

ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ

УДК 631.4

ПОЧВЫ ТОРФЯНЫХ ПЯТЕН БУГРИСТЫХ ТОРФЯНИКОВ
СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

О.А. Огнева, Г.В. Матышак, О.Ю. Гончарова, А.А. Бобрик, О.Е. Пономарева*

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, ф-т почвоведения,
119991, Москва, Ленинские Горы, 1, Россия; Ogonmail@yandex.ru

*Институт криосферы Земли СО РАН, 625026, Тюмень, ул. Малыгина, 86, Россия

Изучен специфический вариант почв бугристых торфяников прерывистой криолитозоны северной тайги Западной Сибири. Почвы, развивающиеся на торфяных пятнах, которые в течение десятков лет функционируют при полном отсутствии растительного покрова. Исследованы морфологические характеристики, химические показатели почв торфяных пятен, а также особенности их функционирования по сравнению с фоновыми почвами бугристых торфяников, развивающимися под растительностью. Установлено, что органофильный профиль почв торфяных пятен более мощный, сильно трансформирован. Для торфа характерны большая степень разложения и большая кислотность. Отмечено, что в почвах торфяных пятен значительно выше содержание общего углерода (50.3 ± 2.1 % для почв торфяных пятен и 45.7 ± 4.5 % для фоновых почв) и общего азота (2.4 ± 0.4 и 0.8 ± 0.5 % соответственно). Показано, что для профиля почв торфяных пятен характерны более высокие экстремумы и среднегодовые температуры. При этом почвы торфяных пятен отличаются меньшей биологической активностью: эмиссия углекислого газа с поверхности торфяных пятен в среднем в 2 раза меньше, чем с поверхности фоновых почв, в них ниже содержание углерода микробной биомассы (250.1 ± 94.6 и 729.0 ± 71.9 мкг/г почвы соответственно).

Бугристые торфяники, криогенез, криотурбации, торф, торфяные почвы, эмиссия CO₂, функционирование почв

SOILS OF PEAT SPOTS OF FROZEN PEATLANDS IN THE NORTH OF WEST SIBERIA

O.A. Ogneva, G.V. Matyshak, O.Yu. Goncharova, A.A. Bobrik, O.E. Ponomareva*

Lomonosov Moscow State University, Soil Science Department,
119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; Ogonmail@yandex.ru

*Earth Cryosphere Institute, SB RAS, 625026, Tyumen, Malygina str., 86, Russia

The unique soils of frozen peatlands have been studied in the northern taiga of West Siberia. These soils form on peculiar peat spots, the vegetation on spots is completely absent for decades. Morphological characteristics, chemical properties of soil of peat spots, as well as their functioning have been studied in comparison with the typical soils of frozen peatlands, developing under the vegetation. Peat profile of soils of peat spots is thicker and more transformed. Peat of studied soils is more decomposed, and more acidic. The content of total carbon is significantly higher in soils of peat spots (50.3 ± 2.1 % for peat spots and 45.7 ± 4.5 % for typical soils) as well as the total nitrogen content (2.4 ± 0.4 and 0.8 ± 0.5 %, respectively). Essential differences in the functioning were revealed. So, average annual ground temperatures and extremes are higher in the soils of peat spots. It was revealed that on sites with bare surface the emission of carbon dioxide is 2 times less on average, than on the sites under vegetation. The content of microbial biomass carbon is lower too (250.1 ± 94.6 and 729.0 ± 71.9 mkg/g, respectively).

Frozen peatlands, cryogenesis, cryoturbation, peat, peat soils, CO₂ emission, soil functioning

ВВЕДЕНИЕ

Бугристые торфяники являются характерным ландшафтом севера Западной Сибири. Вопросы, связанные с генезисом этих образований, временем их формирования и современным состоянием, широко освещены в литературе [Пьявченко, 1955; Шполянская, Евсеев, 1972; Романовский, 1993; Ва-

силъчук и др., 2008]. Выделяют несколько типов бугристых торфяников, наиболее характерные из них – плоскобугристые и крупнобугристые торфяники, различающиеся по высоте и форме бугров. Бугристые (плоско- и крупнобугристые) торфяники широко распространены в зоне лесо-

тундры, реже встречаются в таежной и тундровой зонах [Кац, 1971]. Однако однозначно отделить зону крупнобугристых торфяников от плоскобугристых не всегда представляется возможным из-за наличия переходных форм и из-за пересечения их ареалов. Поэтому рядом исследователей [Боч, Мазинг, 1979], а также авторами настоящей работы плоскобугристые и крупнобугристые торфяники рассматриваются совместно в качестве единой зоны генетически связанных бугристых торфяников.

Почвообразование на бугристых торфяниках протекает при активном влиянии криогенеза. В северной тайге Западной Сибири почвенный покров данных ландшафтов представлен комплексом криоземов и торфяных почв под сфагновой или лишайниковой растительностью с мощностью торфа до 60 см [Василевская и др., 1986]. Некоторые исследователи [Василевская и др., 1986; Seppälä, 2003; Marushchak, 2011] отмечают своеобразные варианты развития почвенного покрова бугристых торфяников, отличающиеся от типичных участков полным длительным отсутствием растительного покрова на их поверхности. В.Д. Василевская для обозначения таких бугристых торфяников предлагает термин “деградирующие торфяники” [Василевская и др., 1986]. В иностранной литературе для обозначения данных участков с оголенными пятнами торфа используются термины “peat circles” или “hot spots” [Seppälä, 2003; Marushchak, 2011].

К настоящему времени почвы торфяных пятен изучены крайне мало. Работ, направленных на исследование свойств, генезиса и функционирования

почв пятен, – единицы: это отмеченные выше работы финских ученых М. Сеппалы и М. Марушак, а также Д.А. Каверина и А.В. Пастухова [2013]. Упоминания о торфяных пятнах можно встретить в публикациях В.Д. Василевской, В.Я. Хренова [Василевская и др., 1986; Хренов, 2011]. Цель настоящей работы – детально изучить морфологические и химические свойства, а также особенности функционирования почв, развивающихся на торфяных пятнах.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Район исследований расположен на севере Западной Сибири (Надымский район, Тюменская область, ЯНАО) в пределах северной границы распространения северотаежных территорий, в краевой части III озерно-аллювиальной равнины р. Надым, на междуречье Хейгияха–Левая Хетта (65°18' с.ш., 72°52' в.д.) (рис. 1). Развитие данной территории происходит в условиях прерывистой криолитозоны. Вследствии этого для района исследований характерно сочетание двух контрастных типов ландшафтов. Первый тип ландшафтов – это автоморфные лесные территории, где многолетнемерзлые породы (ММП) отсутствуют. Лесные экосистемы – лиственничные и березово-сосновые, кустарничково-лишайниковые редколесья. Второй тип – это полугидроморфные и гидроморфные ландшафты, где ММП находятся в пределах 0.5–2.0 м. Эти ландшафты представлены незначительными по площади олиготрофными болотами, а также широко распространенными бугристыми торфяниками, формируемыми обширные выпученные торфяные массивы площадью от десятков до нескольких сотен метров. На бугристых торфяниках развиты кустарничково-багульниково-лишайниковые и кустарничково-багульниково-сфагновые сообщества, на болотах распространены пушицево-осоково-сфагновые и кустарничково-осоково-моховые фитоценозы [Москаленко, 1999]. Почвообразующие породы преимущественно песчаные и супесчаные с линзами легкого и среднего суглинки.

Объектом исследований являются почвы торфяных пятен, развивающиеся на участках бугристых торфяников, длительное время (десяtkи лет) полностью лишенных растительного покрова.

С 2011 по 2013 г. на площади более 10 км² изучено 40 почвенных разрезов на бугристых торфяниках под торфяными пятнами и под растительным покровом. Описания торфяных горизонтов проводились по методике фон Поста [Von Post, Granlund, 1926]. Полевое определение степени разложения торфа по данной методике хорошо коррелирует с результатами лабораторных исследований. Степень разложения, определенная в полевых условиях, обозначается в виде показателя “Н”, имеющего диапазон значений от 1 до 10

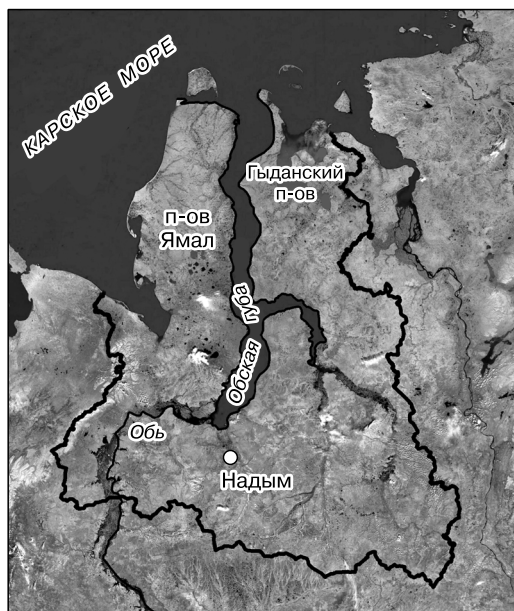


Рис. 1. Надым на сцене снимка спутника Landsat-7 ETM+, дата съемки 06.07.2002.

(что соответствует разложению торфа от 5–10 до 60 % соответственно) [Stanek, Silc, 1977]. Таким образом, торф со степенью разложения 1–3 принято считать слаборазложенным, 4–6 – среднеразложенным, а 7–10 – сильноразложенным.

Для изучения особенностей функционирования на стационарных площадках, состоящих из участка торфяного пятна и контрольного участка под растительностью, закладывались температурные датчики I-button (на глубинах 0, 10, 20, 40, 60 см) для круглогодичных наблюдений (4 раза в день) за температурой почв. Эмиссия диоксида углерода с поверхности почв измерялась в августе 3 раза в день в одно и то же время с пятикратной повторностью в течение 10 дней методом закрытых камер [Смагин, 2005]. Измерения концентрации CO₂ проведены с помощью мембранных пробоотборников (герметично закрытых с верхнего конца трубок с проницаемой для CO₂ мембраной на нижнем конце), установленных на глубинах 10, 40 и 60 см [Смагин, 2005]. Концентрацию газов определяли портативным инфракрасным газоанализатором RMT DX6210.

В лабораторных условиях измерено базальное (БД) и субстрат-индуцированное дыхание (СИД) [Ананьева и др., 2008; Anderson, Domsch, 1978]. Базальное, или гетеротрофное, дыхание отражает активность микробиоты почв в естественных условиях. Оно определяется по скорости выделения CO₂ почвой за 24 часа ее инкубации при 22 °С и выражается в мкг С-CO₂/(г сухой почвы·ч) и рассчитывается по формуле

$$\text{БД} [\text{мкг С-CO}_2/(\text{г почвы}\cdot\text{ч})] = (\% \text{ CO}_2 \text{ пробы} - \% \text{ CO}_2 \text{ воздуха}) \cdot V \text{ флякона} [\text{мл}] \cdot 12 [\text{г/моль}] \times 1000 / (22.4 [\text{мкмоль/мкл}] \cdot 100 \cdot \text{масса сухой навески почвы} [\text{г}] \cdot \Delta t [\text{ч}]).$$

Субстрат-индуцированное дыхание измеряли для определения углерода микробной биомассы. Метод определения СИД основан на том, что начальная скорость продукции CO₂ микроорганизмами в ответ на внесение в почву легкодоступного энергетического субстрата пропорциональна их массе [Anderson, Domsch, 1978]. В качестве легкодоступного субстрата использовали глюкозу. После внесения глюкозы почву инкубировали 3 ч при температуре 22 °С, СИД выражали в мкг С-CO₂/(г сухой почвы·ч) и рассчитывали по той же формуле, что и БД. Полученное значение пересчитывали на углерод микробной биомассы (C_{mic}) по уравнению [Ананьева и др., 2008]

$$C_{\text{mic}} [\text{мкг/г почвы}] = (\text{мкл CO}_2/(\text{г почвы}\cdot\text{ч})) \times 40.04 + 0.37.$$

Микробиологическую активность определяли (измеряли) для торфяных почв естественной влажности. Перед измерениями материал почвенных образцов измельчали ножницами, пропускали через сито с ячейками диаметром 2 мм и прединкубировали при температуре 4 °С в течение

недели. Все инкубационные эксперименты проводили в герметично закрывающихся флаконах объемом 135 мл.

Анализ содержания сырой золы в торфах (%), гигроскопической влаги (%), определение рН_{H₂O} (с учетом соотношения торф/раствор как 1/25) осуществлялось по руководству Е.В. Аринушкиной [1970]. Содержание общего углерода (С_{общ}) и азота (N_{общ}) определялось на элементном С, N, H, S анализаторе Vario EIII фирмы Elementar. Лабильные соединения углерода и азота (С_{лов} и N_{лов}) экстрагировали 0.05 М K₂SO₄ и определяли на автоматическом анализаторе TOC-VCPN (Shimadzu) [Макаров, 2013].

Названия почв и почвенных горизонтов даны по классификации почв России [Классификация..., 2004]. Математическая обработка данных выполнена в программе Statistica 6.0. Результаты представлены в виде средних арифметических ± стандартное отклонение.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Почвенный покров бугристых торфяников территории исследований представлен комплексом торфяных олиготрофных почв и торфянокриоземов. Торфяные олиготрофные почвы имеют залегающую под очесом мхов торфяную толщу мощностью 0.5–1.0 м. В непосредственной близости от торфяных пятен описана торфяная олиготрофная остаточно-эуτροφная почва. Для этого типа почв характерна смена типа торфа в пределах профиля: верх профиля – олиготрофный торф, низ – эуτροφный. Профиль такой почвы имеет следующий тип строения (август 2013 г.): **T0te-TT** (рис. 2).

ТО 1 (6–12 см). Желтовато-коричневый, среднеразложенный (Н5) олиготрофно-торфяной горизонт, под сфагновым очесом (0–5 см), моховой, иногда с лишайником; рыхлый, бесструктурный, легко отделяется от нижележащего горизонта, влажный, пронизан корнями растений. Переход ясный, граница волнистая.

ТЕ 1 (13–20 см). Коричневый, среднеразложенный (Н6) эуτροφно-торфяной горизонт, осокового ботанического состава; слоистый, рыхлый, влажный, много корней. Переход заметный, граница волнистая.

ТЕ 2 (21–45 см). Темно-коричневый сильноразложенный (Н7) эуτροφно-торфяной горизонт, осоково-березового ботанического состава; слоистый, плотный, влажный, корней среднее количество. Переход постепенный, граница волнистая.

ТЕ 3[±] (46–50 см). Темно-коричневый, сильноразложенный (Н7) эуτροφно-торфяной горизонт, березового ботанического состава; слоистый, плотный, хорошо диагностируются березовые остатки в виде веточек и кусков коры (до 3 см), мокрый, корней мало. Переходит в плотный мерз-

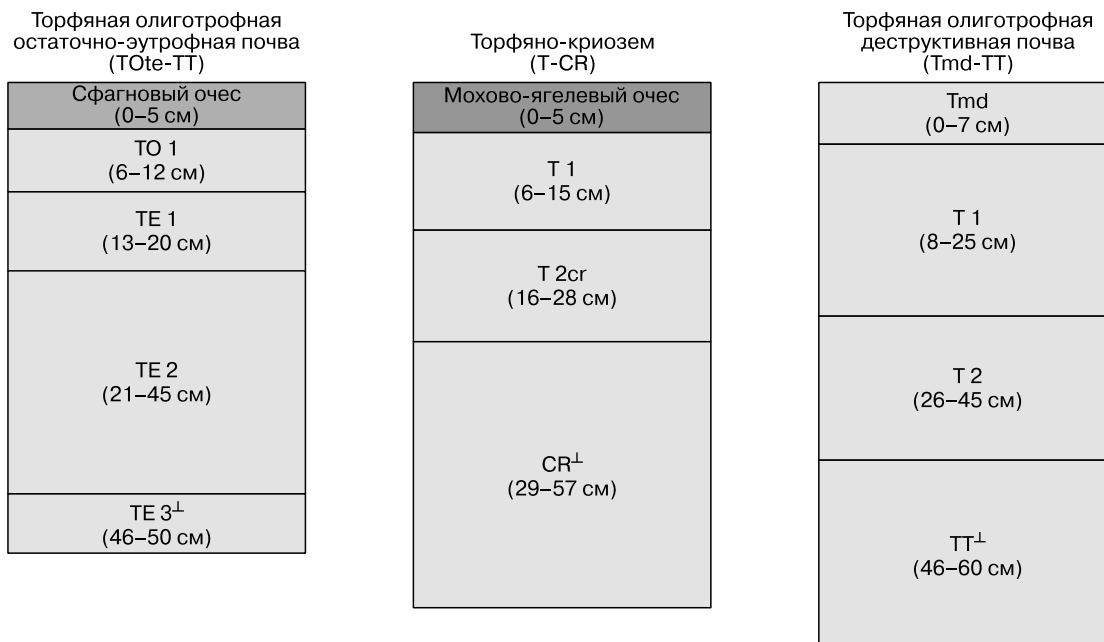


Рис. 2. Схемы профилей изученных почв.

После названия горизонта в скобках указана его глубина залегания в профиле почвы. Названия горизонтов и профилей почв даны согласно [Классификация..., 2004].

лый торфяной горизонт аналогичного состава, льдистостью около 30 %.

Глубина протаивания торфяной олиготрофной почвы в среднем составляет 45–50 см.

Торфяно-криоземы, также соседствующие с торфяными пятнами, характеризуются небольшой мощностью торфа (менее 0,5 м) и наличием органо-минерального криотурбированного горизонта. Они представляют собой два-три слабо- или средне-разложившихся торфяных горизонта олиготрофного типа возрастом около 1500–3000 тыс. лет [Матышак, 2009], залегающих под моховым или ягельным (от 5 до 15 см) очесом. В отличие от олиготрофных почв в почвообразование вовлечены минеральные горизонты, как правило, песчаного состава. Для профиля торфяно-криозема характерен следующий тип строения (август 2013 г.): **T-CR** (см. рис. 2):

T 1 (6–15 см). Коричневый слабо-разложившийся (Н3) олиготрофный торф, мохового состава; рыхлый, влажный, много корней. Переход заметный, граница карманная.

T 2cr (16–28 см). Темно-коричневый средне-разложившийся (Н6), ботанический состав торфа трудно диагностируется; структура не выражена, рыхлый, влажный, с примесью песка, корней много. Переход резкий, граница карманная.

CR[⊥] (29–57 см). Неоднородно окрашенная супесь, пропитанная гумусовыми веществами, на серо-коричневом фоне темно- и светло-коричневые пятна, линзы и прослои; бесструктурная, рых-

лая, корней мало (единичные). Горизонт сильно криотурбирован. Переходит в плотный мерзлый серый супесчаный горизонт, льдистостью около 10–20 %.

Глубина протаивания под торфяно-криоземами в среднем составляет 55–60 см.

Почвы торфяных пятен. В настоящей работе внимание обращено к специфическому варианту развития почвенного покрова бугристых торфяников – почвам торфяных пятен (далее ПП), отличающемуся от описанных выше фоновых вариантов (далее ФП). На исследуемой территории торфяные пятна являются характерным элементом ландшафта. Они располагаются, как правило, небольшими группами на вершинах и в верхних частях склонов бугристых торфяников. Как было сказано выше, торфяные пятна легко диагностируются на фоне общего ландшафта территории по полному отсутствию растительного покрова. Они имеют овальную форму, площадь от 1 до 25 м², а также своеобразную микробугорковатую (2–5 см высотой) структуру поверхности. Ботанический состав торфа ПП в полевых условиях не определяется. Возраст торфа датируется от 2570 ± 60 (СОАН-9291) на глубине 10 см до 5790 ± 80 тыс. лет (СОАН-9287) на глубине 50 см. ПП нами классифицированы как торфяные олиготрофные деструктивные. Их профиль имеет следующий тип строения (август 2013 г.): **Tmd-TT** (см. рис. 2).

Tmd (0–7 см). Коричневый, сильно-разложившийся (Н9); рыхлый, пылеватый, верхние 1–2 см ис-

сушены, корней нет. Слабовыраженная комковатая структура, которая при слабом механическом воздействии рассыпается в однородную гомогенную массу неопределенного ботанического состава; влажноватый. Переход постепенный, граница волнистая.

Т 1 (8–25 см). Темно-коричневый, сильно-разложенный (Н8); плотный, слоистый, влажный, корни почти отсутствуют, много вертикальных трещин до 2 см шириной, заполненных однородным гомогенным сильно-разложенным темно-коричневым торфом. Переход постепенный, граница волнистая.

Т 2 (26–45 см). Темно-коричневый, сильно-разложенный (Н7), содержит березовые остатки (кусочки коры, щепки 1–10 см); сильнослоистый, плотный, влажный, корней нет, много вертикальных трещин до 1 см шириной, заполненных однородным гомогенным сильно-разложенным темно-коричневым торфом. Переход постепенный, граница волнистая.

ТТ¹ (46–60 см). Коричневый, среднеразложенный (Н6), содержит еще больше по сравнению с вышележащим горизонтом березовых остатков; слоистый, плотный, мокрый, корней нет. Переходит в плотный, мерзлый торфяной горизонт аналогичного состава, льдистостью около 30%.

Общая мощность органогенного профиля, как правило, более 60 см. Глубина протаивания выше, чем в окружающих ФП бугристых торфяников, и составляет 60–65 см, обуславливая формирование под торфяными пятнами локальных понижений в кровле ММП.

Таким образом, профиль ПП существенно отличается от профиля почв под растительностью по набору и типу торфяных горизонтов. При преобладании в ФП процессов торфообразования, для ПП очевидно превалирование трансформации торфа, в первую очередь из-за физических процессов (высушивание–увлажнение, промерзание–оттаивание). Об этом свидетельствует пылеватый иссушенный верхний горизонт ПП со слабо выраженной комковатой структурой, признаки криотурбаций на поверхности, формирующиеся в результате образования так называемого “стебелькового льда” [Тараканов, Быкасов, 1985], а также значительное количество вертикальных трещин в профиле ПП за счет морозобойного растрескивания.

Свойства почв торфяных пятен. Установлено, что объемная масса торфа ПП в среднем выше, чем в ФП (0.20 ± 0.04 и 0.11 ± 0.07 г/см³ соответственно). В ПП существенно выше степень разложения торфа (Н) (5.7 ± 1.3 ФП и 7.8 ± 1.1 ПП), что обусловлено возрастом и генезисом торфа почвы пятен. В ПП степень разложения варьирует по профилю незначительно и убывает сверху вниз, что связано с вовлечением в почвообразование вновь оттаивающих торфяных горизонтов (рис. 3).

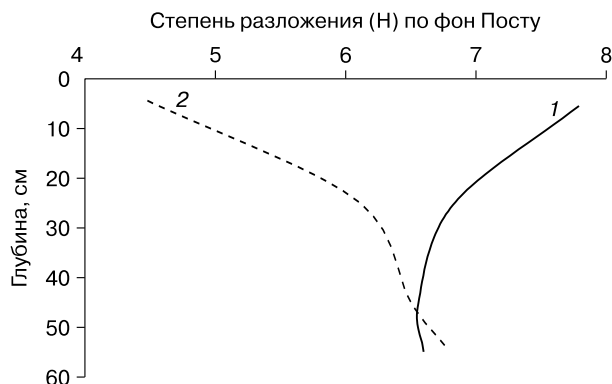


Рис. 3. Степень разложения торфа почв пятен (1) и фоновых почв (2) бугристых торфяников по шкале фон Поста.

При этом для ФП характерна невысокая степень разложения торфа верхних горизонтов, обусловленная олиготрофным характером современных торфяных отложений, которые перекрывают сильно-разложенную нижнюю часть торфяного профиля.

Отмечено, что ПП в среднем кислее ФП (pH_{H_2O} 3.8 ± 0.4 и 4.0 ± 0.2 соответственно), в них выше содержание общего углерода (50.3 ± 2.2 и 45.7 ± 4.6 % соответственно) и азота (2.4 ± 0.4 и 0.8 ± 0.5 % соответственно). Также в ПП выше содержание $C_{лов}$ (672.6 ± 279.0 и 491.2 ± 181.2 мкг/г соответственно) и $N_{лов}$ (131.0 ± 63.6 и 89.3 ± 60.3 мкг/г соответственно).

Температурный режим почв торфяных пятен. Авторами установлено, что среднегодовая температура на глубине 10 см в профиле ПП выше, чем в профиле ФП ($+0.3$ °С почвы торфяных пятен и -0.3 °С для ФП), и при этом имеет положительную величину (рис. 4).

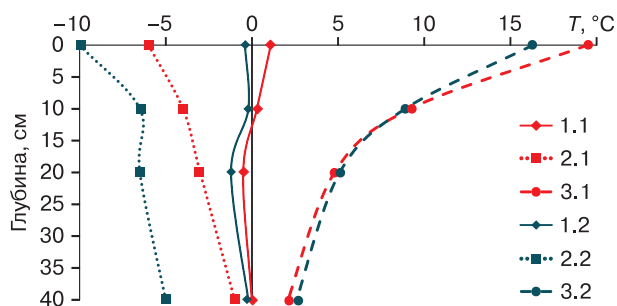


Рис. 4. Распределение среднегодовых, минимальных и максимальных температур по профилям почв торфяных пятен и фоновых почв.

Температура профиля почв торфяных пятен: 1.1 – среднегодовая; 2.1 – минимальная; 3.1 – максимальная. Температура профиля фоновых почв: 1.2 – среднегодовая; 2.2 – минимальная; 3.2 – максимальная.

При сравнении температурных экстремумов исследуемых почв, заметно, что в ПП минимальные температуры в зимний период значительно выше (на 4–5 °С) по всему профилю, что, вероятно, связано с влиянием снегового покрова, который раньше ложится в микропонижениях торфяных пятен, стабилизируя их температурный режим. Летом из-за отсутствия термоизолирующего растительного покрова максимальная температура поверхности также выше в ПП и соизмерима с температурой воздуха.

Таким образом, ПП, особенно верхние горизонты, функционируют в ином температурном режиме и в среднем характеризуются более высокими температурами в первую очередь за счет зимнего периода. В весенний период, после снеготаяния, на более влажной поверхности торфяных пятен возможна активизация образования стебелькового льда, формирующего мелкобугорковатую поверхность и способствующего активному преобразованию торфяных горизонтов за счет криотурбаций.

Биологическая активность почв торфяных пятен. Базальное дыхание является важным показателем, отражающим естественную биологическую активность почв. Установлено, что БД ниже в ПП (1.8 ± 0.6 мкг С-СО₂/(г почвы·ч)) в отличие от ФП (3.8 ± 0.4 мкг С-СО₂/(г почвы·ч)) (рис. 5).

Углерод микробной биомассы – это наиболее подвижная фракция органического вещества почвы, способная быстро реагировать на изменения состояния почвы и коррелирующая с микробиологической активностью [Умер, Ванькова, 2011]. Установлено, что содержание микробной биомассы в ПП ниже, чем в ФП (250.1 ± 94.6 и 729.0 ± 71.9 мкг/г почвы соответственно). По профилю ПП величины БД и C_{mic} распределены от-

носительно равномерно. Для ФП характерны высокие значения БД и C_{mic} для верхних горизонтов, залегающих непосредственно под растительностью. В нижней части профиля для всех почв заметно небольшое увеличение содержания C_{mic} и величин БД над кровлей ММП.

Продукция диоксида углерода почвами бугристых торфяников также хорошо демонстрирует отличия в функционировании исследуемых ландшафтов. В среднем эмиссия СО₂ северотаежными почвами Западной Сибири низкая и составляет около 120 мкг СО₂/(м²·ч) [Гончарова и др., 2014]. Нашими исследованиями установлено, что эмиссия СО₂ с поверхности торфяных пятен значительно ниже и достигает в среднем 71.2 мкг СО₂/(м²·ч). При этом концентрация СО₂ в профиле ПП выше (для глубин 10, 40, 60 см: 0.43; 0.50; 0.26 % – ПП и 0.18; 0.27; 0.19 % – ФП). Наличие геотропического массопереноса, способствующего стоку и консервации СО₂ в нижней части профиля ПП, предположительно связано с рядом физико-химических причин (большей плотностью торфа ПП, большей глубиной протаивания и, как следствие, миграцией растворенного СО₂ в понижения в кровле ММП под торфяными пятнами). Это предположение сформулировано на основе работ А.В. Смагина, в которых он указывает на возможность формирования областей аккумуляции парниковых газов в торфяных почвах на определенной глубине в результате физических причин [Смагин, 2005].

Низкая биологическая активность в ПП свидетельствует либо об угнетении микробиоты ПП за счет гидротермических условий (иссушение) и криогенных процессов (криотурбации), либо о принципиально отличных структурных организациях микробных сообществ исследуемых почв.

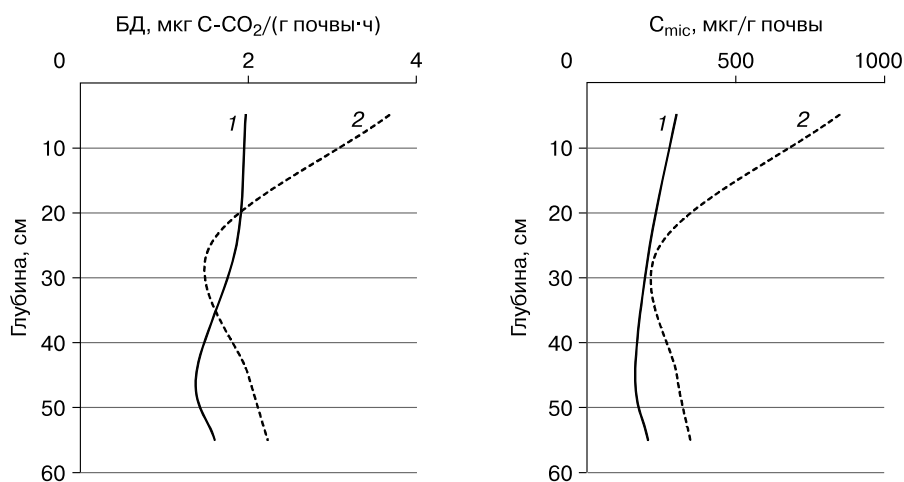


Рис. 5. Распределение показателей базального дыхания (БД) и углерода микробной биомассы (C_{mic}) по профилю почв торфяных пятен (1) и фоновых почв (2).

Нельзя также не учитывать, что вклад корневых систем в продукцию CO_2 в ПП существенно меньше.

В результате статистического анализа (тест Фишера) установлено, что ПП достоверно ($p\text{-level} < 0.03$) отличаются от ФП под растительностью по большинству исследованных параметров ($p\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$; $C_{\text{общ}}$, %; $N_{\text{общ}}$, %; $C_{\text{лов}}$, мкг/г; $N_{\text{лов}}$, мкг/г; степень разложения (Н); объемная масса, г/см³; БД, мкг С- CO_2 /(г почвы·ч), C_{mic} , мкг/г почвы).

Таким образом, ПП представляют собой уникальный вариант развития почвенного покрова бугристых торфяников севера Западной Сибири. На данный момент генезис торфяных пятен не однозначен. Существующие на этот счет теории [Василевская и др., 1986; Seppälä, 2003; Marushchak, 2011] полностью не объясняют их возникновения. В.Д. Василевская связывает процесс деградации почвенного покрова торфяника с дефицитным состоянием важнейших биофильных элементов (вследствие изменения их подвижности), а также с суровыми гидротермическими условиями на торфяниках. Финские ученые связывают процессы появления торфяных пятен на поверхности торфяников с механическими экзогенными воздействиями. По их мнению, совместное влияние сильного ветра и твердых кристаллов льда и снега разрушают торфяную поверхность. Описываемый процесс в зарубежной литературе носит специальное название, которое в буквальном переводе может звучать как “ледовыдувание” (*iceblasting*) [Seppälä, 2003]. На основе наших наблюдений мы предполагаем, что образование торфяных пятен обусловлено влиянием криогенных процессов (пучение, криотурбирование), активизирующих минерализацию торфяного профиля, с одной стороны, и мешающих поселению растительности – с другой. Решение этого вопроса является предметом дальнейших исследований.

ВЫВОДЫ

На исследуемой территории торфяные пятна представляют собой своеобразный и широко распространенный элемент ландшафта, полностью лишенный растительного покрова в течение десятков лет. Они приурочены к верхним и склоновым частям бугристых торфяников, имеют овальную форму, площадь от 1 до 25 м² и характерную мелкобугорковатую поверхность.

На торфяных пятнах развиты торфяные олиготрофные деструктивные почвы, тогда как наиболее характерной почвой для бугристых торфяников района исследований являются торфяные олиготрофные остаточно-эутрофные почвы и торфяно-криоземы.

Торф почв торфяных пятен существенно отличается от торфа окружающих почв по морфологическим и химическим свойствам. Торф торфяных пятен старше, плотнее, его степень разложения выше. Кислотность почв торфяных пятен ниже, в них выше содержание общего углерода и азота, а также их лабильных форм.

Существенно отличаются параметры функционирования почв торфяных пятен. Среднегодовые и зимние температуры профиля почв торфяных пятен значительно выше (на 1 и на 4–5 °С соответственно). Отсутствие растительного покрова обуславливает больший прогрев поверхности почв торфяных пятен в летний период и активизацию криотурбаций на поверхности в весенний период.

Установлена меньшая биологическая активность почв пятен. Так, эмиссия углекислого газа на торфяных пятнах в среднем в 2 раза ниже, чем для почв под растительным покровом (71.2 и 155.2 мг С- CO_2 /(м²·ч) соответственно). В 2–3 раза ниже средние значения гетеротрофного дыхания и содержание углерода микробной биомассы, что говорит либо об угнетении микробиоты почв торфяных пятен за счет гидротермических условий и криогенных процессов, либо о принципиально различных структурных организациях микробных сообществ исследуемых почв.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 13-04-01577-а).

Литература

- Ананьева Н.Д., Полянская Л.М., Сусьян Е.А., Васенькина И.В., Вирт С., Звягинцев Д.Г. Сравнительная оценка микробной биомассы почв, определяемой методами прямого микроскопирования и субстрат-индуцированного дыхания // Микробиология, 2008, т. 77, № 3, с. 404–412.
- Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв / Е.В. Аринушкина. М., Изд-во Моск. ун-та, 1970, 487 с.
- Боч М.С. Экосистемы болот СССР / М.С. Боч, В.В. Мазинг. Л., Наука, 1979, 187 с.
- Василевская В.Д. Почвы севера Западной Сибири / В.Д. Василевская, В.В. Иванов, Л.Г. Богатырев. М., Изд-во Моск. ун-та, 1986, 227 с.
- 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, 560 с.
- Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Бобрик А.А., Москаленко Н.Г. Продуцирование диоксида углерода почвами северной тайги Западной Сибири (Надымский стационар) // Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 2, с. 66–71.
- Каверин Д.А., Пастухов А.В. Генетическая характеристика мерзлотных почв оголенных пятен на плоскобугристых торфяниках Большеземельской тундры // Изв. Самар. науч. центра Рос. акад. наук, 2013, т. 15, № 3, с. 55–62.
- Кац Н.Я. Болота земного шара / Н.Я. Кац. М., Наука, 1971, 295 с.

Классификация и диагностика почв России / Авторы и сост.: Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева, М.И. Герасимова. Смоленск, Ойкумена, 2004, 342 с.

Макаров М.И. Растворимость лабильных форм углерода и азота почв в K_2SO_4 разной концентрации // Почвоведение, 2013, № 4, с. 408–413.

Матышак Г.В. Особенности формирования почв севера Западной Сибири в условиях криогенеза: Дис. ... канд. биол. наук. М., 2009, с. 70–90.

Москаленко Н.Г. Антропогенная динамика растительности равнин криолитозоны России / Н.Г. Москаленко. Новосибирск, Наука, 1999, 280 с.

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

Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы: Учеб. пособие / Н.Н. Романовский. М., Изд-во Моск. ун-та, 1993, 336 с.

Смагин А.В. Газовая фаза почв / А.В. Смагин. М., Изд-во Моск. ун-та, 2005, 301 с.

Тараканов А.И., Быкасов В.Е. Стебельковый лед почвенно-пирокластических отложений // Вопросы географии Камчатки, 1985, вып. 9, с. 103–106.

Умер М.И., Ванькова А.А. Микробиологическая активность на поверхности и внутри почвенных агрегатов // Изв. ТСХА, 2011, вып. 6, с. 78–83.

Хренов В.Я. Почвы криолитозоны Западной Сибири. Морфология, физико-химические свойства, геохимия / В.Я. Хренов. Новосибирск, Наука, 2011, 211 с.

Шполянская Н.А., Евсеев В.П. Выпуклобугристые торфяники северной тайги Западной Сибири // Природные условия Западной Сибири. М., Изд-во Моск. ун-та, 1972, с. 134–146.

Anderson J.P.E., Domsch K.H. A physiological method for the quantitative measurement of microbial biomass in soils // Soil Biol. Biochem., 1978, vol. 10, p. 314–322.

Marushchak M.E. Hot spots for nitrous oxide emissions found in different types of permafrost peatlands // Global Change Biol., 2011, vol. 17, p. 2601–2614.

Seppälä M. Surface abrasion of palsas by wind action in Finnish Lapland // Geomorphology, 2003, vol. 52, p. 141–148.

Stanek W., Silc T. Comparisons of four methods for determination of degree of peat humification (decomposition) with emphasis on the von Post method // Can. J. Soil Sci., 1977, vol. 57, No. 2, p. 109–117.

Von Post L., Granlund E. Södra Sveriges Torvtillgångar I. Sveriges Geologiska Undersökning, Yearbook, 1926, 19.2 Series C, No. 335, p. 1–127, Stockholm. (English translation in: Damman AWH and French TW (1987), The Ecology of Peat Bogs of the Glaciated Northeastern United States: A Community Profile. US Department of Interior, Fish and Wildlife Service, Research Development, National Wetlands Research Center. Washington, DC. Biological Report. 85 (7.16), p. 1–115).

*Поступила в редакцию
30 апреля 2015 г.*