

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.345

**ГЕНЕЗИС И ЭВОЛЮЦИЯ БУГРИСТЫХ БОЛОТ  
НА ТЕРРИТОРИИ РЕДКООСТРОВНОЙ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ  
НА ЕВРОПЕЙСКОМ СЕВЕРО-ВОСТОКЕ  
(БАССЕЙН СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ КОСЬЮ)**

**А.В. Пастухов, Т.И. Марченко-Вагапова\*, Д.А. Каверин, Н.Н. Гончарова**

*Институт биологии Коми НЦ УрО РАН,  
167982, Сыктывкар, ул. Коммунистическая, 28, Россия; [alpast@mail.ru](mailto:alpast@mail.ru)*

*\*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, Россия*

На основе данных ботанического и палинологического состава торфа проведен анализ генезиса, эволюции и современного состояния мерзлотных торфяников на крайне южной границе восточно-европейской криолитозоны. Бугристые торфяники являются останцами ранее существовавшей поверхности болот, сформировавшихся главным образом под влиянием процессов термоэрозии. Палеорекострукция показывает, что накопление торфа началось в среднем голоцене (около 8000 лет назад). Затем аккумуляция торфа значительно замедлилась, а в интервале 2500–850 лет назад практически остановилась, после этого начался процесс постепенного и медленного торфонакопления. При современном потеплении климата растительный покров торфяных бугров препятствует оттаиванию мерзлоты. Протаивание мерзлых торфяных бугров с поверхности происходит лишь при их разрушении или в условиях затрудненного поверхностного стока, когда возможно образование озер и мочажин.

*Генезис, эволюция, многолетнемерзлые бугристые торфяники, палинологический и ботанический анализы*

**GENESIS AND EVOLUTION OF PEAT PLATEAUS  
IN THE SPORADIC PERMAFROST AREA IN THE EUROPEAN NORTH-EAST  
(MIDDLE BASIN OF THE KOSYU RIVER)**

**A. V. Pastukhov, T. I. Marchenko-Vagapova\*, D. A. Kaverin, N. N. Goncharova**

*Institute of Biology, Komi Scientific Centre UB RAS,  
167982, Syktyvkar, Kommunisticheskaya str., 28, Russia; [alpast@mail.ru](mailto:alpast@mail.ru)*

*\*Institute of Geology, Komi Science Centre UB RAS, 167982, Syktyvkar, Pervomayskaya str., 54, Russia*

On the basis of the botanical and palynological composition, the genesis and the evolution of the modern state of permafrost peatlands have been analyzed in the very south of the East European permafrost zone. Existing peat plateau surfaces are the remnants of former wetlands and bogs resulting from thermal erosion processes. The paleoreconstruction has revealed that the peat accumulation started in the middle Holocene about 8,000 years ago. Then peat growth first slowed considerably and between 2500–850 years ago almost stopped with subsequent gradual and slow peat accumulation. Vegetation cover of peat mounds prevents degradation of permafrost under modern warming of the climate. Thawing of permafrost peat plateaus from the surface occurs only due to the destruction or in the conditions of complicated surface runoff, when the lakes and fens are developed.

*Genesis, evolution, permafrost, peat plateau, palynological and botanical composition*

**ВВЕДЕНИЕ**

На северо-востоке европейской части России многолетнемерзлые торфяники широко распространены на территории тундры и лесотундры, в крайнесеверной тайге они довольно редки. В регионе в настоящее время происходит деградация

многолетнемерзлых пород (ММП) вследствие климатического потепления [Oberman, 2008]. В виде торфа законсервированы значительные запасы органического углерода, поэтому торфяной пул играет важную роль в биогеохимическом

цикле углерода и процессах изменения климата [Borgmark, 2005]. Монолиты торфа представляют собой архивы информации о палеоусловиях окружающей среды [Yeloff, Mauquoy, 2006].

На протяжении голоцена неоднократно происходили изменения границы криолитозоны и северных пределов распространения лесной растительности на Европейском Севере [Хотинский, 1982]. Если в атлантический период и середине суббореального периода происходила деградация многолетней мерзлоты и граница леса доходила до побережья, то в конце суббореала после резкого похолодания граница криолитозоны находилась значительно южнее современной [Максимова, Оспенников, 2012]. К настоящему времени в крайнесеверной тайге многолетняя мерзлота сохранилась лишь под бугристыми торфяниками, которые представляют собой идеальный объект для оценки последствий изменения климата в случае деградации многолетней мерзлоты.

Объектом исследований является обширная болотная система “Интанюр” (площадь более 3000 га), расположенная в междуречье Большой Инты и Малой Инты, на высокой заболоченной надпойменной террасе с эрозионно-аккумулятивным рельефом, абсолютная высота 58–60 м над уровнем моря. Система “Интанюр” – одна из самых южных в европейской части систем бугристых болот. Она характеризуется разветвленной гидрологической сетью (озера, озёрки, ручьи), высоким видовым разнообразием растений, сложной структурой растительного и почвенного покровов. Четвертичные отложения представлены здесь комплексом озерно-болотных отложений общей мощностью до 6 м. На буграх торфяные отложения общей мощностью до 3.0–3.5 м подстилаются прослойкой мерзлых песков и (или) супесей, ниже переходящих в толщу многолетнемерзлых пыле-

ватых суглинков. На основе дешифрирования материалов космической съемки для проведения детальных наземных исследований и составления крупномасштабной карты был выбран ключевой участок общей площадью 576.6 га.

Цель настоящей работы – характеристика генезиса, эволюции и современного состояния мерзлотных торфяников, расположенных на южной границе современной криолитозоны, в среднем течении р. Косью.

Полевые работы включали геоботанические описания, выполненные по общепринятой методике [Шенников, 1964; Ипатов, 1997], заложение и описание почвенных профилей с последующим отбором проб почвенных горизонтов. Латинские названия растений даны в соответствии со сводкой [Черепанов, 1995]. Определение типов почв и индексация генетических горизонтов проводились согласно Международной коррелятивной базе почвенных ресурсов [IUSS..., 2014]. Крупномасштабные почвенные карты были подготовлены в программной среде ArcGIS 9.1, посредством ручной оцифровки полигонов. Основой для создания крупномасштабных почвенных карт послужили спутниковые снимки Quickbird и данные описаний почвенных разрезов и растительных сообществ.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### Характеристика района исследований

Исзуемая территория расположена на крайнем южном пределе криолитозоны на равнине, в междуречье Бол. Инты и Мал. Инты, являющихся притоками р. Уса (бассейна Печоры) (рис. 1). Район исследований находится в подзоне крайнесеверной тайги, территориально приурочен к центральной части Интинского района Республики Коми. Данная территория относится к субарктическому климатическому поясу, характеризующемуся продолжительной холодной зимой и относительно коротким прохладным летом. Среднегодовая температура воздуха около  $-4^{\circ}\text{C}$ , средняя температура воздуха января  $-19.5^{\circ}\text{C}$ , июля  $+13.5^{\circ}\text{C}$ , среднегодовое количество осадков – около 700 мм. Зимой преобладают ветры южного направления, летом – северного [Атлас..., 1997].

Район исследований расположен на южной границе криолитозоны, в пределах редкоостровного распространения ММП мощностью до 15 м [Геокриологическая карта..., 1998]. Сохранению многолетней мерзлоты в подзоне крайнесеверной тайги способствует широкое распространение болот, в том числе бугристых. Среднегодовая температура ММП составляет от 0 до  $-0.5^{\circ}\text{C}$ . Проведенное в 2013 г. машинное бурение показало, что кровля многолетней мерзлоты залегает на торфя-



Рис. 1. Местоположение района исследований.

ных буграх на глубине 0.5–0.7 м, опускаясь глубже 10 м на краях топей, примыкающих к буграм. То есть на участке исследований многолетняя мерзлота в пределах бугристых болот сохраняется только под торфяными буграми, образуя под немерзлотными топями (мочажинами) систему сквозных таликовых окон.

#### Характеристика растительного покрова болотной системы “Интанюр”

Изучаемое болото образует сложную систему. Оно представляет собой типичное бугристое болото, занимающее обширное плоское водораздельное пространство. На нем представлены бугры, которые находятся на различных стадиях своего развития и занимают от 40 до 70 % площади комплексов. Преобладают хорошо выраженные мерзлотные бугры округлой формы (мерзлота в июле–августе – на глубине 45–70 см), высота варьирует от 2.0 до 3.5 м, диаметр 20–30 м и более. Ближе к краю болота бугры вытягиваются, по форме напоминают гряды. Большую часть массива занимают бугристо-озерковые и бугристо-топяные комплексы. На повышениях распространены полидоминантные кустарничково-лишайниковые и кустарничково-морошково-лишайниковые фитоценозы. Травяно-кустарничковый ярус вершин бугров часто разрежен, угнетен и образован *Ledum palustre*, *Empetrum hermaphroditum*, *Rubus chamaemorus*, *Betula nana*, *Oxycoccus microcarpus*, *Vaccinium vitis-idaea* и *V. uliginosum*. Проективное покрытие каждого из этих видов варьирует от 5 до 25 %. В напочвенном покрове доминируют лишайники (покрытие более 70 %). Наиболее обильны и постоянны *Flavocetraria nivalis*, *F. islandica*, *Cladonia arbuscula*, *C. rangiferina*, *C. stellaris* (суммарное покрытие до 40 %). Участие остальных лишайников значительно ниже. Из мхов в большинстве этих сообществ произрастают только *Polytrichum strictum*, *Pleurozium schreberi* и *Dicranum elongatum*, однако обилие этих видов в сумме не превышает 30 %. Сфагновые мхи (*Sphagnum fuscum*, *S. compactum* и др.) встречаются единично. Растительный покров вершин бугров местами деградировал в результате ветровой эрозии.

Склоны бугров и бугры окраинной части болота имеют несколько иные состав и структуру сообществ. На некоторых из них встречаются деревья – *Betula pubescens* и *Picea obovata* (высотой до 2 м). В растительном покрове существенно возрастает роль *Ledum palustre*, *Chamaedaphne calyculata* и *Andromeda polifolia*. Растения более высокие и мощные. Преобладают фитоценозы с господством *Betula nana*, образующей густой полог (покрытие до 90–100 %). Под ними произрастают *Rubus chamaemorus* и *Vaccinium myrtillus*. Остальные виды те же, что и на вершинах бугров. Напочвен-

ный покров отсутствует либо разрежен и образован лишайниками: *Polytrichum strictum*, *Pleurozium schreberi*, видами рода *Dicranum*, *Sphagnum fuscum*, *S. compactum*, *S. russowii* и др.

Понижения обводнены, в центральной части непроходимы. Они образованы преимущественно пушицево-сфагновыми и осоково-сфагновыми и ваховыми фитоценозами. В качестве доминантов выступают *Eriophorum russeolum*, *Carex limosa* или *C. paupercula*, реже *Carex chordorrhiza*, *C. rotundata* и *Menyanthes trifoliata*. В напочвенном покрове господствуют *Sphagnum lindbergii*, *S. riparium*, *S. jensenii* и *S. majus*.

В целом растительный покров бугристо-топяного болота представлен комплексом из кустарничково-лишайниковых сообществ бугров и осоково-сфагновых и пушицево-осоково-сфагновых сообществ понижений. На исследуемом участке торфяные бугры с торфяными мерзлотными почвами (Cryic Histosols) занимают значительные пространства (около 40 % площади болотного массива). Форма бугров меняется от овальной до преимущественно вытянутой в виде плоских гряд. Направление торфяных гряд – с юго-востока на северо-запад. Высота бугров колеблется от 1 до 3 м с диаметром в поперечнике от 10 до 20–30 м. В микрорельефе дневной поверхности бугров преобладают бугорки высотой до 20–30 см и диаметром до 30–50 см. Термокарстовые озера занимают около 8 % площади бугристо-топяного болота.

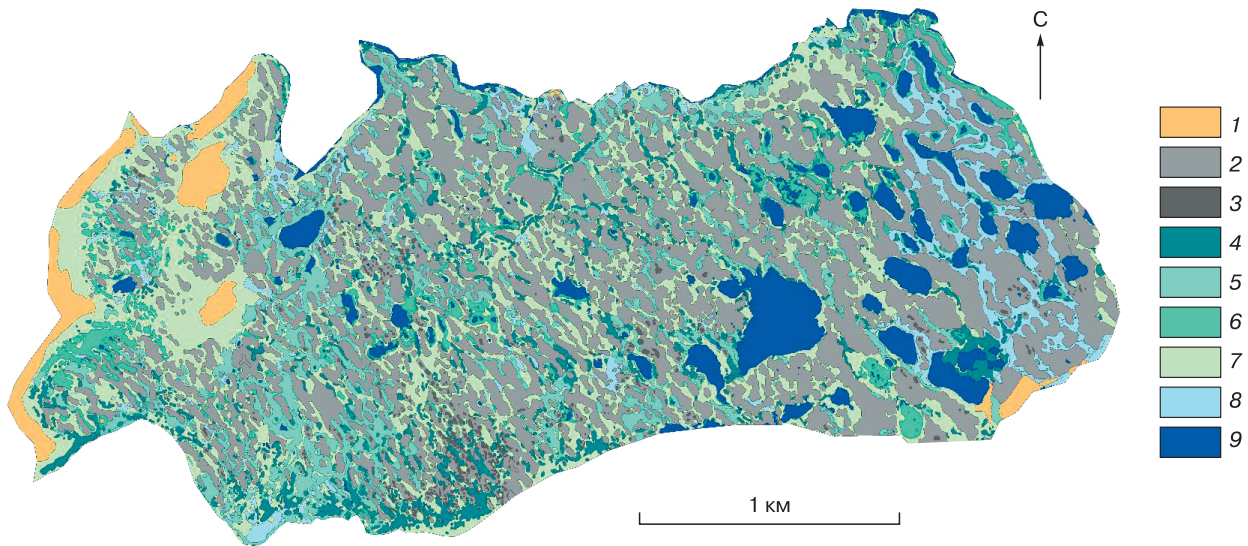
#### Характеристика почвенного покрова болотной системы “Интанюр”

Составленные почвенные карты содержат информацию о типах почв в полигонах, их географической привязке и площади. При анализе цифровой основы почвенных карт исследованы особенности структуры почвенного покрова ключевых участков (рис. 2).

Торфяные пятна формируются преимущественно на краях торфяных бугров. На долю оголенных торфяных пятен приходится около 1 % площади бугристо-топяного комплекса. Площадь отдельных торфяных пятен варьирует от 5 до 300–500 м<sup>2</sup>, диаметр пятен – от 2 до 15–17 м. Длина отдельных бугров достигает 500 м и более (см. рис. 2). По ключам Международной реферативной базы почвенных ресурсов WRB [IUSS..., 2014] почвы торфяных пятен классифицируются как Cryic Histosols Turbic. В качестве характерной диагностической черты этих почв в верхнем торфяном горизонте отмечаются признаки педотурбаций с процессами эксфолиации и оструктурирования торфа.

Торфяные немерзлотные почвы (Fibric/He-mic Histosols) занимают 50 % территории болотного массива. Немерзлотные почвы формируются





**Рис. 2. Карта почв исследуемого участка.**

Почвы: 1 – Albic Podzols, 2 – Cryic Folic Histosols, 3 – Cryic Histosols Turbic, 4 – Fibric (Hemic) Histosols, 5 – Fibric Histosols, 6 – Fibric Histosols Floatic, 7 – комплексы почв мочажин (Histosols), 8 – Hemic Histosols, 9 – озера.

под осоково- и пушицево-моховыми, травяно-моховыми и моховыми сообществами понижений микрорельефа. Около 4 % болотного массива занято торфяными немерзлотными почвами (Fibric Histosols Floatic) сильнообводненных топей, представляющих собой начальные стадии зарастания мелководных термокарстовых озер и протоков. Окрайка болотного массива с минеральными бортами и отдельные внутренние облесенные массивы заняты подзолами, сформированными на песках – Albic Podzols (3 % площади).

#### Морфология и ботанический состав мерзлотных бугров

Приведены описания мерзлотных почв бугров – Cryic Histosols (табл. 1) и немерзлотных почв мочажин – Histosols (табл. 2) на исследованном участке, а также характеристика ботанического и палинологического состава почвенных горизонтов.

Разрез Инта-1 расположен в центральной части бугристо-топяного комплекса на вершине торфяного бугра (рис. 3). Высота плоских торфяных бугров 2–3 м, они частично покрыты криогенными пятнами. Растительный покров кустарничково-лишайниковый, в нем преобладают кустарнички *Ledum palustre*, *Vaccinium vitis-idaea* и *V. uliginosum*, *Betula nana* и лишайники *Cladonia arbuscula*, *C. rangiferina*. Пятна занимают до 10 % площади. Глубина сезонной протайки на бугре 35 см.

Торфяной бугор сложен преимущественно травяно-гипновыми, осоково-гипновыми и травяно-сфагновыми с примесью карликовой березки торфами (рис. 4). На начальной стадии на месте

бугра было травяно-гипновое эвтрофное сообщество с господством гигрофильных видов (*Warnstorfia* sp., *Meesia* sp., *Menyanthes trifoliata* и др.). Затем бриевые мхи на достаточно продолжительный период сменили сфагны. В травяно-кустарничковом ярусе появились более мезотрофные кустарники и кустарнички (*Salix* sp., *Betula nana* и представители семейства *Ericaceae*). Торфа с преобладанием кустарничков, что соответствует современной растительности, отмечены только в верхнем слое торфяной залежи.

#### Палинологический состав мерзлотных бугров

Палинологический анализ образцов указывает на наличие пыльцы и спор хорошей степени сохранности. На основе проведенного анализа установлено, что торфяной бугор состоит из восьми спорово-пыльцевых комплексов (рис. 5).

Спорово-пыльцевой комплекс I (интервал глубин (инт. гл.) 10.0–7.9 м, слой (сл.) 1 – суглинки). Господствовали кустарничковые группировки из карликовой и кустарничковой берез, с редким участием ели и сосны. Были распространены болотно-тундровые формации.

Спорово-пыльцевой комплекс II (инт. гл. 7.9–6.9 м, сл. 1 – суглинки). Преобладали березовые леса с примесью ели, сосны, ольхи и с единичными представителями широколиственных лесов (вяз, липа). Открытые площади были заняты травянистыми сообществами и бруснично-вересковыми (*Vacciniaceae*–*Ericaceae*) кустарничками.

Спорово-пыльцевой комплекс III (инт. гл. 6.9–4.2 м, сл. 1 – суглинки, сл. 2 – супесь). Господ-



Таблица 1. Морфологическое описание сухоторфяной мерзлотной почвы бугров (Cryic Folic Histosol)

| Горизонт        | Глубина, см | Морфологическое описание горизонта  |
|-----------------|-------------|---|
| О               | 0–5         | Желтовато-темно-бурая рыхлая, сухая кустарничково-мохово-лишайниковая торфянистая подстилка, переплетена корнями, переход четкий по цвету и структуре   |
| T <sub>1</sub>  | 5–15        | Буро-коричневый кустарничковый верховой торф, R = 15–20 %   |
| T <sub>2</sub>  | 15–25       | Темно-коричневый кустарничковый верховой торф, влажный, слоистый, войлокообразный, уплотнен, R = 25 %   |
| T <sub>3</sub>  | 25–87       | От светло- до темно-коричневого, осоково-гипновый низинный торф, сырой до 45 см, ниже многолетняя мерзлота, массивная криотекстура, слоистый, уплотнен, R = 20–25 %                                   |
| T <sub>4</sub>  | 87–94       | Темно-коричневый кустарничково-осоковый низинный торф, массивная криотекстура, в нижней части ядра льдистая прослойка толщиной 2 мм, высокая льдистость, R = 30–35 %                                  |
| T <sub>5</sub>  | 94–106      | Темно-коричневый вахтово-осоковый низинный торф, атакситовая криотекстура, ледогрунт, крупнозернистая структура льда (зерна 1–3 мм), лед чистый прозрачный, R = 30–35 %                               |
| T <sub>6</sub>  | 106–150     | Темно-коричневый осоковый низинный торф, атакситовая криотекстура, крупнозернистый (зерна 2–3 мм) чистый прозрачный лед, встречается ледогрунт, R = 30–35%, со 110 см R = 45–50 %, со 130 см R = 35 % |
| T <sub>7</sub>  | 150–170     | Коричнево-бурый древесно-осоковый низинный торф, массивная криотекстура, высокая льдистость, фрагменты стеблей кустарничков, R = 30–35 %  |
| T <sub>8</sub>  | 170–190     | Коричнево-бурый сфагновый низинный торф, льдистая с элементами слоистой криотекстура, R = 25 %  |
| T <sub>9</sub>  | 190–210     | Темно-коричнево-бурый ивово-сфагновый низинный торф, сильнольдистый, массивная криотекстура, R = 45 %   |
| T <sub>10</sub> | 210–220     | Темно-буро-коричневый, сильнольдистый, ивово-сфагновый низинный торф, R = 45 %  |
| T <sub>11</sub> | 220–250     | Коричнево-бурый сфагновый низинный торф, льдистая, массивная криотекстура, R = 20–25 %  |
| T <sub>12</sub> | 260–280     | Светло-коричнево-бурый гипновый низинный торф, крупные прослойки льда толщиной до 3 мм, R = 20–25 %   |
| T <sub>13</sub> | 280–300     | Светло-бурый сфагновый низинный торф, в верхней части примесь коричневого гипнового низинного торфа, массивная криотекстура, R = 20–25 %  |
| T <sub>14</sub> | 300–320     | Светло-коричневый гипновый низинный торф, массивно-слоистая криотекстура, слои льда толщиной до 2 мм, R = 20–25 %   |
| T <sub>15</sub> | 330–360     | Темно-бурый вахтово-гипновый низинный торф, сильнольдистый, массивная криотекстура с элементами слоистой, слои льда толщиной 1–2 мм, R = 25 %   |
|                 | 360–590     | Сизо-серая супесь, массивная и слоистая криотекстура  |
|                 | 590–1000    | Серовато-сизый суглинок, высокольдистый, крупные кристаллы льда   |

Примечание. R – степень разложения торфа.

Таблица 2. Морфологическое описание торфяной олиготрофной почвы топей

| Горизонт       | Глубина, см | Морфологическое описание горизонта  |
|----------------|-------------|---|
| О              | 0–5         | Светло-желтовато-зеленый живой сфагновый очес, рыхлый, сырой, переход четкий по цвету                               |
| T <sub>1</sub> | 5–10        | Желтовато-коричневый сфагновый переходный торф, слоистый, сырой, слабо уплотнен, переход ясный по цвету, R = 5–10 % |
| T <sub>2</sub> | 10–20       | Желто-бурый сфагновый переходный торф, сырой, рыхлый, корни кустарничков, R = 10 %                                  |
| T <sub>3</sub> | 20–40       | Желто-бурый сфагновый переходный торф, слоистый, пропитан водой, R = 10–15 %  |

ствовали редколесья, образованные березой, иногда с елью и сосной. Наряду с болотно-тундровыми формациями существовали и ксерофитные сообщества из полыней и маревых.

Спорово-пыльцевой комплекс IV (инт. гл. 4.2–4.0 м, сл. 2 – супесь). Преобладали таежные лесные группировки, состоящие из ели, сосны, бе-

резы, с примесью кедра. Открытые площади были заняты травянистыми сообществами.

Спорово-пыльцевой комплекс V (инт. гл. 4.0–2.3 м, сл. 2 – супесь, сл. 3 – торф). Доминировали березовые леса с участием ели, сосны и примесью кедра, ольхи и ивы. Развита травянистая ассоциация из осок и мезофильного разнотравья.



Рис. 3. Общий вид растительного покрова мерзлотного бугра (а) и профиль формирующейся под ним сухоторфяной мерзлотной почвы (б).

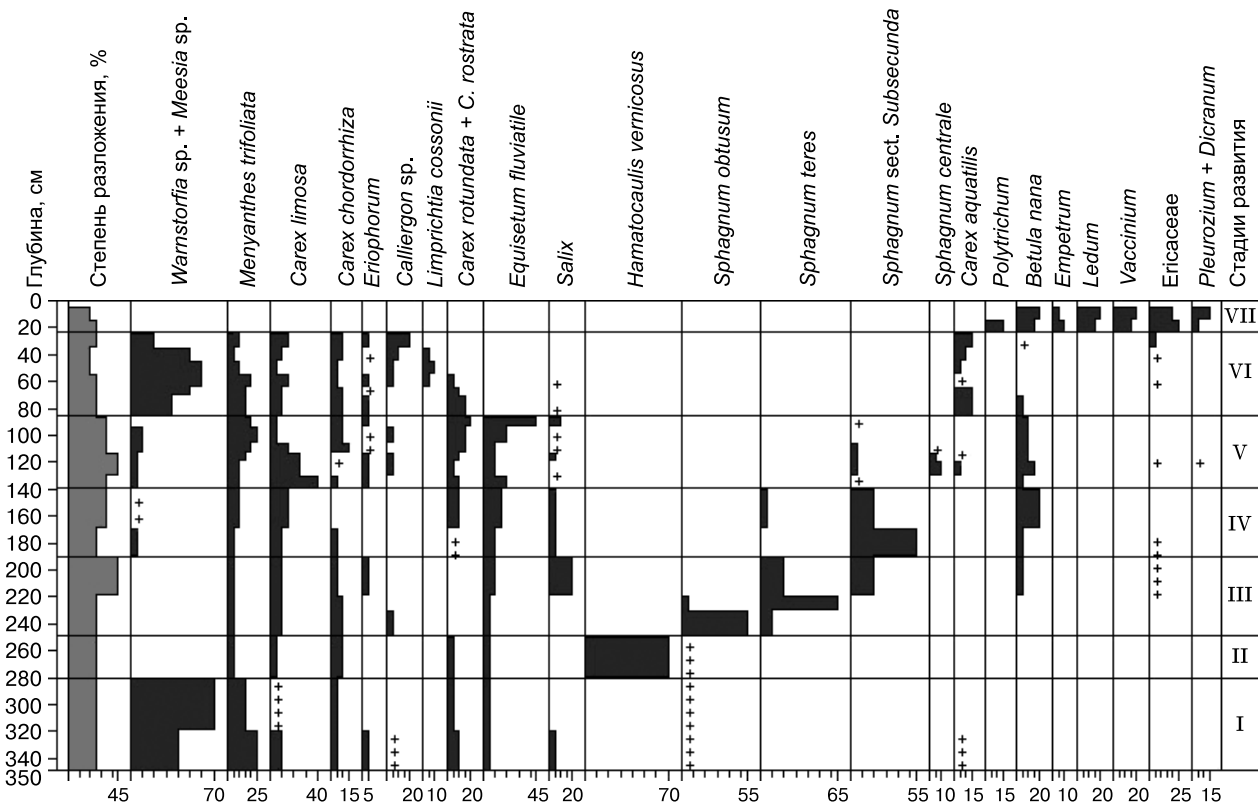


Рис. 4. Ботанический состав разреза Инта-1 (бугор).

Спорово-пыльцевой комплекс VI (инт. гл. 2.3–1.2 м, сл. 3 – торф). Происходило развитие кустарниковых и кустарничковых группировок из *Betula*, в составе которых в виде примеси участвовали древовидная береза, ель, сосна, единично

кедр. Широкое развитие получили болотно-тундровые формации.

Спорово-пыльцевой комплекс VII (инт. гл. 1.2–0.25 м, сл. 3 – торф). Преобладали березово-ельные леса с примесью сосны, кедра, ольхи, ивы

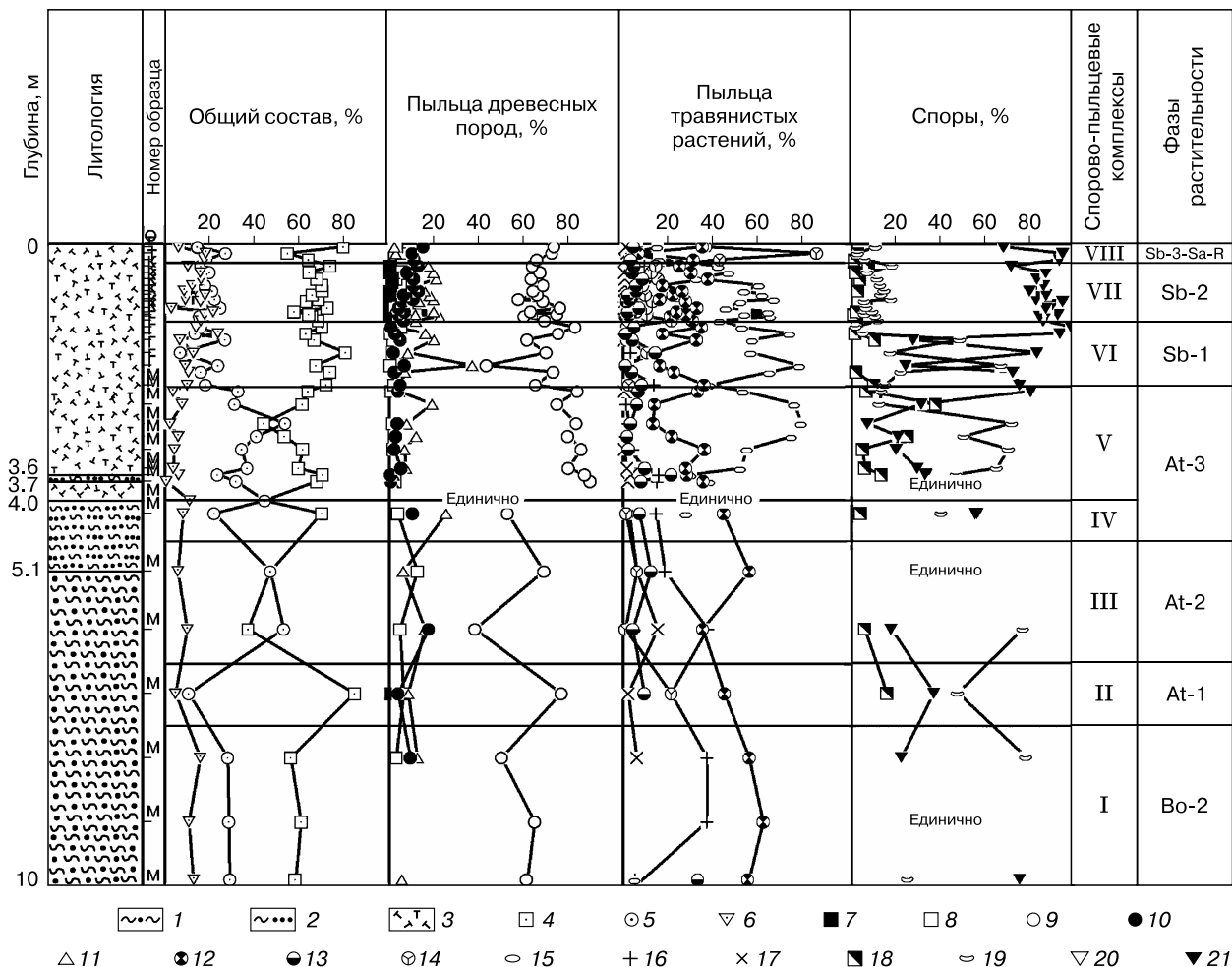


Рис. 5. Палинологический состав разреза Инта-1 (бугор).

1 – суглинок; 2 – супесь; 3 – торф; 4 – сумма пыльцы древесных пород; 5 – сумма пыльцы травянистых растений; 6 – сумма спор высших споровых растений; 7 – сумма пыльцы широколиственных пород; 8 – ольха; 9 – береза; 10 – сосна; 11 – ель; 12 – сумма пыльцы разнотравья; 13 – злаки; 14 – вересковые; 15 – осоки; 16 – полины; 17 – маревые; 18 – плауны; 19 – папоротники; 20 – зеленые мхи; 21 – сфагновые мхи.

и даже широколиственных пород (вяз, дуб, липа). Открытые участки были переувлажнены и заняты травянистыми сообществами и сфагнумом.

Спорово-пыльцевой комплекс VIII (инт. гл. 0.25–0.0 м, сл. 3 – торф). Господствовали кустарниковые группировки из карликовой и кустарниковой берез с редким участием древовидной березы, ели и сосны. Существовали болотно-тундровые формации.

#### Морфология и ботанический состав немерзлотных топей

Разрез Инта-1 расположен под пушицево-сфагновым сообществом понижений (рис. 6). В качестве доминантов выступают *Oxycoccus palustris*, *Eriophorum russeolum*, *Carex limosa* и *C. paupercula*, *Sphagnum lindbergii*, *S. riparium*, *S. jensenii* и *S. majus*.

Грунтовые воды затекают в разрез с глубины 30 см, многолетняя мерзлота отсутствует в верхних 10 метрах.

Отбор проб глубже 40 см не проводился, так как при попытках отбора торфяным буром, а также при машинном бурении зимой происходит перемешивание немерзлотных слоев торфа, и достоверно определить глубину пробы не представляется возможным.

#### Палинологический состав немерзлотных топей

На основе проведенного анализа в торфяной олиготрофной почве топей выделен один спорово-пыльцевой комплекс (рис. 7).

Спорово-пыльцевой комплекс I (образцы T<sub>1</sub>–T<sub>4</sub>, инт. гл. 0.4–0.05 м, сл. 1 – торф). Господствовали кустарниковые группировки из карликовой и





Рис. 6. Общий вид растительного покрова топи (а) и профиль формирующейся под ним торфяной олиготрофной почвы (б).

кустарниковой берез с редким участием древоидной березы, сосны, ели и ольхи. Состав травянистых растений довольно разнообразен. Преобладает пыльца бруснично-вересковых *Vacciniaceae-Ericaceae* (48 %) и *Cyperaceae* (около 35 %). Отмечены *Artemisia* sp., *Poaceae*, *Chenopodiaceae*. Разнотравье представлено *Ranunculaceae*, *Brassi-*

*caceae*, *Saxifragaceae*, *Asteraceae*, *Droseraceae*. Среди споровых растений доминирует *Sphagnum* sp., составляя 99.5 % всех спор. Папоротники семейства *Polypodiaceae* и плаун *Lycopodium clavatum* единичны.

Палинологический спектр свидетельствует о том, что на данной территории распространены

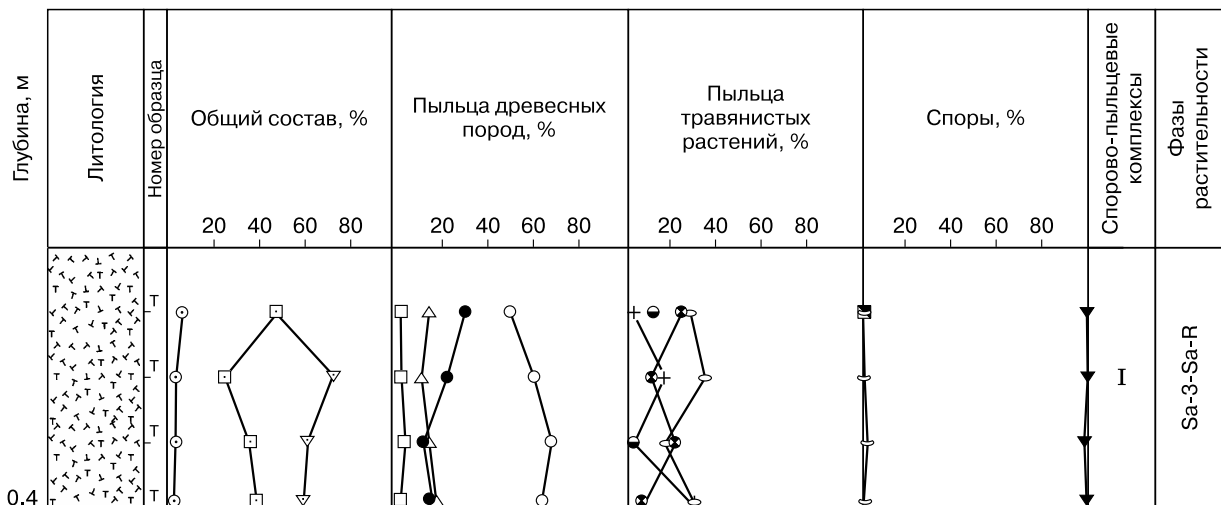


Рис. 7. Палинологический состав разреза Инта-1 (топь).

Усл. обозн. см. рис. 5.

березовые и елово-березовые редколесья, которые чередуются с обширными болотами и участками кустарниковых тундр из карликовой и кустарниковой берез, ив, ольховника (см. рис. 7). Открытые участки также заняты травянистыми и бруснично-вересковыми (*Vacciniaceae*–*Ericaceae*) кустарничковыми сообществами.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Проблема генезиса мерзлотных бугристых болот

Особенностью геоморфологии крупнобугристых болот являются торфяные бугры с минеральным ядром высотой от нескольких десятков сантиметров (мелкобугристые болота) до нескольких метров (крупнобугристые болота). Нарастание бугра в высоту связано с увеличением ледяной линзы-ядра (гидролаколита). После растрескивания поверхности и таяния ледяного ядра бугор может разрушиться. Может также формироваться миграционный бугор типа пальза [Васильчук и др., 2011]. Плоскобугристые торфяники (грядово-мочажинные комплексы) формируются в результате неравномерного роста мхов, когда на поверхности залежи образуются отдельные локальные повышения (кочки, гряды), а также в результате термоэрозии по повторно-жильным льдам. Существует две основные точки зрения на генезис плоско- и крупнобугристых болот: снижение поверхности болот под влиянием термоэрозии и как результат мерзлотного пучения. Несмотря на многочисленные исследования, единая концепция, объясняющая закономерности их образования и распространения, отсутствует [Макимова, Оспенников, 2012].

На самом деле часто даже на отдельно взятом бугристом болоте, которое рассматривается в данной работе, выделяются как крупные бугры округлой формы, так и плоские, в том числе грядово-мочажинные и грядово-мочажинно-озерковые комплексы. Поэтому при объяснении причин возникновения бугристых торфяников на рассматриваемом ключевом участке изначально большое значение имели плоские формы мезорельефа с затрудненным поверхностным стоком, которые способствовали болотообразованию и накоплению торфа. На стадиях агградации мерзлоты такие сильнообводненные участки являлись очагами развития многолетних бугров пучения, имеющих как одиночное, так и групповое распространение, но главным фактором, очевидно, было снижение поверхности болот под влиянием эрозионных и термокарстовых процессов. Настоящие бугры являются останцами ранее существовавшей поверхности болот, пока не разрушенных эрозией и термокарстом [Пьявченко, 1955; Прозоров, 1974; *Boreal peatland...*, 2006]. Наличие мелких эфемер-

ных бугорков высотой до 50–60 см посреди широких и переувлажненных мочажин, по-видимому, можно объяснить, руководствуясь другой группой гипотез, которая формирует бугристые торфяники связывает с процессами мерзлотного пучения [Достовалов, 1967; Васильчук и др., 2011; Осадчая, Тумель, 2012].

Многие исследователи полагают, что следует ожидать быстрого разрушения комплексов бугристых торфяников, таяния многолетней мерзлоты, декомпозиции органического вещества и увеличения эмиссии парниковых газов. Однако авторы считают, что бугристые мерзлотные торфяники являются достаточно устойчивыми даже при климатических изменениях. Чтобы доказать это, рассмотрим подробно их эволюцию на протяжении голоцена.

### Эволюция бугристого болота “Интанюр” в голоцене

В настоящее время среднегодовая температура воздуха в районе исследований составляет  $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$  (рис. 8). Среднегодовая температура пород (с учетом влияния их литологического состава и современных ландшафтов) на  $3.5\text{--}4.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  выше температуры воздуха. Формирование современных геокриологических условий на Европейском Северо-Востоке началось с активной дегляциации – таяния мертвого льда в позднплейстоценовых моренах (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]. Начальный этап развития термокарста был временно прерван финальной фазой похолодания и аридизации климата около 11.0–10.3 тыс. лет назад (поздний дриас) [Макимова, Оспенников, 2012].

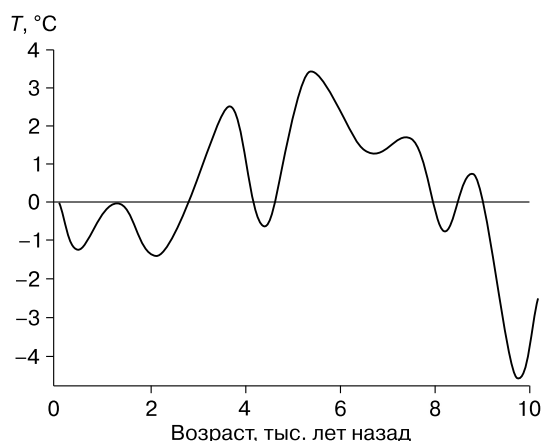


Рис. 8. Кривая отклонения среднегодовых температур воздуха ( $\Delta T$ ) в голоцене от современных значений в северной тайге 64–66° с.ш. (по данным Ю.В. Голубевой).

Рассмотрим картину изменений климата на основе схемы периодов голоцена Блитта–Сернандера, модифицированной Н.А. Хотинским [1977].

Если в восточно-европейской лесотундре и тундре образование наиболее древних и крупных торфяных залежей началось еще в пребореальный период (VPB, 10 300–9300 лет назад) [Routh *et al.*, 2014], то изучение материалов разреза Инта-1 палинологическим методом позволило с большой долей вероятности установить время начала формирования отложений\* поздним бореалом (Bo-2, 8500–8000 лет назад). Развитие болотных систем началось с зарастания и заторфовывания озер различного генезиса, но в основном термокарстовых, с подошрными таликами.

В конце бореального периода (Bo-2, комплекс I) произошло похолодание, на исследуемой территории господствовали кустарниковые группировки из карликовой и кустарниковой берез, с редким участием ели и сосны. Широкое развитие получили болотно-тундровые формации.

Во время атлантического периода (At, 8000–4600 лет назад) процессы болотообразования протекали наиболее интенсивно. Климат был теплее современного на 3–4 °С, сумма осадков выше на 50–75 мм [Климанов, 1986]. Первоначально торф накапливался в немерзлых болотах, покрытых древесными растениями, осоками и мхами. Региональные климатические условия были теплее, граница леса доходила до побережья [Андреичева, 2007]. Потепление раннего атлантического периода (At-1, комплекс II) привело к развитию березовых лесов с примесью ели, сосны, ольхи. В составе лесных сообществ принимали участие единичные широколиственные вяз, липа. В середине атлантического периода (At-2, комплекс III) произошедшее похолодание привело к распространению редколесий, образованных в основном березой, иногда с участием ели и сосны. Распространились болотно-тундровые формации и ксерофитные сообщества. Во время позднеатлантического потепления (At-3, комплексы IV–V) господствовала лесная растительность, где доминировала береза с участием ели, сосны и примесью кедра, ольхи и ивы. Развита травянистые ассоциации из осок и мезофильного разнотравья.

В начале и конце суббореального периода (Sb, 4600–2500 лет назад) наступило похолодание и началось массовое промерзание болотных массивов. В результате чего формировался верхний горизонт ММП и образовался похожий на современный бугристый рельеф с температурным минимумом 2500 лет назад, хотя в середине суббореального периода произошло значительное потепление на 1.5–2.5 °С.

В начале среднего суббореала (Sb-1, комплекс VI) похолодание привело к сокращению роли елово-березовых, березовых лесов и изменению его состава. Все большее значение приобретали кустарниковые и кустарничковые группировки из *Betula fruticosa*, *Betula nana*. Широкое распространение получили болотно-тундровые формации, сообщества из папоротников. Во время значительного среднего суббореального потепления (Sb-2, комплекс VII, 4300–3200 лет назад) на территории вновь сформировались березово-еловые леса с примесью сосны, кедра, ольхи, ивы. В составе сообществ принимали участие представители широколиственных пород (вяз, дуб, липа). Открытые площади были заняты травянистыми ассоциациями. Большое участие сфагнома и растений, предпочитающих обводненные участки обитания, указывают на большую увлажненность территории.

Следующий этап (Sb-3/Sa-1–Sa-R, комплекс VIII, 2500 лет назад–настоящее время) отражает последовавшее похолодание, которое привело к господству кустарниковых группировок из карликовой и кустарниковой берез с редким участием ели и сосны. Палинологический анализ торфяного плато свидетельствует о стратиграфическом перерыве между 2500 и 850 лет назад, т. е. около 2500 лет назад началась агградация многолетней мерзлоты, что проявилось в виде мерзлотного пучения и резкого снижения торфонакопления. Одновременно происходило эрозионно-термокарстовое расчленение поверхности многолетнемерзлого болотного массива. Данные процессы привели к формированию мерзлых торфяников современного облика. Более активное образование топей и эрозионная деградация бугров с большой долей вероятности наблюдались в позднем субатлантическом–современном (Sa-3–Sa-R) периодах голоцена, т. е. после малого ледникового периода и в начале малого климатического оптимума (около 850 лет назад). В это время многолетняя мерзлота частично деградировала и на большей части изучаемого региона образовывались немерзлотные сфагновые болота [Zoltai, 1993; Oksanen *et al.*, 2001].

Подобный перерыв в торфонакоплении, вызванный изменением климата, наблюдается не только на Печорской равнине, но и на Западно-Сибирской низменности. На большинстве бугров (бассейн р. Надым, Западно-Сибирская низменность) торф можно разделить по возрасту на два слоя. Торф в верхнем слое, залегающий на глубинах приблизительно 0.0–0.5 м, имеет возраст 750 (550) лет. Торф в нижнем слое разного возраста, но всегда старше 3000 лет. Скорость накопления

\* Датировки приведены приблизительно. Для более точного определения возраста отложений будет проведено радиоуглеродное датирование.



торфа, слагающего верхний слой, была значительно ниже, чем у подстилающего [Пономарева и др., 2012].

При современном потеплении климата растительный покров торфяных бугров препятствует оттаиванию мерзлоты. При иссушении поверхности бугров происходят смена моховых фитоценозов лишайниками и формирование пятен. Но сухой торф имеет повышенные теплоизоляционные свойства и препятствует дальнейшему протаиванию ММП. Дальнейшее разрушение таких бугров происходит при ведущей роли ветровой эрозии и термоэрозии, но практически не приводит к развитию термокарста. Протаивание мерзлых торфяных массивов с поверхности идет лишь при их разрушении или в условиях затрудненного поверхностного стока, когда возможно образование озер и мочажин.

Таким образом, палеорекострукция показывает, что накопление торфа началось около 8000 лет назад. Затем аккумуляция торфа значительно замедлилась и практически остановилась между 2500–850 лет назад. Далее происходило постепенное и более медленное торфонакопление.

История развития торфяных месторождений позволяет качественно реконструировать разложение и накопление углерода. В плакорных лесах до заболачивания происходил достаточно быстрый круговорот углерода, который минерализовывался и вымывался в аэробных условиях. Затем болотный торф постепенно накапливался в анаэробной немерзлотной среде в течение 5000 лет, иногда подвергаясь быстрому аэробному разложению в верхних (аэрированных) горизонтах акротелма перед тем, как погрузиться в насыщенные водой анаэробные условия катотелма, где происходил его медленный анаэробный распад. Агрессия многолетней мерзлоты 2500 лет назад резко затормозила разложение углерода торфа ниже деятельного слоя. Последовавшее бугорообразование и хороший дренаж из-за морозного пучения привели к сухим аэробным условиям в деятельном слое в теплое время года, тогда как низинный торф оказался законсервированным многолетней мерзлотой. Во время последующей деградации многолетней мерзлоты и усиления термокастовых явлений торф вновь оказался в условиях медленного анаэробного разложения катотелма. Недавняя реагрессия многолетней мерзлоты повторно подавила распад торфа в более глубоких слоях, но подвергла верхний сухой торф более интенсивному аэробному разложению. Однако углубление деятельного слоя происходит очень медленно из-за изолирующих свойств сухого торфа.

В настоящее время основные различия в структуре почвенного покрова бугристо-топьяных болот крайнесеверной тайги на крупномасштаб-

ном уровне определяются условиями их формирования и гидрологическим режимом. В итоге различия в структуре определяются соотношением площади мерзлотных торфяных бугров (гряд) и немерзлотных мочажин и межбугровых понижений. Достаточно замкнутый гидрологический режим болота исследуемого участка объясняет широкое распространение торфяных бугров с мерзлотными почвами (40 % площади). Учитывая тенденции изменения климата и современные процессы разрушения мерзлотных бугров, относительная доля мерзлотных почв в будущем будет постепенно и медленно уменьшаться.

## ВЫВОДЫ

Рассматриваемые в работе мерзлотные бугристые торфяники на южной границе криолитозоны не являются буграми пучения – миграционными пальцами. Их генезис происходил под влиянием эрозийных и термокарстовых процессов, т. е. торфяники представляют собой останцы ранее существовавшей поверхности болот, осложненной неравномерным ростом мхов (локальные повышения в виде кочек и гряд) и мерзлотным пучением (высотой до 50–60 см, но не 3–4 м бугров!).

Палеорекострукция палинологическим методом показывает с достаточной долей вероятности, что накопление торфа началось в среднем голоцене, в атлантическом периоде (At). Аккумуляция торфа значительно замедлилась и практически остановилась в интервале 2500–850 лет назад. В позднем субатлантическом–современном (SA3–SA-R) периодах голоцена происходило постепенное и более медленное торфонакопление. После малого ледникового периода и в начале малого климатического оптимума (около 850 лет назад) активно развивалось эрозионно-термокарстовое расчленение поверхности многолетнемерзлого болотного массива, что в итоге привело к формированию мерзлых торфяников современного облика.

Авторы считают, что, учитывая происходящее изменение климата и современные процессы разрушения мерзлотных бугров, относительная доля мерзлотных почв в будущем будет постепенно и медленно уменьшаться.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 14-05-31111 мол\_а), ПРООН ГЭФ (проект 00059042), в рамках программы Президиума РАН № 15-15-4-46.

## Литература

- Андреичева Л.Н. Развитие природной среды и климата в голоцене на севере Европейской России / Л.Н. Андреичева, Ю.В. Голубева, Т.И. Марченко-Вагапова. Сыктывкар, Геопринт, 2007, 27 с.
- Атлас Республики Коми по климату и гидрологии / Под ред. А.И. Таскаева. М., ДиК, Дрофа, 1997, 116 с.

- Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н.** Миграционные бугры пучения на Европейском Севере России – южный и северный пределы ареала и современная динамика // Инж. геология, 2011, № 2, с. 56–72.
- Геокриологическая карта СССР.** М-б 1:2.5 млн / Под ред. Э.Д. Ершова, К.А. Кондратьева. М., Мин-во геологии СССР; МГУ, 1998.
- Достовалов Б.Н.** Общее мерзлотоведение / Б.Н. Достовалов, В.А. Кудрявцев. М., Изд-во Моск. ун-та, 1967, 404 с.
- Ипатов В.С.** Фитоценология: Учебник / В.С. Ипатов, Л.А. Кирикова. СПб., Изд-во С.-Петерб. ун-та, 1997, 316 с.
- Климанов В.А.** Меридиональное изменение гидротермического режима на Русской равнине в голоцене // Изучение озерно-болотных формаций в целях палеогеографических реконструкций. Таллинн, РИСО АН ЭССР, 1986, с. 68–70.
- Максимова Л.Н., Оспенников Е.Н.** Эволюция болотных систем и мерзлотных условий Большеземельской тундры в голоцене // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 3, с. 53–61.
- Осадчая Г.Г., Тумель Н.В.** Локальные ландшафты как индикаторы геокриологической зональности (на примере Европейского Северо-Востока) // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 3, с. 62–71.
- Пономарева О.Е., Гравис А.Г., Бердников Н.М.** Современная динамика бугров пучения и плоскобугристых торфяников в северной тайге Западной Сибири (на примере Надымского стационара) // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 4, с. 21–30.
- Прозоров Ю.С.** Болота нижнеамурских низменностей / Ю.С. Прозоров. Новосибирск, Наука, 1974, 211 с.
- Пьявченко Н.И.** Бугристые торфяники / Н.И. Пьявченко. М., Изд-во АН СССР, 1955, 277 с.
- Хотинский Н.А.** Голоцен Северной Евразии: Опыт транс-континентальной корреляции этапов развития растительности и климата. М., Наука, 1977, 200 с.
- Хотинский Н.А.** Радиоуглеродная хронология и корреляция природных и антропогенных рубежей голоцена // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М., Наука, 1982, с. 39–45.
- Черепанов С.К.** Сосудистые растения России и сопредельных государств / С.К. Черепанов. СПб., Мир и семья, 1995, 990 с.
- Шенников А.П.** Введение в геоботанику / А.П. Шенников. Л., ЛГУ, 1964, 447 с.
- Boreal Peatland Ecosystems** / R.K. Wieder, D.H. Vitt. Berlin: Springer // Ecological Studies, 2006, vol. 188, 436 p.
- Borgmark A.** Holocene climate variability and periodicities in south-central Sweden, as interpreted from peat humification analysis // Holocene, 2005, vol. 15, No. 3, p. 387–395, doi: 10.1191/0959683605hl816rp.
- Henriksen M., Mangerud J., Maslenikova O. et al.** Weichselian stratigraphy and glaciotectonic deformation along the Lower Pechora River, Arctic Russia // Global and Planet, 2001, vol. 31, p. 335–343, doi:10.1016/S0921-8181(01)00126-6.
- IUSS Working Group WRB.** World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps: 3rd ed. Rome, FAO, 2014. URL: <http://www.fao.org/3/a-i3794e.pdf> (дата обращения: 22.07.2015).
- Oberman N.G.** Contemporary permafrost degradation of Northern European Russia // Proc. of the Ninth Intern. Conf. on Permafrost (Fairbanks, Alaska, June 29–July 3, 2008). Fairbanks, 2008, vol. 2, p. 1305–1310.
- Oksanen P.O., Kuhry P., Alekseeva R.N.** Holocene development of the Rogovaya River peat plateau, European Russian Arctic // The Holocene, 2001, vol. 11, p. 25–40.55, doi: 10.1191/095968301675477157.
- Routh J., Hugelius G., Kuhry P. et al.** Multi-proxy study of soil organic matter dynamics in permafrost peat deposits reveal vulnerability to climate change in the European Russian Arctic // Chem. Geol., 2014, vol. 368, p. 104–117, doi:10.1016/j.chemgeo.2013.12.022.
- Yeloff D., Mauquoy D.** The influence of vegetation composition on peat humification: implications for paleoclimatic studies // Boreas, 2006, vol. 35, No. 4, p. 662–673, doi: 10.1111/j.1502-3885.2006.tb01172.x.
- Zoltai S.C.** Cyclic development of permafrost in the peatlands of northwestern Alberta, Canada // Arctic Alp. Res., 1993, vol. 25, p. 240–246.

*Поступила в редакцию  
12 января 2015 г.*