

УДК 551.8

ОСОБЕННОСТИ СТРАТИГРАФИИ, ДИНАМИКИ И ГЕНЕЗИСА ОЛИГОТРОФНОГО ГРЯДОВО-МОЧАЖИННОГО КОМПЛЕКСА В МЕЖДУРЕЧЬЕ ОБИ И ВАСЮГАНА (СРЕДНЕТАЕЖНАЯ ПОДЗОНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

Ю.И. Пре́йс, Л.В. Карпенко*

Томский политехнический университет. Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН

E-mail: preisyui@rambler.ru

*Институт леса СО РАН. г. Красноярск

E-mail: institute@forest.akadem.ru

Сравнительный анализ данных послойного ботанического состава и радиоуглеродного датирования 34 образцов торфа комп- лексного разреза "Водораздельное" (Сосново-Махнинское болото, Томская область) и реконструкций климата голоцена выявил многочисленные нарушения эндогенного болотообразовательного процесса. Установлены циклический, метахронный характер смены растительных сообществ, водных режимов и процесса аккумуляции торфа, значительные различия скорости прироста торфа под элементами олиготрофного грядово-мочажинного комплекса, обусловленные дифференциацией микрорельефа ми- нерального дна и криогенными процессами.

Введение

Болота – саморазвивающиеся экосистемы, поэ- тому в различных регионах при благоприятных ус- ловиях развития они имеют сходное строение. Воз- действие неблагоприятных абиотических факторов вызывает деформацию их структуры и отклонения в ходе развития. Виды и сочетания неблагоприят- ных факторов, сила и продолжительность их воз- действия специфичны для каждого региона и зоны и определяют региональные и зональные особен- ности строения и развития болот. Поэтому выявле- ние этих особенностей позволяет судить о роли различных внешних факторов в развитии болото- образовательного процесса конкретной террито- рии и давать более обоснованные прогнозы изме- нения этих процессов для различных климатичес- ких условий.

Грядово-мочажинные комплексы являются не- отъемлемой чертой болот всей лесоболотной зоны Западной Сибири. Их растительность и стратигра- фия достаточно хорошо изучены, но генезис и ди- намика в голоцене исследованы недостаточно в связи с отсутствием радиоуглеродного датирования слоев торфяных залежей под их элементами. Об- щепризнанна ведущая роль гидрологического фак- тора в формировании этих комплексов. Однако для болот южной и северной тайги выявлено также влияние микрорельефа минерального дна [1–3], а для северной тайги – еще и криогенных процессов [4]. Мнение [5], что последние оказывали влияние и на развитие среднетаежных болот, а их комплек- сы с вторичными озерами атлантического и суб- атлантического возраста имеют термокарстовый генезис, согласуется с находками реликтовых тор- фяных бугров пучения не только в средней [6], но и в южной тайге [7, 8].

Данная работа посвящена исследованию осо- бенностей стратиграфии и динамики грядово-мо- чажинных комплексов водораздельных олиготроф- ных болот среднетаежной подзоны Западной Си- бири и выяснению их причин.

Объекты и методы исследования

В основу статьи положены ранее опубликован- ные результаты стратиграфического, спорово- пыльцевого, радиоуглеродного и палеоклимати- ческого анализов по торфяному разрезу "Водораз- дельное-3" [9, 10], дополненные данными радиоуг- леродного [11] и ботанического анализов по разре- зам "Водораздельное-1" и "Водораздельное-2".

Разрезы расположены в междуречье Оби и Ва- сюгана южнее истоков р. Ларьеган (59°23' с.ш. и 76°54' в.д.) в омбротрофном грядово-мочажинно- озерном комплексе на расстоянии 5 м друг от друга (на гряде и двух соседних мочажинах). Комплекс находится в центре олиготрофного болотного мас- сива, являющегося частью Сосново-Махнинского болота Томской области. Использованы также дан- ные палеореконовки климата средней тайги и по другим разрезам [12–15].

Состав растительных остатков в торфе отражает доминантное ядро отложивших его растительных сообществ. По ботаническому составу торфа про- ведены реконструкции сукцессий палеосообществ изученного участка, а по методу расчета индексов влажности IW – его водных режимов [16]. Выявле- ние особенностей болотообразовательного процес- са на микрорельефном уровне и сопоставление их с изменениями климата голоцена в районе ис- следования выполнено на основе 34 радиоуглерод- ных датировок проб торфа. Микрорельеф поверх- ности различных стадий развития участка восста- новлен по границам разновозрастных слоев торфа, а также по косвенным показателям относительной высоты его элементов – флористическому составу палеосообществ и индексам влажности. Для выяв- ления региональных и зональных особенностей динамики и генезиса данного участка применен системно-эволюционный метод поиска наруше- ний закономерностей эндогенного развития боло- тообразовательного процесса по стратиграфии тор- фяных отложений с использованием болот-анало- гов из криолитозоны и южной тайги. Ранее по это-

му методу проводилась реконструкция криогенных процессов в торфяных отложениях [17, 18]. Радиоуглеродные даты получены по объемным образцам и характеризуют возраст середины 25-ти см слоя торфа. Возраст на границах слоев торфа рассчитан методом интерполяции по двум вариантам, соответствующим допущениям равномерного и неравномерного торфонакопления: 1) как среднее арифметическое (приведены на рисунке), 2) как произведение толщины половины слоя (12,5 см) на скорость прироста торфа ($V_{ак}$, мм/год) аналогичного ботанического состава, максимально приближенного по глубине залежи или сходного по ботаническому составу и возрасту из соседнего разреза. После этого производился пересчет $V_{ак}$ торфа в соответствии с полученными датами.

Результаты и обсуждение

Минеральное дно изученного грядово-мочажинного комплексного участка имеет глубоко дифференцированный (до 3,25 м) ступенчатый микрорельеф. Соответственно значительно варьирует мощность торфяных отложений (от 5,5 до 2,25 м). Торфяные отложения верхового типа, комплексного строения. В понижениях дна представлены топяные залежи с нижним слоем (мощностью 1,0 м) из низинных торфов, на повышениях дна и их бровках – сфагновые залежи, полностью сложенные верховыми торфами (рисунок).

Несмотря на кажущуюся простоту стратиграфии торфяных отложений, в них выявлены многочисленные нарушения эндогенного развития. Особенности стратиграфии являются: 1) значительные различия глубин торфяных залежей при относительно небольшом разрыве в возрасте; 2) разнотипность придонного слоя торфа; 3) разновозрастность торфов, залегающих на одной глубине в нижних и верхних слоях торфяных отложений; 4) блоковая стратиграфия торфяных отложений с циклическим характером смен блоков грядовых и топяных торфов по глубине залежи и чередованием блоков в пространстве; 5) несоответствие глубины залегания одновозрастных грядовых и топяных торфов их положению на элементах палеомикрорельефа, определяющих степень гидроморфности слагавших их сообществ; 6) практически полное отсутствие торфов переходного типа (рисунок). К особенностям развития участка относятся: 1) заболачивание понижений и повышений минерального дна в разное время, через различные по трофности растительные сообщества; 2) заболачивание хорошо дренированных повышений дна через топяные сообщества до подтопления их болотными водами понижения; 3) сложные ряды сукцессий палеосообществ с преобладанием резкого изменения их флористического состава и соответствующей динамикой водных режимов; 4) неоднократное формирование комплексной структуры растительного покрова; 5) сложный характер перестройки комплексов с метахронностью смен растительных сообществ, водных режимов и инверсионными изменениями мик-

рорельефа поверхности. Выявлены и особенности торфонакопления на разных элементах микрорельефа дна: 1) различие характера (затухающий и циклический) процесса накопления торфа в голоцене; 2) значительные различия средней скорости прироста торфа; 3) метахронность смены и тренда циклов аккумуляции торфа; 4) метахронность смен гидрологических циклов и циклов аккумуляции торфа; 5) чрезвычайно низкая скорость прироста топяных торфов; 6) значительные различия скорости аккумуляции торфов сходного ботанического состава, отлагавшихся в разные периоды голоцена или в один период, но на разных элементах микрорельефа.

Для выявления причин отмеченных нарушений рассмотрим более подробно динамику болотообразовательного процесса на этом участке. Заболачивание в понижении дна (п.о. 3) носило автохтонный характер и происходило через евтрофное топяное хвощево-вахтово-гипновое сообщество в относительно теплый климатический период около 9600 лет назад (л.н.). Видовой состав сообщества свидетельствует о существовании мелководного озера с достаточной минерализованными водами, залегающего, следовательно, среди талых суглинков, богатых биогильными элементами. Пионерами заболачивания повышения являлись олиготрофные топяные сфагновые сообщества. Повышения (п.о. 2 и 1) на моменты заболачивания, около 9000 и 8500 л.н., были хорошо дренированными. Они возвышались над поверхностью соседнего заторфованного понижения минимум на 1,1 и 1,6 м. Поэтому необходимые для заболачивания стабильные высокие уровни грунтовых вод не могли сформироваться при нахождении его грунтов в талом состоянии и были обеспечены, вероятнее всего, многолетнемерзлыми водоупорами. Заболачиванию бровки и самого повышения дна предшествовали значительные похолодания климата около 9000 и 8545 л.н. [10]. Первое похолодание вызвало формирование на плакорах лесотундровой растительности [10]. Косвенным доказательством наличия многолетней мерзлоты в период второго похолодания является катастрофическая олиготрофизация соседней топи (п.о. 3). Именно промерзание окружающих повышений могло резко ограничить поступление в нее грунтовых вод или верховодки. Кроме того, олиготрофное заболачивание богатых элементами суглинистых грунтов возможно лишь при их изоляции мерзлотой. Таким образом, и на повышении заболачивание шло по автохтонному типу, а разнотипный характер заболачивания был обусловлен разным физическим состоянием грунтов.

Водный режим залежи каждого элемента данного комплекса в целом соответствует степени дренированности, определяемой микрорельефом дна. Об этом свидетельствуют преобладание топяных торфов над понижениями дна, грядовых – на повышениях и их бровках, а также показатели индекса влажности, в среднем по залежам равные соответственно 6,2, 4,6 и 3,7. Закономерно и формирование гряды на последней стадии развития на наибо-

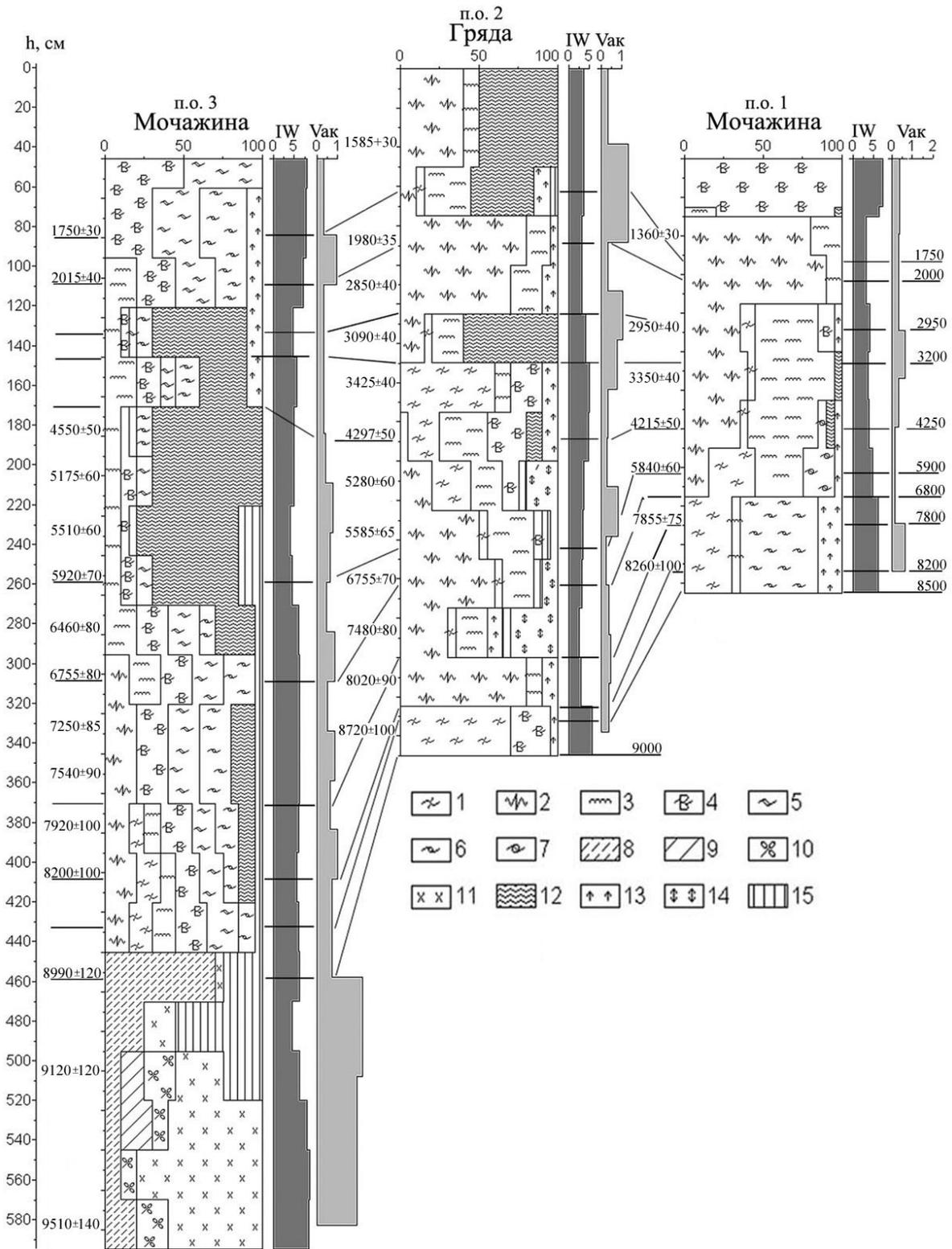


Рисунок. Строение торфяной залежи олиготрофного грядово-мочажинного комплекса разреза "Водораздельное". П.о. — пункт отбора. Растительные остатки в торфе: 1) *Sphagnum angustifolium*, 2) *S. fuscum*, 3) *S. magellanicum*, 4) *S. balticum*, 5) *S. majus*, 6) *S. cuspidatum*, 7) *S. fallax*, 8) *Drepanocladus vernicosus*, 9) осоки, 10) вахта, 11) хвощ, 12) пушица, 13) вересковые кустарнички, 14) карликовая березка, 15) древесные остатки. Абсолютный возраст по ^{14}C , лет, обозначен в виде: 1750±30

лее дренированной залежи бровки повышения дна. Максимальная средняя скорость прироста торфа также характерна для понижения (0,58 мм/год). На повышении и его бровке эта величина в 2 и 1,5 раза ниже (0,27 и 0,4 мм/год). В понижении достаточно благоприятный для торфообразования водный режим существовал длительное время, приблизительно до 5200 л.н. При этом развитие было наиболее близко к эндогенному, и скорость прироста торфа оставалась в основном высокой (0,6...2,17 мм/год). В то же время, на повышении дна и ее бровке периоды активизации торфонакопления чередовались с периодами его затухания и даже прекращения. Поскольку скорость аккумуляции лимитируется, прежде всего, водным режимом, это свидетельствует о значительных колебаниях уровней болотных вод при формировании залежей повышения. Одна из причин нестабильности их водного режима – восстановление дренированности этих участков после деградации мерзлого водоупора, в результате чего возрастает подземный сток и происходит снижение уровней болотных вод. Однако это характерно только для ранних стадий развития с относительно небольшой мощностью торфяных отложений. Таким образом, дифференциация микрорельефа минерального дна и разное физическое состояние грунтов при заболачивании предопределили неоднородность и характер водных режимов, растительных сообществ и аккумуляции торфа и на последующих стадиях развития участка.

В процессе развития участка комплексные структуры неоднократно возникали и сменялись некомплексными. Местоположение грядовых (Г) и топяных (Т) сообществ менялось, образуя различные сочетания. Эти сочетания на пунктах опробования 3, 2 и 1 соответственно были представлены: Т – Т – Т (8500 л.н.), Т – Г – Т (8000 л.н.), Г – Г – Г (6000 л.н.), Т – Т – Г (4000 л.н.), Г – Г – Г (3000 л.н.), Т – Г – Г (2000 л.н.), Т – Г – Т (современный период). При этом смена грядовых и топяных растительных сообществ носила циклический характер, который характерен как для регрессивных комплексов олиготрофных, так и для инверсионных комплексов бугристых болот. В первом случае он объясняется естественными сукцессиями растительности, вызванными переувлажнением поверхности [19, 20], обеднением минерального питания или медленным оттаиванием торфа и сохранением перелетков [21], во втором – неоднократным переходом болот из субаквальных талых условий в субаэральные при их промерзании и пучении, затем – в субаквальные при деградации мерзлоты [4, 22]. При реконструкции микрорельефа поверхности изученного участка для разных временных периодов по радиоуглеродным данным и по индексам влажности выявлено совпадение их лишь для середины суббореального периода (до 3000 л.н.), когда поверхность была ровной, и для современного грядово-мочажинного комплекса. Кроме того, выявлена приуроченность более гидрофильных сообществ к повышениям балее микрорельефа, а менее гидрофильных – к понижениям. Торфа нижнего

слоя залежи повышения мощностью 75 см, отложенные сфагновыми сообществами, залегают выше, чем торфа аналогичного возраста его бровки, сложенные остатками менее гидрофильных ерниково-кустарничково-сфагновых сообществ. Аналогичная картина характерна и для слоя возрастом моложе 1750 лет в понижении и на повышении. Такие нарушения стратиграфии типичны для инверсионных грядово-мочажинных комплексов криолитозоны [4]. Поэтому вполне правомерно предположение о криогенном генезисе циклических смен элементов комплексов. С позиций криогенной обусловленности, прежде всего, закономерно современное залегание фускум-торфа возрастом 1360 лет при отложении его на бугре пучения с последующим перемещением вниз после деградации бугра и катастрофической сменой на сфагновый мочажинный торф.

Этими же факторами объясняется и длительное, около 1000 лет, существование топяных кустарничково-сфагновых сообществ на наиболее высоком элементе микрорельефа (п.о. 1) при наличии мерзлого водоупора, и чрезвычайно низкий прирост торфа в следующем слое возрастом до 3350 лет при условии неоднократного промерзания и пучении залежи. Этот слой из сфагнового мочажинного и магелланикум-торфа имеет скорость прироста от 0,12 до 0,29 мм/год. Согласно данным радиоуглеродного датирования, эти торфа отлагались в периоды потеплений климата (около 7800, 5900 и 4200 л.н.). В первые два периода на соседних элементах рельефа (п.о. 2 и 3) скорость прироста торфа была значительной (0,46 и 0,61; 0,61 и 0,82 мм/год). Вполне вероятно, что и на п.о. 1 торф активно накапливался. При таком допущении, периоды образования торфа были непродолжительными (согласно расчетам, около 400 лет), и имело место длительное прекращение аккумуляции торфа. Этот период, с 7650 до 6050 л.н., совпадает по времени с двумя значительными похолоданиями климата около 7200 и 6400 л.н. [10, 12, 13], вызвавшими снижение скорости прироста торфа и на соседних элементах микрорельефа, особенно – на бровке (до 0,21 мм/год). Вероятнее всего, на повышении имело место формирование крупного бугра катастрофического пучения с прекращением торфонакопления и кратковременным его возобновлением при полной или частичной деградации мерзлоты в периоды потеплений. Обычно на основаниях таких бугров активно разрастаются карликовая березка, вересковые кустарнички и мезогидрофильные сфагновые мхи (*Sphagnum fuscum*, *S. magellanicum*), торф продолжает накапливаться. Именно такие ерниково-кустарничково-сфагновые сообщества отлагали торфа в этот период на соседней бровке (п.о. 2). Второй период прекращения торфонакопления с 5700 до 4500 л.н. совпадает с оптимумом голоцена и похолоданием климата около 5100 л.н. В понижении рельефа и на бровке повышения аккумуляция торфа в период потепления резко активизировалась (до 0,85 мм/год), а при последующем похолодании снизилась до 0,4 и

0,25 мм/год. На повышении рельефа в период потепления отложилось всего 25 см торфа. По-видимому, здесь существовали благоприятные, достаточно влажные условия лишь в период деградации мерзлоты, а затем произошло значительное обсыхание и, возможно, выгорание торфа, судя по отсутствию прослойки торфа из остатков мезогидрофильных сообществ. Прекращение аккумуляции торфа в следующий холодный период было обусловлено промерзанием залежи. Вполне вероятно, что скорость прироста слоя торфа, отлагавшегося в период потепления около 4200 л.н., значительно занижена (0,29 мм/год) прекращением торфонакопления в периоды предшествующего и последующего похолоданий около 5100 л.н. и 3800 л.н. Около 3800 л.н. скорость прироста была низкой на всем участке. А в период суббореального оптимума она достигала 0,63 мм/год на повышении и 1,07 мм/год на его бровке.

Аналогичные процессы происходили и при формировании более молодых слоев торфа. Начало следующего периода резкого снижения скорости прироста торфа на всем участке, датируемое возрастом 2800 лет, совпадает с похолоданием, по мнению [10], самым сухим из всех предшествовавших. Вероятнее всего, в этот период произошло промерзание и пучение всего участка.

Последующее влажное потепление [10, 14, 15] около 2000 л.н. вызвало формирование сильно обводненной мочажины в понижении и активный рост гряды на бровке. При этом скорость прироста торфа (0,90 и 1,27 мм/год) достигла здесь максимальных значений за весь период олиготрофной стадии развития участка. Однако в период похолодания около 1500 л.н. [14, 15] прирост торфа вновь снизился до 0,29...0,32 мм/год. Деградация мерзлоты на повышении с формированием сфагновой мочажины произошла лишь в период потепления [14, 15] около 1300 л.н.

С позиций криогенной гипотезы закономерен и минимальный средний прирост торфа на повышении дна, а не на более дренированной бровке. Длительное время микрорельеф дна проявлялся в микрорельефе поверхности торфяника. При этом именно на наиболее высоких его элементах из-за минимальной толщины снежного покрова должны были создаваться наиболее жесткие температурные условия. Значительное влияние микрорельефа поверхности участка подтверждается также слабой реакцией растительности на похолодания климата и стабильностью процесса аккумуляции торфа в понижении. Оптимальные микроклиматические условия для торфообразовательного процесса соз-

давал здесь, вероятнее всего, более мощный снежный покров. Однако, после выравнивания поверхности торфяника (около 5200 л.н.) низкие температуры в периоды похолоданий начинают оказывать отрицательное воздействие на развитие всего участка. Таким образом, криогенные процессы влияли на развитие этого торфяника на протяжении всей истории его формирования.

В целом, для повышения рельефа и его бровки характерна приуроченность более обводненных растительных сообществ и максимальных показателей скорости прироста торфа к периодам потеплений климата, а минимальных – к периодам похолоданий, что типично для болот северной и средней тайги [23]. В то же время, торфообразовательный процесс в понижении дна по типу водно-минерального питания и динамике прироста торфа до периода выравнивания поверхности торфяника был близок к южнотаежному. Следовательно, в среднетаежной подзоне Западной Сибири, в условиях континентального климата дифференциация наноклимата почв, в том числе торфяных, даже микрорельефом может достигать уровня подзональных различий.

Необходимо также отметить, что согласно полученным результатам, резкое уменьшение средней глубины торфяных залежей болот в средней тайге по сравнению с южной тайгой обусловлено преимущественно прекращением аккумуляции торфа в периоды похолоданий голоцена.

Заключение

Использование разработанного нами системно-эволюционного метода поиска нарушений закономерностей эндогенного развития болотообразовательного процесса по стратиграфии торфяных отложений и подробное радиоуглеродное датирование позволило выявить региональные и подзональные особенности динамики и генезиса среднетаежного олиготрофного грядово-мочажинного комплекса, обусловленные влиянием дифференциации микрорельефа минерального дна и криогенных процессов. Установлено, что в периоды похолоданий голоцена неоднократно происходило промерзание и пучение торфяных отложений данного комплекса. Выявлено значительное изменение климатических факторов микрорельефом минерального дна на стадии заболачивания и поверхности торфяных отложений на последующих стадиях развития, обусловившее различия активности криогенных процессов, характера и скорости аккумуляции торфа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Прейс Ю.И., Антропова Н.А. Грядово-топяные комплексы поймы Оби (на юге Томской области) // Вестник ТГУ. — 2002. — Приложение. — № 2. — С. 141–145.
2. Прейс Ю.И., Антропова Н.А., Рубцова М.Г. Влияние рельефа минерального ложа на комплексность минеротрофных болот надпойменных террас реки Оби // Известия Томского политехнического университета. — 2004. — Т. 307. — № 2. — С. 65–71.
3. Прейс Ю.И. Грядово-мочажинные комплексы низинных болот криолитозоны Средней Сибири // Известия Томского политехнического университета. — 2002. — Т. 305. — № 6. — С. 89–101.
4. Прейс Ю.И. Инверсионные грядово-мочажинные комплексы низинных болот криолитозоны Средней Сибири // Известия Томского политехнического университета. — 2004. — Т. 307. — № 4. — С. 63–70.
5. Васильев С.В. Радиальная структура водораздельных болот Западной Сибири // Проблемы региональной экологии. — Томск, 2000. — Вып. 8. — С. 48–49.
6. Мульдьяров Е.Я. Мерзлотный торфяник на междуречье Кети и Чульма // Ледники и климат. — Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1987. — С. 84–85.
7. Барышников М.К. Осоково-гипновые болота Западного Васюганья (Нарымский край) // Бюллетень Ин-та луговой и болотной культуры им. проф. В.Р. Вильямса. — 1929. — Вып. 2. — С. 37.
8. Березин А.Е. Болота бассейна Среднего и Верхнего Васюгана // Чтения памяти Ю.А. Львова: Сб. статей / Под ред. Г.Ф. Плеханова. — Томск: НИИББ при ТГУ, 1995. — С. 56–59.
9. Глебов Ф.З., Карпенко Л.В. Динамика болотной и сухоходольной растительности и климата междуречья Оби и Васюгана в голоцене // Лесоведение. — 1999. — № 5. — С. 35–40.
10. Глебов Ф.З., Толейко Л.С., Климанов В.А., Карпенко Л.В., Дашковская И.С. Динамика палеорастительности, палеоклимата, накопления торфа и углерода в междуречье Оби и Васюгана (Западно-Сибирская низменность) // Динамика болотных экосистем северной Евразии в голоцене: Матер. Междунар. симп. — Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000. — С. 16–19.
11. Стариков Э.В., Жидовленко В.А. Радиоуглеродные датировки Института леса и древесины им. В.Н. Сукачева СО АН СССР // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. — 1990. — № 59. — М.: Наука. — С. 183–188.
12. Глебов Ф.З., Карпенко Л.В., Климанов В.А., Миндеева Т.Н. Палеоэкологический анализ разреза "Назино" (среднетаежная подзона Западной Сибири) // Сибирский экологический журнал. — 2001. — № 6. — С. 683–688.
13. Климанов В.А., Сирин А.А. Динамика торфонакопления болотами Северной Евразии за последние 3000 лет // Доклады РАН. — 1997. — Т. 354. — № 5. — С. 683–686.
14. Климанов В.А. Особенности изменения климата Северной Евразии в позднеледниковые и голоцене // Бюллетень Моск. общества испытателей природы, Отд. геол. — 1994. — Т. 69. — Вып. 1. — С. 58–62.
15. Букреева Г.Ф., Архипов С.А., Волкова В.С., Орлова Л.А. Климат Западной Сибири: в прошлом и будущем // Геология и геофизика. — 1995. — Т. 36. — № 11. — С. 3–23.
16. Елина Г.А., Юрковская Т.К. Методы определения палеогидрологического режима как основа объективизации причин сукцессий растительности болот // Ботанический журнал. — 1992. — Т. 77. — № 7. — С. 120–124.
17. Preis Yu., Antropova N. Permafrost as a main factor of Western Siberia peatlands // West Siberian peatlands and carbon cycle: past and present: Proc. Int. Peat symposium. — Noyabrsk, 2001. — P. 198–201.
18. Прейс Ю.И. Криогенез болотообразовательного процесса на территории Большого Васюганского болота // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития / Под общей ред. чл.-корр. РАН М.В. Кабанова. — Томск: Изд-во Института оптики атмосферы СО РАН, 2002. — С. 45–63.
19. Богдановская-Гиенэф И.Д. О некоторых регрессивных явлениях на верховых болотах // Академику В.Н. Сукачеву к 75-летию со дня рождения. — Л.: АН СССР, 1956. — С. 90–108.
20. Абрамова Л.И., Березина Н.А., Куликова Г.Г. и др. Регрессивные явления на болотах Томской области // Природные условия Западной Сибири. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. — Вып. 2. — С. 51–60.
21. Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А. и др. Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение / Под ред. д.б.н., проф. В.Б. Куваева. — Тула: Гриф и К°, 2001. — 584 с.
22. Васильчук Ю.К. Об особенностях формирования бугров пучения на севере Западной Сибири в голоцене // Природные условия Западной Сибири. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. — С. 88–104.
23. Васильев С.В. Скорость торфонакопления в Западной Сибири // Динамика болотных экосистем северной Евразии в голоцене: Матер. Междунар. симп. — Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000. — С. 56–59.