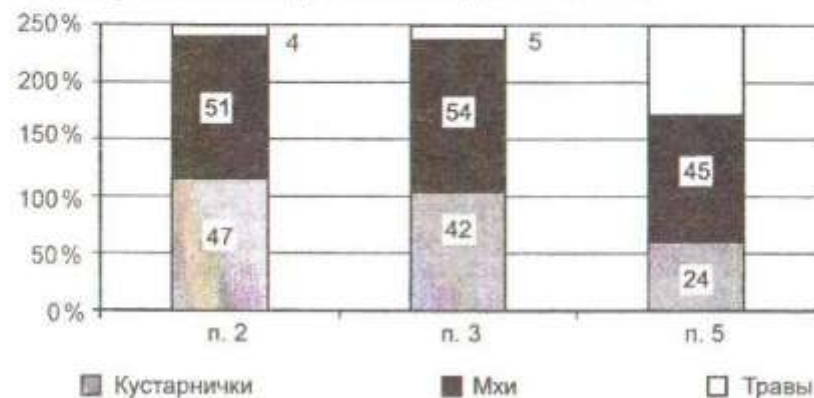


Рис. 5. Вклад разных групп растений в первичную продуктивность болотных БГЦ

Литература

1. Храмов А.А., Валуцкий В.И. Лесные и болотные фитоценозы Восточного Васюганья. Новосибирск, 1977. 219 с.
2. Валуцкий В.И., Храмов А.А. Теория и практика лесного болотоведения и гидроресомелиорации. Красноярск, 1976. С. 59–82.
3. Пьявченко Н.И. О продуктивности болот Западной Сибири // Раст. ресурсы. 1967. Т. 3, 4. С. 523–532.
4. Ефремова Т.Т., Ефремов С.П., Косых Н.П., Мироничева-Токарева Н.П., Титлянова А.А. Биологическая продуктивность и почвы болот южного Васюганья // Сибирский экологический журнал. 1994. № 3. С. 253–267.
5. Инишева Л.И., Головацкая Е.А. Элементы углеродного баланса олиготрофных болот отрогов Васюганского болота // Экология. 2002. № 4. С. 242–249.
6. Лашкина Е.Д., Королук А.Ю., Блойтин В., Мульдичров Е.Я., Валуцкий В.И. Структура растительного покрова западной части Большого Васюганского болота (на примере ключевого участка «Уза») // Сибирский экологический журнал. 2000. № 5. С. 563–576.
7. Нейштадт М.И. Возникновение и скорость развития процесса заболачивания // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. М., 1977. С. 39–48.
8. Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов И.А., Березина Н.А. и др. Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение. Тула, 2001. 584 с.

9. Шалыт М.С. Методика изучения подземной части растений // Полевая геоботаника. 1960. Т. 2. С. 369–447.
10. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 8. Л. 1989. 201 с.
11. Указания по производству снегомерных наблюдений на гидрометеорологических станциях и постах. Л., 1965. 408 с.
12. Дубынина С.С. Продуктивность травяного болота Назаровской лесостепи // Болота и заболоченные леса в свете задач устойчивого природопользования. М., 1999. С. 113–116.
13. Титлянова А.А. Что мы знаем о продукции болот? // Торфяники Западной Сибири и цикл углерода: прошлое и настоящее. Новосибирск, 2001. С. 136–139.
14. Титлянова А.А., Косых Н.П., Мироничева-Токарева Н.П. Биологическая продуктивность болот Южного Васюганья // Чтения памяти Ю.А. Львова. Томск, 1995. С. 59–63.
15. Титлянова А.А., Наумов А.В., Кудряшова С.Я., Булавко Г.И. Запасы органического углерода в почвах Сибири, эмиссия парниковых газов и сток CO₂ в почвы Западной Сибири // Тез. докл. II съезда общества почвоведов. 1996. Кн. 1. С. 221–222.
16. Базилевич Н.И. Биологическая продуктивность экосистем Северной Евразии. М., 1993. 295 с.
17. Базилевич Н.И. Биологическая продуктивность экосистем Сибири // Почвоведение. 1994. № 12. С. 51–56.
18. Базилевич Н.И. Биологическая продуктивность и круговорот веществ в болотных лесах Западной Сибири // Лесоведение. 1994. № 3. С. 23–43.
19. Пьявченко Н.И. Торфяные болота, их природное и хозяйственное значение. 1985. М., 152 с.

СОДЕРЖАНИЕ РТУТИ В ЭВТРОФНЫХ БОЛОТАХ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

Ю.А. Головацкий, Е.А. Головацкая

Институт оптического мониторинга СО РАН, г. Томск,
golovatskaya@iom.tomsknet.ru

Приводятся результаты измерения содержания ртути в эвтрофных болотах в нативном состоянии и после осушения. Показано влияние близости промышленных объектов, которое проявляется в повышенных концентрациях ртути в верхних слоях торфяной залежи.

Среди тяжелых металлов ртуть является одним из самых опасных токсикантов. Ртуть совершает миграции, как в региональном, так и в глобальном масштабах аналогично кругообороту воды в природе. Широкое применение ртути в человеческой практике началось еще в древние вре-

мена и постепенно приобрело такой размах, что объем антропогенной эмиссии приближается к объему эмиссии естественной. В геохимических циклах ртути большую роль играет ее атмосферный перенос. Ртуть из техногенных источников загрязнения поступает в окружающую среду преимущественно с осадками, поэтому особую роль приобретает изучение природных компонентов, которые могут быть индикаторами атмосферной эмиссии ртути.

Известно, что торфяные месторождения в биосфере служат гигантскими природными фильтрами. Благодаря своей высокой сорбционной способности, торф поглощает микроэлементы и очищает атмосферу [1]. Поэтому торфяные месторождения можно использовать в качестве индикаторной среды глобального переноса ртути.

Методика исследований

Исследования содержания ртути проводились в торфах эвтрофных болот Бакчарского (научно-исследовательский полигон «Васюганье») и Томского районов совместно с Сибирским НИИ торфа СО РАН. Болота Бакчарского района характеризуются экологической чистотой из-за удаленности от антропогенных источников загрязнения. В качестве нативного объекта взято болото «Самара», площадью около 400 га, расположенное на низкой левобережной террасе р. Бакчар в окрестностях д. Польшанка. Торфяная залежь относится к низинному типу топяному подтипу. Средняя мощность торфяной залежи болота составляет 3–4 м, максимальная глубина отмечена в присклоновой части террасной котловины – 5,5 м. Торфяная залежь на большей части массива имеет практически одинаковое строение и до глубины 2–3 м сверху сложена топяными гипновыми и осоково-гипновыми видами торфа. Подстилающие породы – лессовидные суглинки [2].

Болото «Таган» расположено в 13 км на юго-запад от центра г. Томска на второй надпойменной террасе р. Томь. Это болото в настоящее время частично выработано и рекультивировано. Торфяная залежь низинного типа сложена древесным, осоково-древесным и древесно-гипновым торфами. Подстилающие породы – пески [3]. На болоте «Таган» выбрано два участка – нативный и выработанный. На выработанном участке проведено остаточный слой торфяной залежи составляет 1,5 м.

На исследуемых объектах исключены другие формы загрязнения ртутью, кроме атмосферного переноса. Болото «Таган» можно рассматривать как экосистему подверженную непосредственному воздействию городских загрязнений атмосферного характера.

Отбор проб торфа проводился при помощи торфяного бура (ТБГ-1). Извлеченный торф делился на отдельные пробы по сантиметрам. До глубины 1 м пробы отбирались через 2–5 см, глубже – через 10 см. Кроме того, отбирались пробы мохового охеса с поверхности и подстилающей породы. Определение содержания ртути в торфе проводилось с помощью ртутного газоанализатора РГА-11 по доработанной методике анализа твердых проб. Предел обнаружения анализатором ртути составляет 0,1 мкг/г [4].

Результаты исследований

Результаты исследования показали, что распределение ртути по профилю торфяной залежи имеет общие закономерности на болоте «Самара» и осушенной части болота «Таган» (рис. 1, 2). Наблюдается резкое увеличение содержания ртути в верхних горизонтах торфяного профиля на глубине 20 см на болоте «Самара» и 10 см на болоте «Таган» (184 и 295 мкг/г соответственно). На большей глубине содержание ртути уменьшается до некоторого природного фоновое содержания (29 и 57 мкг/г соответственно), что соответствует естественному геохимическому фону ртути для почв и подстилающих пород юга Западной Сибири [5]. Подстилающие породы рассматриваемых объектов содержат ртути меньше, чем придонные слои торфа, что подтверждает отсутствие поступления ртути из подстилающих пород.

Повышенная концентрация ртути в торфах болота «Таган» объясняется близостью города Томска. В то время как максимальное содержание ртути в торфах болота «Самара» в целом соответствует среднему максимальному содержанию ртути в торфах нативных участков болот, удаленных от источников антропогенного загрязнения [6].

Как отмечено выше, основным источником поступления ртути в торф является атмосфера. Поглощенная растениями ртуть закрепляется в них и остается в связанном виде в торфе на многие годы. Таким образом, на основе данных по содержанию ртути в торфяной залежи можно получить оценочную датировку ртутного загрязнения в зависимости от глубины и скорости прироста торфа. Скорость прироста торфяной залежи составляет приблизительно 1 мм (от 0,6 до 2,4 мм) в год [7, 8]. Согласно полученным данным, максимальные концентрации ртути в торфе соответствуют интенсивному использованию ртути в мировой промышленности в течение последних 250 лет. Производство и потребление ртути в мире стабильно росло вплоть до конца 60-х гг., но в дальнейшем наступил значительный спад – примерно в 1,5 раза, что было обусловлено резким ужесточе-

нием экологического законодательства в развитых странах [9]. Уменьшение потребления ртути выразилось в снижении содержания ртути в поверхностном слое торфа.



Рис. 1. Распределение ртути по профилю торфяной залежи болота «Самара»



Рис. 2. Распределение ртути по профилю торфяной залежи болота «Таган»

На осушенном участке болота «Таган» верхняя часть торфяной залежи снята, из-за чего не наблюдается характерный пик высокого содержания

ния ртути. Однако в верхней части торфяного профиля наблюдаются более высокие концентрации ртути, что свидетельствует о поступлении атмосферной ртути в настоящее время с момента выработки до сегодняшних дней (около 25 лет).

Концентрация ртути в моховом очесе, подстиляющей породе и максимальная концентрация ртути в торфе представлены на рис. 3. Наибольшее содержание ртути в моховом очесе наблюдается на нативном участке болота «Таган», минимальное на болоте «Самара». Содержания ртути в подстиляющей породе на обоих объектах близки по значениям (24 и 17 нг/г соответственно) и соответствуют фоновым значениям [5].

Исследуемое болото «Самара», как выше уже указывалось, можно принять за экологически чистый объект, так как оно достаточно удалено от каких-либо промышленных объектов. Тот факт, что профиль концентрации ртути в торфе исследуемого болота отражает тенденции общемирового производства и потребления ртути, позволяет нам заключить, что благодаря глобальному атмосферному переносу ртути, в мире не осталось районов свободных от ртутного загрязнения. Это утверждение подкрепляется результатами других исследований в различных точках земного шара. Глубинные профили содержания ртути сходные с нашими данными обнаружены как в торфе в Патагонии, так и во льдах Антарктиды [7].



Рис. 3. Содержание ртути в компонентах торфяной залежи

При оценке загрязнения торфяной залежи ртутью следует учитывать целый ряд факторов, приводящих к большому разбросу результатов измерения концентрации. К таким факторам относятся: размер частиц торфа, их сорбционная способность, происходящие в торфе биохимические и физико-химические процессы, температурный режим почвы и другие. В ряде работ отмечена различная сорбционная способность торфов раз-

ного ботанического состава. Следует отметить, что для уточнения этих факторов требуются дальнейшие исследования. Более полное обследование исследуемой территории позволит провести ртутное картирование исследуемого района, оценить количество ртути выпадающей на 1 м² в год, получить информацию по ртутному мониторингу болотных экосистем в зависимости от вида торфа и глубины его залегания, уровня болотных вод и типа болота.

Литература

1. Васюганское болото (природные условия, структура и функционирование) / Под ред. Л.И. Инишевой. Томск, 2000. 136 с.
2. Головацкая Е.А. Элементы углеродного баланса биогеоценозов в системе олиготрофных и эвтрофных болот южно-таежной подзоны Томской области: Дисс. ... канд. биол. наук. Томск, 2002. 152 с.
3. Геологический отчет о детальной разведке и доразведки торфяного месторождения «Таган» Томской области и Томского района. Горький, 1981.
4. Газоанализатор ртутный РГА-11. Техническое описание и инструкция по эксплуатации. АМЯ 2.770.001. Томск, 1990.
5. Аношин Г.Н., Маликова И.Н., Ковалев С.И. и др. Ртуть в окружающей среде Западной Сибири // Химия в интересах устойчивого развития. 1995. Т. 3. № 1-2. С. 69-113.
6. Головацкий Ю.А. Содержание ртути в торфоболотных экосистемах // Современные проблемы физики и технологии: Сб. статей молодых ученых. Томск, 2001. С. 248-251.
7. H. Biester, R. Kilian, C. Hertel, H.F. Schuler Elevated Mercury Concentrations in Southern Patagonian Peat Bogs – An Anthropogenic Signal // II the Annual International Conference on Heavy Metals in the Environment (J. Nriagu, Editor), Contribution #1029. University of Michigan, School of Public Health, Ann Arbor, MI, 2000 (CD-ROM).
8. Нейштадт М.И. Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. М., 1977. С.39-48.
9. Ртуть в окружающей среде Сибири: оценка вклада природных и антропогенных источников. Итоговый доклад временного научного коллектива по проекту СКОПЕ «Оценка распространения ртути и ее роли в экосистемах», 1994-95 гг. 30 с.

ДИСЛОКАЦИЯ ВИДОВ И ЭКОЛОГО-ЦЕНОТИЧЕСКИХ ГРУППИРОВОК МХОВ НА БОЛОТАХ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ВОДНО-МИНЕРАЛЬНОГО ПИТАНИЯ

И.А. Гончарова

Институт леса им. В. Н. Сукачева СО РАН, г. Красноярск,
Institute@forest.akadem.ru

Построены вертикальные профили для изучения пространственного размещения видов и эколого-ценологических группировок мхов на болотах трех типов водно-минерального питания: олиготрофном, олиго-мезотрофном и евтрофном. Приводятся данные о площади покрытия и встречаемости различных видов мхов. Сделан вывод о значительном влиянии относительных высот элементов микро-рельефа, уровня почвенно-грунтовых вод и освещенности на размещение мхов.

В пределах Субарктики и бореальной зоны мхи играют большую роль в составе сообществ тундр, лесов и главным образом болот, где они часто являются эдификаторами. Образование экологических форм и территориальное размещение мхов связаны не только с увлажненностью местообитаний, но и с условиями минерального питания [1–5]. Несмотря на то, что эколого-фитоценологические особенности мхов положены в основу классификации болотной растительности, анализу их дислокации уделяется недостаточно внимания. Большинство публикаций, характеризующих соподчиненность растительных группировок с условиями местопроизрастания, относятся к сосудистым растениям, которые, естественно, не могут отразить в полной мере закономерности пространственной структуры и продуктивности фитоценозов в гидроморфных условиях. В связи с этим представляется целесообразным дифференцированно оценить особенности размещения различных видов и эколого-ценологических группировок мхов.

Методика исследований

Исследования проводились на лесоболотном стационаре Института леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, который располагается в северной части междуречья Оби и Томи на территории Тимирязевского лесхоза Томской области.

Объекты изучения располагались на болотных массивах различных типов водно-минерального питания (олиготрофные, олиго-мезотрофные и евтрофные). В качестве примера олиготрофного болота выбран Кир-

гизный болотный массив, чей генетический центр занимает бессточную котловину на водоразделе небольших речек – Еловки и Жуковки, относящихся к системе р. Томи. Максимальная длина его – 2,7 км, ширина – 1,2 км, площадь – 180 га. С учетом периферийных участков и локальных заторфованных котловин, примыкающих к массиву, общая заболоченная площадь составляет 260 га. Поверхность торфяника имеет ярко выраженную выпуклую форму. Центральная часть, занятая густыми однорядными сосняками кустарничково-сфагновыми («рослый» и «низкий» рямы), возвышается над плоской периферией на 2–3 м. Неширокая окраинная полоса сильно увлажнена и представлена слабооблесенным осоково-сфагново-кустарничковым комплексом мезотрофного типа. Почвенная поверхность всюду имеет контрастное расчленение на элементы микро-рельефа. Распространение деревьев, как правило, приурочено к положительным элементам. Мощность торфяной залежи в генетическом центре достигает 5,5 м. Степень проективного покрытия травяно-кустарничкового яруса составляет 35–40% на периферии болота и 60–5% на вершине. Преобладают хамаедафне (*Chamaedaphne calyculata* (L.) Moench), осоки (*Carex globularis* L., *C. limosa* L., *C. rostrata* Stokes), пушица влагалищная (*Eriophorum vaginatum* L.), морошка (*Rubus chamaemorus* L.) и другие виды, но их распределение крайне неравномерное по площади болота. В нижнем подъярусе находятся брусника (*Vaccinium vitis-idaea* L.) и черника (*Vaccinium myrtillus* L.), среди которых встречаются подбел (*Andromeda polifolia* L.), клюква (*Oxycoccus palustris*), морошка, рослянка круглолистная (*Drosera rotundifolia* L.), довольно равномерно распределенные по сфагновому ковру микропонижений.

На Кирсановском болотном массиве, выбранном в качестве примера болота олиго-мезотрофного типа преобладают крупнобугорковые комплексы с перепадом высот от 0,7 м до 1,5 м. Общее проективное покрытие положительными элементами достигает 65–70%. В древесном ярусе преобладают разновозрастные поколения сосны с незначительным участием березы и кедра. Крупнобугорковые комплексы заняты мохово-лишайниково-кустарничковыми группами ассоциаций. Мочажинны и межбугорковые понижения сильно обводнены и представлены осоково-сфагново-пушицевыми группировками с примесью шейхцерии (*Scheuchzeria palustris* L.). Травяно-кустарничковый ярус довольно беден видовым составом. Присутствуют осоки (*Carex lasiocarpa* Ehrh., *C. globularis* L.), вейники (*Calamagrostis canescens* (Web.) Roth, *C. neglecta* (Ehrh.) Gaertn., Mey. & Scherb.), багульник, кассандра, андромеда, пушица влагалищная, брусника, морошка.

Жуковское болото евтрофного типа залегает в котловине частично затопляемой прирусловой зоны поймы р. Жуковки. Оно питается напорными грунтовыми водами, поступающими в торфяную залежь из мощных водоносных горизонтов различных уровней залегания, вскрытых эрозией еще до начала образования торфяника. Поверхность болота относительно плоская, густо покрытая осоковыми кочками (около 60 %). Высота кочек 20–50 см, поперечные размеры от 25 см и больше. Помимо кочек, много бугорков, образовавшихся вследствие обрастания скелетных корней деревьев, старых пней и колод валежника мхами. Древостой образован кедром с участием ели, сосны, лиственницы и березы. Подлесок довольно редкий. Основное значение в нем имеют куртины можжевельника (*Juniperus communis* L.). Кроме того, встречаются черемуха (*Padus avium* Mill.), жимолость голубая (*Lonicera caerulea* L.), красная и черная смородина (*Ribes nigrum* L., *R. glabellum* (Trautv. & C.A. Mey) Hedl., рябина (*Sorbus sibirica* Hedl.) и др.

На всех вышеперечисленных болотных массивах были заложены пробные площади размером 10×10 м, на которых проводились геоботанические описания. Видовой состав мхов определялся с использованием бинокулярной лупы МБС-9 и микроскопа МБИ-3 по [6–9]. Семейства и роды трактуются в целом в соответствии с системой В. Бротеруса [10]. Названия мхов приводятся согласно аннотированному списку видов мохообразных [11].

Для изучения пространственного размещения мхов мы использовали метод построения вертикальных профилей мохового покрова болот [12]. Для зарисовки профиля на расстоянии 10 м друг от друга забивались колья, по которым туго натягивался шнур, разделенный метками на метровые отрезки. Шнур натягивался горизонтально на высоте 50–110 см (в зависимости от высоты элементов микрорельефа) над поверхностью моховой дернины, и от него промерялись и переносились на чертеж все элементы микрорельефа и расположенные на них виды мхов. Площадь проективного покрытия и встречаемость мхов определялась по стандартной методике [13]. За единицу учета принимались дерновины площадью не менее чем 5×5 см.

Результаты исследований

Значение каждого вида в жизни фитоценоза определяется не только принадлежностью к определенной жизненной форме, но и его обилием и встречаемостью [13]. В ходе наших исследований выявлены доминиру-

Площадь проективного покрытия и встречаемость мхов на болотах различных типов водно-минерального питания

III	Тип питания	Вид мха	Площадь покрытия, %	Встречаемость, %
1	олиготрофный	<i>Aulacomnium palustre</i>	<1	30
		<i>Dicranum polysetum</i>	10	100
		<i>Hylocomium splendens</i>	<1	20
		<i>Polytrichum strictum</i>	5	40
		<i>Pleurozium schreberi</i>	10	100
		<i>Sphagnum angustifolium</i>	20	70
		<i>S. fuscum</i>	20	90
		<i>S. capillifolium</i>	10	90
		<i>S. magellanicum</i>	10	80
		<i>S. rubellum</i>	<5	10
		<i>S. russowii</i>	5	70
		<i>Tomentypnum nitens</i>	<1	30
2	олиго-мезотрофный	<i>Aulacomnium palustre</i>	<1	20
		<i>Dicranum polysetum</i>	5	40
		<i>Pleurozium schreberi</i>	5	50
		<i>Polytrichum commune</i>	<5	10
		<i>P. strictum</i>	5	70
		<i>Pseudobryum cinclidioides</i>	<1	20
		<i>Sphagnum angustifolium</i>	15	70
		<i>S. fuscum</i>	15	70
		<i>S. magellanicum</i>	10	60
		<i>S. russowii</i>	<5	30
3	евтрофный	<i>Aulacomnium palustre</i>	5	30
		<i>Calliergon giganteum</i>	5	70
		<i>Climacium dendroides</i>	5	10
		<i>Dicranum polysetum</i>	<5	40
		<i>Helodium blandowii</i>	<5	30
		<i>Hylocomium splendens</i>	10	80
		<i>Pleurozium schreberi</i>	10	100
		<i>Polytrichum strictum</i>	5	60
		<i>Pseudobryum cinclidioides</i>	5	90
		<i>Ptilium crista-castrensis</i>	<5	50
		<i>Sphagnum centrale</i>	10	90
		<i>S. girgensohnii</i>	10	90
		<i>S. squarrosum</i>	5	50
		<i>S. warnstorffii</i>	10	90
<i>S. wulfianum</i>	<5	40		

ты и содоминанты мохового яруса, площадь покрытия и встречаемость мхов (табл.). Встречаемость выражает суммарный результат равномерности распределения видов и их обилия.

На вершине Киргизного болота олиготрофного типа (ПП 1) был заложен профиль длиной 10 м (рис. 1). От окраины болота к вершине возрастают густота древостоев и сомкнутость крон, в связи с чем, увеличивается доля зеленых мхов при одновременном уменьшении доли сфагновых мхов. Моховые подушки высотой 15–20 см на вершине болота заняты *S. fuscum*, *S. magellanicum*, *S. capillifolium*, а приствольные моховые бугры высотой 30–35 см – зелеными мхами *Dicranum polysetum*, *Pleurozium schreberi*. В примеси встречается *S. russowii*, незначительно – *S. rubellum*, *Tomentypnum nitens*, *Aulacomnium palustre*. В межбугорковых понижениях произрастает *S. angustifolium*.

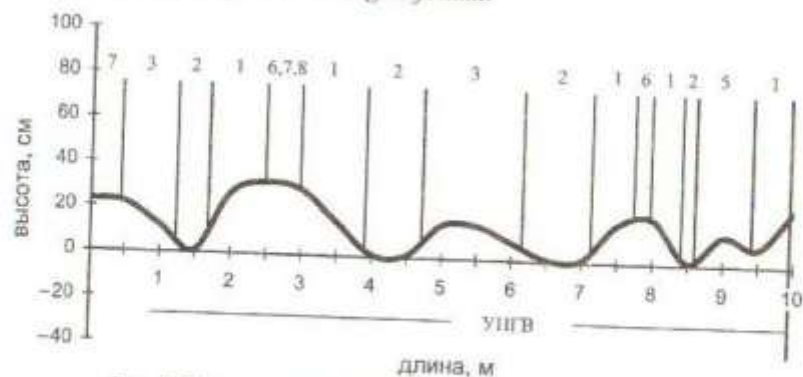


Рис. 1. Вертикальный профиль олиготрофного болота (ПП 1)
1 – *Sphagnum fuscum*; 2 – *S. angustifolium*; 3 – *S. capillifolium*; 4 – *S. russowii*;
5 – *S. magellanicum*; 6 – *Pleurozium schreberi*; 7 – *Dicranum polysetum*;
8 – *Polytrichum strictum*

Профиль Кирсановского болотного массива (ПП 2) представлен на рис. 2. На вершинах бугров произрастают *Sphagnum fuscum*, *Dicranum polysetum*, *Pleurozium schreberi*, *Aulacomnium palustre*. Небольшие микроповышения высотой до 25 см заняты *Sphagnum magellanicum*, *S. russowii*, *Polytrichum strictum*. В незначительном количестве присутствует *Pseudobryum cinclidioides*. В обводнённых мочажинах встречается *Sphagnum angustifolium*. На окраине болота широкой полосой произрастает *Polytrichum commune*.

Вертикальный профиль был заложен в притеррасной кедрово-еловой согре (ПП 3) на Жуковском болоте (рис. 3).

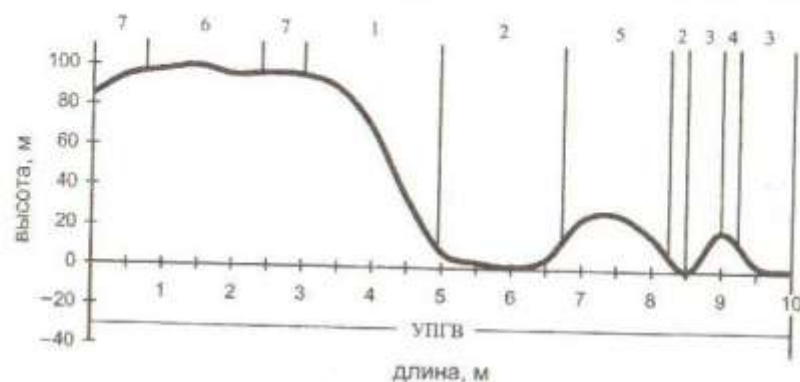


Рис. 2. Вертикальный профиль олиго-мезотрофного болота (ПП 4):
1 – *Sphagnum fuscum*; 2 – *S. angustifolium*; 3 – *S. russowii*; 4 – *Polytrichum strictum*;
5 – *S. magellanicum*; 6 – *Pleurozium schreberi*; 7 – *Dicranum polysetum*

При анализе распределения мхов в притеррасной согре Жуковского болота было выяснено, что на валежнике, возвышающемся над поверхностью почвы на 20–25 см, т. е. в условиях максимальной сухости субстрата и при высокой освещенности, находится приоритетная экологическая ниша зеленых мхов. Здесь произрастают мезоолиготрофные мезофиты *Pleurozium schreberi*, *Dicranum polysetum*, а в качестве примеси к вышеперечисленным видам – *Helodium blandowii*, являющийся евтрофным

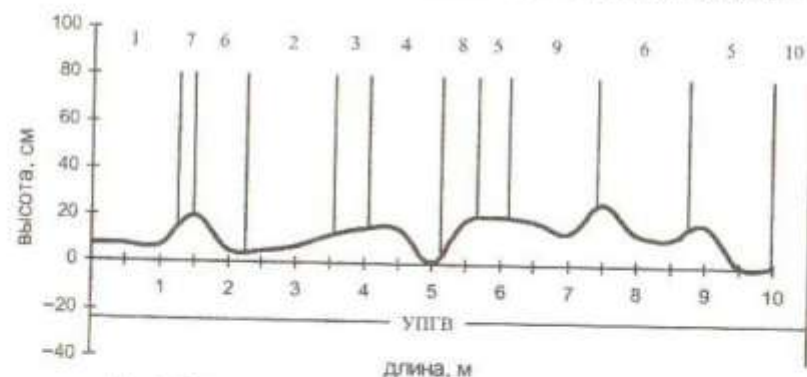


Рис. 3. Вертикальный профиль евтрофного болота (ПП 3):
1 – *Sphagnum warnstorffii*; 2 – *S. girgensohnii*; 3 – *Hylocomium splendens*;
4 – *S. wulfianum*; 5 – *S. squarrosum*; 6 – *Pleurozium schreberi*;
7 – *Dicranum polysetum*; 8 – *Calliergon giganteum*; 9 – *S. centrale*;
10 – *Pseudobryum cinclidioides*

гигрофитом. На микроповышениях высотой до 20 см встречаются евтрофные гигрофиты: *Sphagnum centrale*, *S. warnstorffii* и *S. girgensohnii*. К сфагновым мхам примешивается в незначительном количестве зеленый мох, гигрофит, *Aulacomnium palustre*. В напочвенном покрове, на приствольных повышениях произрастает *S. wulfianum*, *Hylocomium splendens*. В незначительной примеси вместе с ним встречается *S. centrale* и *Pleurozium schreberi*. В сырых межкочьях и мочажинах доминантами являются гигрофиты *S. squarrosum* и *Pseudobryum cinclidioides*. Западины под валежниками, достаточно часто встречающиеся в притеррасной согре, заняты евтрофным гигрофитом *Calliergon giganteum*.

Из вышеприведенных данных видно, что на болотах изученных типов водно-минерального питания ведущую роль играют мхи, относящиеся к экологической группе гигрофитов (*Sphagnum fuscum*, *S. centrale*, *S. girgensohnii*, *S. angustifolium*, *S. capillifolium*), предпочитающие положительные элементы микрорельефа с диапазоном высот от 5 до 100 см. Площадь проективного покрытия и встречаемость видов данной группы достаточно высоки. Гигрогидрофиты (*Sphagnum squarrosum*, *S. warnstorffii*, *Pseudobryum cinclidioides*) и гидрофиты (*Calliergon giganteum*) отмечены только на отрицательных элементах микрорельефа на болотах евтрофного типа. Площадь их проективного покрытия составляет 5–10 %, а суммарная площадь проективного покрытия мхов данной группы составляет в среднем 15 %. Значения встречаемости мхов колеблются в широких пределах – от 20 % до 90 %. Мезогигрофиты (*Polytrichum strictum*, *P. commune*) произрастают на болотных массивах олиготрофного, олиго-мезотрофного и мезо-евтрофного типов. Площадь проективного покрытия не превышает 5 %, тогда как показатели встречаемости варьируют от 10 % до 90 %. Мезофиты (*Pleurozium schreberi*, *Dicranum polysetum*, *Ptilium crista-castrensis*) произрастают на болотах всех типов. Фитоценологический оптимум этой группы находится в верхних поясах положительных элементов микрорельефа. Встречаемость данных видов достигает достаточно больших значений – 40–100 %, но в силу того, что данные виды образуют дерновины незначительной площади, площадь проективного покрытия составляет 5–10 %.

Таким образом, по результатам исследований, можно сделать следующее обобщение.

1. На изученных болотных массивах в качестве доминантов и содоминантов мохового яруса было выявлено 25 видов, относящихся к 12 родам, 11 семействам. Все отмеченные виды были отнесены к трем основным типам жизненных форм: дерновинки, сплетения, древовидный тип.

2. Индивидуальная толерантность видов мхов к локальным условиям среды отражается в мозаичном характере распространения мхов на болотах. Наибольшее значение имеют распределение относительных высот элементов микрорельефа, степень обводнения субстрата и освещенность.

Литература

1. Green B.H. Factors influencing the spatial and distribution of *Sphagnum imbricatum* Hornsch. Ex Russ // British Isles. J. Ecol. 1968. Vol. 56. № 1. P. 102–115.
2. Richards P.W. Ecology of mosses // Manual of Bryology, 1932. 458 p.
3. Раменский Л.Г. Введение в комплексное почвенно-геоботаническое исследование земель, 1938. 119 с.
4. Абрамов И.И. Проблема эндемизма у листостебельных мхов. Л., 1969. 56 с.
5. Streeter D.T. Bryophyte ecology // Sci. Progr., 1970. Vol. 58. № 231–232. P. 419–434.
6. Мульдьяров Е.Я. Определитель листостебельных мхов Томской области. Томск, 1990. 208 с.
7. Савич-Любичкая Л.И., Смирнова З.Н. Определитель сфагновых мхов СССР. 1968. 715 с.
8. Абрамова А.А., Савич-Любичкая Л.И., Смирнова З.Н. Определитель листостебельных мхов Арктики СССР. М.; Л., 1961. 685 с.
9. Бардунов Л.В. Определитель листостебельных мхов Центральной Сибири. Л., 1969. 319 с.
10. Brotherus V.F. Musci. Die Natuerlichen Pflanzenfamilien, 2-nd. Leipzig, 1924–1925. S. 1–10, S. 478 (1924); S. 2–11, S. 542 (1925).
11. Игнатов М.С., Афонина О.М. Список мхов территории бывшего СССР // Arctoa, 1992. № 1. С. 1–87.
12. Львов Ю.А. Методические материалы к типологии и классификации болот Томской области // Типы болот СССР и принципы их классификации. Л., 1974. С. 188 – 194.
13. Воронов А.Г. Геоботаника. М., 1973. 382 с.

ХАРАКТЕРИСТИКА ТОРФЯНЫХ РЕСУРСОВ ЛАНДШАФТНОГО ЗАКАЗНИКА «ВАСЮГАНСКИЙ»

А.Э. Езупенко

Красноярский государственные педагогический университет,
alexey_2407@mail.ru

В работе обсуждается проблема создания особо охраняемой территории на Васюганском болоте. Дана характеристика торфяных ресурсов рассматриваемой территории и определены направления их использования.

Вопрос о создании комплексной особо охраняемой территории высшего ранга в районе Васюганского болота впервые был поднят в 50-е годы прошлого столетия. В перспективном плане развития географической сети заповедников, была определена необходимость создания в Западной Сибири Васюганского заповедника в верховьях рек Васюгана или Демьянки [1]. Позднее в бассейне р. Васюган предполагалось создание заказника для сохранения типичного таежного фаунистического комплекса и очага размножения основных промысловых видов. В настоящее время возможность организации заповедника в верховьях Васюгана утрачена, вследствие освоения этого района нефтегазодобывающей отраслью. В 1992 году, в связи с разработкой Игольско-Талового месторождения нефти, был упразднен бобровый заказник на реке Чертала – правом притоке Васюгана в Томской области. Положительные тенденции в пользу сохранения ландшафтов Васюганского болота начались в рамках общероссийской компании по инвентаризации особо ценных водно-болотных угодий и подготовке стратегии охраны водно-болотных угодий России [2, 3]. На межрегиональном совещании представителей Международной Ассоциации «Сибирское соглашение» в 1998 г. в г. Новосибирске были определены намерения создания межрегионального ландшафтного заказника «Васюганский» с приданием ему статуса водно-болотного угодья международного значения. Однако только через пять лет при поддержке международной организации «Глобальная торфяная инициатива» (GPI) начались предпроектные работы и исследования территории [3]. В настоящее время Васюганское болото относится к первоочередным объектам для внесения в список водно-болотных угодий, охраняемой Рамсарской конвенцией по водно-болотным угодьям [4]. В случае создания ландшафтного заказника в системе Васюганского болота, т.е. при определенной гарантии сохранения его территории в рамках природоохранного законодательства (что осложнено его несовершенством), болото может претендовать на получение статуса территории всемирного наследия ЮНЕСКО и возможное получение такого статуса для всего Васюганского болота.

Целью данной работы явилось изучение торфяных ресурсов на выделяемой под заказник территории.

Методика исследований

Территория заказника «Васюганский» полностью расположена в пределах южной части Бакчарского района Томской области. Южная граница протягивается вдоль границы с Новосибирской областью; на северо-

западе граничит с Парабельским районом Томской области. Восточная граница проходит в районе верхнего течения р. Бакчар и южнее – до верховья р. Икса.

В геолого-геоморфологическом отношении территория планируемого заповедания располагается в центральной части Васюганского плато, лежащее на высоте 111–149 м и представляет собой плохо дренированную переувлажненную равнину, сложенную флювиогляциальными и озерно-аллювиальными осадками среднечетвертичного возраста, мощностью до 60 м [5, 6].

Для достижения поставленной цели определены границы заповедуемой части Васюганского болота, подсчитаны площадь территории проектируемого заказника и запасы торфа, а также определены направления его использования.

Результаты исследований

Территория проектируемого заказника, находящаяся в пределах Томской области, занимает площадь 426139 га, из которых 225546 га являются торфяными болотами (по материалам лесоустройства Бакчарского лесхоза 1988 г.). Общая площадь в границах промышленной залежи (средняя глубина 2,20 м) составляет около 225 тыс. га, с запасами торфа в расчете на 40% влажность 614946,4 тыс. т [7] (далее запасы торфа приводятся в пересчете на 40% влажность). Все торфяное месторождение «Васюганское» имеет площадь 5269437 га и запасы 4863380 тыс. т, а заповедуемая территория соответственно занимает 8,09 и 4,63%.

На территории проектируемого заказника встречаются верховая, низинная, переходная и смешанная типы залежи. Большая часть площади представлена торфами низинного типа. Так, общая площадь низинной залежи (лесная и топяная) составляет 91,2 тыс. га с запасами торфа 280055 тыс. т. Верховая залежь занимает площадь 759 тыс. га. Запасы торфа составляют 162323,8 тыс. т. Преобладающим видом торфа является фускум (65%). Переходная (топяная и лесо-топяная) залежь представлена в виде отдельных участков общей площадью 46,6 тыс. га с запасами торфа 133990,6 тыс. т. Залежь сложена в равной степени осоково-сфагновым и сфагновым переходными видами торфов. Общая площадь смешанной (топяной) залежи на территории заказника составляет 11349,4 га с запасами торфа составляют 38578 тыс. т. Преобладающими видами торфов (до 80%) являются осоково-сфагновый переходный, древесно-сфагновый переходный, сфагновый переходный.

Таким образом, общая площадь низинной залежи составляет – 40,6% от территории заказника, верховая – 33,7%, переходная – 20,7%, смешанная – 5,0%

Проведем оценку торфяных запасов по направлению использования. Торфяные запасы территории заказника можно распределить по критериям, предложенным Л.И. Инишевой с соавт. для запасного и разрабатываемого фондов [8]. В запасной фонд выделены месторождения с битуминозным и гидролизным сырьем, а также для получения топлива для металлургии, гуминовых кислот.

Торфа территории проектируемого заказника являются ценным сырьем для сельского хозяйства, энергетики и химической переработки. Так, на территории заказника выделяются запасы битуминозного сырья – 162323, тыс. т. Сырьем для него служит верховой тип торфа со степенью разложения не более 34% и зольностью не более 6% [8]. Для производства гуминовых кислот (степень разложения не более 25%, зольность до 10%), запасы торфа составляют 133990 тыс. т, для металлургического топлива (средняя степень разложения, зольность не более 7%) – 200901,8 тыс. т. Но по известным критериям, выделяемым для Томской области [8], этих запасов недостаточно для отнесения в запасной фонд.

По критериям для разрабатываемого фонда [7] на территории заказника выделяются запасы торфа топливного, фрезерного со степенью разложения более 10–15% и зольностью менее 23%, что составляет 480986,8 тыс. т.

Торфа со степенью разложения более 10–15% могут использоваться и как сырье для газификации, позволяющей получать металлургический кокс для производства железа с малым содержанием углерода [6, 8].

Запасы торфа, для использования в сельском хозяйстве в качестве удобрений на торфяной основе ТМАУ-1 и ТМАУ-2 (степень разложения более 15%, зольностью менее 2,%) составляют 133990,6 тыс. т.

Однако, удаленность и неосвоенность района, отсутствие близлежащих транспортных магистралей, сильно усложняют на планируемой территории заказника промышленную разработку торфяных месторождений. Таким образом, торфяные месторождения могут быть оставлены в естественном состоянии, что является обоснованным для создания проектируемой охраняемой территории.

Работа выполнена под руководством чл.-корр. РАСХН Л.И. Инишевой.

Литература

1. Покровский В.С., Руковский Н.Н. Зоологические заказники // Примечательные ландшафты СССР и их охрана. М., 1967. С. 126–143.
2. Валудский В.И., Семенова Н.М., Куковский В.С. и др. О необходимости охраны Большого Васюганского болота на Обь-Иртышском водоразделе // География и природные ресурсы. 2000. № 3. С. 32–38.
3. Семенова Н.М., Валудский В.И., Баженов В.А., Огурцов Н.И. Создание ландшафтного заказника в системе Большого Васюганского Болота // Большое Васюганское болото. Томск, 2002. 230 с.
4. Олюнин В.Н. Особенности строения Васюганского и приобского плато // Природные условия и особенности хозяйственного освоения северных районов Западной Сибири. М., 1969. С. 19–30.
5. Отчет о предварительной разведке Восточного участка II очереди торфяного месторождения «Васюганское», расположенного в Томской и Новосибирской областях. Кн. 1. Горький, 1968.
6. Водно-болотные угодья России. Т. 3. Водно-болотные угодья, внесенные в перспективный список Рамсарской конвенции. М., 2000. 490с.
7. Отчет о предварительной разведке Восточного участка II очереди торфяного месторождения «Васюганское», расположенного в Томской и Новосибирской областях. Кн.1. Горький, 1968.
8. Инишева Л.И., Архипов В.С., Маслов С.Г., Михантьева Л.С. Торфяные ресурсы Томской области. Новосибирск, 1995. 88 с.
9. Лиштван И.И., Базин Е.Т., Гамаюнов Н.И., Терентьев А.А. Физика и химия торфа. М., 1989. 304 с.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ БОЛОТНЫХ ВОД ОЛИГОТРОФНЫХ ЛАНДШАФТОВ

Е.Э. Езупенок

Томский государственный педагогический университет,
Сибирский научно-исследовательский институт торфа СО РАСХН, г. Томск,
lena2701@yandex.ru

В работе анализируются результаты химического состава болотных вод олиготрофных ландшафтов бассейна р. Ключ, притока р. Бакчар, проведенные в течение вегетационного периода 2002 г. Показано, что для вод исследуемых ландшафтов характерны высокие концентрации макро- и микроэлементов, а также гумусовых веществ.

Болота занимают 4% суши и аккумулируют около 4,3 тыс. км³ воды. В связи с этим они являются важнейшим фактором и условием воспроизводства водных ресурсов. Их гидрологическая роль в биосфере заклю-

чается в том, что они служат источником не только парообразной воды, но и аккумуляторами огромной массы пресной.

В болотах Западной Сибири заключено 1000 км³ болотной воды. Болотные воды значительно отличаются от других природных вод. Они обогащены органическим веществом гумусовой природы, не содержат растворенного кислорода, обладают низкой степенью минерализации. Таким образом изучение вещественного состава вод в торфяно-болотных экосистемах, несомненно, представляет собой актуальный предмет исследования. В данной работе приводятся исследования вещественного состава болотных вод за вегетационный период 2002 г. в системе олиготрофных сопряженных ландшафтов, образующих единый ландшафтно-геохимический профиль.

Методика исследований

Согласно ландшафтно-геохимическому районированию Западно-Сибирской равнины исследуемая территория относится к болотно-таежной области мало- и среднепродуктивной с заторможенным и малой емкости биологическим круговоротом кальциево-азотного типа в сочетании с кремнево-азотным, кислым глеевым классами водной миграции с йодным, йодно-бромными и бромными подземными водами [1].

Ландшафтный профиль расположен на водосборной площади р. Ключ, притока р. Бакчар. На ландшафтном профиле заложены пункты наблюдений за составом болотных вод на разных биогеоценозах (БГЦ): открытая топь (п. 5), низкий рям (п. 3), высокий рям (п. 2). Строение торфяной залежи каждого БГЦ ландшафтного профиля имеет свои особенности. Мощность торфяной залежи осоково-сфагнутой топи достигает 2,7 м. До глубины 1 м она сложена верховым сфагнуто-мочажинным торфом, затем следует переходный осоково-сфагновый торф и в основании залегает пласт низинного торфа древесного и папоротникового видов. Мощность торфяной залежи низкого рьяма составляет 3 м. Верхняя часть залежи до глубины 1,5 м представлена двумя видами верхового торфа. Далее – слой переходного пушицево-сфагнутого торфа. В основании залежи залегает пласт низинного травяного торфа. Торфяная залежь высокого рьяма имеет мощность 0,9 м и полностью представлена торфом переходного типа: осоково-пушицевым и древесно-пушицевым.

Торфяная залежь исследуемого ландшафтного профиля залегает на мощной толще глинистых отложений, которые являются карбонатными [2].

На протяжении вегетационного периода 2002 г. велись наблюдения за стоком р. Ключ на оборудованном гидрометрическом посту, согласно [3].

Болотную воду на анализ отбирали в колодцах на каждом пункте ландшафтного профиля, глубина колодца составляет 1 м. Макрокомпонентный состав болотных вод выполнялся по общепринятым методикам в лаборатории общих анализов СибНИИТ СО РАН. Определение микроэлементов проводилось по аттестованной методике количественного атомно-эмиссионного анализа с приготовлением плотного остатка по ГОСТ 27784–88. Для спектрального определения содержания элементов в болотных водах использовался кварцевый спектрограф СТЭ-1. Проба помещается в катер угольного электрода и анализируется в дуге переменного тока. Спектр регистрируется на фотопластине ПФС-02. Относительная погрешность метода для исследуемых элементов составляет 25–30 %.

Результаты исследований

В целом болотные воды исследуемой территории кислые и слабокислые, отличаются низкой минерализацией, повышенным содержанием органического вещества, что подтверждается данными по содержанию ФК и ГК. Обращает на себя внимание отсутствие содержания в них гидрокарбонат-иона (HCO_3^-), что связано с низкими значениями pH, а значит и отсутствием угольной кислоты в недиссоциированной форме. Среди катионов доминирует Ca^{2+} , на втором месте – Mg^{2+} , среди анионов – SO_4^{2-} , Cl^- . Таким образом, болотные воды на уровне группы, типа, класса по классификации вод [4] относятся к холодным, глеевым, преимущественно слабокислым. При детализации на более низком таксономическом уровне изучаемые воды относятся к сульфатно-хлоридно-кальциевым. Таким образом, химический состав болотных вод аналогичен типичным болотным водам других болотных районов [5, 6, 7, 8].

В целом болотные воды исследуемой территории по сравнению с болотными водами России [9] отличаются более высоким содержанием катионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ а также анионов SO_4^{2-} , Cl^- . Вместе с тем, сравнение болотной воды исследуемых БГЦ ландшафтного профиля с аналогичными водами других болотных территорий Западной Сибири [7] показало, что исследуемые воды характеризуются более низким содержанием как вышеуказанных катионов, так и аниона Cl^- в среднем в 3,5, 2, 1,2, 8 раза соответственно.

Проведем анализ болотных вод, отобранных из каждого пункта ландшафтного профиля (табл. 1). Установлено, что воды торфяных залежей осоково-сфагнутой топи и низкого рьяма по макрокомпонентному составу различаются незначительно. Напротив, если сравнить болотные воды вышеуказанных пунктов с болотными водами п. 2, то можно отметить,

Таблица 1

Химический состав болотных вод, мг/л
(в числителе – пределы содержания; в знаменателе – среднее значение)

Компоненты	БГЦ ландшафтного профиля		
	открытая топь	низкий рям	высокий рям
pH	<u>3.7-5.3</u> 4.0	<u>3.5-4.2</u> 3.9	<u>4.2-4.5</u> 4.3
Ca ²⁺	<u>3.7-8.7</u> 5.3	<u>2.8-7.5</u> 5.2	<u>4.6-8.8</u> 7.4
Mg ²⁺	<u>1.7-6.2</u> 3.0	<u>1.5-3.8</u> 2.6	<u>1.9-7.8</u> 4.7
K ⁺	<u>0.7-1.3</u> 1.0	<u>1.0-1.6</u> 1.3	<u>0.8-1.5</u> 1.3
NH ₄ ⁺	<u>0.3-0.6</u> 0.4	<u>0.3-0.7</u> 0.5	<u>0.3-0.7</u> 0.6
Fe общ.	<u>0.1-0.5</u> 0.3	<u>0.1-0.4</u> 0.3	<u>0.2-0.7</u> 0.4
SO ₄ ²⁻	<u>2.3-9.2</u> 5.9	<u>3.8-9.2</u> 5.7	<u>1.8-7.8</u> 4.8
Cl ⁻	<u>20-39</u> 29	<u>13-34</u> 22	<u>21-30.0</u> 25
HCO ₃ ⁻	нет	нет	нет
NO ₃ ⁻	<u>0.2-1.0</u> 0.6	<u>0.2-2.5</u> 0.8	<u>0.2-23.9</u> 5.3
NO ₂ ⁻	<u>0.004-0.008</u> 0.006	<u>0.006-0.012</u> 0.009	<u>0.006-0.011</u> 0.008
ГК	<u>3.4-7.0</u> 5.6	<u>5.4-9.9</u> 7.7	<u>2.4-9.0</u> 5.8
ФК	<u>41.8-49.7</u> 45.8	<u>40.7-60.5</u> 56.8	<u>44.4-73.0</u> 60.9
М	<u>0.114-0.158</u> 0.149	<u>0.102-0.190</u> 0.142	<u>0.092-0.258</u> 0.195

Примечание: ФК – фульвокислоты; ГК – гуминовые кислоты; М – общая минерализация.

что значения pH, общей минерализации, а также содержание макрокомпонентов в болотных водах торфяной залежи высокого рьяма значительно превышает значения таковых в болотных водах торфяных залежей осоково-сфагнутой топи и низкого рьяма. Например, самое низкое значение pH наблюдается в водах торфяной залежи низкого рьяма и осоково-сфагнутой топи.

новой топи ландшафтного профиля и их значения в среднем равны: 3.9 и 4.0 соответственно. Самое высокое значение pH (4.3) отмечено для болотных вод торфяной залежи высокого рьяма.

Это может быть связано с более богатым минеральным питанием болот олиготрофного типа исследуемой территории. Подтверждением этого факта может служить теория [10], согласно которой запас биогенных элементов в торфяной залежи формируется биологическим путем, а основным источником биогенных элементов служит минеральная порода, которая подверглась заболачиванию. Основное накопление макрокомпонентов происходит на первоначальном этапе торфообразования когда торфяная залежь имеет еще небольшую мощность и контакт растений-торфообразователей с минеральной породой сохраняется. Затем из этого слоя, насыщенного зольными элементами, корневая система следующего слоя растений-торфообразователей потребляет элементы питания. Таким образом происходит постепенное снижение концентрации элементов питания ближе к поверхности по сравнению с торфяной залежью, расположенной непосредственно на материнской породе.

Следует также отметить, что болотные воды трех исследуемых пунктов отличаются по содержанию гумусовых веществ, преимущественно по содержанию фульвокислот. Содержание органических веществ увеличивается в ряду: осоково-сфагнутой топи – низкий рям – высокий рям. Одной из причин наибольшего содержания фульвокислот в болотных водах высокого рьяма может быть связано с наличием процесса латерального сноса веществ от центральной части ландшафтного профиля (осоково-сфагнутой топи) к его периферии (высокий рям).

Анализ содержания микроэлементов (МЭ) в болотных водах исследуемых ландшафтов показал несколько иную ситуацию, чем с макроэлементами (табл. 2). Максимальным содержанием характеризуются болотные воды торфяной залежи осоково-сфагнутой топи, затем следуют болотные воды торфяной залежи низкого рьяма, при этом доминирующими элементами являются Mn, Ba, Sr. Минимальное содержание всех исследуемых элементов отмечено в болотных водах торфяной залежи высокого рьяма. Например, воды осоково-сфагнутой топи содержат Mn, Ba, Ti, Cr, Cu, Ni по сравнению с таковыми в болотных водах низкого рьяма больше в 1.2, 5.0, 1.5, 3.8, 2.0 раза соответственно, а по сравнению с водами залежи высокого рьяма больше в 12, 17, 3.5, 20, 3.3 раза соответственно.

Таким образом, можно предположить, что содержание МЭ не зависит от минерального питания торфяной залежи исследуемой территории,

Микроэлементный состав болотных вод, мкг/л
(в числителе – минимальное и максимальное значения;
в знаменателе – среднее значение)

Элемент	БГЦ ландшафтного профиля		
	открытая топь	низкий рям	высокий рям
Pb ⁴⁺	<u>0.6–0.8</u> 0.7	<u>0.6–1.3</u> 0.8	<u>0.4–0.8</u> 0.6
Ni	<u>0.5–22.0</u> 5.9	<u>1.1–5.4</u> 3.2	1.4
Cu ²⁺	<u>4.0–120.0</u> 28.8	<u>0.6–15.5</u> 5.8	<u>0.5–4.6</u> 2.2
Cr ⁶⁺	<u>3.2–24.0</u> 11.4	<u>3.1–11.4</u> 7.6	13.2
Ti ⁴⁺	<u>3.0–80.0</u> 22.0	<u>2.0–57.0</u> 18.0	<u>0.6–8.0</u> 3.0
Ba ²⁺	<u>28.5–250.0</u> 105.0	<u>21.0–37.0</u> 28.0	21.2
Mn ⁷⁺	<u>27.8–244.0</u> 113.9	<u>19.8–152.0</u> 52.6	<u>25.7–44.6</u> 35.3
Sr ²⁺	<u>32.0–43.0</u> 37.5	<u>21.0–38.0</u> 31.0	<u>19.0–52.0</u> 36.8

а является особенностью микроэлементного состава торфов, слагающих залежь исследуемого ландшафтного профиля.

Если сравнить степень накопления этих элементов в торфах верховой залежи исследуемого ландшафтного профиля со средними значениями, полученными ранее для торфов олиготрофного ряда [11], то можно отметить следующее: содержание Mn, Ba, Sr превышает в 1.2, 0.6, 2.0 раза соответственно среднее содержание этих элементов в западносибирских торфах верхового типа.

В целом же МЭ состав болотных вод исследуемых БГЦ ландшафтного профиля находится в концентрациях, значительно превышающих значения в болотных водах других территорий [5, 7, 8]. Анализируя имеющиеся данные, можно заключить, что в исследуемых болотных водах по сравнению с таковыми других заболоченных территорий концентрация Cu, Ni, Ti, Ba, Mn в 25.6, 6.5, 5.7, 5.2, 1.7 раз больше соответственно. Исключением является Pb⁴⁺, концентрация которого в болотных водах исследуемых БГЦ ландшафтного профиля оказалась близкой к концентрации в болотных водах других территорий. Это также подтверждают полученные ранее данные исследований болотных вод этой же территории [12, 13].

Таким образом, проведенные исследования болотных вод ландшафтного профиля показали, что болотные воды всех исследуемых БГЦ кислые и слабокислые. Они относятся к сульфатно-хлоридному классу группы кальция (по классификации Перельмана). Значения pH, общей минерализации и содержание макрокомпонентов различаются незначительно для болотных вод торфяной залежи осоково-сфагнуовой топи и низкого ряма, но значительно отличаются от болотных вод высокого ряма, в которых значения всех указанных компонентов на порядок выше.

Содержание гумусовых веществ в болотных водах исследуемых БГЦ увеличивается в ряду: осоково-сфагнуоая топь – низкий рям – высокий рям.

В отличие от макрокомпонентов, содержание которых увеличивается в болотных водах торфяной залежи высокого ряма, МЭ концентрируется в болотных водах осоково-сфагнуоовой топи. Их концентрация убывает в ряду: осоково-сфагнуоая топь – низкий рям – высокий рям.

Работа выполнена под руководством чл.-корр. РАСХН Л.И. Игнатовой.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (01–05–64189) и ФЦП «Университеты России – фундаментальные исследования» (УР 07.01.023).

Литература

1. Нечаева Е.Г. Ландшафтно-геохимическое районирование Западно-Сибирской равнины // География и природные ресурсы. 1990. № 3. С. 77–84.
2. Васюганское болото (природные условия, структура, функционирование) / Под ред. Л.И. Игнатовой. Томск, 2000. 136 с.
3. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 6. Л., 1978. 384 с.
4. Перельман А.И. Геохимия природных вод. М., 1982. 154 с.
5. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. 2-е изд., испр. и доп. М., 1998. 366 с.
6. Назаров А.Д., Рассказов Н.М., Удолов П.А., Шварцев С.Л. Гидрогеологические условия формирования болот // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. М. 1977. С. 93–104.
7. Шварцев С.Л., Рассказов Н.М., Сидоренко Т.Н., Здвижков М.А. Геохимия природных вод района Большого Васюганского болота // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития. Томск, 2002. С. 139–149.
8. Сапрыкин Ф.Я. Геохимия почв и охрана природы. Л., 1984. 385 с.
9. Ефремова Т.Т., Ефремов С.П., Мелентьева Н.В. Водные ресурсы болот России и оценка их химического состава // География и природные ресурсы. 1998. № 2. С. 79–84.
10. Бахнов В.К. Биогеохимические аспекты болотообразовательного процесса. Новосибирск, 1986. 190 с.

11. Инишева Л.И., Цыбукова Т.Н. Эколого-геохимическая оценка торфов юго-востока Западно-Сибирской равнины // География и природные ресурсы. 1999. № 1. С. 45–51.
12. Инишева Л.И., Инишев Н.Г. Водная миграция химических веществ в системе геохимически сопряженных олиготрофных ландшафтов с потоком поверхностно-болотных вод // Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов на рубеже третьего тысячелетия: Мат-лы Международной конференции. Томск, 2000. С. 204–209.
13. Инишева Л.И., Строителев А.Д., Инишев Н.Г. Геохимические особенности вод верховых болот // Рудные месторождения. Минералогия. Вып. 2: Геохимия. Томск, 2000. С. 132–138.

ФИТОЦЕНОЗЫ БОЛОТНЫХ БЕРЕЗНЯКОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ МЕЖДУРЕЧЬЯ ОБИ И ТОМИ В СВЯЗИ С ПРОДУКТИВНОСТЬЮ ДРЕВОСТОЕВ

С.Г. Жильцова

Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, г. Красноярск,
institute@forest.akadem.ru

Структура и видовое разнообразие растительного покрова болотных лесов формируются под влиянием целого ряда факторов, важнейшими из которых являются режим водно-минерального питания, температурные режимы почв и припочвенных слоев атмосферы, состав и степень развитости древесного яруса, а также микрорельеф поверхности болота. В данной работе на основе фитоценотического принципа произведено разделение болотных березняков на типы леса (ассоциации) в пределах тоно-экологических рядов в связи с пространственным варьированием продуктивности древостоев.

Продуктивность и видовой состав фитоценозов болотного леса в целом зависят от ряда факторов, в числе которых находятся условия водно-минерального питания, температурные режимы почв и припочвенных слоев атмосферы, характер освещенности подпологовых ярусов растительности и дифференциация поверхности почвы на элементы микрорельефа. В связи с экологической гетерогенностью наблюдается комбинационная мозаика ценологических группировок, в составе которых с той или иной степенью доминирования участвуют ксерофиты, мезофиты, гиروفиты и нередко гидрофиты. Обилие и частота встречаемости тех или иных видов и группировок травянистой растительности и мхов определяется экологическим рядом (евтрофный, мезотрофный, олиготрофный), типом

лесорастительных условий в пределах ассоциации. В наиболее контрастные по гидротермическим показателям годы происходят всплески или падения обилия и продуктивности как характерных эколого-ценологических группировок, так и отдельных видов растений.

Методика исследований

Исследование выполнено на территории болот северной части междуречья Оби и Томи. С целью изучения составов фитоценозов болотных березняков были выполнены подробные описания составов ассоциаций для наиболее физиономичных участков болотных березняков евтрофного и мезотрофного рядов методами, принятыми для подобных целей в геоботанике [1]. Определение типов леса (растительных ассоциаций) было основано на фитоценотическом принципе В.Н. Сукачева [2, 3] с применением несколько расширенного нами варианта классификации типов болотных березняков, разработанного Г.М. Платоновым [4] с учетом типологической схемы Н.И. Пьявченко [5, 6]. Классификационная схема Г.М. Платонова основывается на выделении лесных формаций по преобладающей древесной породе основного полога и эдификаторной роли подпологовой растительности и включает следующие группы ассоциаций: формация евтрофных болотных березняков – осоковые, хвощевые, папоротниковые, вейниковые, болотно-травяные, ивовые; формация мезотрофных болотных березняков – долгомошные, осоково-сфагновые, вейниково-сфагновые. Применявшаяся в данном исследовании классификационная схема болотных березняков предусматривает следующие лесотипологические единицы: евтрофный ряд – березняки папоротниковые, лабазниковые, лабазниково-крапивные, крапивные, крапивно-вейниковые, вейниковые, тростниковые, тростниково-вейниковые, хвощево-разнотравные, осоковые, осоково-вейниковые, осоково-гипсиновые, осоково-сфагновые; мезотрофный ряд – березняки долгомошные, долгомошно-сфагновые, осоково-сфагновые, осоково-сфагново-кустарничковые, пушицево-сфагновые, вейниково-сфагновые.

Результаты исследований

Болотные березняки, произрастающие на территории Томской области в северной части междуречья Оби и Томи, представляют собой фитоценозы, отличающиеся большим разнообразием видового состава подпологовых растительных сообществ и продукционными особенностями древостоев.

В условиях евтрофных болот, приуроченных к речным долинам и заторфованным участкам частных водоразделов, условия местопронзрас- тания характеризуются высокой проточностью и богатством торфяных почв элементами минерального питания. Такие площади наиболее благоприятны для формирования березняков с наибольшим видовым разнообразием подполюговой растительности. Древостон, как правило, имеют сложную морфоструктуру, разновозрастные, полноту — не ниже 0.6, высоту деревьев — 19–26 м, диаметры — от 18 до 40 см. По мере снижения питательной ценности торфяных почв и ухудшения режима проточности происходит падение производительности березовых древоств. Именно в березняках евтрофного ряда с грунтово-напорным или проточным режимами увлажнения отмечается наибольшее видовое богатство в сравнении с другими типами лесных болотных местообитаний с участием или преобладанием березы. Подобное явление обусловлено инвазией сукходольных ксерофитных и мезофитных видов, занимающих положительные элементы болотного микрорельефа разнообразного генезиса. При этом границы между ассоциациями, микроассоциациями и их фрагментами выражаются достаточно четко. Ярко выражена мозаичность и ярусность травянистого и мохового покровов. Верхний ярус трав в болотных березняках евтрофного ряда в среднем достигает высоты 120 см. Господствующее положение в этих условиях занимают высокотравные крапивные, лабазниковые, лабазниково-крапивные, крапивно-вейниковые, вейниковые, папоротниковые, осоково-вейниковые группы ассоциаций.

Евтрофные березняки с наименьшей продуктивностью образуют хвощевые, болотно-травяные, тростниковые, тростниково-вейниковые и осоковые сообщества и располагаются на сильно обводненных, постоянно залитых водой участках низинных болот в речных долинах водоразделов и надпойменных террас, гидрологический режим которых характеризуется напорным выклиниванием грунтовых вод. Высота древоств в указанных типах березняков колеблется от 5 до 15 м, сомкнутость крон, как правило, не превышает 0.4–0.5. На осоково-гипновых и осоково-сфагновых болотах евтрофного типа, относящихся к категории открытых и слабооблесенных, береза пушистая представлена отдельными особями или группами из 4–7 низкорослых кустообразных особей. Залегают подобного типа лесные болота, главным образом, на надпойменных террасах и в долинах водораздельных речек с транзитным внутриболотным стоком, реже — в котловинах водораздела.

Флористический состав напочвенного покрова болотных березняков евтрофного ряда включает как гигрофитные и мезофитные, так и ксеро-

фитные (инвазийные) виды растений и состоит из 289 видов, из которых 42 вида представлены мхами (зелеными и сфагновыми) и печеночниками. 247 видов сосудистых растений, встречающихся в березняках евтрофного ряда, относятся к 150 родам из 63 семейств. Соотношение количества семейств, родов и видов сосудистых растений напочвенного покрова выглядит как 1:2.4:3.9. Отношение количества видов к количеству родов составляет 1.6. Большая часть родов (104 рода или 69.3%) содержит по одному виду. Наибольшим количеством видов представлены роды следующих семейств *Ranunculaceae* (11 родов, 21 вид), *Poaceae* (10 родов, 19 видов), *Cyperaceae* (3 рода, 19 видов), *Rosaceae* (13 родов, 17 видов), *Apiaceae* (8 родов, 11 видов), *Caryophyllaceae* (4 рода, 9 видов), *Fabaceae* (5 родов, 8 видов), *Orchidaceae* (5 родов, 7 видов), *Lamiaceae* (5 родов, 6 видов), *Violaceae* (1 род, 6 видов). Таким образом, 10 наиболее крупных семейств объединяют 123 вида, что составляет 49.8% всего видового состава сосудистых растений в условиях данного типа водно-минерального питания. Среди наиболее крупных родов — *Carex* (15 видов), *Ranunculus* (7 видов), *Stellaria* (6 видов), *Viola* (6 видов).

Березняки мезотрофного ряда располагаются по периферии верховых болот, на заболачивающихся гривах вдоль низинных болот речных долин водоразделов, реже отдельными массивами. Часто условия водно-минерального питания в березняках, произрастающих по периферии низинных и верховых болот, относятся к промежуточным типам — евмезотрофным, мезо-евтрофным, олиго-мезотрофным и мезо-олиготрофным. В осоково-сфагновых, осоково-сфагново-кустарничковых, пушицево-сфагновых и вейниково-сфагновых типах березняков древостон, как правило, низкопродуктивны — V-Va класса бонитета, сомкнутость крон 0.7–0.8, высота древоств от 10–11 до 16–18 м. Более высокой производительностью в ряду мезотрофных березняков отличаются долгомошные и долгомошно-сфагновые, в которых высота древоств составляет от 20–22 м, сомкнутость крон — 0.7–0.8.

Березняки мезотрофного ряда отличаются существенно более бедным флористическим составом, насчитывающим 66 видов растений, включая зеленые и сфагновые мхи. Специфичность эдафических и микроклиматических условий определяет преобладание в составе напочвенного покрова нескольких видов сфагновых мхов и осок, представленных как типичными видами мезотрофных условий, так и видами евтрофных и олиготрофных условий с разной степенью встречаемости и обилия, что объясняется промежуточным положением условий данного ряда. На долю сосудистых растений в напочвенном покрове березняков мезотрофного

ряда приходится 51 вид в составе 26 родов, относящихся к 20 семействам. Соотношение семейств, родов и видов имеет следующий вид — 1:1.3:2.6. Отношение количества видов к количеству родов составляет 1.96. Одновидовые роды (14 родов) составляют 53.8% от общего количества родов. Наиболее крупные семейства объединяют 11 родов и 27 видов, среди них — *Syraceae* (2 рода, 11 видов), *Salicaceae* (1 род, 7 видов), *Ericaceae* (5 родов, 6 видов), *Rosaceae* (3 рода, 3 вида). К крупным родам в мезотрофных условиях относятся *Carex* (8 видов), *Salix* (7 видов), *Eriophorum* (3 вида).

Олиготрофные условия для произрастания березы пушистой не являются благоприятными. Присутствие ее наблюдается только в зоне контакта системы «болото-суходол», где условия тяготеют к олиго-мезотрофным, мезотрофным и св-мезотрофным. Видовой состав напочвенного растительного покрова при этом сильно варьирует за счет активного внедрения мезофитных, гигро- и гидрофитных видов, так как сильная обводненность отдельных участков болот в условиях данного типа приводит к вымочке и господству немногочисленных мезофитных и гигрофитных видов и, напротив, засушливые годы приводят к обеднению фитоценозов из-за выпадения из их состава гигрофильных и гидрофильных видов и господству ксерофитных и мезофитных. При этом наличие микроповышений создает условия, в целом благоприятные для произрастания мезофитов, а иногда даже ксерофитов в то время, как микропонижения, заполненные водой, благоприятны для гигро- и гидрофитов.

Таким образом, в болотных березняках, произрастающих в северной части междуречья Оби и Томи, с той или иной степенью обилия встречается 355 видов сосудистых растений, мхов и печеночников. Среди них — 253 вида сосудистых растений из 153 родов в составе 64 семейств. Для сравнения можно привести тот факт, что в средне- и южнотаежных березовых лесах республики Коми было зафиксировано 346 видов сосудистых растений [7]. Если принять во внимание обширность исследованной территории и то, что в рассмотрение были приняты средне- и южнотаежные березовые леса без подразделения на болотные, заболоченные и суходольные, то 253 вида сосудистых растений, обнаруженных в болотных березняках северной части междуречья Оби и Томи, свидетельствуют об очень высоком разнообразии состава фитоценозов, образующихся в условиях болот. Подтверждением этого вывода может служить работа В.И. Василевича [8], который также отмечал весьма высокое биоразнообразие заболоченных березняков на северо-западе европейской части России. При таком разнообразии видов растений одновидовые роды составляют

41.5% от общего количества видов во флористическом составе, что, по мнению В.А. Мартыненко [9], свидетельствует о ее миграционном характере.

С учетом эдификаторной роли напочвенного растительного покрова и по мере ухудшения условий водно-минерального питания и снижения производительности древостоев болотные березняки выстраиваются в следующий экологический ряд: крапивные → крапивно-лабазниковые → крапивно-вейниковые → лабазниково-вейниковые → вейниковые → крапивно-лабазниково-вейниковые → вейниковые → шитовниково-разнотравные → разнотравно-болотные → осоково-вейниковые кочкарно-болотные → вахтово-гипновые → гипново-сфагновые → сфагново-осоковые → сфагново-осоково-кустарничковые → сфагново-гипново-осоковые → тростниково-вейниковые. При этом широко варьируют такие показатели древостоя, как высота и диаметр стволов, полнота, ярусность, возрастная структура. Запас стволовой древесины в евтрофных и мезотрофных березняках по той же причине колеблется от 12–22 м³/га до 188–192 м³/га. Наиболее производительными являются березняки, в растительном покрове которых эдификаторная и созидикаторная роль принадлежит крапиве двудомной, лабазнику вязолистному, вейникам Лангдорфа, тростниковому и седеющему (ланцетному) — видам-индикаторам наиболее богатых в отношении минерального питания условий местопроизрастания.

Литература

1. Корчагин А.А. Полевая геоботаника. Л., 1976. Т. 5. 320 с.
2. Сукачев В.Н. Руководство к исследованию типов леса. М.; Л., 1931. 325 с.
3. Сукачев В.Н. Избранные труды. Т. 3. Л., 1975. 544 с.
4. Платонов Г.М. Болота северной части междуречья Оби и Томи // Заболоченные леса и болота Сибири. М., 1963. С. 65–87.
5. Пьявченко Н.И. О классификации заболоченных и болотных лесов // Тр. ин-та биологии УФ АН СССР, 1961. Вып. 27. С. 133–138.
6. Пьявченко Н.И. Лесное болотоведение. М., 1963. 192 с.
7. Дегтева С.В. Видовой состав березовых лесов подзон средней и южной тайги республики Коми // Ботанический журнал. 2001. Т. 86. № 4. С. 34–46.
8. Василевич В.И. Заболоченные березовые леса Северо-Запада европейской России // Ботанический журнал. 1997. Т. 82. № 11. С. 19–29.
9. Мартыненко В.А. Флора северной и средней подзон тайги европейского Северо-Востока: Автореф. дис. ... докт. биол. наук. Екатеринбург, 1996. 31 с.

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ СИТУАЦИИ

Н.И. Коронкевич, Л.К. Малик, Е.А. Барабанова, И.С. Зайцева

Институт географии РАН, г. Москва, geograph@online.ru; igras@igras.geonet.ru

Рассматриваются экстремальные гидрологические ситуации (ЭГС) и связанный с ними водный риск. Особое внимание уделено критериям оценки ЭГС, их классификации и картографированию. Определены задачи дальнейших исследований.

Современные водные проблемы чаще всего являются результатом неординарных событий – экстремальных гидрологических ситуаций (ЭГС), под которыми понимается такое состояние водных объектов и элементов гидрологического режима, которое кардинально отличается от обычного (среднего) или нормативного.

Все разнообразие современных водных проблем можно свести к двум: избытку и недостатку воды. Во втором случае помимо физической нехватки воды имеется в виду и ее качество. Дефицит чистой воды ощущается порой не менее остро, чем количественный недостаток. Сам человек и его деятельность лучше всего приспособлены к некоему среднему состоянию водного элемента среды. С отклонением состояния вод от их средних в сторону экстремальных значений гидрологических явлений и процессов возрастает и водный риск. Таким образом, ЭГС, их количественные и качественные характеристики, определяют типы гидрологических проблем.

Критерии оценки и классификация ЭГС. Основными показателями состояния водного объекта или элементов гидрологического режима, к которым относятся и болота, служат уровни воды, скорости течения, расходы, объемы воды, величина стока, а также концентрации, расходы (объемы), сток различных содержащихся в воде веществ. Единых количественных критериев оценки ЭГС не существует. В узко гидрологическом смысле к ним чаще всего относят максимальные или минимальные значения гидрологических характеристик, а также значения обеспеченностью менее 5–10 и более 90–95%. Очевидно, что при этом в разных регионах ЭГС будут заметно отличаться по масштабам. В одних регионах (например, лесостепных и степных) величина 200 мм годового стока является экстремальной, тогда как в других (например, северной части Подмоскovie) – это средняя многолетняя норма. Также величина весеннего подъема уровня воды около 10 м на суженных участках рек доста-

точно ординарное явление, тогда как при широкой долине предстает как экстремум.

Данную тему можно развивать и на примере качества воды. Достаточно назвать минерализацию воды в 1 г/л, безусловно, экстремальную для рек лесной зоны и обычную в южных степных и полупустынных районах.

Отдельным проявлениям ЭГС посвящена обширная литература, особенно касающаяся максимального и минимального стока, наводнений, многоводий и маловодий. Классификацией экстремальных природных явлений, к которым относятся и ЭГС, занималась большая группа исследователей (Г. Уайт, В.М. Котляков, Н.А. Алексеев, С.М. Мягков и многие другие). Однако целостное представление об ЭГС нуждается в дальнейшем развитии.

В таблице представлена попытка классификации ЭГС по целому ряду признаков с указанием наиболее характерных разновидностей. Отметим, что приводились лишь те разновидности, которые ближе к пониманию необычности гидрологической ситуации с антропоцентрической точки зрения. Например, низкая межень более остро воспринимается, чем высокая межень и именно она вошла в перечень разновидностей ЭГС. И высокие и низкие значения разновидностей ЭГС включены в таблицу в том случае, когда они приблизительно равнозначны в этом отношении. Необходимо также подчеркнуть, что ряд ЭГС носит комплексный характер (например, сели) и отнесение их в ту или иную категорию осуществлено по ведущему признаку.

Один из самых актуальных и сложных вопросов в классификационных исследованиях – определение количественных критериев группируемых явлений.

Более разработаны критерии оценки негативных последствий ЭГС как по срокам их наступления, так и особенно по ущербам, поскольку эти вопросы чрезвычайно актуальны и ими давно занимаются соответствующие службы. Важно, на наш взгляд, отметить принципиальное различие между ЭГС и ЧС (чрезвычайной ситуацией). Не всякая ЭГС приводит к ЧС. В классификации к таковым отнесены те, которые не связаны с материальным ущербом или тем более человеческими жертвами (обычно это ЭГС в малообжитых районах). Ощутимый материальный ущерб сопутствует ЭГС с повышенной остротой последствий.

Картографирование ЭГС. Очень важный аспект в изучении ЭГС и связанного с ними водного риска – их картографирование. В настоящее время имеется целый ряд карт, характеризующих распределение по территории различных регионов значений максимального и минимального

стока, загрязненности поверхностных вод, заторных явлений и других характеристик ЭГС. В то же время явно недостаточно карт, на которых были бы показаны различные сочетания отдельных ЭГС. Именно анализ подобных сочетаний позволяет наиболее полно районировать территорию России с точки зрения их вероятности. Представляется целесообразным создавать карты для отдельных сезонов, сочетаний экстремумов по нескольким показателям и т. д., а также карты водного риска для отдельных ландшафтов и различных видов хозяйственной деятельности.

Остро назрела необходимость составления Атласа ЭГС и водного риска, в котором значительную часть составили бы различные сочетания рассматриваемых характеристик.

Важной составной частью Атласа должно стать прогнозирование ЭГС и водного риска. Значительный материал для такого прогнозирования должен дать анализ тех тенденций, которые имели место в последние десятилетия. Такие прогнозы необходимо сочетать с разработкой вариантов прогнозов развития ситуаций, особенно неблагоприятных, как в связи с возможными изменениями климата, так и событиями антропогенного происхождения.

Таким образом, различные расчеты, картографирование и прогнозирование ЭГС и связанного с ними водного риска невозможны без мониторинга, инвентаризации ЭГС и совершенствования гидрометрической сети наблюдений.

Важным аспектом предотвращения неблагоприятных гидрологических ситуаций является уточнение характеристик речного стока, особенно его экстремальных значений, положенных в основу расчетов параметров целого ряда сооружений на реках. Большинство водохозяйственных объектов было построено 30 и более лет тому назад и требует учета реальной гидрологической обстановки.

Приведение в соответствие с уточненными стоковыми характеристиками параметров и режима различного рода сооружений и мер по их безопасности становится настоятельной необходимостью, особенно в связи с прогнозируемыми изменениями климата. В настоящее время подвергается критике принцип стационарности гидрометеорологических рядов, положенный в основу многих прогнозов будущих гидрологических условий. Неучет изменяющейся гидрометеорологической обстановки может привести к тяжелым последствиям для многих отраслей хозяйства, в том числе к увеличению вероятности аварий и катастроф на подпорных гидротехнических сооружениях.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (№ 03-05-64749).

Классификация ЭГС

Признак	Основные типы	Основные разновидности
Место проявления	Морские	
	Речные	В малых, средних, крупных реках
	В водоемах суши	В озерах, водохранилищах
	Водосборные (бассейновые)	Во временных водотоках, в почвенных водах, в подземных водах
	В ледниках В каналах	
Критерии и параметры	Визуально неординарные явления	По размерам изменений гидрологических характеристик, по пространственному масштабу явления, по времени проявления, по негативным последствиям
	Нормативные (пороговые)	
	Уникальные	
Элементы гидрологического режима и состояния водного объекта	Изменение протяженности и очертаний гидрографической сети	Сокращение гидрографической сети Переработка берегов
	Изменение уровня, расхода, скорости течения, стока, запаса воды	Сильное волнение, цунами, шхеры и высокие влагозапасы, высокие половодья, наводки, низкая межень, переморозание рек и водоемов, пересыхание рек и водоемов, подвижки ледников
	Изменение вещественного состава вод	Повышенное содержание различных ингредиентов, соли
	Изменение температуры воды	
	Изменение ледового режима	Изменения в ледоставе, ледоходе, заторы, зажоры льда, незамерзающая полынья
	Изменение комплекса элементов гидрологического режима и характеристик состояния водного объекта	
Происхождение	Природные	Вызванные климатическими факторами (осадками, температурой)
	Антропогенные	Вызванные водозабором, регулируемым сбросом сточных и возвратных вод, авариями

Классификация ЭГС (продолжение)

Признак	Основные виды	Основные разновидности
	Природно-антропогенные	Вызванные климатическими условиями в сочетании с хозяйственной деятельностью на водосборах и в руслах рек, экстремальными метеорологическими условиями с повседневным водозабором, сбросом сточных и возвратных вод, экстремальными метеорологическими условиями и авариями
Пространственный масштаб	Глобальные	
	Региональные	
	Локальные	
	Постоянные	
Время проявления, повторяемость	Регулярные	Преждевременные, своевременные, запоздалые
	Эпизодические	Частые, редкие
Скорость образования	Большая	
	Средняя	
	Малая	
Длительность	Продолжительные	
	Средние по длительности	
	Кратковременные	
Последствия для водных экосистем	Изменение условий существования водных экосистем	Снижение продуктивности водных экосистем и биоразнообразия, сокращение уловов рыбы и других гидробионтов
Последствия для наземных экосистем	Изменение гидроморфизма территории	Затопление, подтопление, заболачивание, оползни, осушение, осухоложивание, опустынивание
	Изменение интенсивности эрозии	Усиление эрозии
Негативные явления и последствия для общества (проблемы)	Избыточное увлажнение территории	Наводнения, затопление и подтопление инженерных сооружений, с/х и лесных угодий, угроза для жизни и гибель людей, потеря ресурсов и материальных ценностей
	Количественное истощение водных ресурсов	Обмеление рек и водоемов, дефицит водохозяйственного баланса, истощение запасов почвенных и подземных вод, деградация водных и наземных экосистем

Классификация ЭГС (окончание)

Признак	Основные виды	Основные разновидности
	Качественное истощение водных ресурсов (загрязнение вод)	Превышение ПДК по отдельным ингредиентам и их комплексу, дефицит чистой воды, угроза здоровью людей, деградация водных экосистем
Острота проявления негативных последствий для общества (проблем)	Невысокая	Отдельные материальные издержки
	Повышенная	Большой материальный ущерб
	Катастрофическая	Очень большой материальный ущерб, гибель людей
Решаемость проблем	Неустраняемые	
	Устраняемые полностью или частично	Устраняемые гидротехническими сооружениями, очисткой вод и другими водохозяйственными мероприятиями, а также мероприятиями на водосборах

ЛАНДШАФТООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ РЕЧНОГО СТОКА В БАССЕЙНЕ р. КЛЮЧ

М.В. Петкевич, Н.Г. Иишев, А.С. Князьков
Томский государственный университет

Рассматривается применение ландшафтного подхода к моделированию стока весеннего половодья с заболоченного водосбора.

Методика исследований

В качестве самостоятельного ландшафтно-гидрологического объекта рассмотрен бассейн р. Ключ. На его бессточной площади определена ландшафтная структура водосборных рядов (зон), которые могут быть использованы в качестве основы для индикации процессов, формирующих сток и непосредственно величины стока.

Результаты исследований

На основе дешифрирования аэрофотоснимков масштаба 1:16000 залета 1986 г. составлена ландшафтная типологическая карта 1:25000 масшта-

ба. На ней показаны основные единицы картографирования в ранге видов урочищ – совокупность доминирующих в ландшафте урочищ, объединения, обладающие однородностью протекающих в них процессов, близких по местоположению, почвенно-растительным особенностям, характеру водного питания и особенностям водного режима.

В таксономической схеме В.А. Николаева [1] виды урочищ объединены в подроды – по литолого-геоморфологическому фактору (галечниковые, песчаные, глинистые, суглинистые), роды – по генетическим типам рельефа (аллювиальные пойменные, террасовые; увалистые древнеаллювиальные), подтипы – имеют основание почвенно-биоклиматическое (лугово-лесные, лугово-болотные, лесо-болотные); типы урочищ выделены по типам почв и растительности.

По степени дренированности группы урочищ образуют зональные, интразональные ряды (дренированные, слабодренированные, полугидроморфные, гидроморфные). Кроме того, виды урочищ являются объектами современного и потенциального хозяйственного использования.

Таким образом, по названию каждого природно-территориального комплекса (ПТК) в ранге вида урочищ можно представить всю таксономическую схему ландшафта, что соответствует масштабу составленной карты; можно получить представление о внутренней структуре и индивидуальности каждого типологического выдела.

Морфометрирование видов урочищ позволяет в первом приближении решить задачу получения балансовых показателей ландшафтно-гидрологических зависимостей. Направление, количество и химический состав фильтрующихся и почвенных вод в пределах разных ПТК выражается в определенных структурных формах, называемых сеткой линий стекания [2]. Сетка линий стекания – это равномерно-параллельные, криволинейно сходящиеся и расходящиеся, радиально-сходящиеся, расходящиеся полосы – формы, определяемые по структуре болотных ПТК, генеральное направление которых совпадает с направлением горизонталей поверхностей болота и перпендикулярно направлению максимального уклона и потока фильтрационных и поверхностных вод.

По особенностям формы рисунка линий стекания, их длине на основе визуального дешифрирования тех же аэрофотоснимков составлена карта зон (рядов) линий стекания, которая отражает направление, характер и распределение стока в бассейне р. Ключ.

Полученные результаты можно представить в следующем изложении.

1. Зона преимущественно фильтрационного стока в верхних горизонтах деятельного слоя представляет собой верховые болотные масси-

вы. На ней линии стекания имеют преимущественно параллельную форму рисунка. Это связано с расположением здесь грядово-мочажинных комплексов, в которых стекание влаги в деятельном горизонте происходит перпендикулярно направлению гряд и мочажин.

2. Зона временной аккумуляции вод и формирования руслового стока. Это полоса заболоченных лесов и топей, подтопляемых весной в результате поступления талых вод с примыкающих верховых болот, а также за счёт таяния местных снегов. В этой обводнённой полосе оформляется русловой сток сначала в едва заметных понижениях, превращающихся далее в русла. Здесь форма рисунка линий стекания имеет очертания веерообразной формы, поскольку здесь сходятся потоки со всех болотных массивов.

3. Зона развитого руслового стока. Это полоса, дренированная сетью ручьёв и рек. Здесь форма рисунка линий стекания извилистая, поскольку сток поверхностных вод имеет поверхностный характер, в результате чего его направление будет зависеть от рельефа данной территории.

В результате сопоставления площадей ПТК видов урочищ и расчётной сетки линий стекания получена таблица расчётных показателей гидрологических характеристик ландшафтов.

Расчет склонового стока и притока воды в русловую сеть выполнен на основе математической модели формирования стока с заболоченных территорий [3], учитывающей основные процессы, протекающие на водосборе и русловой сети бассейна. Все расчеты велись раздельно для каждого ПТК.

Оценка влагозапасов снежного покрова принималась по материалам снегомерных съемок перед началом таяния снега. Ежедневная водоподача на поверхность водосбора определялась по результатам расчета интенсивности снеготаяния и водоотдачи из снега по методу А.Г. Ковзеля с учетом неравномерности залегания снежного покрова в разных ландшафтах. Распределение запаса воды в снеге в пределах каждого ландшафта аппроксимировалось кривой гамма распределения с параметрами, полученными по результатам снегомерных съемок.

Ежедневная водоотдача бассейна определялась как разность между избытками воды, поступившей сверх затрат на заполнение его водоудерживающей емкости. Величина водоудерживающей емкости перед началом таяния зависит от увлажнения бассейна предшествующей осенью. В качестве показателя степени заполнения водоудерживающей емкости перед началом таяния снега принимается осенний сток реки. Предполагается, что существует процесс аккумуляции воды на склонах, и между этими запасами воды и склоновым стоком существует нелинейная связь.

Проверочные расчеты показали хорошее совпадение между рассчитанными и фактическими гидрографами стока и свидетельствуют о перспективности данного подхода к расчетам и моделированию стока весеннего половодья с заболоченных водосборов.

Литература

1. Николаев В.А. Проблемы регионального ландшафтоведения. М., 1979. 160 с.
2. Иванов К.Е. Водообмен в болотных ландшафтах. Л., 1975. 279 с.
3. Бураков Д.А. Кривые добегаания и расчет гидрографа весеннего половодья. Томск., 1978. 129 с.

ЧИСЛЕННОСТЬ МИКРООРГАНИЗМОВ В ОЛИГОТРОФНЫХ ТОРФЯНЫХ ПОЧВАХ

Н.В. Плакушко

Томский государственный университет

В работе представлены результаты микробиологических исследований олиготрофных торфяных почв Васюганского болота. Проведенные исследования показали, что торфяные почвы Васюганского болота различаются по характеру распределения микроорганизмов и степени насыщенности их разными микробными группировками.

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 углекислого газа, хранителями биологического разнообразия [1]. Кроме того, запасы аккумулированного в болотах торфа представляют собой мощный резерв для разнообразного использования в химической промышленности, сельском хозяйстве, медицине. Растительный покров болот — источник ценных пищевых, лекарственных и кормовых ресурсов.

Свойства торфов определяются физико-химическими и микробиологическими процессами. Повышенное внимание к микробиологическим исследованиям торфяных почв определяется той огромной ролью, которую играет деятельность микроорганизмов в торфогенезе [2]. Микробиологическая характеристика болотных экосистем приобретает особую значимость в связи с проблемой глобального изменения климата и прогнозом эмиссии углекислого газа в атмосферу в результате активизации микробиологических процессов в торфяной залежи.

Методика исследований

Район исследований расположен на территории южной части Васюганского болота: истоки реки Шегарка и озеро Дедушкино (56° 02' 23.4" СШ и 81° 52' 45.6" ВД), собственно русло реки Шегарка, озеро Быковское (56° 16' 25.8" СШ и 82° 10' 22.1" ВД). Эта территория находится на водоразделе Шегарка-Икса, который характеризуется высокой заболоченностью.

На ландшафтном профиле: село Пономаревка — озеро Быковское, были выделены физиономически отличающиеся биогеоценозы. В границах биогеоценозов были проведены геоботанические описания растительности, а также определен тип торфяной почвы.

Ивовые фитоценозы представлены ерничково-осоковыми и ерничково-разнотравными ассоциациями (пункт 3). Повышение поверхности болота обуславливает изменение особенностей водноминерального питания и характера растительного покрова. Эуτροφная растительность сменяется мезотрофной, которая представлена кустарничково-осоково-сфагновым сосняком (пункт 4). Олиготрофная растительность профиля представлена рямовыми сообществами, отличающимися доминированием разных форм сосны и соответственно, высотой древостоя (пункт 2). В наиболее высокой части болотного профиля с глубиной залежи, превышающей 8 м, формируются сосново-кустарничково-сфагновые фитоценозы, древостой которых представлен сосной формы Вилькома (*P. s. l. f. Willkommii*). Такие сообщества называются низким рямом.

Торфяные почвы пункта 3 относятся к эуτροφным торфяным почвам [3]. Почвы сложены осоковым и осоково-гиловым видами торфа низинного типа, имеющими степень разложения 15–45%. Торфяные почвы пункта 4 относятся к мезотрофным торфяным почвам [3], их мощность 4.4 м. Большая часть торфяной почвы (более 2.7 м) сложена осоково-гиловым видом торфа, со степенью разложения 20–45%. Верхняя часть, с глубины 75 см сложена осоково-сфагновым и сфагновым переходными, мелким торфом со степенью разложения 10–15%. Торфяные почвы пункта 2 представлены олиготрофными торфяными почвами [3]. Эти почвы сложены фукусом торфом со степенью разложения 5–15%.

Общую численность и биомассу микроорганизмов определяли прямым методом с использованием люминесцентной микроскопии [4]. Расчеты прокариотной биомассы проводили, учитывая, что биомасса сухого вещества для одной бактериальной клетки объемом 0.1 мкм³ составляет 2×10⁻¹⁴ г, 1 м актиномицетного мицелия диаметром 0.5 мкм — 3.9×10⁻⁴ г [5]. Эукариотную микробную биомассу вычисляли с учетом замеренно-

го диаметра спор и мицелия грибов по формуле (для спор $- 0.836 r^3 \times 10^{-12} \text{ г}$, для мицелия $- 0.628 r^2 \times 10^{-6} \text{ г}$) [6].

Результаты исследований

В исследуемых торфяных почвах пределы варьирования численности бактерий в расчете на 1 г сухого торфа составляют 1.32–53.12 млрд клеток, спор грибов и дрожжевых клеток – 3.00 – 58.58 млн. Длина актиномицетного мицелия изменяется от 0 до 412.83 м/г, а длина грибного мицелия – от 0 до 4.67 км/г (табл.).

Наибольшее количество микроорганизмов отмечено в деятельном слое торфяной почвы. Деятельный слой – это слой равный расстоянию от поверхности болота до среднего многолетнего минимального уровня болотных вод, наблюдающегося в теплый период года. Мощность этого слоя варьирует от 30 до 100 см, так как уровень болотных вод не постоянен. В этом слое формируются благоприятные условия для жизнедеятельности микроорганизмов. С глубиной количество микроорганизмов уменьшается. Это объясняется сменой условий. Аэробные условия сменяются анаэробными, снижается температура. В анаэробных условиях повышается токсичность фенольных соединений (антисептиков, антиокислителей) [2].

Уменьшение численности микроорганизмов вниз по почвенному профилю торфяных почв наблюдали многие исследователи [7, 8, 9]. Так, М.В. Смагина [7] в результате исследований торфяных почв Тверской области показала, что особенно четко прослеживается падение численности микроорганизмов с глубиной в верховой торфяной почве, что подтверждает полученные нами данные.

Грибные споры, актиномицетный мицелий и бактерии были обнаружены по всему профилю торфяных почв, грибной мицелий – лишь в верхних горизонтах олиготрофных и мезотрофных торфяных почв. Приуроченность грибного мицелия к деятельному слою торфяных почв обусловлена тем, что грибы являются сапротрофами. Они следуют за легкогидролизуемым органическим веществом почвы [10]. А одним из главных торфообразователей олиготрофных и мезотрофных торфяных почв являются сфагновые мхи, которые характеризуются большим содержанием легкогидролизуемых веществ – геммицеллюлоз, а также низким количеством целлюлозы (15–20 %) и трудногидролизуемых веществ [2]. Содержание легкогидролизуемого органического вещества вниз по профилю олиготрофных и мезотрофных торфяных почв уменьшается. Вследствие этого, в нижних горизонтах этих почв грибной мицелий не обнару-

жен. Аналогичные результаты были получены А.В. Головченко с соавторами [9] при изучении структуры микромикетного комплекса олиготрофных торфяников южно-таежной подзоны Западной Сибири.

В эуτροφной торфяной почве грибной мицелий был обнаружен в незначительных количествах на глубине 225–240 см.

Следующим показателем обилия микроорганизмов является их концентрация в торфяной почве (содержание микробной биомассы, рассчитанное на грамм сухой почвы). Суммарная концентрация варьирует в зависимости от типа торфяной почвы – от 0.11 до 9.82 мг/г. При переходе от верхних к нижним слоям концентрация микроорганизмов может, как убывать (П. 2, 4), так и увеличиваться (П. 3) (рис. 1). В целом, суммарная концентрация микроорганизмов в верхнем слое торфяных почв была выше в олиготрофной торфяной почве (П. 2), что не соответствует литературным источникам, так как считается, что в ряду олиготрофные – мезотрофные – эуτροφные торфяные почвы наименьшей биологической активностью обладают почвы олиготрофного типа. Исследования С.Я. Трофимова, Е.И. Дорофеевой [11] показывают также различия между эуτροφными и олиготрофными торфяными почвами в скорости разложения. Так, образцы из торфяных почв эуτροφного типа разлагаются со скоростью на два порядка превышающей скорость разложения торфяных горизонтов почв олиготрофного типа. Практически во всех почвах наблюдалось убывание скорости разложения сверху вниз по профилю. Различия в скоростях минерализации как в пределах профилей торфяных почв, так и между разными объектами согласовались с результатами определения pH, зольности, углерода и азота. Максимальные скорости разложения характерны для почв с нейтральной реакцией среды и с относительно высоким содержанием азота и зольных элементов. К таковым относятся эуτροφные торфяные почвы. Но, несмотря на различия в скорости минерализации нативного органического вещества в олиготрофных и эуτροφных торфяных почвах, результаты исследователей свидетельствуют о высокой потенциальной биологической активности почв олиготрофного типа. Это согласуется с нашими результатами и результатами определения содержания микробной биомассы в заболоченных ельниках Центрального Государственного биосферного заповедника. Содержание микробной биомассы оказалось наибольшим в олиготрофных торфяных почвах [11]. При этом наименьшее содержание биомассы было отмечено в эуτροφной торфяной почве. Вероятно, как считают авторы, это происходит вследствие антагонистических отношений микроорганизмов с почвенной фауной, широко представленной в данной почве. По-видимому, низкая скорость

минерализации органического вещества олиготрофных торфяных почв при высоком содержании микробной биомассы обусловлена специфической состава растений – торфообразователей, а не является следствием низкой потенциальной биологической активности.

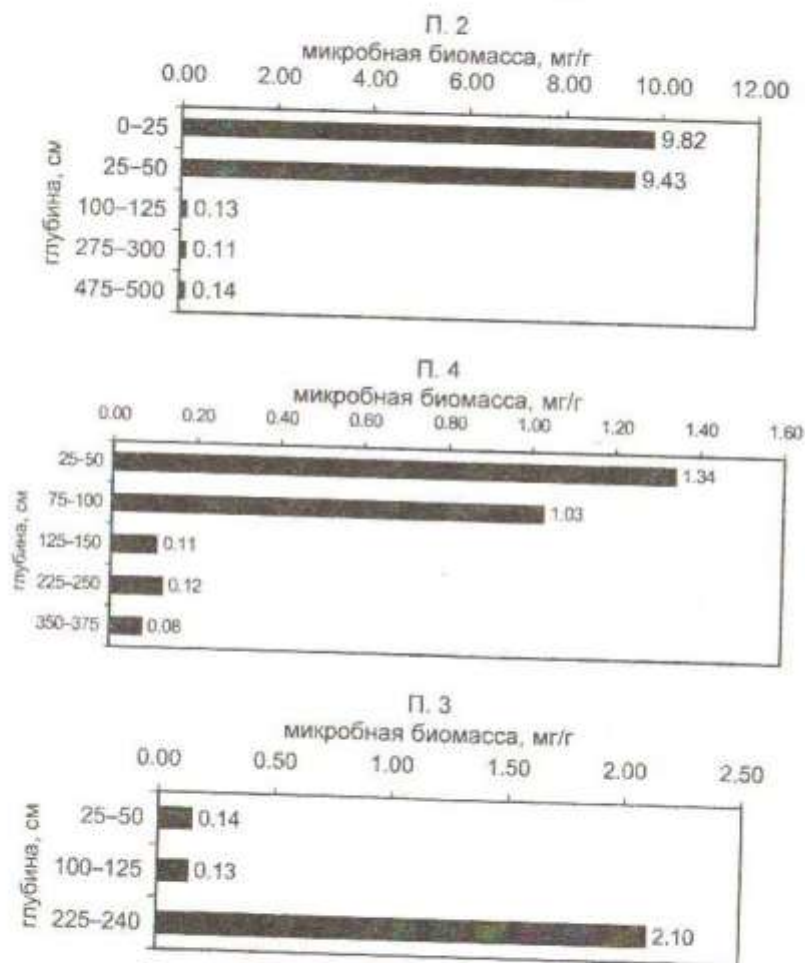


Рис. 1. Концентрация микроорганизмов в исследуемых торфяных почвах

Общая закономерность в превышении эукариотной биомассы над прокариотной, выявленная при анализе структуры микробной биомассы боль-

Численность микроорганизмов в исследуемых торфяных почвах

Глубина, см	Ботанический состав	Степень разложения, %	Бактерии, млрд/г	Мицелий актиномицетный, мг	Грибов, кол/г	Спores грибов, млн/г
0-25	Фускум-торф. В	5	44.52±3.34	412.83±57.15	3.50±0.84	58.58±27.23
25-50	Фускум-торф. В	5-10	53.12±3.96	648.00±22.83	4.67±1.21	44.37±9.88
100-125	Фускум-торф. В	10-15	2.13±0.14	45.50±2.32	0.0	5.95±0.93
275-300	Фускум-торф. В	15-20	1.32±0.15	14.83±2.30	0.0	4.42±1.36
475-500	Фускум-торф. В	15-20	2.97±0.16	68.83±3.72	0.0	6.23±1.39
25-50	Сфагновый. П	10-15	3.32±0.15	23.33±2.56	0.67±0.52	6.40±2.40
75-100	Осоковый. Н	15-20	4.63±0.65	79.00±3.05	0.0	4.12±1.83
125-150	Осоковый. Н	20-25	3.72±0.32	80.00±3.44	0.0	3.00±0.93
225-250	Осоково-глипный. Н	20-25	1.95±0.31	39.00±2.78	0.0	5.53±1.72
350-375	Осоково-глипный. Н	25-30	1.35±0.29	15.67±2.32	0.0	3.87±1.74
25-50	Осоковый глипный. Н	20	3.28±0.15	0	0	6.38±1.44
100-125	Осоково-глипный. Н	30	3.30±0.17	23.67±2.56	0	4.40±1.51
225-240	Осоково-глипный. Н	40	3.55±0.18	24.50±3.00	1.00±0.00	4.00±0.73

Примечание: В – верховой тип, П – переходный тип, Н – низинный тип.

шинства типов почв [5], подтвердилась и при изучении торфяных почв Васюганского болота. В прокариотном комплексе бактериальная доля значительно превышает актиномицетную. Верхние (до 50 см) и нижние (от 50 см) слои олиготрофных и мезотрофных торфяных почв различаются по соотношению основных компонентов микробной биомассы. Если в верхних слоях преобладает мицелий грибов (83.20% (П. 2); 82.83% (П. 4)), то в нижних – грибные споры и клетки дрожжей (65.60% (П. 2); 60.83% (П. 4)). В нижних горизонтах высока доля не только спор грибов, но и доля бактериальных клеток (около 30%). П. 3 характеризуется тем, что споры грибов и бактериальные клетки доминируют в верхних горизонтах, а грибной мицелий – в нижних.

Наличие большого количества грибов в самых верхних слоях мало-разложившегося торфа говорит о том, что первое разрушение отмерших растений производится грибами. При ухудшающейся с глубиной аэрации они уступают место дрожжам и бактериям.

Специфическая структура микробной биомассы, заключающаяся в высокой, по сравнению с другими почвами, долей прокариотных микроорганизмов, спор грибов и клеток дрожжей была выявлена и при исследовании олиготрофных торфяников Тверской области и олиготрофных торфяников южной тайги Западной Сибири [9].

Таким образом, проведенные исследования показали:

1. Исследуемые торфяные почвы геохимически сопряженных ландшафтов различаются по характеру распределения микроорганизмов и степени насыщенности их разными микробными группировками;
2. Запасы микробной биомассы в отдельном слое торфяных почв достигают 9,82 мг/г;
3. В исследуемых торфяных почвах биомасса эукариот превышает биомассу прокариот. В биоморфологической структуре микромикетов мицелий доминирует над спорами; в прокариотном комплексе бактериальная доля превышает актиномицетную.

Работа выполнена под руководством чл.-корр. РАСХН Л.И. Инишевой.

Литература

1. Заварзин Г.А., Кларк У. Биосфера и климат глазами биологов // Природа. 1987. № 6. С. 65–77.
2. Раковский В.Е., Пигулевская Л.В. Химия и генезис торфа. М., 1978. 231 с.
3. Классификация почв России // Составители Л.Л. Шилов, В.Д. Тонконогов, Н.И. Лебедева. М., 2000. 235 с.
4. Методы почвенной микробиологии и биохимии / Под ред. Д.Г. Звягинцева. М., 1991. 303 с.

5. Кожевни П.А., Полянская Л.М., Звягинцев Д.Г. Динамика развития различных микроорганизмов в почве // Микробиология. 1979. Т. 48. № 4. С. 490–494.
6. Полянская Л.М. Микробная сукцессия в почве: Автореф. дис. ... докт. биол. наук. М., 1996. 26 с.
7. Смагина М.В. микробиологическая характеристика почв в сосняках различных типов заболачивания // Биогеоэкологическое изучение болотных лесов в связи с опытной гидромелиорацией. М., 1982. С. 189–175.
8. Васильева А.Н. Микробиологические процессы в осушаемых почвах южно-таежной подзоны Томской области: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Томск, 1984. 20 с.
9. Головченко А.В., Добровольская Н.Г., Инишева Л.И. Структура и запасы микробной биомассы в олиготрофных торфяниках южной тайги Западной Сибири // Почвоведение. 2002. № 12. С. 1468–1473.
10. Мирчинк Т.Г. Почвенная микология. М., 1988. 220 с.
11. Трофимов С.Я., Дорофеева Е.И. Некоторые особенности органического вещества почв разного типа заболачивания // Болота и заболоченные леса в свете задач устойчивого природопользования: Мат-лы совещания. М., 1999. С. 234–237.

ВОДНЫЙ РЕЖИМ ВЫРАБОТАННЫХ ТОРФЯНЫХ ПОЧВ

Е.В. Порохина

Томский государственный педагогический университет

В статье приводятся результаты исследований водного режима выработанных торфяных почв разного генезиса в пределах южно-таежной подзоны Западной Сибири. Установлено, что наиболее гидроморфные условия наблюдаются в выработанных торфяных почвах гитинового состава.

Торфяные почвы Западной Сибири, занимающие площадь 32474,2 тыс. га, являются важным резервом земель, вовлекаемых в сельское хозяйство. В результате проведения мелиоративных мероприятий плодородие торфяных почв возрастает в 5–6 раз, но при этом активизируются биохимические процессы, и усиливается интенсивность минерализации органического вещества, вследствие изменения водно-воздушного режима и торфяных почвах [1]. Таким образом, в настоящее время актуальна проблема сохранения торфяных почв как ресурс биосферы, которая заключается в создании условий для управления процессом трансформации органического вещества и, прежде всего, процессом минерализации. Для решения этой проблемы необходимо изучение почвенных режимов и их

оптимизация. Одним из важных режимов почв, определяющих их функционирование, является водный режим.

Многочисленными исследованиями установлено [2–6], что водный режим осушенных, в том числе и выработанных торфяных почв определяется мощностью торфяной залежи, структурой, степенью разложения и зольностью торфа, стратиграфией почвенного профиля, свойствами подстилающей породы, режимом использования и др. Водный режим осушенных торфяных почв требует регулирования. При отсутствии двустороннего регулирования водного режима в разные по влагообеспеченности годы на осушенных торфяных почвах могут создаваться условия как избыточного увлажнения, которые способствуют вторичному заболачиванию почв, так и условия пересушения. Пересушение торфяных почв ведет к активизации биохимического разложения органического вещества и ускоренному разрушению органогенного слоя [7].

Рассмотрим элементы водного режима выработанных торфяных почв южно-таежной подзоны Западной Сибири на примере двух торфяных месторождений Томской области: «Сухое-Вавиловское» и «Таган». Климат территории исследований континентальный. Характерными особенностями климата является высокая относительная влажность воздуха, значительное количество осадков (350–517 мм) при малом испарении, что обуславливает избыточное увлажнение поверхности [8].

Торфяное месторождение «Сухое-Вавиловское» расположено в Бакчарском районе на первой надпойменной террасе реки р. Галка, частично выработано. Длительность осушения после добычи торфа фрезерным способом составляет 17 лет, расстояние между каналами 40 м. Остаточная мощность торфяных почв, представленных гипсовым, травяно-гипсовым, древесно-гипсовым и тростниковым видами торфа – 3.2 м. Почвы подстилаются пылеватыми глинами в разной степени карбонатными.

Торфяное месторождение «Таган» находится в Томском районе и располагается в древней ложбине стока. Длительность осушения после добычи торфа фрезерным способом составляет 38 лет. В настоящее время мелiorативная система представлена 4 магистральными каналами через 1000 м и системой осушительных каналов через 80 м. Остаточный торфяной профиль мощностью 1.4 м сложен древесным видом торфа и подстилается заиленными песками.

Почвы исследуемых объектов по «Классификации почв России» [9] относятся к типу агроторфяных эутрофных (далее по тексту почвы первого объекта – торфяные почвы гипсового состава; второго объекта –

торфяные почвы древесного состава). Более подробно объекты исследований изложены в работах [10, 11]

Методика исследований

Для характеристики водно-физических свойств выработанных торфяных почв на объектах проводился отбор проб торфа до глубины 1 м через каждые 10 см. Плотность сложения почвы была определена методом режущего кольца в шести повторностях, а плотность твердой фазы – пикнометрическим методом [12], с последующим расчетом общей порозности. Также в образцах торфа определяли ботанический состав, степень разложения [13] и зольность [14].

В период с мая по сентябрь 1998–2001 годов на исследуемых торфяных почвах были проведены наблюдения за динамикой уровня болотных вод (УБВ) и влажности. Для ежесекундных наблюдений за динамикой УБВ на объектах были оборудованы наблюдательные скважины [15]. Ежемесячно отбирались образцы торфа по слоям через 10 см до 1 м в трех повторностях для определения влажности термостатно-весовым методом [16].

Данные по погодным условиям предоставлены Томским областным центром по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды.

Результаты исследований

Свойства торфяных почв в значительной степени определяются подстилающими породами и ботаническим составом торфов, слагающих торфяную залежь. Метровый слой торфяных почв гипсового состава характеризуется довольно широким диапазоном изменения плотности сложения от 0.17 до 0.49 г/см³ (табл. 1).

На глубине 20–50 см отмечается значительное уплотнение торфяного слоя, что, возможно, связано с режимом половодья в период формирования этого горизонта. Плотность твердой фазы данных почв изменяется от 1.54–2.44 г/см³, общая порозность имеет значение 79–89 % от объема торфа, полная влагоемкость метрового слоя составляет 162.3–523.3 % от веса сухой почвы.

Водно-физические свойства торфяных почв древесного состава свидетельствуют о менее уплотненном характере метрового профиля (табл. 1). Так, плотность сложения торфа изменяется от 0.11 до 0.23 г/см³, плотность твердой фазы – от 1.42 до 1.59 г/см³, общая порозность имеет пределы 84–92 %, полная влагоемкость метрового профиля достигает 765.8 % от веса

сухой почвы. Наибольшие значения плотности сложения и твердой фазы почвы наблюдаются в верхних горизонтах метрового профиля.

Таблица 1
Водно-физические свойства выработанных торфяных почв

Глубина, см	Зольность, %	Плотность сложения, г/см ³	Плотность твердой фазы, г/см ³	Порозность, % от объема торфа	Полная влагоемкость, в % от веса сухой почвы
Торфяные почвы гипнового состава					
0-10	12.0	0.17	1.54	89.0	523.3
10-20	18.5	0.23	1.68	86.3	375.3
20-30	45.8	0.43	2.22	80.6	187.4
30-40	52.0	0.44	2.37	81.4	185.1
40-50	50.8	0.49	2.40	79.5	162.3
50-60	51.5	0.35	2.44	86.6	244.6
60-70	48.4	0.32	2.33	86.2	269.5
70-80	48.4	0.28	2.36	88.1	314.7
80-90	43.0	0.32	2.20	85.4	267.1
90-100	42.0	0.23	2.09	89.0	386.9
Торфяные почвы древесного состава					
0-10	19.3	0.23	1.54	84.4	351.7
10-20	12.0	0.11	1.57	91.1	650.6
20-30	8.0	0.15	1.56	89.7	560.9
30-40	8.4	0.14	1.59	91.8	706.3
40-50	7.2	0.13	1.45	90.3	645.3
50-60	7.4	0.11	1.48	91.9	765.8
60-70	6.6	0.12	1.42	91.6	762.9
70-80	7.0	0.13	1.42	90.1	643.9
80-90	9.5	0.14	1.47	90.5	646.3
90-100	14.4	0.13	1.51	90.7	648.1

Водно-физические свойства исследуемых выработанных торфяных почв определяют особенности водного режима данных почв. Динамику элементов водного режима изучали в течение 1998–2001 гг., разных по влагообеспеченности. Так, 1998 и 1999 гг. можно охарактеризовать как недостаточно увлажненный и сухой, а 2000 и 2001 гг. были достаточно увлажненными (табл. 2).

Рассмотрим элементы водного режима торфяных почв гипнового состава. За период исследований УБВ в данных торфяных почвах подвержен значительным колебаниям от 14 до 125 см от поверхности. Наибольшее понижение УБВ отмечалось в условиях сухого 1999 года, которые изменялись от 90 до 125 см. В другие годы (2000–2001 гг.) УБВ соответственно поддерживались в пределах от 18 до 116 см и от 14 до 67 см.

Метеорологические условия в годы исследований

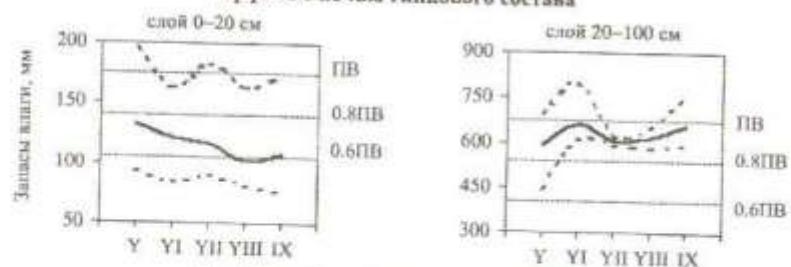
Годы	Месяцы					За вегетационный период
	май	июнь	июль	август	сентябрь	
Торфяные почвы гипнового состава						
1998	0.03	0.98	0.64	1.12	1.64	0.83
1999	0.27	0.51	0.10	1.09	1.76	0.51
2000	1.03	0.91	1.13	1.27	0.01	1.02
2001	0.04	1.55	1.47	2.18	–	1.30
Торфяные почвы древесного состава						
1998	1.01	2.02	0.26	0.85	0.58	0.91
1999	0.33	0.87	0.30	0.71	0.32	0.51
2000	1.03	1.26	1.50	1.19	0.58	1.21
2001	0.8	1.73	1.85	1.59	1.47	1.52

Примечание: оценка влагообеспеченности – гидротермический коэффициент менее 0.3 – очень сухо; 0.4–0.5 – сухо; 0.6–0.7 – засушливо; 0.8–1.0 – недостаточное увлажнение; 1.0 – равенство прихода и расхода влаги; 1.0–1.5 – достаточное увлажнение; более 1.5 – избыток влаги [18].

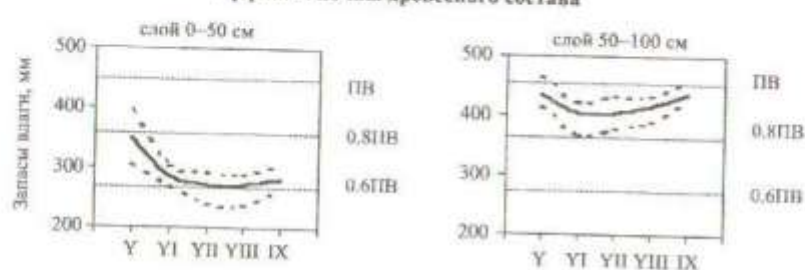
Анализ сезонных изменений УБВ показывает следующую зависимость: наблюдается весенний максимум, обусловленный таянием снега, затем следует летнее опускание (август) на 53–98 см и осенний подъем (сентябрь) на 20–43 см.

Рассмотренные гидрологические условия определяют формирование режима влажности торфяных почв гипнового состава. В условиях двух следующих друг за другом засушливых лет (1998, 1999 гг.), которые, в свою очередь, сменяются более влажными годами (2000, 2001 гг.), слой 0–20 см характеризуется контрастными условиями по увлажнению, постоянное переувлажнение испытывает горизонт 30–50 см, а глубже 50 см влагозапасы изменяются в пределах от 0.6 ПВ до полной влагоемкости (ПВ). Постоянное переувлажнение слоя 30–50 см, вероятно связано с образованием значительного количества плечевой влаги в этом слое, сформированном высокозольными торфами и имеющим высокие значения плотности сложения и твердой фазы почвы. Таким образом, горизонт 30–50 см является, по-видимому, граничным по влажности слоем, между выше- и нижележащими горизонтами. В целом в динамике влагозапасов в течение вегетационного периода данных почв хорошо прослеживается следующая закономерность: максимальное увлажнение наблюдается во II декаде мая, затем отмечается снижение до пределов 0.6 ПВ и ниже. В дальнейшем вслед за охлаждением почвы, подъемом УБВ и выпадением осадков влагозапасы повышаются к сентябрю до 1.0 ПВ (рис.). Таким образом, отмечается взаимосвязь влажности с УБВ.

Торфяные почвы гипсового состава



Торфяные почвы древесного состава



Динамика послонных запасов влаги в выработанных торфяных почвах (1998–2001 гг.): — среднее значение запасов влаги, мм; --- экстремальные значения запасов влаги, мм; Y–IX – месяцы

Рассмотрим элементы водного режима торфяных почв древесного состава. В годы исследований в данных почвах УБВ в целом ниже 100 см не опускаются и поддерживаются в пределах 43–95 см. Как и в торфяных почвах гипсового состава, в данных почвах наибольшее понижение УБВ наблюдается в погодных условиях сухого 1999 года (69–95 см от поверхности). В более влажные годы (2000 и 2001 гг.) УБВ изменяются соответственно в пределах от 48 до 92 см и от 43 до 78 см.

В динамике УБВ в 1999 и 2000 гг. прослеживается общая закономерность. Так, от мая к июлю отмечается постепенное снижение УБВ на 21–44 см. В июле устанавливаются самые низкие значения УБВ. В условиях влажного 2001 года наблюдается снижение УБВ от мая к июню на 32 см, а в дальнейший период, характеризующийся регулярным выпадением осадков, УБВ поддерживается практически на одном уровне.

В соответствии с рассмотренными гидрологическими условиями в торфяных почвах древесного состава формируется и режим влажности. В целом влажность слоя 0–50 см преимущественно поддерживаются в пределах 0.8–0.6 ПВ (ближе к последней), а слой 50–100 см в пределах

0.8–1.0 ПВ (рис.). Вместе с тем в отдельные годы влагозапасы в верхней полуметровой части метрового профиля снижаются за отметку 0.6ПВ, о чем свидетельствуют их экстремальные значения, что указывает на периодическое переосушение этого слоя.

В динамике влажности верхнего слоя 0–50 см выделяется весенний максимум, когда влагозапасы превышают ПВ, летний минимум (влагозапасы в июле изменяются в пределах 0.6 ПВ %). В последующий период влажность незначительно повышается. В нижней полуметровой части почвенного профиля влажность на протяжении всего периода наблюдений поддерживается на уровне 0.8–1.0 ПВ, что объясняется близким залеганием УБВ.

Анализ влагозапасов выработанных торфяных почв гипсового и древесного состава позволяет выделить следующие общие признаки: неравномерность увлажнения верхнего слоя почвы и постоянное переувлажнение нижней полуметровой части метрового профиля, что связано с близким залеганием УБВ. Вместе с тем водный режим исследуемых торфяных почв имеет и свои особенности. В торфяных почвах древесного состава отмечается более мощный аэробный горизонт (в среднем 40–50 см), по сравнению с почвами гипсового состава (20 см). Выработанные торфяные почвы древесного состава, располагающиеся на заиленных песках древней ложбины стока, в отличие от торфяных почв гипсового состава, подстилаемых глинами, характеризуются более благоприятными водно-физическими свойствами, и соответственно водным режимом.

На основании вышесказанного можно сделать вывод, что процессы минерализации органического вещества активнее протекают в торфяных почвах древесного состава. Водный режим торфяных почв гипсового состава, очевидно, способствует их вторичному заболачиванию, для предотвращения которого необходимо проведение дополнительных осушительных мероприятий. В целом рациональное сельскохозяйственное использование выработанных торфяных почв должно обязательно включать двустороннее регулирование водного режима (сочетание осушения с орошением) для поддержания условий постепенной минерализации органического вещества торфов, слагающих профиль почв.

Литература

1. Иншьева Л.И. Концепция рационального использования торфяных почв Сибири. Препринт. Томск, 1994, 22 с.
2. Скрынникова И.Н. Почвенные процессы в окультуренных торфяных почвах. М., 1961. 247 с.

3. Калинин В.М. Исследования водного режима осушаемых низинных торфяников лесной зоны Западной Сибири: Автореф. дисс. ... канд. техн. наук. М., 1983. 20 с.
4. Александров В.Г. Рекультивация выработанных торфяных полей для сельскохозяйственного использования // Торфяная промышленность. 1986. № 8. С. 18–21.
5. Инишева Л.И. Почвенно-э. Томск, 1992. 270 с.
6. Уланов А.Н. Режим влажности, температуры и элементов питания в выработанных торфяниках Кировской области при их сельскохозяйственном использовании: Дисс. ... канд. с.-х. наук. СПб.; Пушкин, 1995. 291 с.
7. Ковалев Н.Г., Поздняков А.И., Муссаев Д.А., Позднякова Л.А. Торф, торфяные почвы, удобрения. М., 1998. 240 с.
8. Мезенцев В.С., Карнаевич И.В. Увлажненность Западно-Сибирской равнины. Л., 1969. 168 с.
9. Классификация почв России / Сост.: Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева. М., 2000. 235 с.
10. Белова Е.В. Водно-физические и агрохимические свойства выработанных торфяных почв // III Сибирская школа молодого ученого. Мат-лы V региональной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых (22–23 декабря 2000 г). Томск, 2001. Т. 1. С. 72–76.
11. Инишева Л.И., Белова Е.В. Агрохимические, биологические свойства и режимы антропогенных торфяных почв // Агрохимия. 2003. № 4. С. 22–28.
12. Технический анализ торфа / Под ред. Е.Т. Базина. М., 1992. 431 с.
13. ГОСТ 28245–89. Торф. Методы определения ботанического состава и степени разложения. Введ. 01.07.90. М., 1989. 9 с.
14. ГОСТ 11306–83. Торф. Методы определения зольности. Введ. 01.01.85. взамен ГОСТ 7302–73. М., 1984. 6 с.
15. Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Л., 1969. Т. 2. 287 с.
16. ГОСТ 11305–83. Торф. Методы определения влажности. Введ. 01.01.84. без ограничения срока действия. М., 1983. 7 с.
17. Рутковская Н.В. География Томской области: Сезонно-агроклиматические ресурсы. Томск, 1985. 158 с.

БИОСФЕРНЫЕ ФУНКЦИИ БОЛОТ

В.А. Ракович, Н.Н. Бамбляков

Институт проблем использования природных ресурсов и экологии
Национальной академии наук Беларуси, г. Минск,
peatland@ns.ecology.ac.by

Выделены группы незаменимых и заметных функций болот и показана их роль в биосфере. Незаменимость и масштабность проявления функций болот следует учитывать при выборе торфяных месторождений для мелиорации, промышленной разработки и направленной использования их выработанных площадей.

В природе болота выполняют разнообразные и специфичные функции, а именно: аккумулятивную, биологическую, межкруговоротную, ландшафтную, газорегуляторную, геохимическую, гидрологическую и климатическую. Первые четыре функции являются незаменимыми, т.е. такими, которые присущи только болотам, и никакие другие местообитания на суше – леса, луга, степи, сельскохозяйственные угодья – не способны их выполнять. Все вышеназванные функции являются биосферными, так как болота, будучи продуктом эволюции биосферы и ее неотъемлемой частью, оказывают большое влияние на многие биосферные процессы.

Болота выполняли свои биосферные функции еще до появления человека на Земле и продолжают их выполнять поныне. С развитием человечества, кроме биосферных, болота начали выполнять новые функции, которые не имеют значения для природы, но весьма важны для человеческого общества, а именно: ресурсно-сырьевую, культурно-рекреационную и информационно-историческую.

Аккумулятивная функция болот относится к категории незаменимых, так как только в болотах образуется специфический природный продукт – торф, который нигде больше не накапливается. Аккумулятивная функция присуща также почвам и водоемам, однако там аккумулируются другие природные вещества. Качество и скорость аккумуляции торфа зависят от комплекса физико-географических и геохимических факторов, в которых происходит формирование каждого торфяного месторождения, однако скорость нарастания торфяного слоя белорусских болот составляет 0.2–1.2 мм в год в зависимости от типа и геоморфологического положения торфяной залежи. Именно разнообразием факторов природной среды обусловлено наличие крупных и мелких торфяных месторождений с различными типами и видами торфа [1, 2]. На территории Беларуси в голоцене сформировались торфяные месторождения с площадями от менее 1 га до 40 тыс. га и с торфяными залежами мощностью от 0.3 до 9.0 м. Общие геологические запасы торфа в республике до начала его промышленной разработки оценены в 5.4 млрд. т [1].

По мере нарастания торфяных залежей происходит аккумуляция в них воды благодаря высокой водоудерживающей емкости торфа, % по отношению к сухой массе. Как правило, естественная влажность разных генетических видов торфа варьирует от 88 до 98 % [2], т.е. фактически болота представляют собой водоемы, заполненные полуразложившимися растительными остатками. Вместе с аккумуляцией торфа происходит аккумуляция энергии и биогенных химических элементов – углерода, кислорода,

водорода, азота, серы, фосфора, кальция, магния, железа и многих других микроэлементов, входящих в состав растений-торфообразователей и питающих болота вод, а также поступающих с атмосферными осадками. По данным [3, 4] 1 га болота в условиях Беларуси может синтезировать до 14 т сухой биомассы. При средней калорийности растительной биомассы 4200 ккал на 1 кг [5, 6] это составит от 12.6×10^6 до 58.8×10^6 ккал. Вся эта энергия есть ничто иное, как аккумулированная болотными растениями энергия космоса. Вышеупомянутые процессы аккумуляции происходят главным образом благодаря неполному разложению отмерших болотных растений из-за недостатка кислорода для жизнедеятельности аэробных микроорганизмов, разлагающих органическое вещество.

Биологическая функция болот заключается в том, что они являются местообитаниями специфичной флоры и фауны. Эта функция относится к категории незаменимых, потому что болотные виды биоразнообразия не могут существовать в других местообитаниях, например: на суходольных лугах, в лесах, степях или водоемах. Уничтожение болотных местообитаний неизбежно ведет к сокращению биоразнообразия, поэтому представляет большую опасность. По масштабам проявления биологическая функция болот относится к глобальному уровню, так как многие виды болотного разнообразия ежегодно мигрируют за пределы отдельных континентов.

Межкруговоротная функция болот обеспечивает переход органических элементов – углерода, азота и других из малого биогенного в великий геологический круговорот веществ на Земле. Выполнение болотами этой функции, как и аккумулятивной, обусловлено незамкнутостью годовичных биоциклов органического вещества в болотной среде, благодаря чему ежегодно продуцируемое органическое вещество полностью не разлагается и постепенно погребается последующими отложениями. По мере нарастания торфяных залежей новые слои торфа переходят из торфяного слоя в нижележащие, а вместе с ними осуществляется переход химических элементов из биогенного круговорота в геологический. Таким же свойством обладают и озера, хотя органические элементы откладываются там не в виде торфа, а в виде сапропеля или торфосапропеля. Учитывая, что озера являются первой стадией формирования торфяных месторождений [2], можно отнести межкруговоротную функцию болот к категории незаменимых, так как другие местообитания – леса, луга, степи не обладают такой функцией.

По современным представлениям [6] в торфяных залежах зона биогенного круговорота веществ ограничена уровнями грунтовых вод, ниже

которых вода не опускается. Эта зона содержит живые корневые системы и населена аэробными микроорганизмами. Содержание влаги в ней переменчиво, кислород проникает в поры торфяной почвы. Здесь интенсивно развиваются биологические процессы минерализации и гумификации органического вещества. Эта зона получила название торфяного елоя, в котором происходит процесс формирования торфа из отмерших растений.

Ниже линии постоянного уровня грунтовых вод находится бывшая торфяная почва, почти лишенная живых организмов, из-за постоянного анаэробно-гнилостного разложения, и превратившаяся в органогенную горную породу. Здесь постоянно высокое содержание влаги, поры торфа заполнены водой и не насыщаются кислородом, поэтому нет живых корней и аэробных микроорганизмов. Это зона консервации торфа с господством геологических процессов над биологическими.

Ландшафтная функция болот заключается в том, что болота образуют неповторимые болотные ландшафты, которые не могут быть заменены какими-либо другими ландшафтами. Болота, взаимодействуя с прилегающими территориями, образуют разнообразные болотные комплексы, отдельными компонентами которых, помимо болот, могут быть озера, поймы рек и склоны местных водоразделов. Площади болотных комплексов как правило, ограничены гребнями местных водоразделов, реже – площадями полных водосборов.

Главной и принципиальной особенностью болотных комплексов является взаимное влияние болот, озер, пойм и прилегающих склоновых земель друг на друга, проявляющееся в общности гидрологического режима и физико-географических процессов. Следовательно, болотные комплексы существуют как самостоятельные цельные природные экосистемы, компоненты которых функционируют в единых ритмах и циклах. В связи с этим дестабилизация хотя бы одного из компонентов болотного комплекса неизбежно ведет к дестабилизации других компонентов и всего комплекса в целом.

Газорегуляторная функция болот состоит в том, что болотная растительность в процессе фотосинтеза выводит углекислый газ из атмосферы, связывая его в органическое вещество, которое после отмирания растений частично трансформируется в торф (5–15%), остальное – минерализуется. При наличии благоприятных геологических условий торф превращается в бурый и каменный уголь. Это означает, что болота способны выводить из атмосферы углекислый газ и не возвращать его обратно в течение многих тысячелетий. В отличие от этого леса и луга возвращают

углекислый газ в атмосферу полностью после минерализации органического вещества отмерших растений, т.е. в течение примерно 5–500 лет. Газорегуляторная функция болот тесно связана с их аккумулятивной и межкугловоротной функциями.

В Беларуси ежегодный прирост торфяного слоя составляет для болот верхового типа 0.5–1.22 мм, для низинного – 0.26–0.48 мм. Соответственно, и баланс сток CO_2 в болотные экосистемы верхового типа составляет 88.2–215.2 г/м², для низинного – 56.2–103.7 г/м². Неосушенные болота не только выводят из атмосферы углекислый газ, но и обогащают ее кислородом.

После осушения в торфяных залежах увеличиваются зоны биогенного круговорота, и процессы минерализации органического вещества начинают преобладать над его поступлением. Вследствие этого организмы, разрушающие торф, потребляют кислород из атмосферы для окисления органического вещества торфа, а в атмосферу выделяют конечный продукт минерализации – двуокись углерода.

При сельскохозяйственном использовании верхняя осушенная часть торфяных залежей уменьшается в среднем на 1–2 см в год [6], поэтому систематически новые слои торфа выводятся из геологического круговорота в биогенный. Здесь торф разрушается до CO_2 , аммиака, воды и других конечных продуктов минерализации. Таким образом, в осушенных торфяных почвах углерод из геологического круговорота переходит в биогенный, поставляя в атмосферу дополнительные количества углекислого газа, выведенные из нее в древние эпохи.

Используя данные [6], мы определили ежегодную эмиссию углекислого газа в атмосферу с 1 га при разных способах сельскохозяйственного использования осушенных, торфяных почв и выработанных торфяных месторождений: при возделывании пропашных культур до 24, при возделывании зерновых культур до 15, многолетних трав до 9 т/га в год. Эмиссия двуокиси углерода с осушенных и неиспользуемых выработанных торфяных месторождений и их окрестностей составляет до 24 т/га в год. Это больше чем при возделывании зерновых культур и многолетних трав, потому что на выработанных торфяных месторождениях происходит очень слабое восполнение органического вещества почв из-за слабого развития растительного покрова.

При длительном сельскохозяйственном использовании происходит полная деградация торфяного слоя, и плодородие почв снижается до такой степени, что становится невыгодным использование деградированных земель в сельском хозяйстве. Такие земли подлежат экологической

реабилитации путем повторного заболачивания или облесения. В случае облесения деградированных торфяных почв или выработанных торфяников в период активного роста леса такие территории будут интенсивно выводить углекислый газ из атмосферы и обогащать ее кислородом, но после рубки лесных плантаций и последующего использования древесины в хозяйстве весь накопленный древесином углерод снова превратится в углекислый газ при сжигании дров, устаревшей деревянной мебели, выбывших из строя деревянных домов, тары т.д., а также при микробиологическом разложении различных древесных остатков. При этом из атмосферы будет выведено эквивалентное количество кислорода. Таким образом, облесение восстанавливает газорегуляторную функцию лишь на некоторое, пусть даже длительное время, но в конечном итоге через 100–200 лет баланс углекислого газа и кислорода на таких территориях будет близок к нулю.

При оценке газорегуляторной функции болот следует также учитывать залповые выбросы углекислого газа и потребление кислорода на процессы горения при пожарах на торфяниках. Пожароопасными являются все выработанные торфяные месторождения с действующей осушительной сетью, осушенные торфяные почвы, а также выработанные и разрабатываемые торфяные месторождения. Естественные болота с нарушенным гидрологическим режимом в результате влияния на них окружающих мелиоративных систем также принадлежат к наиболее пожароопасным территориям, почти ежегодно подвергающимся крупным пожарам, которые распространяются затем и на сопредельные леса. В республике, по данным МЧС, за последние 10 лет ежегодно происходит от 2,5 тыс. до 8 тыс. торфяных пожаров на площадях от 2 тыс. до 12 тыс. гектаров. К сожалению, пока не разработана методика оценки выбросов углекислого газа при таких пожарах, и оценить залповые выбросы двуокиси углерода не представляется возможным.

Геохимическая функция болот состоит в аккумуляции различных химических элементов, поступающих на болота с атмосферными осадками, пылью, паводковыми и подземными водами. Торф является безупречным сорбентом двух-, трех- и поливалентных металлов, а также ионов аммония [7]. Известны многие месторождения мергеля, известковых туфов, фосфатов, железных руд, урана и германия [8–11], сформировавшиеся благодаря тому, что торфяные залежи являются мощным геохимическим барьером на путях миграции элементов с природными водами.

Гидрологическая функция болот состоит в поддержании водного режима не только на площади, занятой торфяными залежами, но и на приле

гающих к ним территориях, озерах и реках. Осушение болот, особенно пойменного залежания, способствует понижению УГВ на прилегающих территориях, ведет к обмелению озер и рек. Например, даже у такого крупного озера как Освейское, уровень водного зеркала снизился на 2 м в результате осушения и разработки прилегающего торфяного месторождения [12].

Климаторегулирующая функция болот обусловлена их свойством смягчать колебания температуры и влажности воздуха как на самих болотах, так и на прилегающих территориях. Благодаря этому, вблизи осушенных болот в меньшей степени проявляются кратковременные атмосферные засухи, весенние и осенние заморозки. Например, даже в самые засушливые периоды вблизи болот роса бывает обычным явлением.

Ресурсно-сырьевая функция болот проявляется в предоставлении человеческому обществу таких важных ресурсов, как торф для топлива, удобрения, химической переработки и использования во многих других направлениях. Не менее ценными ресурсами болот являются древесина, лекарственные растения и лечебные торфяные грязи. Помимо этого болота являются важным территориальным ресурсом, который используется для строительства, создания мелиорированных сельскохозяйственных угодий, лесопосадок.

Суть **культурно-рекреационной** функции состоит в том, что болота являются местами активного отдыха людей – сбора ягод, грибов, лекарственных растений, охоты, а также объектами туризма и экологического образования.

Информационно-историческая функция болот заключается в том, что торфяные залежи хранят в себе информацию об истории развития растительного покрова и динамики климата в прошлые эпохи. Носителями такой информации является пыльца и споры растений, привносимые на болота с окружающих территорий и хорошо сохраняющиеся в торфяных залежах. По их составу специалисты реконструируют растительный покров, среди которого находилось болото в разные периоды голоцена, а также изменения климата на протяжении последних 10–11 тыс. лет [13–15]. Эта информация имеется в каждой торфяной залежи. В значительно меньшей степени такие сведения получают о более древних периодах развития планеты, например, о рисс-вюрмском или мицель-рисском межледниковьях из-за меньшего количества сохранившегося погребенного торфа, сформировавшегося в эти периоды.

При осушении болот их естественные биосферные функции коренным образом изменяются, либо прекращаются полностью.

Аккумулятивная – прекращается аккумуляция торфа, энергии, биогенных элементов и воды, происходят процессы обезвоживания торфяной залежи, разложения и минерализации органического вещества торфа и выноса биогенных элементов за пределы торфяных месторождений.

Биологическая – уничтожаются местообитания болотного биоразнообразия, а вместе с ними уничтожаются или вытесняются болотные и околоводные виды растений и животных и заменяются другими видами, уничтожаются традиционные места отдыха и кормовые базы перелетных птиц.

Ландшафтная – болотные ландшафты уничтожаются и заменяются антропогенно нарушенными нередко деградированными и пожароопасными территориями.

Межкруговоротная – прекращается переход биогенных элементов и энергии из биогенного круговорота в геологический и происходит процесс обратного перехода биогенных элементов из геологического круговорота вещества и энергии в биогенный до тех пор пока не минерализуется весь торфяной слой.

Газорегуляторная – прекращаются обогащение атмосферы кислородом и очистка ее от избытка диоксида углерода, происходит противоположные процессы: изъятие из атмосферы кислорода и эмиссия в нее диоксида углерода в результате минерализации торфа.

Гидрологическая – в зависимости от глубины осушения водорегулирующая функция существенно ослабляется или полностью утрачивается.

Геохимическая – в результате уменьшения торфяного слоя функция геохимического барьера существенно ослабляется и прекращается при его полном разрушении.

Климатическая – осушенные слои торфяных залежей являются теплоизоляторами, вследствие чего усиливается негативное влияние атмосферных засух и заморозков, микроклимат становится контрастным.

В результате повторного заболачивания осушенных торфяников восстанавливаются все естественные биосферные функции болот в полном объеме, и кроме этого, уменьшается вероятность торфяных пожаров.

При облесении осушенных торфяников и деградированных торфяных почв утрачиваются аккумулятивная, межкруговоротная и гидрологическая функции, в измененном, нехарактерном для болот виде возрождаются биологическая, ландшафтная, климатическая и газорегуляторная функции, ослабляется геохимическая функция, а вероятность пожаров возрастает.

Литература

1. Бамбалов Н.Н., Беленький С.Г., Смирнова В.В., Ракович В.А. Торф // Полезные ископаемые Беларуси: К 75-летию Бел НИГРИ, 2002. С. 182–185.
2. Тюремнов С.Н. Торфяные месторождения. М., 1976. 487 с.
3. Валетов В.В. Фитомасса и первичная продукция безлесных и лесных болот. Минск, 1992. Ч. 1–2. 397 с.
4. Смоляк Л.П., Рубан Н.Н. Сравнительная продуктивность болот Полесья. Минск, 1985. 128 с.
5. Справочник по торфу / Под ред. А.В. Лазарева и С.С. Корчунова. М., 1982. 760 с.
6. Бамбалов Н.Н. Баланс органического вещества торфяных почв и методы его изучения. Минск, 1984. 176 с.
7. Лиштван И.И., Круглинский Н.Н., Третинник В.Ю. Физико-химическая механика гуминовых веществ. Минск, 1976. 264 с.
8. Геохимия озерно-болотного литогенеза / К.И. Лукашев, В.А. Ковалев, А.Л. Жуховицкая и др. Минск, 1971. 280 с.
9. Ковалев В.А., Жуховицкая А.Л. Фосфор в болотной среде. Минск, 1976. 142 с.
10. Ковалев В.А. Болотные минерально-геохимические системы. Минск, 1985. 327 с.
11. Манская С.М., Кадина Л.А. Геохимия лигнина. М., 1975. 230 с.
12. Озера Белоруссии / Под ред. О.Я. Якушко. Минск, 1988. 216 с.
13. Елина Г.А. Принципы и методы реконструкции и картирования растительности голоцена. Л., 1981. 156 с.
14. Пидопличко А.П. Торфяные месторождения Белоруссии. Минск, 1961. 192 с.
15. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М., 1977. 200 с.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТОРФОВ ОЛИГОТРОФНЫХ ЛАНДШАФТОВ

А.В. Савельева

Институт химии нефти СО РАН, г. Томск, anna@ipc.tsc.ru

Многообразие торфов, обусловленное различным ботаническим составом, определило большой набор химических компонентов, входящих в их состав. Расположение объектов исследования в виде олиготрофных ландшафтов, позволили рассмотреть условия торфообразования в определенных пунктах, оценить влияние латерального и внутривалотного стока, дать характеристику органического вещества торфов, слагающих торфяную залежь олиготрофных ландшафтов.

Болотообразовательный процесс в пределах Западно-Сибирской равнины захватил столь обширные территории, что был отнесен к мировым природным феноменам. Специфические условия торфообразования на дан-

ной территории привели к формированию особого состава органического вещества (ОВ) торфов.

Целью данной работы является выявление особенностей состава и свойств торфов олиготрофных ландшафтов.

Район исследований расположен в южно-таежной подзоне Западной Сибири в пределах Бакчар-Иксинского междуречья. Особенностью формирования болотных почв данной подзоны является наличие карбонатных почвообразующих пород. По болотному районированию исследуемая территория расположена в Бакчарском болотном округе. Господствующее положение занимают олиготрофные фитоценозы [1].

Методика исследований

В качестве объекта исследования был взят гидрологический профиль на водосборе р. Ключ. Образцы торфа отобраны на всю глубину торфяной залежи из каждого пункта профиля. Степень разложения, зольность, кислотность определяли стандартными методиками. Определение элементного состава торфов выполнялось на СНН-анализаторе «Carlo Erba Strumentazione» модель 1106 (производство Италия). Групповой состав торфов исследовали по методу Инсторфа [2].

Результаты исследований

Состав и свойства изученных торфов изменяются в широких пределах, что определяется растениями-торфообразователями и условиями торфонакопления [2, 3]. Развитие болота на исследуемой территории начиналось с эвтрофной стадии с господством древесно-травяной растительной ассоциации. В настоящее время большая часть торфяной залежи перешла в олиготрофную стадию развития. Мощность верхового торфа на самой высокой точке ландшафта (пункт 5) достигает 120 см. Условия образования торфов в олиготрофных ландшафтах оказывают влияние на химический состав торфов. Верховые торфа изучаемых торфяных залежей относятся к малозольным (2.1–6.0%); переходные и низинные – к нормальнозольным (до 9.8%) и лишь в торфах, залегающие на подстилающих грунтах, зольность достигает 24.5%. Значения зольности согласуются с высокой степенью разложения (табл. 1).

Следует отметить повышенные значения рН (до 6.0) верховых торфов. Это связано с составом почвообразующих пород. Отмеченная особенность не могла не оказать влияние на формирование состава органического вещества торфов.

Таблица 1

Общетехническая характеристика торфов олиготрофных ландшафтов

Глубина, см	Вид торфа	Степень разложения, %	Зольность, %	pH сол.
Осоково-сфагновая топь – пункт 5				
0–50	Сфагново-мочажинный В	10–15	10.9	4.0
50–100	Сфагново-мочажинный В	20	6.0	4.5
100–150	Осоково-сфагновый П	35	4.7	5.5
150–200	Осоковый П	50–55	4.8	5.5
200–250	Травяной Н	50	5.8	5.5
250–270	Папоротниковый П	50–55	24.5	5.5
Низкий рям – пункт 3				
0–50	Фускум В	0–5	2.7	3.5
50–75	Фускум В	0–5	2.0	3.5
75–100	Медиум В	0–5	2.1	4.0
100–150	Медиум В	10	2.3	4.2
150–200	Сосново-пушицевый В	50–55	6.0	6.0
200–250	Осоковый Н	50–55	4.3	6.0
250–300	Травяной Н	40–45	24.5	6.0
Высокий рям – пункт 2				
0–25	Сосново-пушицевый В	45–50	5.2	2.6
25–50	Древесно-пушицевый П	45–50	6.5	3.5
50–75	Древесно-пушицевый П	55–60	8.0	5.5
75–100	Древесно-пушицевый П	55–60	9.8	5.5

Примечание: В – верховой, Н – низинный, П – переходный.

Элементный состав исследованных торфов изменяется в зависимости от типа и вида торфов (табл. 2). Как показал анализ элементного состава, с увеличением степени разложения возрастает содержание углерода. Такая закономерность отмечается для всех торфов рассматриваемых олиготрофных ландшафтов. Наибольшее содержание кислорода отмечено для моховых видов торфа. Кислород имеет обратную связь с содержанием углерода и степенью разложения. Чем больше углерода в торфе и выше степень его разложения, тем меньше в нем кислорода. Содержание водорода в органической массе изменяется в небольших пределах от 5.2–6.6%. Существенных отклонений в содержании водорода в одноименных видах торфа по стратиграфии торфяной залежи не установлено.

В торфах верхового типа (фускум, древесно-пушицевый, сфагново-мочажинный) содержание азота колеблется от 0.6 до 0.9%. Наиболее обогащены азотом низинные виды торфов (осоковый, папоротниковый, тра-

вяной) – от 2.8 до 3.1%. Это связано с химическим составом растений, участвующими в процессе торфообразования.

Таблица 2

Элементный состав торфов и атомное отношение

Глубина, см	Вид торфа	Массовая доля, %				Атомное отношение		
		С	Н	N	O	H/C	O/C	C/N
Осоково-сфагновая топь – пункт 5								
0–50	Сфагново-мочажин. В	48.8	6.1	1.1	43.6	1.5	0.67	51.8
50–100	Сфагново-мочажин. В	51.9	6.2	2.1	39.6	1.4	0.8	24.7
100–150	Осоково-сфагновый П	55.9	6.5	2.5	35.0	1.4	0.5	26.1
150–200	Осоковый П	55.5	6.0	2.9	35.5	1.3	0.5	22.3
200–250	Травяной П	54.9	5.7	2.8	36.4	1.2	0.5	22.9
250–270	Папоротниковый Н	54.6	5.2	3.0	37.0	1.1	0.5	21.2
Низкий рям – пункт 3								
0–50	Фускум В	48.7	6.2	0.6	44.2	1.5	0.7	94.7
50–75	Фускум В	48.9	6.2	0.6	44.2	1.5	0.9	95.1
75–100	Медиум В	49.2	6.3	0.7	43.5	1.6	0.9	82.0
100–150	Медиум В	51.3	6.4	0.9	41.2	1.5	0.6	66.5
150–200	Сосново-пушицевый В	55.5	6.4	2.3	35.4	1.4	0.5	28.2
200–250	Осоковый Н	54.5	5.8	2.6	36.9	1.3	0.6	17.6
250–300	Травяной Н	53.7	6.2	2.8	37.1	1.4	0.5	24.5
Высокий рям – пункт 2								
0–25	Сосново-пушицевый В	52.6	6.5	1.6	39.0	1.5	0.6	38.4
25–50	Древесно-пушицевый П	56.8	6.1	2.6	34.1	1.3	0.5	25.5
50–75	Древесно-пушицевый П	57.2	6.5	2.8	33.1	1.4	0.4	23.8
75–100	Древесно-пушицевый П	56.7	6.1	2.8	34.2	1.2	0.5	23.6

Оценивая содержание ОВ, важно отметить, что ботаническая принадлежность торфа оказывает существенное влияние на его состав (табл. 3).

Проводя сравнительный анализ состава ОВ деятельного и инертного слоев, прежде всего, заметно отличие по содержанию гуминовых кислот (ГК), легко- и трудногидролизуемых (ЛГ и ТГ) веществ. Процесс гумификации наиболее ярко выражен в инертном слое. С повышением степени разложения в торфе увеличивается содержание ГК и ТГ, так как при распаде ОВ растений-торфообразователей неустойчивые соединения преимущественно минерализуются, окисляясь до CO_2 и H_2O . В торфах низкого и высокого рямов отмечается увеличение ЛГ и ТГ в слое 50–100 см. Вместе с тем, увеличение содержания этих фракций ближе к зоне разгрузки вод (пункт 2 – геохимический барьер ландшафтного профиля) свидетельствует о мигра-

шии веществ по профилю. Еще В.И. Вернадский [4] показал масштабность гидрохимического фактора в преобразовании органического вещества. Роль болот в литогенезе, как фактора химической дифференциации элементов на путях от областей сноса до окрайки болота (пункт 2), очевидна.

В тоже время известно, что свойства торфов, слагающие торфяную залежь, оказывают влияние на формирование гидрохимического стока, который состоит из болотных вод и атмосферных осадков [5]. Химический состав болотных вод формируется за счет биохимических процессов, протекающих в торфяной залежи болотных экосистем. В результате химический состав стока с заболоченного бассейна аналогичен составу вод, прошедших очередную стадию биохимических превращений. Вышеизложенное позволяет утверждать, что рассматриваемый сопряжен-

Таблица 3
Групповой состав ОВ торфов олиготрофных ландшафтов

Глубина, см	Вид торфа	Содержание, % мас.					
		ВР	ЛГ	липиды	ГК	ТГ	Л
Осоково-сфагновая топь – пункт 5							
0–50	Сфагново-мочажинный В	0.3	33.4	0.2	30.5	10.5	25.1
50–100	Сфагново-мочажинный В	0.4	29.5	0.9	33.0	9.7	26.5
100–150	Осоково-сфагновый П	0.2	42.5	0.2	28.0	14.1	15.0
150–200	Осоковый П	0.1	31.5	1.7	29.2	15.0	22.5
200–250	Травяной Н	0.1	14.8	1.3	46.6	10.2	27.0
250–270	Папоротниковый Н	0.2	15.4	0.1	45.9	10.5	27.9
Низкий ям – пункт 3							
0–50	Фускум В	0.9	30.6	2.6	25.1	15.2	25.6
50–75	Фускум В	1.2	16.6	1.7	25.2	16.4	38.9
75–100	Медум В	0.4	32.6	0.6	19.8	14.3	32.3
100–150	Медум В	0.4	33.5	1.4	19.0	10.3	35.4
150–200	Сосново-пушицевый В	0.3	23.6	0.7	37.1	13.8	24.5
200–250	Осоковый Н	0.3	16.3	0.2	25.2	17.2	40.8
250–300	Травяной Н	0.1	38.6	0.2	21.2	16.0	23.9
Высокий ям – пункт 2							
0–25	Сосново-пушицевый В	1.6	22.4	3.9	27.6	4.2	40.3
25–50	Древесно-пушицевый П	1.6	28.3	3.6	22.7	8.1	35.7
50–75	Древесно-пушицевый П	1.2	36.6	2.6	23.0	9.2	27.4
75–100	Древесно-пушицевый П	0.4	32.7	0.9	39.8	11.0	15.2

Примечание: ВР – водорастворимые вещества, ЛГ – легкогидролизуемые вещества, ГК – гуминовые кислоты, ТГ – трудногидролизуемые вещества, Л – лигнин.

ный ряд биогеоценозов олиготрофных ландшафтов позволяет оценить геохимические закономерности распределения органического вещества.

Работа выполнена под руководством член-корр. РАСХН Л.И. Инишевой и к.т.н. Н.В. Юдиной.

Литература

1. Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А., Березина Н.А. и др. Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение. Тула, 2001. 584 с.
2. Лиштван И.И. Базин Е.Т. Гамаюнов Н.И., Терентьев А.А. Физика и химия торфа. М., 1989. 303 с.
3. Лукошко Е.С., Вамбалов Н.Н., Хоружик А.В. и др. Изменение химического состава растений-торфообразователей в процессе гумификации // Химия твердого топлива, 1989. № 2. С. 9–15.
4. Вернадский. Вернадский В.И. Биосфера. Избр. соч. М., 1960. Т. 5. С. 7–102.
5. Инишева Л.И., Инишев Н.Г. Элементы водного баланса и гидрохимическая характеристика олиготрофных болот южно-таежной подзоны Западной Сибири // Водные ресурсы. 2001. Т. 28. № 4. С. 410–417.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АММОНИФИКАТОРОВ В ОЛИГОТРОФНЫХ ТОРФЯНЫХ ПОЧВАХ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ГИДРОТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Ю.В. Сапникова

Томский государственный педагогический университет,
Сибирский научно-исследовательский институт торфа СО РАСХН, г. Томск

Изучены динамика и вертикальное распределение аммонифицирующих микроорганизмов в торфяных почвах олиготрофного ряда. Установлено, что торфяные почвы биологически активны по всему профилю. Содержание и активность микроорганизмов определяется гидротермическими и окислительно-восстановительными условиями.

Современный этап развития почвоведения характеризуется повышенным вниманием к микробиологическим исследованиям почв, что определяется важной ролью микроорганизмов в почвообразовании. Расшифрованы основные процессы, осуществляемые почвенными микроорганизмами, их роль в круговороте вещества, в гумусообразовании и структурообразовании. Почвенные микроорганизмы поддерживают в экосис-

темах гомеостаз, который обеспечивается за счет огромного микробного пула (десятки тонн биомассы, большое микробное разнообразие). Каждый процесс дублируется многими видами микроорганизмов, что, естественно, обеспечивает большую устойчивость системы. Все вышеперечисленное имеет прямое отношение к торфяным почвам, в которых процессы торфогенеза обеспечиваются микробиологической деятельностью.

Одним из активных процессов в почве является аммонификация – процессе минерализации азотсодержащих органических веществ с выделением аммиака. Микроорганизмы, которые осуществляют этот процесс, получили название аммонификаторы [1].

Активность этой группы микроорганизмов не остается постоянной на протяжении вегетационного периода в результате воздействия разных факторов: влажности, температуры, окислительно-восстановительного потенциала.

Методика исследований

Исследование особенностей распределения аммонифицирующих микроорганизмов в торфяных почвах было проведено на примере олиготрофных ландшафтов отрогов Васюганского болота на полигоне СибНИИТ СО РАСХН «Васюганье». В качестве эталонного объекта был выбран ландшафтный профиль, который заложен в пределах водосборной площади р. Ключ. Он охватывает типичную для территории последовательность сопряженных ландшафтов от заболоченного леса до осоково-сфагновой топи. На ландшафтном профиле были оборудованы пункты наблюдений на высоком ряме (П. 2), низком ряме (П. 3) и осоково-сфагновой топи (П. 5) [2].

С целью изучения распределения численности аммонифицирующих микроорганизмов были отобраны образцы торфяных почв в вегетационные периоды 2000–2002 гг. Пробы торфяной почвы отбирались через каждые 25 см до глубины 1 м, а далее – через 50 см на всю глубину торфяной залежи буром ТБГ-1 с учетом ботанического состава. Общую численность микроорганизмов на МПА определяли по методике Института Микробиологии РАН [3], результаты пересчитаны на в.с.т. Параллельно в торфяной залежи определяли влажность, уровень болотных вод, температуру и окислительно-восстановительный потенциал [4].

Результаты исследований

Погодные условия рассматриваемого периода различаются. Так, особенностью вегетационного периода 2000 г. была ранняя, продолжитель-

ная и засушливая весна и очень влажное лето. Последующий 2001 г. характеризовался теплым, засушливым маем, холодным июлем и избыточно увлажненным августом. В 2002 г. наблюдался теплый май, относительно равномерное распределение по сезону тепла и влаги за исключением дождливого июля.

В течение вегетационных периодов исследуемых лет численность аммонификаторов изменяется в незначительных пределах. Среднее содержание микроорганизмов по профилю исследуемых пунктов наблюдений в 2000 г. составляло 29.7 млн клеток/г, в 2001 г. – 19.6 млн клеток/г, а в 2002 г. 11.8 млн клеток/г. По литературным данным в торфяных почвах численность аммонификаторов изменяется в пределах 1.3–16.5 млн клеток [5]. Причем их распределение по отдельным пунктам наблюдений является неравномерным: самое высокое содержание аммонификаторов в 2000 г. было на осоково-сфагновой топи. Такая же закономерность отмечается и в торфяной залежи низкого ряма. В последующие годы среднее содержание аммонифицирующих микроорганизмов по профилю постепенно снижалось в 2–2.5 раза (рис. 1).

Рассмотрим распределение численности микроорганизмов по глубине. В торфяной залежи высокого ряма наблюдалась равномерная заселенность микроорганизмами по всей толще торфяной залежи. В то время как в залежах низкого ряма и осоково-сфагновой топи, происходит увеличение численности аммонификаторов с глубиной.

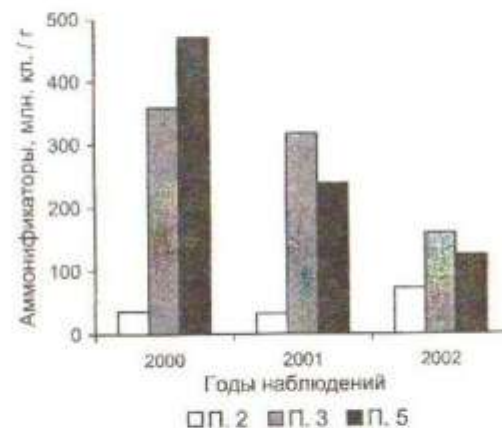


Рис. 1. Содержание аммонифицирующих микроорганизмов в торфяных почвах за период 2000–2002 гг.

Работами многих исследователей [6] было показано, что торфяная залежь по свойствам делится на 2 горизонта: деятельный (верхний) и инертный (нижний). Их различия состоят, прежде всего, в том, какие условия, аэробные или анаэробные, складываются в профиле торфяной залежи, о которых можно судить по значениям окислительно-восстановительного потенциала. Проведем сравнительный анализ слоев 0–50 см и 75–100 см в исследуемых торфяных почвах. Исследования показали, что слой 0–50 см менее активен по содержанию аммонифицирующих микроорганизмов, в то время как на глубине 75–100 см их численность увеличивается. В торфяных залежах биогеоценозов содержание аммонификаторов максимально в слое 75–100 см и колеблется от 4.2 млн клеток до 40.7 млн клеток. Такое распределение микроорганизмов объясняется, по нашему мнению, степенью разложения и анаэробными условиями, которые вниз по профилю усиливаются (рис. 2 А, табл.) [7].

Ботанический состав и степень разложения исследуемых торфяных почв

Глубина, см	Степень разложения, %	Ботанический состав
Высокий рям		
0–25	50	Сосново-пушицевый П
25–50	55	Древесно-пушицевый П
50–75	60	Древесно-пушицевый П
75–100	60	Древесно-пушицевый П
Низкий рям		
0–50	5	Фускум торф В
50–75	5	Фускум торф В
75–100	5	Медиум торф В
100–150	5	Медиум торф В
150–200	45	Пушицево-сфагновый В
200–250	45	Осоково-пушицевый П
250–300	20	Травяной Н
Осоково-сфагновая топь		
0–50	15	Сфагновый мочажинный В
50–100	20	Сфагновый мочажинный В
100–150	35	Осоково-сфагновый П
150–200	55	Осоково-сфагновый П
200–250	50	Травяной Н
250–275	55	Папоротниковый Н

Примечание: В – верховой тип торфа; П – переходный тип торфа; Н – низинный тип торфа.

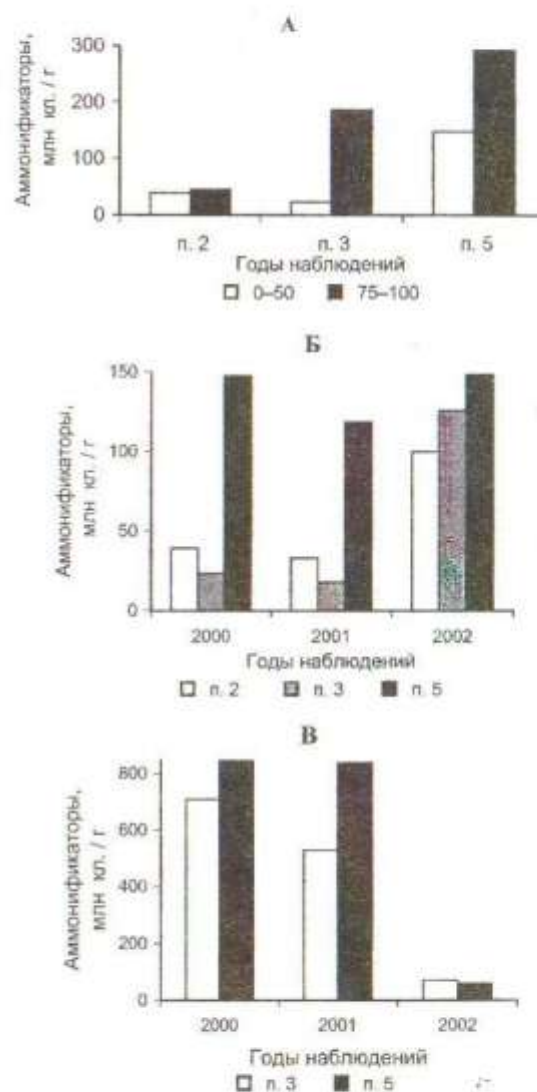


Рис. 2. Содержание аммонифицирующих микроорганизмов в торфяных почвах на глубинах 0–50 и 75–100 см (А); 0–50 см (Б); 200–250 см (В)

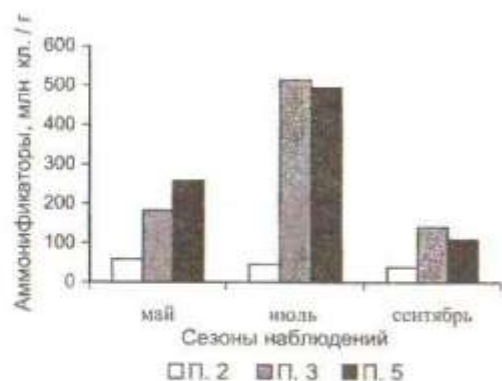


Рис. 3. Содержание аммонифицирующих микроорганизмов в торфяных почвах за период 2000–2002 гг.

Процесс торфогенеза в ландшафтном профиле на разных его участках различается, что непосредственно влияет на активность аммонификаторов. Проведем анализ содержания аммонифицирующих микроорганизмов деятельного слоя в торфяных залежах разных биогеоценозов. Максимальным содержанием характеризуется торфяная залежь осоково-сфагновой топи, а минимальное количество аммонификаторов содержится в торфяной залежи низкого рьяма. Надо полагать, это объясняется различным ботаническим составом торфяных залежей исследуемых пунктов (рис. 2 Б).

Представляет интерес рассмотреть содержание микроорганизмов, усваивающих органические формы азота, в анаэробных условиях слоя 200–250 см на примере торфяных залежей низкого рьяма и осоково-сфагновой топи. Из полученных данных хорошо видно, что в этом горизонте наибольшая численность аммонификаторов приурочена к торфяной залежи осоково-сфагновой топи на исследуемой глубине преобладали более низкие значения температуры и окислительно-восстановительного потенциала, что является оптимальными условиями для роста и развития аммонифицирующих микроорганизмов (рис. 2 В) [5].

Содержание аммонификаторов в торфяных залежах изменяется не только с глубиной, но и на протяжении вегетационного периода. За период наблюдений складывались более благоприятные гидротермические и окислительно-восстановительные условия для роста и развития аммонифицирующих микроорганизмов в июле (рис. 3). В мае и сентябре численность микроорганизмов, усваивающих органические формы азота,

снижалась в 2–3 раза. Исключением является лишь торфяная залежь высокого рьяма, где содержание аммонификаторов остается практически неизменным на протяжении всего вегетационного периода (рис. 3).

Таким образом, проведенные исследования показали, что процессе минерализации сложных органических веществ в торфяных почвах исследуемых пунктов протекает с разной активностью, которая в свою очередь зависит от гидротермических и окислительно-восстановительных условий.

Работа выполнена под руководством чл.-корр. РАСХН Л.И. Инишевой.

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП «Университеты России – фундаментальные исследования» (УР 07.01.023).

Литература

1. Васильева А.Н. Микробиологические процессы в осушаемых почвах южно-таежной подзоны Томской области: Дисс. ... канд. биол. наук. Томск, 1984. 155 с.
2. Васюганское болото (природные условия, структура и функционирование) / Под ред. Л.И. Инишевой. Томск, 2000. 136 с.
3. Методы почвенной микробиологии и биохимии / Под ред. Д.Г. Звягинцева. М., 1991. 304 с.
4. Инишева Л.И., Дементьева Т.В., Белова Е.В. и др. Состояние процессы развития природно-ресурсного потенциала Большого Васюганского болота // Большое Васюганское Болото. Современное состояние и процессы развития. Томск, 2002. 230 с.
5. Клевенская И.Л., Наплекова Н.Н. и др. Микрофлора почв Западной Сибири. Новосибирск, 1970. 223 с.
6. Иванов К.Е. Водообмен в болотных ландшафтах. Л., 1975. 280 с.
7. Зименко Т.Г., Самсонова А.С. и др. Микробные ценозы торфяных почв и их функционирование. Минск, 1983. 181 с.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕТАНОГЕНОВ И МЕТАНОТРОФОВ В ТОРФЯНОЙ ЗАЛЕЖИ ОЛИГОТРОФНОГО БОЛОТА

М.А. Сергеева

Томский государственный университет

В работе приводятся результаты исследований бактерий цикла метана (метаногенов и метанотрофов) в торфяной залежи олиготрофного болота.

Проведенные исследования показали, что численность метаногенов с глубиной увеличивается, а метанотрофов снижается. Выявлены корреляционные зависимости данных групп микроорганизмов от степени разложения и pH торфов.

В последние годы пристальное внимание исследователей привлекают переувлажненные почвы северных широт, которые содержат до 20–30 % мировых запасов углерода и являются важнейшими источниками поступления парниковых газов в атмосферу. Большинство исследователей считает, что метан обуславливает третью часть парникового эффекта. Одним из глобальных источников метана являются болотные ландшафты северного полушария. Согласно оценкам ученых, вклад болот России может составлять 25–50 % от всего потока метана с территории нашей страны. Биологическое образование метана – геохимически важный процесс, который является результатом метаболической активности метаногенов и метанотрофов. Целью работы явилось выявление особенностей распределения метаногенов и метанотрофов в торфяной залежи олиготрофного болота.

Методика исследований

Исследования проводились на территории научно-исследовательского полигона СибНИИТ СО РАН «Васюганье», расположенного в Бакчарском районе Томской области. Объект исследований относится к Западно-Сибирской таежной болотной области бореально-атлантических выпуклых олиготрофных моховых болот активного заболачивания [1]. Образцы торфа были отобраны в мае 2002 г. из трех пунктов: высокий рям (п. 2); низкий рям (п. 3); открытая осоково-сфагновая топь (п. 5). Отбор образцов производили с помощью бура ТБГ-1 до минерального грунта. В образцах было определено содержание метаногенов и метанотрофов по методикам [2, 3].

Статистическая обработка экспериментальных данных была выполнена с использованием пакета «Statistica 4.5»

Результаты исследований

Результаты проведенных исследований показали, что численность метаногенов с глубиной увеличивается, а метанотрофов снижается. Так, в условиях осоково-сфагновой топи количество метаногенов увеличивается с 95×10^3 до 500×10^3 кл/г торфа, а численность метанотрофов снижается с 400×10^3 до 150×10^3 кл/г торфа (см. табл.). Аналогичная закономерность наблюдается и в других пунктах. При этом прослеживается прямая зависимость числа метаногенов от степени разложения торфа (0.97). Так, в условиях низкого рьяма при степени разложения до 5 % численность метанобразующих микроорганизмов колеблется в пределах $50–45 \times 10^3$ кл/г

Распределение метаногенов и метанотрофов в торфяной залежи олиготрофного болота

Глубина отбора образцов, см	Ботанический состав	рН сол.	Степень разложения, %	Метаногены и метанотрофы	
				10^3 кл/г торфа	
Высокий рям (п. 2)					
0–50	Древесно-пушицевый П	3.5	45–50	20	не опр.
50–75	Древесно-пушицевый П	5.5	55–60	50	не опр.
75–100	Древесно-пушицевый П	5.5	55–60	30	не опр.
Низкий рям (п. 3)					
0–25	Фускум-торф В	3.5	0–5	50	300
25–50	Фускум-торф В	3.5	0–5	50	350
50–100	Фускум-торф В	3.8	0–5	45	100
100–150	Медиум торф В	4.2	10	200	300
150–200	Сосново-пушицевый В	6.0	50–55	500	150
200–250	Осоковый Н	6.0	40–45	500	150
Открытая осоково-сфагновая топь (п. 5)					
0–50	Сфагновый мочажинный В	4.0	15	95	400
50–100	Сфагновый мочажинный В	4.5	20	50	400
100–150	Осоково-сфагновый П	5.5	35	200	350
150–200	Осоковый П	5.5	50–55	200	400
200–250	Травяной Н	5.5	50	500	150
250–270	Папоротник Н	5.5	не опр.	450	150

Примечание: В – верховой торф; П – переходный торф; Н – низинный торф.

торфа. С увеличением степени разложения до 50 % их численность увеличивается до 500×10^3 кл/г торфа. В условиях низкого рьяма численность метаногенов определяется реакцией среды торфяной залежи, что подтверждается коэффициентам корреляции (0.99). Известно, что для метанобразующих микроорганизмов наиболее оптимальным является рН около 6 [4]. Это подтверждают и наши исследования. Например, численность данной группы изменяется от 50×10^3 до 500×10^3 кл/г торфа, при этом рН падает на уровне 3.5 и 6.0, соответственно. При этих же значениях рН численность метанотрофов составляет 300×10^3 и 150×10^3 кл/г

торфа. Данные результаты свидетельствуют о том, что для метанотрофов наиболее оптимальной является кислая реакция среды.

В условиях открытой осоково-сфагновой топи (п. 5) основное влияние на численность метаногенов оказывает окислительно-восстановительный потенциал (ОВП). ОВП служит мерой напряженности окислительно-восстановительных процессов, а его уровень отражает преобладание процессов окисления или восстановления в почвах. Отмечено закономерное снижение ОВП с глубиной, при этом наблюдается четкая дифференциация торфяной залежи на три горизонта: верхний с высокими величинами ОВП; переходный с чередующимися значениями и нижний, с преобладанием резко восстановительных условий в залежи. Это приводит к увеличению численности метаногенов и снижению численности метанотрофов с глубиной. Известно, что только при крайне низких значениях ОВП образование метана может быть термодинамически выгодной реакцией, это и определяет возможную область развития метанобразующих микроорганизмов [5].

Определенное влияние на численность микроорганизмов может оказывать тип торфа. Самая высокая численность метанобразующих бактерий наблюдается в торфах низинного типа, а численность метанооксиляющих бактерий в этих торфах минимальна. Переходный тип торфа характеризуется, как высокой, так и низкой численностью данных групп. Верховой торф почти всегда отличается высокой численностью метанотрофов и низкой численностью метаногенов.

Таким образом, проведенные исследования показали, что:

1. В олиготрофном болоте с глубиной численность метаногенов возрастает, а метанотрофов снижается.
2. В ряду: высокий рям – низкий рям – открытая топь, количество метаногенов и метанотрофов возрастает.
3. Выявлены корреляционные связи между численностью данных групп микроорганизмов и pH, степенью разложения торфов.

Работа выполнена под руководством чл.-корр. РАСХН Л.И. Инишевой.

Литература

1. Лисс О.Л. Закономерности развития болотных систем в голоцене и их рациональное использование (на примере Западной Сибири): Автореф. дисс. ... докт. геогр. наук. М., 1990. 29 с.
2. Звягинцев Д.Г. Методы почвенной микробиологии и биохимии. М., 1991. 304 с.
3. Гальченко В.Ф. Метанотрофные бактерии. М., 2001. 500 с.
4. Ferry J.G. Methanogenesis. New York; London, 1993. 536 p.
5. Заварзин Г.А. Литотрофные микроорганизмы. М., 1972. 322 с.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРУНТОВЫХ ВОД ОСВОЕННЫХ НИЗИННЫХ ТОРФЯНЫХ И ВЫРАБОТАННЫХ ПОЧВ В ЗОНЕ ЕВРО-СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

А.Н. Уланов

Кировская лугоболотная опытная станция

На примере освоенного низинного, частично выработанного торфомассива «Гадовское» Кировской области установлены закономерности формирования химического состава грунтовых вод в зависимости от длительности освоения и режима использования торфяных почв, слоя остаточного торфа и степени осушения. Выявлено, что на результат анализа большое влияние оказывает способ отбора проб воды.

Методика исследований

Основным объектом исследований, где была заложена сеть многолетних полевых стационаров, является типичный низинный торфомассив «Гадовское», на 4/5 подверженный фрезерной торфодобыче в 1936–75 гг. По ботаническому составу торф древесный и древесно-осоковый, степень разложения 20–70%, объемная масса – 0.110–0.400 г/см³. Содержание общего азота достаточно высокое – 1.90–2.4%, валовые запасы фосфора и калия редко превышают 50–100 мг/100 г. Торфяная залежь подстилается аллювиальными среднезернистыми песками.

Анализ вод проводится по методике А.О. Алекина [1]. Режим отбора проб изложен в тексте статьи.

Результаты исследований

По содержанию в грунтовых водах многих зольных элементов можно с высокой степенью вероятности судить о темпах миграции по профилю и величине потерь этих элементов из почвенного раствора и почвенно-поглощающего комплекса в целом. Поэтому, сведения о гидрохимическом режиме грунтовых вод каждого отдельного участка торфяного массива могут служить достоверным и весьма оперативным инструментом общего контроля за правильностью использования торфяников в качестве почв.

Для изучения химического состава почвенно-грунтовых вод в течение 4-х лет проводились наблюдения на 9 стационарных площадках – вариантах отличающихся разной степенью осушения, слоем торфа, ха-

рактором и длительностью использования. Отбор грунтовых вод производился из скважин-колодцев до и после предварительной откачки грунтовых вод ежемесячно в течение всего года. Поскольку все точки для наблюдения расположены в пределах одного массива, общий порядок распределения ионов на всех вариантах практически аналогичен. Из катионов преобладают Ca^{2+} (29–100 мг/л) и Mg^{2+} (11–30 мг/л), из анионов доминируют HCO_3^- (115–250 мг/л) и NO_3^- (20–30 мг/л). В порядке уменьшения катионы располагаются следующим образом: Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{+2+3} , K^+ , NH_4^+ ; анионы – H_2CO_3^* , NO_3^- , H_2PO_4^- . Почвенно-грунтовые воды в целом характеризуются слабокислой и даже нейтральной реакцией (рН 6.0–7.0). Таким образом воды торфомассива «Гадовское» имеют гидрокарбонатно-кальциевый состав (табл. 1).

Содержание таких важных биогенных элементов как K^+ (0.6–3.0 мг/л) и H_2PO_4^- (0.1–0.9 мг/л), являющихся элементом питания, очень незначительно. Это, по-видимому, прежде всего объясняется высокой потребностью растений в этих элементах и сравнительно низкой миграционной способностью фосфорной кислоты. Очень невелико в грунтовых водах содержание NH_4^+ , что объясняется достаточно сильной адсорбционной способностью этого катиона и, стало быть, ничтожным его поступлением в грунтовые воды (0.3–3.7 мг/л).

Достаточно высокое, на наш взгляд, содержание водорастворимых фракций гумуса (до 400 мг/л), представленных, по-видимому, большей частью гуминовыми кислотами.

Аналогичную или очень близкую последовательность по величине выноса в грунтовые воды выше указанных ионов на низинных торфяных почвах в разных климатических зонах отмечают П.В. Мелентева [2], В.Н. Ефимов [3], Е.И. Сипьевич [4], Р.Т. Богомолова и Т.А. Баранова [5], Е.П. Палов [6], Л.И. Инишева [7] и др. Основную роль в формировании химического состава почвенно-грунтовых вод они также отводят Ca^{2+} , Mg^{2+} и HCO_3^- .

Кальцию и магнию принадлежит особая роль в болотном почвообразовании. Кальций занимает первое место среди катионов всех болотных вод, правда абсолютное его содержание в водах разных типов почв далеко не одинаково. С уменьшением содержания кальция, магния и гидрокарбоната связана смена фитоценозов на торфяных почвах.

В зависимости от генезиса болота, литологического состава пород, окружающих его, географического расположения и, таким образом преобладающих в грунтовых водах ионов классификационный спектр болот по гидрохимическому составу по О.А. Алекину [1] достаточно об-

ширен. По данным А.В. Кудельского, А.М. Гречко, В.И. Пашкевич [8] в процессе длительного осушения и использования геохимический облик грунтовых вод может трансформироваться, к примеру, от гидрокарбонатно-кальциевых к сульфатно-кальциевым. По результатам наших наблюдений такой глубокой перестройки изначального состава вод не наблюдается.

Важнейшими факторами, влияющими на концентрацию химических веществ в грунтовых водах является тип растительного покрова, свойства почвы, уровень агротехники и режим использования. Наблюдения за составом почвенно-грунтовых вод проводились на многолетних стационарах, используемых в течение 27 лет в бессменном режиме: под многолетними укосными травами, пропашными, чистым паром. Кроме того, объектом наблюдений было долготетнее культурное пастбище 1935 года залужения и в качестве контроля – целинная, подсушенная низинная торфяная почва под лиственнично-хвойным лесом (табл. 1).

Результаты наших наблюдений свидетельствуют о значительном увеличении степени минерализации вод на всех объектах. Больше всего (в 2–3 раза) увеличилось содержание Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe , K^+ , HCO_3^- , а также водорастворимых гумусовых веществ. В меньшей степени изменились или остались на уровне контроля H_2PO_4^- и азотсодержащие ионы. Сравнительно невысокое увеличение содержания этих элементов в водах объясняется систематическим их потреблением кормовыми культурами и слабой миграционной способностью NH_4^+ и H_2PO_4^- .

Несколько иные данные на пастбищном участке. Здесь отмечена наибольшая концентрация в водах Ca^{2+} и Mg^{2+} , но особенно, более чем в 4 раза, увеличилось содержание железа. Под многолетней луговой монокультурой образуется достаточно устойчивая капиллярная система, по которой железо регулярно подтягивается к зоне аэрации и там накапливается в виде оруденелых прослоек и целых горизонтов. Значительная часть аккумулированного железа в большом количестве вновь может попасть в грунтовые воды, поскольку состояние этого элемента, постоянно меняющего валентность, тесно связано с гидротермическим режимом и окислительно-восстановительными условиями среды.

В отличие от остальных участков, в грунтовых водах пастбища наиболее низкое, практически на уровне целины, содержание водорастворимых гумусовых веществ. Если под укосными многолетними травами, пропашными и паровым участком было отмечено некоторое подкисление почвенного раствора, то под пастбищным травостоем значение рН солевой несколько увеличилось, что, в принципе, согласуется с более высоким здесь содержанием Ca^{2+} и Mg^{2+} .

Таблица 1

Химический состав грунтовых вод изливной торфяной почвы в зависимости от режима использования (среднее за 1997–2000 гг.), мг/л

Участок	Органическое вещество	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Σ Fe	K ⁺	NH ₄ ⁺	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	H ₂ PO ₄ ⁻	Азот легко гидролизуемый	Сумма ионов
Целина (под лесом)	240,0	6,4	28,7	11,1	2,7	2,0	1,6	20,2	115,0	0,6	7,5	189,4
Многолетние травы, 27 лет	351,0	6,0	63,2	18,8	8,4	2,9	2,2	32,0	185,0	0,9	10,2	323,6
Пропашные, 27 лет	315,0	6,3	68,0	19,4	7,2	3,9	2,4	24,5	194,0	0,9	7,6	324,9
Пар чистый, 27 лет	303,3	6,3	72,9	21,0	6,5	3,4	1,0	29,4	210,0	0,5	8,6	394,3
Пастбище, 65 лет	245,0	6,6	81,7	27,8	11,4	3,2	2,8	23,7	170,0	0,5	7,8	328,9
Канал мелиоративный	320,0	7,7	75,0	12,0	1,5	2,0	1,2	34,0	370,0	1,2	15,0	511,9

Многочисленными исследованиями, как на дерново-подзолистых [5, 9], так и на торфяных почвах [6] установлено, что под лугом потери питательных веществ на несколько порядков меньше, чем из под полевых и тем более пропашных культур. Прежде всего, это относится к азотсодержащим ионам, в частности, нитратам.

Наши наблюдения лишь частично подтверждают эту зависимость. На паровом поле в среднем за 4 года было отмечено более высокое содержание в грунтовых водах Ca²⁺, Mg²⁺ и K⁺ и самое низкое – органического вещества. Что же касается азотсодержащих соединений, то их количество практически одинаковое под всеми культурами, причем, даже, с незначительным превышением под многолетними травами укосного использования (табл. 1). Очевидно, вырождающийся 27-летний травостой уже не в состоянии полностью утилизировать весь вносимый с удобрениями азот (160–180 кг/га д.в.) и часть его, в основном в нитратной форме, попадает в грунтовые воды.

Проводилась сравнительная оценка состава грунтовых вод двух участков отличающихся друг от друга степенью осушения и характером использования. Было установлено, что в торфяной почве, используемой в севообороте, 60 % которого составляют полевые и пропашные культуры, причем, в условиях очевидной переосушки (уровень грунтовых вод (УГВ) > 200 см), содержание большинства ионов в водах в несколько раз выше, чем под многолетним лугом при нормальном уровне осушения: Ca²⁺, K⁺, NH₄⁺ в 2–2,5 раза, Mg²⁺ почти в 4 раза. Особенно велики потери нитратного азота, содержание которого в водах (более 1000 мг/л) превышает в десятки раз ПДК. Здесь же, более чем в 2 раза выше содержание водорастворимого гумуса. Все это свидетельствует о явно прогрессирующих почвозаразительных процессах торфяной почвы в условиях глубокого залегания грунтовых вод и интенсивного использования. Прежде всего, до необратимого состояния ускоренным образом деградирует азотный фонд и весь почвенно-поглощающий комплекс (ППК) профиля. В результате повышенного выщелачивания из почвы Mg²⁺ и Ca²⁺ значение pH в водах поднялось до 7 единиц (табл. 2).

Химический состав грунтовых вод выработанных торфяников изучен еще меньше. Постоянными объектами наших наблюдений были 3 основных участка: торфяная выработанная почва, но не освоенная, имеющая 100–120 см остаточного торфа; торфяная выработанная, в луговой культуре более 15 лет, слой торфа 100–120 см; торфяно-глеевая выработанная, в бессеменной луговой культуре более 30 лет, слой торфа 10–30 см.

Из 4-летних усредненных данных, представленных в табл. 3 видно, что грунтовые воды целинного участка, где уже более 30 лет отсутствует вся

кая деятельность, содержат самое незначительное количество химических соединений и водорастворимых фракций гумуса из всех наблюдаемых точек, включая и целинный торфяник под лесом (табл. 1). Лишь более повышенное наличие в водах нитрат-аниона свидетельствует о постоянных и существенных потерях минеральных форм азота в условиях полного отсутствия растительности на целинном участке. Освоение, в данном случае под многолетние укосные травы, сопровождается многократным увеличением в почвенно-грунтовых водах органического вещества и большинства определяемых нами ионов. Более низкое, по сравнению с целиной, содержание нитратов связано с достаточно высоким их потреблением травами. Третий участок характеризуется наибольшим сроком использования его под многолетними травами, а главное, крайне ограниченными запасами остаточного торфа. Потери основных элементов питания и гумусовых веществ, здесь значительно ниже, чем на освоенном участке с большим слоем торфа. Исключение составляет Ca^{2+} и Mg^{2+} , содержание которых на этом объекте в несколько раз выше по сравнению с первыми двумя. Вероятно, помимо активного выщелачивания этих элементов из ППК маломощного профиля это связано еще и с близостью к поверхности подстилающей породы, в толще которой нередко встречаются фрагменты водорастворимых карбонатных пород. Примечательно, что в водах этого участка в течение всего периода наблюдений практически отсутствовали нитраты и фосфорная кислота, что, по-видимому, связано с особенностями азотного и фосфорного режима этих объектов.

Сезонная и годовая динамика ионного состава грунтовых вод в той или иной степени зависит от многих почвенно-климатических и агротехнологических факторов, поэтому выражена в весьма различной степени. Некоторые исследователи отмечают сравнительно невысокие абсолютные величины колебаний отдельных компонентов грунтовых вод в отличие от поверхностных [3, 4].

По данным Е.И. Сивькевича [4], В.Н. Ефимова [3], Л.И. Инишевой [7] и многих других, наибольшее содержание в почвенно-грунтовых водах таких биогенных ионов, как K^+ , H_2PO_4^- , SO_4^{2-} и, особенно, NO_3^- фиксируется дважды в год – ранней весной и частично поздней осенью, т.е. когда поле не занято культурами. Одновременно увеличивается внутрипочвенная инфильтрация и происходит резкое повышение уровня грунтовых вод. Летнее понижение содержания ионов в водах исследователи в большей степени связывают с увеличением потребления этих элементов растениями.

Нашими наблюдениями также была отмечена определенная сезонная динамика ионного состава почвенно-грунтовых вод торфомассива «Гадовское», проявляемая в зависимости от конкретного объекта по разному.

Таблица 2

Химический состав грунтовых вод низинной торфяной почвы в зависимости от режима использования и нормы осушения (среднее за 1997–2000 гг.), мг/л

Участок	Среднегодовой УГВ, см	Органическое вещество	pH	Ca^{2+}	Mg^{2+}	ΣFe	K^+	NH_4^+	NO_3^-	H_2PO_4^-	Азот легкогидролизуемый
Многолетние травы, бессеменно 27 лет	80	351.0	6.0	63.2	18.8	8.4	2.9	2.2	32.0	0.9	10.2
Кормовой севооборот, 60%-однолетние	200	713.0	7.0	150.9	70.5	2.2	6.3	7.3	1093.7	0.15	7.8

Примечание: УГВ – уровень грунтовых вод.

Таблица 3

Химический состав грунтовых вод выработанных торфяников в зависимости от слоя остаточного торфа (среднее за 1997–2000 гг.), мг/л

Участок	Слой торфа, см	Органическое вещество	pH	Ca^{2+}	Mg^{2+}	ΣFe	K^+	NH_4^+	NO_3^-	H_2PO_4^-	Азот легкогидролизуемый
Торфяная, целина	100–120	90.0	6.2	11.9	4.3	2.2	0.6	0.2	27.2	0.1	5.6
Торфяная, освоенная 15 лет	100–120	264.3	6.5	32.9	18.5	3.0	2.7	3.7	11.8	0.6	6.5
Торфяноглебовая, освоенная 30 лет	10–30	169.4	7.0	101.2	29.5	4.2	1.4	0.13	0.0	0.0	4.1

Например, самая незначительная, едва уловимая динамика ионного состава вод отмечена на неосвоенном выработанном участке. Исключение здесь составили водорастворимый гумус и нитрат-ион, некоторое увеличение которых в водах ежегодно наблюдалось в августе. На пастбище, переосушенном участке под севооборотом и даже целинном торфянике под лесом – объектах весьма разных – максимальное содержание Ca^{2+} , Mg^{2+} , H_2PO_4^- , NO_3^- , NH_4^+ , K^+ в среднем за время наблюдений было отмечено в зимний или зимне-весенний период, когда наименьшая активность растений.

Сравнивалась сезонная динамика состава вод на 3-х полевых стационарах, расположенных друг от друга в непосредственной близости и одинаковой нормой осушения (средний УГВ = 80 см). Это многолетние травы, пропашные и поле в чистом пару, используемые в бессменном режиме 27 лет. Установлено, что наибольшее содержание в грунтовых водах водорастворимых органических фракций, Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , H_2PO_4^- , NH_4^+ , K^+ на всех 3-х объектах приходится на осенне-зимний период, несмотря на различный режим их использования. Нитраты в летний период достигают минимума, что существенно отличает эти участки от остальных объектов наблюдений. Здесь под все кормовые культуры длительное время вносились значительные дозы азота (120–180 кг/га д.в.), часть которого, очевидно, не успевала усваиваться растениями. Летний максимум нитратов на паровой площадке можно объяснить лишь более оптимальными гидротермическими условиями верхней части профиля, регулярно обрабатываемого пара.

Минимальное содержание водорастворимых фракций гумуса, HCO_3^- , Ca^{2+} , отмеченное в весенний период к осени постепенно увеличивается.

Как показывают наблюдения, на объективность результатов большое влияние оказывает способ отбора грунтовых вод на анализ. В наших исследованиях отбор проб производился из постоянных колодцев с обсадными трубами и без них, до и после предварительной чистки колодцев, а также из свежерыкопанных разрезов и скважин. Прежде всего, необходимо было выявить «искажающее» действие обсадных труб и необходимость перед отбором проб предварительной откачки вод из постоянных колодцев. Результаты сравнивались с пробами из свежерыкопанных скважин. Установлено, что в колодцах с трубами при длительном пользовании создавался застойный режим, существенным образом искажающий показатели, особенно, если труба железная. В таких скважинах более высокие значения pH и содержание Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , NH_4^+ , NO_3^- , но особенно Fe, содержание которого еще в несколько раз может увеличиться после предварительной чистки скважины.

Необходимость перед отбором проб предварительного откачивания грунтовых вод также зависит от наличия обсадной трубы. Если в колод-

цах с железной трубой после чистки может оказаться более высокое содержание Ca^{2+} , Mg^{2+} , H_2PO_4^- , NO_3^- , легкогидролизуемого азота и, особенно, железа, то без обсадной трубы предварительное откачивание особого значения не имеет. Правда, здесь после чистки также, как и в скважине с трубой, в водах наблюдается более высокое содержание ионов NO_3^- и H_2PO_4^- . Необходимо отметить, что в колодцах с асбесто-цементными трубами зафиксировано еще более высокое содержание Ca^{2+} и Mg^{2+} .

Во всех случаях результаты анализов в колодцах без каких-либо обсадных труб после предварительной откачки вод практически одинаковы с результатами анализов проб из свежерыкопанных скважин. Таким образом, если нет возможности при длительных наблюдениях ежемесячно откапывать новую скважину, можно пользоваться постоянными, не имеющими обсадных труб. При этом перед отбором проб за 5–6 часов из скважины откачивается вода и удаляется осадок.

Литература

1. Алексин О.А. Основы гидрохимии. Л., 1977. 444 с.
2. Мелентьева Н.В. Почвы осушенных лесных болот. Новосибирск, 1980. 128 с.
3. Ефимов В.И. Торфяные почвы и их плодородие. Л., 1986. 264 с.
4. Синькевич Е.И. Химический состав сточных вод с осушенных торфяных почв // Продуктивность торфяных почв под луговыми агроценозами. Петрозаводск, 1981. С.13–33.
5. Богомолова Р.Т., Баранова Т.А. Вымывание элементов питания из почвы с посевами ежи сборной в условиях лизиметрического опыта // Сб. тр. Калинин, 1988. С. 99–105.
6. Панов Е.П. Влияние осушенных мелиораций на природные воды // Мелиорация и водное хозяйство. 1998. № 6. С. 27–30.
7. Иннишева Л.И. Влияние осушения на режим вод и химический состав дренажных и подземных вод // Докл. РАСХН. 2000. №1. С. 18–21.
8. Кудельский А.В., Гречко А.М., Пашкевич В.И. Гидрогеологическая экспертиза широкомасштабных осушительных мелиораций Белорусского Полесья // Сб. тр. Минск, 1996. С. 20–23.
9. Абашев В.Д., Юлушев И.Г. Миграция биогенных элементов на осушенных землях северо-востока Нечерноземья // Сб. тр. Калинин, 1988. С. 49–55.

Anthropogeneous changes of macrocomponents composition of bog water in Tomsk region

V.A. Bazanov, O.G. Savichev, B.A. Egorov and A.O. Krutovsky

Anthropogeneous changes of macrocomponents contents of bog water in the Tomsk region are analysed. The average concentration of these components in natural and broken parts of high moor and eutrophic fen obtained. It is established that the modern anthropogeneous influence on macrocomponents composition of bog water has local character. The greatest changes observed because of the bog drainage and acidified during the oil extract.

Influence of hydrological conditions to biological productivity of oligotrophic bog

E.A. Golovatskaya

In the report is considering influence of hydrological conditions of bog to biological productivity by the example of landscape profile. Quantity of biomass, phytomass, mortmass and net primary productivity is depend on water table level and weather conditions.

Concentration of mercury in eutrophic bogs in Tomsk region

Y.A. Golovatsky, E.A. Golovatskaya

In the report is considering result of measuring concentration of mercury in peat from in native and reclaimed eutrophic peat deposits. Shown influence nearness industrial project which show in high concentration mercury in upper layers of peat deposits.

Distribution of moss species and ecologo-coenotic groups at the different mire types

I.A. Goncharova

Vertical profile for moss species and ecologo-coenotic groups distribution study at three mire types (oligotrophic, oligo-mesotrophic, eutrophic) were made. The data of cover area and frequency index of different moss species are presented. It may be inferred that the relative heights of the microrelief elements, water level and radiation influence dominantly the moss distribution.

Characteristic of peat recourses landscape protected area «Vasugan bog»

A.E. Ezupenok

In the report the problem making especially protected area on the Vasugan bog is discussed. The characteristic of peat recourses of considered area is given and directions their use are determined.

Chemical composition of bog waters oligotrophic of landscapes

E.E. Ezupenok

In report the results of chemical structure of marsh waters oligotrophic of landscapes during in vegetative of the period of 2002 are analyzed. The high concentration macro- and microelements, and also humic substances are characteristic for waters of researched landscapes is shown.

The plant associations of bog birch stands in the north part of Ob and Tom interstream in connection with stands productivity

S.G. Zhiltsova

The determining factors of bog birch stands species diversity are water-mineral supplying, soil and atmosphere temperature regimes, structure and degree of woody layer development and microrelief of bog surface. In this study bog birch stands diversity was divided on plant associations types, using the floristic approach by Suckachev (1931, 1975) and classification method by Platonov (1963). The quantitative plant associations composition of bog birch stands was given in terms of ecological conditions. The ecological row of bog birch forest types was described in accordance with decreasing of woody productivity.

Extreme hydrological situations

N.I. Koronkevich, L.K. Malik, E.A. Barabanova, I.S. Zaitseva

The extreme hydrological situations (EHS) and associated water risk are considered. The special attention is given to EHS, their criteria of rating, classification and cartographical image. The tasks of the further researches are determined.

The river runoff factors in basin of the Kluch of the landscape formation

M.V. Petkevich, N.G. Inishev, A.S. Knyazkov

The application of the landscape method to modeling of a spring runoff from bog watershed is considered.

Size of the microorganisms in oligotrophic peat soils

N.V. Plakushko

The results of microbiological research of oligotrophic soil Vasugan bog are shown in the work. The research results show that peat soil Vasugan bog differ from of microorganisms distribution and number of different microbial groups.

Water regime of cutaway peat soils

E.V. Porohina

In clause the results of researches of a water regime of out peat soils of different genesis are resulted within the limits of a south-taiga subzone of Western Siberia. Is established, that most hydrophobic of a condition are observed in produced peat soils hypnum of structure.

Biospherical functions of peatlands

V.A. Rakovitch, N.N. Bambalov

The mires possess the irreplaceable and replaceable biospherical functions. The irreplaceable functions are accumulative, biological, between circulation and landscape. The replaceable functions are gasregulative, geochemical, hidrological and climatical. The mires carry out the cultural-recreative, resource-raw-material and information-historical functions in the society.

It should proceed from the principles of the irreplaceability of the mires and the display of their functions in order to make the choice of the peatlands for melioration, peat winning and the directions of using of areas after peat winning.

Chemical composition of peats oligotrophic landscapes

A.V. Saveļeva

Peat variety, resulted from different botanic composition, provided a wide collection of chemical components composing peat. Arrangement of the objects under study as oligotrophic landscapes allowed one to examine the conditions of peat formation in certain areas, to estimate the effect of lateral and intrabog drain and to characterize organic matter of peats composing peat deposit and that of oligotrophic landscapes.

Features of distribution ammonifiers in the peat oligotrophic soils depending on hydrothermal conditions

Y.V. Sannikova

Are investigated dynamics and vertical distribution ammonifiers of microorganisms in peat soils oligotrophic line. Is established, that of peat soils ground biologically are active on all structure. The contents and activity of microorganisms is defined hydrothermal and redox condition.

Distribution of methanogenes and methanotrophic bacteria in peat deposit oligotrophic bog

M.A. Sergeeva

The results of methane cycle bacteria (methanogenes and methanotrophes) of oligotrophic bog research are shown in the work.

The research results show, that a numbers of methanogenes became low in deep layers, but a numbers of methanotrophs became high there. The correlations between numbers of this groups, degree of destinations and pH of peat.

Ground water chemical composition in developed low peat-bog and cutaway soils in European North-East of Russia.

A.N. Ulanov

As an example of the developed low, partly cutaway, Gadovskoye peat-bog tract of the Kirov region, the regularities of forming ground water chemical composition were determined depending on the duration and the manner of peat-bog soil use in the layer of remaining peat, and the degree of drainage. It was revealed that the results of the analysis were greatly affected by the selection method of water samples.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Приветствие исполнительного директора Национального Торфяного Комитета России О.В. Белозерова	5
Приветствие ректора ТГПУ, профессора В.В. Обухова	6
Часть I. Избранные лекции	9
Лисс О.Л. Пространственно-временные закономерности развития болот в голоцене (на примере Западной Сибири)	10
Новиков С.М. Водообмен болот	25
Инишева Л.И. Условия формирования и геохимия болотных вод	38
Паиов В.В. Основные положения гидрогеомеханической теории развития торфяных болот	50
Рассказов Н.М. Природные условия формирования и химический состав воды водораздельных низинных болот Васюганья (Томская область)	62
Малик Л.К. Влияние речной сети на степень обводненности болот Западной Сибири и проблемы мелиорации	64
Инишев Н.Г. Гидрологический режим болот и его влияние на сток рек	71
Калинин В.М. Влияние осушения на водорегулирующую роль болот в условиях Западной Сибири	79
Часть II. Выступление участников школы	89
Eilrich B. Hydrological characteristic Etang de la Gruere bog in Switzerland	90
Базанов В.А., Савичев О.Г., Егоров Б.А., Крутовский А.О. Антропогенные изменения макрокомпонентного состава болотных вод на территории томской области	94
Головацкая Е.А. Влияние гидрологических условий на биологическую продуктивность олиготрофных болот	102

Головацкий Ю.А., Головацкая Е.А. Содержание ртути в эвтрофных болотах Томской области	110
Гончарова И.А. Дислокация видов и эколого-ценотических группировок мхов на болотах различных типов водно-минерального питания	116
Езупенок А.Э. Характеристика торфяных ресурсов ландшафтного заказника «Васюганский»	123
Езупенок Е.Э. Химический состав болотных вод олиготрофных ландшафтов	127
Жильцова С.Г. Фитоценозы болотных березняков северной части междуречья Оби и Томи в связи с продуктивностью древостоев	134
Коронкевич Н.И., Малик Л.К., Барабанова Е.А., Зайцева И.С. Экстремальные гидрологические ситуации	140
Петкевич М.В., Инишев Н.Г., Князьков А.С. Ландшафтообразующие факторы речного стока в бассейне р. Ключ	145
Плакушко Н.В. Численность микроорганизмов в олиготрофных торфяных почвах	148
Порохина Е.В. Водный режим выработанных торфяных почв	155
Ракович В.А., Бамбалов Н.И. Биосферные функции болот	162
Савельева А.В. Химический состав торфов олиготрофных ландшафтов	170
Санникова Ю.В. Особенности распределения аммонификаторов в олиготрофных торфяных почвах в зависимости от гидротермических условий	175
Сергеева М.А. Распределение метаногенов и метанотрофов в торфяной залежи олиготрофного болота	181
Уланов А.Н. Химический состав грунтовых вод освоенных низинных торфяных и выработанных почв в зоне евро-северо-востока России	185
Abstracts	194

CONTENTS

Introduction	3
Greeting of the executive director of Natural Peat Committee of Russia O.V. Belozerov	5
Greeting of the rector TSPU, professor V.V. Obuchov	6
Part I. Selected lectures	9
Liss O.L. Spatial-temporal regularities of bog development in the holocene (in West Siberia)	10
Novikov S.M. Water exchange of bogs	25
Inisheva L.I. Conditions of formation and geochemistry of bog waters	38
Panov V.V. Basis hydrogeodynamical principles of the theory mires development	50
Rasskazov N.M. Natural conditions of formation and chemical composition of Vasugan region bogs water	62
Malik L.K. River network influence on a degree of swamp's watering in Western Siberia and land-reclamation problems	64
Inishev N.G. Hydrological regime of bogs and it influence to a river runoff	71
Kalinin V.M. Influence of drainage on water regulative role of swaps in conditions of West Siberia	79
Part II. Speech of the participant school	89
Eilrich B. Hydrological characteristic Etang de la Gruere bog in Switzerland	90
Bazanov V.A., Savichev O.G., Egorov B.A., Krutovsky A.O. Anthropogeneous changes of macrocomponents composition of bog water in Tomsk region	94

Golovatskaya E.A. Influence of hydrological conditions to biological productivity of oligotrophic bog	102
Golovatsky Y.A., Golovatskaya E.A. Concentration of mercury in eutrophic bogs in Tomsk region	110
Goncharova I.A. Distribution of moss species and ecologo-coenotic groups at the different mire types	116
Ezupenok A.E. Characteristic of peat recourses landscape protected area «Vasugan bog»	123
Ezupenok E.E. Chemical composition of bog waters oligotrophic of landscapes	127
Zhiltsova S.G. The plant associations of bog birch stands in the north part of Ob and Tom interstream in connection with stands productivity	134
Koronkevich N.I., Malik L.K., Barabanova E.A., Zaitseva I.S. Extreme hydrological situations	140
Petkevich M.V., Inishev N.G., Knyazkov A.S. The river runoff factors in basin of the Kluch of the landscape formation	145
Plakushko N.V. Size of the microorganisms in oligotrophic peat soils	148
Porohina E.V. Water regime of cutaway peat soils	155
Rakovitch V.A., Bambalov N.N. Biospherical functions of peatlands	162
Savelyeva A.V. Chemical composition of peats oligotrophic landscapes	170
Sannikova Y.V. Features of distribution ammonifiers in the peat oligotrophic soils depending on hydrothermal conditions	175

Sergeeva M.A.

Distribution of methanogenes and methanotrophic
bacteria in peat deposit oligotrophic bog 181

Ulanov A.N.

Ground water chemical composition in developed low
peat-bog and cutaway soils in European North-East of Russia 185

Abstracts 194



Отбор проб на химический анализ. Ландшафтный профиль
на научно-исследовательском полигоне «Васюганье»,
сосново-кустарничково-сфагновый фитоценоз.
Бакcharский район Томской области (июль, 1999 г.)



Водный пост в устье р. Ключ (май, 2000 г.)



Река Бакчар в окрестностях п. Польшки.
Бакчарский район Томской области (май, 1999 г.)



Река Ключ в заболоченном лесу. Бакчарский район Томской области
(май, 1998 г.)



Половодье на р. Бакчар у с. Поротниково.
Бакчарский район Томской области (май, 2000 г.)



Русло пересохшей р. Ключ в заболоченном лесу
(сентябрь, 1999 г.)



Снежный покров на сосново-кустарничково-сфагновом фитоценозе
(март, 1996 г.)



Снегосъемка на приболотной территории, п. Польшнянка,
Бакчарский район Томской области (март, 1996 г.)



Мсандривание рек на болотной территории. Нефтеюганский район,
Ханты-Мансийский автономный округ (сентябрь, 1998 г.)



Первичное озеро. Салымо-Юганская болотная система,
Ханты-Мансийский автономный округ (сентябрь, 1998 г.)



Магистральный канал осушительной системы, лесомелиорация, Васюганское болото. Бакcharский район Томской области (1999 г.)



Зарастающий канал осушительной системы. Объект под добычу торфа «Сухое-Вавиловское». Бакcharский район Томской области (июль, 1999 г.)