Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 3, с. 53–61 **http://www.izdatgeo.ru**

УДК 551.345

ЭВОЛЮЦИЯ БОЛОТНЫХ СИСТЕМ И МЕРЗЛОТНЫХ УСЛОВИЙ БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ В ГОЛОЦЕНЕ

Л.Н. Максимова, Е.Н. Оспенников

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; neogeoman@mail.ru

Научной основой работы является комплексный подход к изучению эволюции болотных систем. Выполнен совместный анализ динамики болотных систем и мерзлотных условий Большеземельской тундры в голоцене. Приведены новые радиоуглеродные датировки торфа на междуречьях. Показано, что эволюция болотных систем определялась тесным взаимодействием болотообразовательного и мерзлотного процессов.

Большеземельская тундра, болотные системы, торфонакопление, голоценовые многолетнемерзлые породы, криогенные процессы

EVOLUTION OF MIRE SYSTEMS AND PERMAFROST OF BOLSHEZEMELSKAYA TUNDRA IN HOLOCENE

L.N. Maksimova, E.N. Ospennikov

Lomonosov Moscow State University,
119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; neogeoman@mail.ru

The research is based on the complex approach to the study of mire system evolution. The joint analysis of the dynamics of the mire systems and permafrost conditions of Bolshezemelskaya tundra in Holocene has been carried out. New ^{14}C-datings of peat of interfluve areas have been given. It has been demonstrated that the evolution of mire systems had been determined by the interaction of the mire-forming and cryogenic processes.

Bolshezemelskaya tundra, mire systems, peat accumulation, Holocenic permafrost, cryogenic processes

ВВЕДЕНИЕ

Болотные системы Большеземельской тундры объединяются в три основные зоны, сменяющие друг друга в субширотном направлении: арктических минеральных, плоскобугристых и крупнобугристых болот. Вдоль побережья Карского моря развиты арктические минеральные болота. Эта зона, где господствуют полигональные осоковые, осоково-гипновые и пушицево-гипновые низинные болота с маломощным торфом на глинистых многолетнемерзлых породах (ММП), характеризуется очень высокой заболоченностью, достигающей по разным оценкам 70–90 % общей площади, но сравнительно слабой заторфованностью, составляющей 1–5 % [*Торфяные ресурсы..., 1988*]. Для следующей зоны характерны мозаичные комплексы сравнительно сухих плосковершинных бугров разнообразных очертаний (площадью от нескольких десятков до сотен метров) и заболоченных мочажин. В растительном покрове бугров преобладают кустарнички, зеленые мхи, морошка, лишайники, в обводненных ложбинах между буграми – осоково-гипновая и осоково-сфагновая растительность. Общая заболоченность зоны достигает 90–95 %, а заторфованность – 50 %. В подзоне лесотундры преобладают крупнобугристые мочажинные и озерковые олиготрофно-эвтрофные болота. Здесь на буграх развит кустарничково-мохово-лишайниковый олиготрофный растительный покров, а в мочажинах – осоково-пушицево-сфагновый эвтрофный (иногда мезотрофный).

Общеизвестна многолетняя дискуссия среди ученых различных направлений – болотоведов, геоботаников, геокриологов – по проблеме генезиса плоско- и выпуклобугристых форм поверхности тундры. Несмотря на сложившиеся в среде геокриологов представления, согласно которым плоскобугристые торфяники образовались в результате термоэрозии по повторно-жильным льдам, а выпуклобугристые – в результате процессов пучения, до настоящего времени единая концепция, объясняющая закономерности их образования и распространения, отсутствует.

С этих позиций рассмотрим переходную зону субширотного простирания между территориями плоскобугристых и выпуклых крупнобугристых торфяников в области преимущественно массивно-островного распространения ММП. Эта зона

© Л.Н. Максимова, Е.Н. Оспенников, 2012

отличается чрезвычайно разнообразными условиями залегания голоценовых ММП: частым чередованием талых и мерзлых участков (как правило, в виде маломощных линз ММП), развитием несливающейся мерзлоты с заглубленной кровлей. Все это можно рассматривать как показатель высокой динамичности мерзлотного процесса. Мерзлые плейстоценовые толщи залегают здесь на глубине порядка 60–100 м.

В этой зоне существует обе разновидности торфяных массивов: плоскобугристые болота тяготеют к водораздельным пространствам, а выпуклобугристые – к отрицательным элементам рельефа. Выпуклобугристые формы в долинах рек изучены достаточно детально [*Кац, 1948; Пьявченко, 1955; Евсеев, 1976; Тюремнов, 1976; Казначеева и др., 1988; Васильчук и др., 2002, 2003; Васильчук, 2008; Oksanen, 2005*]. Для междуречий же фактический материал весьма ограничен. В связи с этим представляют интерес новые радиоуглеродные датировки торфяников, полученные в результате инженерно-геологических изысканий по трассе нефтепровода в междуречье Лаи и Колвы (проведенных институтом ПНИИИС с участием сотрудников МГУ). При работе над статьей были использованы также результаты исследований по российско-норвежскому проекту PECHORA [*Никольская, 2006; Henriksen et al., 2001*]. Данные ботанического и палинологического анализов и радиоуглеродного датирования отложений, полученные отечественными и зарубежными учеными, позволяют оценить особенности развития болотообразовательного процесса в этом районе.

ОБЩАЯ ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

История развития болот оценивалась на общем фоне изменения природной среды региона за последние 14 тыс. лет в неразрывной связи с процессами дегляциации, деградации позднеплейстоценовых ММП и формирования их верхнего, голоценового горизонта. Рассматриваемый район относится к области первого позднеплейстоценового оледенения, к его ранней максимальной стадии (100–80 тыс. лет назад), оставившей севернее 67° с.ш. пояс холмисто-грядовых морен (Лайско-Адзьвинская дуга). Южнее по долинам крупных рек в это время накапливались песчано-гравийно-галечные отложения и ленточные глины существовавшего здесь крупного подпрудного озера, а также песчано-галечные отложения подводной дельты. Многочисленные разрезы этой толщи, датированные методом люминесценции, возбужденной оптическим воздействием (OSL-датировки), имеют возраст 100–80 тыс. лет назад и были вскрыты в карьерах по р. Колва [*Никольская, 2006*]. Во вторую стадию оледенения (около 60 тыс. лет назад), последовавшую за межстадиальной морской ингрессией в низовьях р. Печора, ледник, по-видимому, не растекался восточнее 54° в.д. [*Maslenikova et al., 2000*].

В течение длительного времени (от 85–60 до 25–16 тыс. лет назад) район находился в области аллювиальной аккумуляции в условиях криоаридного климата. Здесь накапливался преимущественно русловый аллювий перигляциального облика, слагающий вторую региональную террасу (OSL-датировка – 48–16 тыс. лет назад). Разрез перигляциального аллювия описан на р. Лая в качестве стратотипа лайского горизонта региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Тимано-Печоро-Вычегодского региона.

Условия осадконакопления изменились в связи с потеплением и увлажнением климата на рубеже плейстоцена и голоцена. В это время формируется I надпойменная терраса, в отложениях которой представлен весь набор фаций аллювиальных отложений. Радиоуглеродная (^{14}C) датировка торфяных прослоев старичного аллювия – 12,7–9,3 тыс. лет назад.

Ледниковые, озерные и аллювиальные отложения, залегающие на различных гипсометрических уровнях, перекрыты отложениями покровного комплекса (пески, лессовидные алевриты, суглинки). Многочисленные OSL-датировки песков покровного комплекса относятся к интервалу 25–14 тыс. лет назад.

Следующим важным этапом развития рассматриваемой территории было ее заболачивание и торфонакопление. Возникновение и развитие болот наряду с избыточным увлажнением поверхности происходило при совместном влиянии геоморфологического (слабое расчленение рельефа) и геокриологического (наличие криогенного водоупора) факторов.

Процессы заболачивания и торфонакопления существенно преобразовывали условия теплообмена на поверхности почвы. Вследствие этого направленная динамика болотных ландшафтов приводила к последовательному изменению геокриологических условий в соответствии с закономерностями эволюции болотных массивов [*Оспенников и др., 1980; Тыртиков, 1995; Оспенников, 2001а,б, 2005*]. Многолетнее промерзание пород, в свою очередь, вносило значительные, а часто и радикальные изменения в ход болотообразовательных процессов. Это отражалось в условиях обводнения поверхности, химическом составе болотных вод, тепловом режиме болотных почв, скорости торфонакопления и в итоге – в характере болотных фитоценозов и их сукцессиях [*Оспенников, 2001б*].

На основе изучения указанных зависимостей можно провести палеомерзлотные реконструкции. Наиболее надежен критерий ботанического состава болотных фитоценозов, определяемых по рас-

тительным остаткам торфа, и в меньшей степени – показатель скорости торфонакопления. Первый критерий учитывает, что при промерзании болотных массивов и поднятии поверхности вследствие пучения практически всегда происходит переход болот к верховому типу питания. Изменение типа питания находит отражение в болотных фитоценозах и, следовательно, ботаническом составе слоев торфа в залежи. Скорость торфонакопления является функцией двух основных факторов: 1) общей продуктивности болотных фитоценозов, 2) ботанического состава растений-торфообразователей, в совокупности определяющих интенсивность биохимического распада органического вещества, степень разложения торфа и количество перешедшей в залежь органики. Отсюда следует, что изменение скорости торфонакопления – процесс многофакторный, неоднозначно реагирующий на промерзание болотной системы, особенно на первых этапах формирования ММП. В начале многолетнего промерзания болотных массивов происходит увеличение скорости торфонакопления. Вследствие этого изменяется ботанический состав (замещение травяных и травяно-гипновых низинных сообществ мохово-кустарничковыми и моховыми), уменьшается степень биохимического разложения органики, в частности, в связи с переходом от эпигенетического типа промерзания к сингенетическому (вследствие быстрой консервации растительных остатков в многолетнемерзлой толще). Только на заключительных этапах восходящего развития болотных систем скорость торфонакопления резко падает в результате осушения торфяников, замедления роста сфагнового покрова и его разрушения лишайниками и грибами.

Отмеченные положения были приняты за основу при анализе динамики ММП и процессов болотообразования.

ДИНАМИКА МНОГОЛЕТНЕГО ПРОМЕРЗАНИЯ ПОРОД

Динамику промерзания пород от начала голоцена до настоящего времени можно реконструировать, используя методику палеогеокриологических реконструкций [*Ершов и др., 1996, 1999*], основанную на гармоническом разложении временных палеотемпературных рядов. В качестве исходных палеотемпературных параметров, принятых при задании верхних граничных условий, были использованы кривая палеотемператур Н.С. Болиховской [*Болиховская и др., 1988*] для Хайпудырской губы, а также материалы В.А. Климанова [*1986*] по количественным характеристикам и закономерностям изменения климата северо-востока Русской равнины в голоцене. В настоящее время среднегодовая температура воздуха в районе составляет –4...–5 °С. Среднегодовая температура пород (с учетом влияния их литологического состава и современных ландшафтов) на 3,5–4,5 °С выше, чем воздуха. Именно такое соотношение было принято при моделировании температурного поля пород рассматриваемой территории. На нижней границе расчетной области (ниже 600 м от поверхности) задавался геотермический градиент, равный 0,016 °С/м.

Формирование современных геокриологических условий началось с активной дегляциации – таяния мертвого льда в позднеплейстоценовых моренах на севере района (около 14 тыс. лет назад) и образования первых крупных термокарстовых озер. В основании озерных толщ были получены радиоуглеродные датировки в 12,9–11,6 тыс. лет назад [*Henriksen et al., 2001*]. Широкое площадное развитие озерного термокарста в высоких широтах обычно связывается с вытаиванием повторно-жильных льдов (ПЖЛ). Из литературных данных следует, что в перигляциальном покровном комплексе района ПЖЛ имели, по-видимому, ограниченное распространение. В песчаном перигляциальном аллювии обнаружены лишь синседиментационные морозные трещины [*Никольская, 2006*]. Повторно-жильные льды могли развиваться в основном в депрессиях рельефа в горизонтах делювиально-солифлюкционных суглинков.

Начальный этап развития термокарста был временно прерван финальной фазой похолодания и аридизации климата около 11–10,3 тыс. лет назад (поздний дриас). В эту финальную криоаридную фазу позднеледниковья полигональные системы с ПЖЛ получили, по-видимому, широкое распространение. На I надпойменной террасе рек Печора и Шапкина обнаружены псевдоморфозы по ПЖЛ, содержащие ксенолиты торфа (обрушившийся торфяной карниз над ледяной жилой), радиоуглеродный возраст которых 10–11 тыс. лет [*Никольская, 2006*]. Псевдоморфозы по ПЖЛ найдены в окрестностях г. Воркуты [*Баулин и др., 1981*]. По вертикали ПЖЛ составляют 3–4 м, в ширину – 1,0–1,5 м, длина сторон полигональной решетки 15–20 м.

В целом в голоцене выделяются три криоцикла (рис. 1): раннесуббореальный, позднесуббореальный–субатлантический и криоцикл Малой ледниковой эпохи.

Раннесуббореальный криоцикл был непродолжительным. Многолетнемерзлые породы возникали, по-видимому, на открытых, относительно слабо увлажненных водораздельных пространствах. Многолетнему промерзанию этих участков способствовали особенности климата того времени, когда экстремумы похолоданий на севере европейской территории России совпадали с экстремумами уменьшения количества осадков [*Климанов, 1986*]. В последовавшее затем суббореальное потепление (экстремум около 3,5 тыс. лет назад)

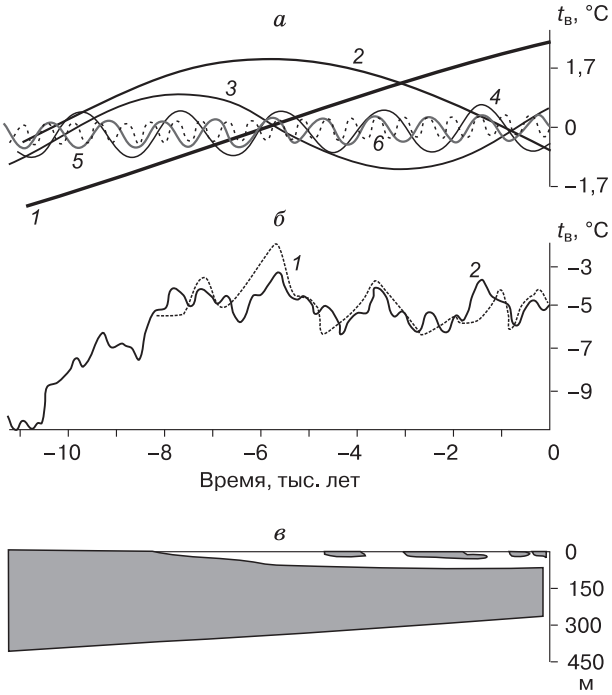

Рис. 1. Структура изменения климата в голоцене и динамика многолетнемерзлых пород в Большеземельской тундре.

а – элементарные гармоники с периодами (тыс. лет): *1* – 40,7; *2* – 19; *3* – 9; *4* – 2; *5* – 1; *6* – 0,5; *б* – расчетная (суммарная) кривая изменения температуры воздуха $t_в$ (*1*) и исходная палеотемпературная кривая (*2*) (по Н.С. Болиховской и др. [*1988*]); *в* – динамика мерзлых толщ в голоцене (заливка серым цветом).

ММП этого криоцикла, вероятно, полностью оттаяли (см. рис. 1).

Второй криоцикл связан с похолоданием, достигшим кульминации около 2,5 тыс. лет назад. Это был период достаточно длительного (около 1000 лет) промерзания пород. Многолетнемерзлые породы сохранялись в разрезе еще несколько сотен лет в виде мерзлого горизонта с заглубленной кровлей. Они оттаяли, видимо, лишь в максимум малого голоценового оптимума (около 1000 лет назад), когда среднегодовые температуры на северо-востоке европейской территории России повысились на 2 °С, а сумма осадков превысила современную.

Криоцикл Малой ледниковой эпохи относится к прошедшему тысячелетию. Это похолодание было двухфазным, что нашло отражение в двухстадийном развитии ММП (см. рис. 1). Около 150–100 лет назад похолодание Малой ледниковой эпохи сменилось современным потеплением, которое обусловило деградационную фазу развития многолетнемерзлых пород Европейского Северо-Востока.

Рассмотренная выше модель развития голоценовых ММП Большеземельской тундры в целом верна для ее суходольных территорий. Болотные системы в процессе своего развития внесли в нее существенные коррективы.

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ БОЛОТНЫХ СИСТЕМ

В истории развития торфяников можно выделить три этапа.

Первый этап (14–8,5 тыс. лет назад) характеризуется образованием наиболее древних и крупных торфяных залежей у северных границ рассматриваемой зоны. Как и в большинстве районов севера Евразии, развитие болотных систем здесь началось с зарастания и заторфовывания озер различного генезиса с подозерными таликами. Наибольшее значение имели, по-видимому, термокарстовые озера. На севере района наиболее крупные термокарстовые озера могли образоваться еще в предбореале в результате таяния мертвого глетчерного льда. В болотных системах, возникших при зарастании этих озер, торфонакопление, возможно, продолжалось непрерывно до последнего времени. При этом формировались преимущественно крупные водораздельные и долинные торфяники. Так, на северо-западе Большеземельской тундры, в болотном массиве Ненецкий, мощность торфяной залежи достигает 8 м (рис. 2). В рассматриваемой широтной зоне наиболее древние ^{14}C- и AMS-датировки торфа (9,5 тыс. лет назад) получены в Ненецком автономном округе.

Второй этап (8,5–4,5 тыс. лет назад) – период прогрессирующего развития термокарста по

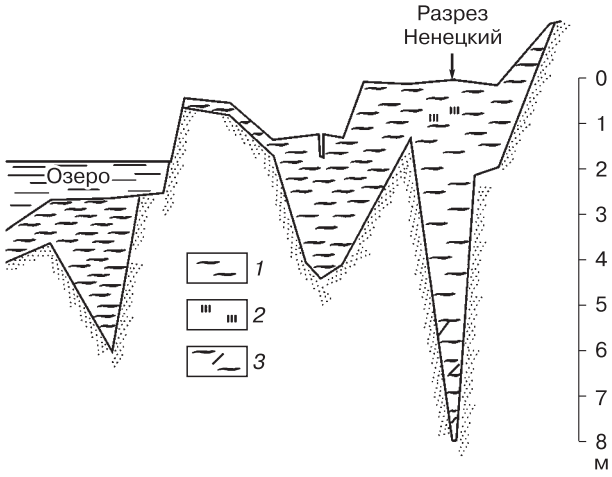

Рис. 2. Разрез Ненецкий. Первая надпойменная терраса р. Печора в 3,5 км юго-восточнее г. Нарьян-Мар.

1 – торф сфагновый низинный (рипариум, терес); *2* – торф шейхцериевый низинный; *3* – торф сфагновый низинный с примесью вахты, каллиергона, дрепанокладуса.

полигональным системам ПЖЛ в ходе площадной деградации позднеплейстоценовых ММП и образования талого торфяного покрова эвтрофного типа в днищах долин и депрессиях междуречий при массовом заболачивании преимущественно термокарстовых озер.

Начало активной деградации позднеплейстоценовых ММП и развития термокарста по ПЖЛ следует отнести, вероятно, к бореальному потеплению – 9–8 тыс. лет назад (см. рис. 1). Об этом свидетельствуют датировки ксенолитов торфа в псевдоморфозах по ледяным жилам на Печоре – 11–10 тыс. лет назад. Термокарст по ПЖЛ здесь начался как минимум на 1000 лет ранее. Таково приблизительное время образования небольшого (10–20 см) торфяного слоя при характерной для этого периода скорости его роста 0,10–0,26 мм/год.

Интенсификация процессов болотообразования произошла в атлантический оптимум – самый влажный и теплый период голоцена, когда температуры июля были на 3–4 °С выше современных, а осадков выпадало на 50–75 мм больше, чем в настоящее время [*Климанов, 1986*]. Термокарстовые озера, образовавшиеся на месте полигональных систем ПЖЛ, стали очагами площадного заболачивания территории[1] в конце атлантического периода. В атлантическое время начались болотообразование и торфонакопление в междуречье Колвы и Лаи. Здесь изучено четыре разреза торфяников. Разрез Симбей-1 – береговое обнажение одноименного озера в пределах плоскобугристых торфяников с торфяной залежью 1,3–1,4 м. Разрез Симбей-2 приурочен к многолетнему бугру пучения высотой около 4 м и расположен в 1,5 км от оз. Симбей. Разрез Ванью пройден на бугре пучения высотой около 3,5 м, расположенном в заозеренной термокарстовой депрессии вблизи р. Мал. Ванью-Увал (примерно в 36 км восточнее разрезов Симбей). Наконец, разрез Ной-Харабью приурочен к массиву бугристых торфяников округлой и грядообразной формы (их высота 1–2 м), развитому в 600 м от одноименной реки и в 63 км восточнее разрезов Симбей-1 и Симбей-2.

Начало болотообразования на месте разреза Ванью по радиоуглеродному датированию приходится на начало атлантического времени (6890 ± 40 лет назад). В болотном массиве Ной-Харабью оно началось 5950 ± 40 лет назад, в массиве Симбей – 7810 ± 50 лет назад. И только в массиве, где расположен разрез Симбей-2, болотообразование возникло в самом конце атлантического периода (5000 ± 50 лет назад).

Со временем низинный торф заполнил все понижения рельефа, и отдельные болотные системы соединились в обширные массивы, образуя, по существу, единые торфяные покровы. Их отличительной особенностью является наличие в нижних горизонтах слоев древесного торфа, что согласуется с существующими представлениями о значительном (по оценкам разных исследователей – на 200–400 км) сдвиге в это время северного предела лесов к северу. Мозаичностью первичной морфологии поверхности, преобразованной термокарстом по полигональной системе ПЖЛ, объясняется, по-видимому, и другая особенность разрезов – высокая площадная изменчивость ботанического состава торфяных залежей, отмеченная Ю.К. Васильчуком [*2008*].

В условиях термокарстовой переработки льдистых отложений и соответствующего понижения отметок поверхности низинные болотные массивы в течение длительного времени сохраняли эвтрофный режим питания и повышенное обводнение. В условиях морского климата развитие таких низинных сильно обводненных травяно-моховых и травяных болот-топей не приводило к понижению температуры поверхности, и болотные массивы оставались преимущественно талыми.

Оценка возможного теплового состояния болотных систем этого времени позволяет предполагать, что, несмотря на преобладание в течение всего атлантического периода талых пород, в основные экстремумы похолоданий (например, 7300, 6400 лет назад) на повышенных участках болот могло происходить образование небольших островов ММП и бугров пучения, оттаивавших (частично или полностью) в последующие потепления климата. Торфяные бугры пучения возрастом около 6–7 тыс. лет, частично оттаивавшие 5 тыс. лет назад, описаны Ю.К. Васильчуком у пос. Никита (долина р. Уса). Следует отметить, что неоднократное промерзание и оттаивание части болотных массивов в атлантическое время было характерно и для других регионов криолитозоны Евразии (ее южной подзоны) со сходной геокриологической обстановкой [*Оспенников, 2005*].

Третий этап (4,5–0 тыс. лет назад) был временем массового промерзания болотных массивов в процессе формирования верхнего горизонта ММП и образования современного бугристого рельефа. Похолодание было важным событием в развитии природной обстановки Большеземельской тундры. Спорово-пыльцевые спектры этого времени отражают сокращение лесной растительности и увеличение роли кустарниковых формаций. В последовавшем затем субатлантическом

[1] Согласно представлениям А.А. Лийва и Г.А. Елиной [*1986*], на северо-западе европейской территории России в атлантическом периоде, особенно в его второй половине, болотообразование приобрело лавинообразный характер. В раннеатлантическом периоде (АТ-1) в сравнении с бореальным заболоченность удвоилась, а в АТ-2 – утроилась.

периоде здесь окончательно сформировался растительный покров ерниковой тундры и лесотундры, близкий к современному. Широкое площадное промерзание торфяных болот началось в наиболее длительный криоцикл на рубеже суббореала и субатлантического времени с температурным минимумом около 2,5 тыс. лет. Аградации мерзлоты способствовало завершение низинной стадии развития наиболее древних болот. Процесс смены гидрофильных фитоценозов эвтрофного типа мезо- и олиготрофными сопровождался понижением температуры поверхности и многолетним промерзанием торфяников с образованием многолетних бугров пучения. При этом время начала многолетнего промерзания торфяников определялось прежде всего особенностями эволюции конкретных болотных массивов.

Промерзание торфа и подстилающих минеральных отложений и льдонакопление в них ускоряли повышение поверхности торфяных массивов вследствие пучения и способствовали разрастанию верховых болотных систем. В этом отношении показательна история формирования многолетнего бугра пучения у пос. Абезь, изученного Ю.К. Васильчуком [*2008*]. Торфонакопление здесь началось 5,6 тыс. лет назад, и более 2,5 тыс. лет развитие болотного массива продолжалось в эвтрофном режиме, когда последовательно сменялись хвощовый, осоковый и травяной торфы. Многолетнее промерзание и формирование бугра началось около 2,7 тыс. лет назад, что выразилось в развитии переходного слаборазложившегося мохового и мохово-травяного торфа. Одновременно произошло резкое уменьшение скорости торфонакопления.

При формировании бугристой поверхности большую роль играли унаследованные “первичные” формы мезорельефа, свойственные зрелым верховым болотам. Естественная центробежная концентрация стока с выпуклых центральных частей верховых болот обычно формирует гидросеть временных водотоков и сильно обводненных мезотрофных (или гетеротрофных) топей, окаймляющих центральный караваеподобный торфяник. На стадии аградации мерзлоты такие сильно обводненные периферийные участки являлись очагами развития многолетних бугров пучения, имеющих как одиночное, так и групповое распространение. В кульминацию похолодания на возвышенных промерзших верховых торфяниках, характеризовавшихся особо суровыми температурными условиями (вследствие сдувания снега и осушения поверхности), активно развивалось морозное растрескивание. По ориентировочным оценкам, размеры ПЖЛ составляли 1,5–3(4) м по вертикали и около 0,5 м по ширине.

В малый оптимум голоцена в деградационную стадию развития ММП режим питания большей части болот Большеземельской тундры, по-видимому, не претерпел существенных изменений вследствие того, что на окружающей территории и в пределах самих болотных массивов длительное время сохранялся мерзлый водоупор (см. рис. 1). Интенсивное промерзание и многолетнее пучение остававшихся талыми низинных и переходных болот и подстилающих минеральных отложений приостановилось. Главным рельефообразующим процессом на этой стадии являлось термоэрозионное расчленение поверхности торфяных массивов по вытаивающим голоценовым ПЖЛ с образованием блочного рельефа. Процессы пучения проявлялись в основном в форме сезонных бугров пучения и бугров-перелетков в увлажненных межбугровых понижениях в кратковременные периоды незначительных похолоданий.

Формирование мерзлых торфяников современного облика практически завершилось в последнюю стадию аградации мерзлоты, в Малую ледниковую эпоху. В это время происходило интенсивное развитие криогенных процессов. В результате промерзания заболоченных низин и межблочных полос стока образовались молодые многолетние бугры пучения. На возвышенных участках болот возобновился рост ПЖЛ. Полигональные торфяники с молодой генерацией ПЖЛ распространились на юг вплоть до широты полярного круга. В конце прошлого века (в начале современного потепления) ледяные жилы оттаивали или находились в стадии консервации, залегая на 0,3–0,6 м ниже подошвы сезонноталого слоя [*Казначеева и др., 1988*]. В настоящее время широкого площадного оттаивания мерзлых торфяников в районе не наблюдается. На междуречье Лаи и Колвы в торфяных буграх высотой от 1–1,5 до 3–4 м ММП залегают с поверхности, под слоем сезонного оттаивания мощностью 0,3–0,8 м. Кровля ММП повторяет очертания бугров, круто опускаясь по их склонам, на которых часто наблюдаются трещины отрыва, обрывы и микрооползни. Облик поверхности свидетельствует о том, что в современное потепление климата растительный покров верховых болот препятствует оттаиванию мерзлоты. Протаивание мерзлых торфяных массивов с поверхности происходит лишь при его разрушении или в условиях затрудненного поверхностного стока, когда возможно образование озер и мочажин. На дренированных участках в результате естественных сукцессионных смен моховых фитоценозов лишайниковыми приповерхностные слои верхового торфа оголяются, иссушаются и приобретают повышенные теплоизоляционные свойства, что препятствует многолетнему оттаиванию пород (рис. 3). Дальнейшее разрушение таких бугров происходит при ведущей роли ветровой эрозии и термоэрозии, но практически не приводит к развитию термокарста.

Рис. 3. "Торфяные пятна" – деградационная фаза развития верховых болот (Колва-Усинское междуречье).

Изложенный сценарий развития современных мерзлых торфяников, с двумя стадиями аградации и деградации мерзлоты, подтверждается имеющимся фактическим материалом. Стадийность развития мерзлотного процесса проявилась в образовании двух основных генераций бугров пучения возрастом около 2000 и 150–200 лет [*Васильчук, 2008*] и двух генераций топяных болот в полосах стока поверхностных вод с различной современной глубиной залегания кровли многолетнемерзлых пород – в среднем около 15(10–30) м и около 5–6 м [*Тумель, Мудров, 1988*].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Мезорельеф торфяников формировался в процессе их длительной эволюции в результате взаимодействия процессов болотообразования и промерзания–оттаивания (льдонакопления при пучении и термокарсте) и связан как со стадийностью развития криогенных процессов, так и с особенностями естественной эволюции конкретных болотных систем. В ходе климатических изменений, обусловивших аградацию и деградацию ММП во второй половине голоцена, чередовались восходящие и нисходящие стадии развития криогенных процессов (по А.И. Попову), сопровождавшиеся изменениями гидрологического режима болотных систем, видового состава болотной растительности и скорости торфонакопления.

На аградационной стадии развития мерзлых толщ в болотных массивах сочетались разные формы накопления подземного льда: текстурообразующего (миграционно-сегрегационного и инъекционного) и залежеобразующего (инъекционного и повторно-жильного).

Формирование обширных мерзлых торфяных массивов начиналось с локального промерзания и распучивания торфа и подстилающих минеральных отложений под буграми и мочажинами на поверхности талых топяных низинных болот. В условиях безнапорных криогенных систем промерзание шло по миграционному типу, и пучение определялось условиями накопления текстурообразующего миграционно-сегрегационного и частично инъекционного льдов. С таким механизмом площадного и локального пучения было, вероятно, связано образование крупнобугристого рельефа торфяных массивов на начальном этапе их формирования. В дальнейшем именно эти наиболее древние и возвышенные участки подвергались морозному растрескиванию и накоплению повторно-жильных льдов.

Расширение мерзлых торфяных массивов происходило за счет присоединения вновь промерзших участков к более древним мерзлым торфяникам. Вслед за объединением отдельных многолетнемерзлых островов и образованием с поверхности сплошных мерзлых покровов в результате нарастания гидростатических напоров наступила инъекционная фаза формирования бугров. При этом инъекции водных масс происходили, как правило, в пограничную с минеральными породами зону или непосредственно в толщу минеральных пород, формируя ледогрунтовое ядро бугров. При многолетнем промерзании таких болотных систем преобладал инъекционный механизм льдонакопления эпигенетического типа и формировались выпуклобугристые формы рельефа.

В нисходящую (деградационную) стадию развития в результате термокарста выпуклобугристые формы мезорельефа по обводненной периферии болотных систем деградировали. Здесь расширялась зона топяных эвтрофных болот. Залежи таких болот часто сложены переотложенными торфами, радиоуглеродные даты в которых практически не изменяются вверх по разрезу. При этом ошибочно создается впечатление об аномально высоких скоростях торфонакопления при залежеобразовании. Возвышенные участки мерзлых торфяников разбивались на полигональные блоки термоэрозией по ПЖЛ. В условиях теплого и влажного климата шло интенсивное накопление торфа. Плосковершинные формы мезорельефа могли образоваться в результате выравнивания поверхности процессами термокарста и торфонакопления (более интенсивного в межбугровых и межблочных понижениях), когда под слоем торфа могли оказаться погребенными и бугры пучения, и блоки полигонального термоэрозионного рельефа.

Смена аградационных и деградационных стадий развития криогенных процессов в ходе циклических изменений климата приводила к омолаживанию форм бугристого рельефа и усложнению строения торфяных массивов. Выраженные вы-

пуклобугристые формы мезорельефа создавались молодыми буграми пучения по периферии мерзлых торфяных массивов и в межблочных понижениях рельефа. Южная граница современного блочного рельефа определяется, вероятно, продвижением на юг процессов морозного растрескивания и развития ПЖЛ в последнюю стадию аградации, в Малую ледниковую эпоху. Южнее 66° с.ш., в зоне современной островной и редкоостровной мерзлоты, распространены крупнобугристые торфяники, не расчлененные на блоки криогенными процессами в эту последнюю фазу аградации мерзлоты, завершившуюся около 150 лет назад.

Морфологические особенности мезорельефа торфяных массивов в долинах и на водоразделах в значительной степени объясняются болотными сукцессиями и эндодинамическими факторами. Верховые болота в целом более устойчивы к изменениям климата, и оттаивание ММП в деградационные стадии здесь было ограничено образованием полос стока по вытаивающим ПЖЛ. Свойственные современным верховым болотам кустарничково-моховые растительные группировки являются наиболее устойчивыми фитоценозами климаксового типа. Поэтому часть древних многолетних бугров пучения с кустарничково-моховыми покровами, образовавшихся несколько тысяч лет назад, сохранилась в таком состоянии до настоящего времени. В результате для водоразделов наиболее характерны плосковершинные, “плоскобугристые” торфяники – преобразованные процессами мерзлотного пучения и торфонакопления блоки полигонального мезорельефа. Эвтрофные низинные болота долин периодически оттаивали при потеплениях климата. Поэтому для днищ речных долин более характерны выпуклобугристые формы мезорельефа, образованные в основном молодыми буграми пучения.

ВЫВОДЫ

1. Исследование эволюции многолетнемерзлых пород в конце позднего плейстоцена–голоцене, выполненное по методике палеогеографических реконструкций, основанной на гармоническом разложении временных палеотемпературных рядов, позволило установить, что на территории Большеземельской тундры выделяются четыре криоцикла: позднедриасовый, раннесуббореальный, позднесуббореально-субатлантический и криоцикл Малой ледниковой эпохи, которые развивались на фоне господствовавшей тенденции общей деградации многолетнемерзлых толщ.

2. Болотные системы внесли существенные коррективы в ход развития геокриологической обстановки.

На первом этапе (14–8,5 тыс. лет назад) еще только начавшие формироваться болотные массивы, в которых преобладали низинные топяные болота, приуроченные к очагам развития термокарста, несущественно влияли на формирование характера геокриологических условий. В целом это влияние было отепляющим, но локализованным на узкой площади.

На втором этапе (8,5–4,5 тыс. лет назад) повсеместное развитие болотообразования проходило на фоне активной деградации позднеплейстоценовых многолетнемерзлых толщ. Сильно обводненные низинные болота объединялись в обширные болотные массивы, которые оказывали отчетливо выраженное отепляющее влияние на подстилающие горные породы и препятствовали их многолетнему промерзанию в периоды кратковременных похолоданий.

На третьем этапе (4,5–0 тыс. лет назад), в течение которого доминировал процесс смены гидрофильных фитоценозов эвтрофного типа мезо- и олиготрофными, происходило многолетнее промерзание торфяников с образованием многолетних бугров пучения. Направленный на ужесточение геокриологической обстановки, такой ход эндодинамической эволюции болотных систем совпадал с общей тенденцией похолодания климата. На этом этапе получившие наибольшее распространение верховые болотные массивы оказывали охлаждающее влияние и предохраняли мерзлые толщи от многолетнего оттаивания в периоды потеплений между криоциклами.

3. Современный мезорельеф поверхности болотных массивов формировался в течение всего периода развития болотных систем и имеет сложное строение.

Наиболее древними (преимущественно суббореальными) являются крупные выпуклые бугры пучения, образовавшиеся в ходе промерзания талых болот термокарстовых депрессий.

Плоскобугристые торфяники более молодые. Они формировались с начала субатлантического времени в ходе преобразования полигонального мезорельефа процессами термокарста, термоэрозии, морозного пучения и торфонакопления.

Литература

Баулин В.В., Чеховский А.Л., Суходольский С.Е. Основные этапы развития многолетнемерзлых пород Северо-Востока европейской части СССР и Западной Сибири // История развития многолетнемерзлых пород Евразии. М., Наука, 1981, с. 41–60.

Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф., Климанов В.А. Климатические и криогенные факторы развития торфяников Европейского СВ СССР в голоцене // Палеоклиматы голоцена европейской территории СССР. М., ИГ АН СССР, 1988, с. 36–44.

Васильчук Ю.К. Выпуклые бугры пучения многолетнемерзлых торфяных массивов / Ю.К. Васильчук, А.К. Васильчук, Н.А. Буданцева, Ю.Н. Чижова. М., Изд-во Моск. ун-та, 2008, 571 с.

Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А. и др. Радиоуглеродные датировки и голоценовая динамика бугров пучения в долине р. Усы // Докл. РАН, 2002, т. 384, № 3, с. 395–401.

Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Сулержицкий Л.Д. и др. Радиоуглеродная хронология бугров пучения Большеземельской тундры // Докл. РАН, 2003, т. 393, № 1, с. 101–105.

Евсеев В.П. Миграционные бугры пучения северо-востока европейской части СССР и Западной Сибири // Проблемы криолитологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1976, вып. 5, с. 95–159.

Ершов Э.Д., Левантовская Н.П., Максимова Л.Н., Медведев А.В. Динамика мерзлых толщ: палеореконструкции для межгорных впадин Индигиро-Колымского среднегорья // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 3, с. 24–31.

Ершов Э.Д., Максимова Л.Н., Медведев А.В. Комплексная методика определения верхних граничных условий для целей геокриологического прогноза (на геологические и исторические отрезки времени) // Материалы Первой конф. геокриологов России. М., Изд-во Моск. ун-та, 1996, т. 2, с. 292–308.

Казначеева И.А., Суходольский С.Е., Горбачева В.М. и др. Геокриологическое описание районов европейской территории СССР. Мало-Большеземельский район // Геокриология СССР. Европейская территория СССР / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1988, с. 275–301.

Кац Н.Я. Типы болот СССР и Западной Европы и их географическое распространение. М., Географгиз, 1948, 296 с.

Климанов В.А. Меридиональное изменение гидротермического режима на Русской равнине в голоцене // Изучение озерно-болотных формаций в целях палеогеографических реконструкций. Таллин, РИСО АН ЭССР, 1986, с. 68–70.

Лийва А.А., Елина Г.А. Геохронологические и биостратиграфические этапы развития болот Карелии // Там же, с. 84–86.

Никольская О.А. Позднеплейстоценовая история гидрографической сети северной части Печорского бассейна: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 2006, 19 с.

Оспенников Е.Н. Болотообразование // Основы геокриологии. Ч. 4. Динамическая геокриология. М., Изд-во Моск. ун-та, 2001а, с. 600–612.

Оспенников Е.Н. Влияние заболоченности на температурный режим подстилающих пород // Там же, 2001б, с. 85–92.

Оспенников Е.Н. Динамика геокриологических условий болотных массивов юга криолитозоны в голоцене // Материалы Третьей конф. геокриологов России. М., Изд-во Моск. ун-та, 2005, т. 3, с. 203–211.

Оспенников Е.Н., Чижов А.Б., Чернышова М.Б. Болота и заболоченные земли // Геологические процессы и явления (Южная Якутия). М., Изд-во Моск. ун-та, 1980, с. 113–132.

Пьявченко Н.И. Бугристые торфяники. М., Изд-во АН СССР, 1955, 280 с.

Торфяные ресурсы Мира: Справ. / В.Д. Марков, А.С. Оленин, Л.А. Оспенникова и др. М., Недра, 1988, 383 с.

Тумель Н.В., Мудров Ю.В. Изменение климатических условий в области вечной мерзлоты на севере ЕТС (Большеземельская и Малоземельская тундры) // Колебания климата за последнее тысячелетие. Л., Гидрометеоиздат, 1988, с. 137–143.

Тыртиков А.П. Лес на северном пределе в Азии. М., Т-во науч. изд. КМК, 1995, 144 с.

Тюремнов С.Н. Торфяные месторождения. М., Недра, 1976, 477 с.

Henriksen M., Mangerud J., Maslenikova O. et al. Weichselian stratigraphy and glaciotectonic deformation along the Lower Pechora River, Arctic Russia // Global and Planet. Change, 2001, vol. 31, p. 335–343.

Maslenikova O., Astakhov V., Mangerud J., Henriksen M. Limnic and fluvial formations along Markhida line in eastern Pechora Basin // Quatern. Environ. of the Eurasian North (QUEEN), Fourth workshop, Lund, Sweden, 2000, Abstr. vol., p. 34.

Oksanen P.O. Development of the palsa mires on the Northern European Continent in relation to Holocene climatic and environmental changes: Acad. Diss. ... assent of the Faculty of Sci. Oulu, Univ. of Oulu, 2005, 50 p.

Поступила в редакцию
3 ноября 2011 г.