НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ
КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ

Криосфера Земли, 2016, т. XX, № 4, с. 3–15 **http://www.izdatgeo.ru**

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.345:557.79 DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2016-4(3-15)

МОЩНЫЕ ПОЛИГОНАЛЬНЫЕ ТОРФЯНИКИ В ЗОНЕ СПЛОШНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Ю.К. Васильчук, А.К. Васильчук

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический и геологический ф-ты, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; vasilch_geo@mail.ru

Рассмотрено строение мощных торфяников с сингенетическими повторно-жильными льдами в пределах полуостровов Ямал и Гыданский. Установлено, что мощные полигональные торфяники формируются либо на поймах и лайдах, либо в озерно-болотных вкладках на более высоких элементах рельефа. Скорость их накопления может превышать несколько миллиметров в год, в результате 4–5-метровый торфяник, содержащий текстурные и повторно-жильные льды, накапливается за 700–1000 лет. В основании таких торфяников часто прослеживается древесный горизонт, датируемый бореальным периодом голоцена, что подтверждает появление древесной растительности в зоне современных типичных тундр в оптимум голоцена.

Полигонально-жильные льды, стабильные изотопы, торфяники, радиоуглерод, скорость накопления торфа, север Западной Сибири, голоцен

THICK POLYGONAL PEATLANDS IN CONTINUOUS PERMAFROST ZONE OF WEST SIBERIA

Yu.K. Vasil'chuk, A.C. Vasil'chuk

Lomonosov Moscow State University, Departments of Geography and Geology, 119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; vasilch_geo@mail.ru

The study focuses on the structure of thick peatlands with syngenetic ice wedges in the Yamal and Gydan Peninsulas (northern West Siberia). Thick polygonal peatlands formed in floodplains and laidas or in lacustrine-palustrine inliers within hypsometrically higher terraces. Peat accumulated at rates of several mm per year so the peatland reached thicknesses of 4–5 m in 700–1000 years. The presence of Boreal (Holocene) tree macrofossils at the base of many peat sections confirms the tree line advance as far as the contemporary tundra during the Holocene optimum.

Ice wedges, stable isotope, peatlands, radiocarbon, peat accumulation rate, northern West Siberia, Holocene

ВВЕДЕНИЕ

Наиболее благоприятные условия для накопления торфа существуют в лесах умеренного пояса Западной Сибири, где заболоченность составляет иногда более 50 % территории, мощность торфа достигает 8–10 м. Считается, что к северу от лесной зоны мощность торфяных залежей сокращается вследствие уменьшения прироста растительной массы в условиях холодного климата [*Лисс и др., 2001*]. В обзоре [*Kremenetski et al., 2003*] Западной Сибири 5–6-метровые торфяники приведены только для районов южнее полярного круга.

Однако на севере Западной Сибири также встречаются торфяные залежи значительной мощности. Крупные залежи торфа отмечены на Северо-Сосьвинско-Обском междуречье и к югу от долины р. Худосей на Верхнетазовско-Енисейском междуречье [*Васильчук, Трофимов, 1983*]. Здесь при средних значениях мощности торфа от 2.2 до 2.5 м часто отмечаются 5-метровые залежи. В районе Надыма П.И. Кашперюком описана торфяная залежь мощностью 9.2 м [*Кашперюк, Трофимов, 1988*].

МОЩНЫЕ ПОЛИГОНАЛЬНЫЕ ТОРФЯНИКИ

Авторами изучены полигонально-валиковые торфяники, которые не вписываются в подзональный ряд торфяных залежей [*Лисс и др., 2001*]. По сравнению с типичными для тундровой зоны торфяниками они более мощные (>2 м), содержат повторно-жильные льды высотой по оси жил 3–4 м

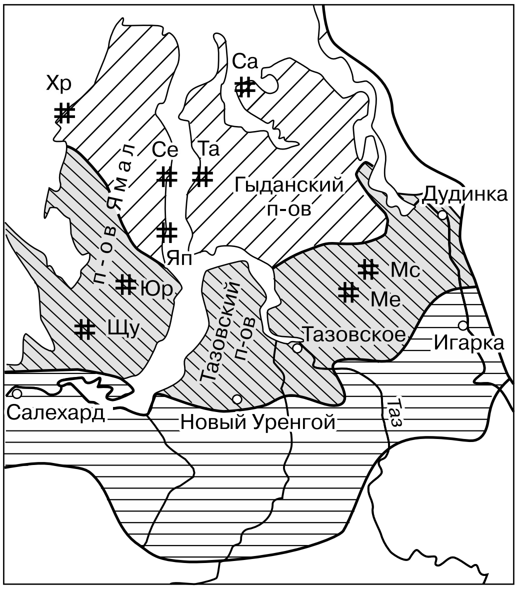

Рис. 1. Схема расположения полигональных торфяников мощностью более 4 м на севере Западной Сибири.

1, 2 – зона сплошного распространения многолетнемерзлых пород: *1* – среднегодовая температура пород ниже –5 °С, *2* – температура от –3 до –5 °С; *3* – зона массивно-островного и островного с поверхности распространения многолетнемерзлых пород, среднегодовая температура от 0 до –3 °С; *4* – границы мерзлотных зон; *5* – расположение мощных полигональных торфяников: Хр – Харасавейского, Юр – Юрибейских, Щу – Щучьинского, Се – Сеяхинского, Са – в устье р. Салемлекабтамбда, Яп – Яптиксалинского, Ме – в долине р. Мессояха, Мс – западнее пос. Мессояха, Та – в долине р. Тадибеяха.

как на юге, так и на самом севере полуостровов Ямал и Гыданский (рис. 1).

Полигонально-жильный торфяник в долине р. Щучья. Разрез мощного (5.0–5.5 м) полигонального торфяника (табл. 1, рис. 2) в долине р. Щучья на Южном Ямале (67°10′ с.ш., 69°05′ в.д.) исследован в обнажениях и скважинах (рис. 3). Он расположен в зоне южных тундр с доминированием карликовой березки, а по долине реки встречаются заросли ольховника и участки лиственничных лесов.

Сингенетические повторно-жильные льды высотой более 5 м и шириной в верхней части до 2 м рассекают всю толщу торфа и проникают в подстилающие торф озерные супеси и глины. Встречены фрагменты ледяных жил, сохранившихся под торфяником (они также сингенетические и, вполне вероятно, голоценовые, что подтверждается данными изотопного анализа льда).

В основании торфяника залегает 1.5-метровый горизонт древесного торфа со стволами березы диаметром 0.2–0.3 м, с участием травяно-гипнового торфа. Древесные остатки встречаются во всех горизонтах торфяника, на глубине 1.2–1.5 м зафиксирован прослой чистого древесного торфа. Встречены стволы лиственницы, а также шишки ели и лиственницы. Присутствие корней и прикорневых веток свидетельствует об автохтонном характере залежи и о том, что деревья произрастали в котловине, занятой торфяником, а не были перенесены рекой. По данным ботанического анализа растительных остатков (выполнен Е.М. Волковой), залежь сложена преимущественно травяно-гипновым торфом с древесными остатками, на глубине 3.2–3.4 м в центральной части торфяника отмечен прослой почти чистого вахтового торфа, который перекрыт хвощевым торфом в интервале 2.6–2.8 м.

Динамика популяции вахты трехлистной (*Menyanthes trifoliata* L.) отражает глубину сезонного протаивания Щучьинского торфяника. Максимум содержания ее пыльцы отмечен на глубине 1.5–1.8 м [*Васильчук А.К., 2007*]. В течение накопления данного прослоя торфа летнее протаивание было достаточным для существования популяции этого растения в пределах торфяника. Несколько ниже или выше по разрезу пыльцевые зерна вахты встречаются лишь в единичных количествах. Вахта исчезла на периферийных участках торфяника только на заключительных стадиях накопления торфа, на глубине 0.3–0.4 м и выше ни ее пыльцы, ни растительных остатков не обнаружено.

Торфяник детально датирован (табл. 2). Возраст торфяника в краевой и центральной частях оказался одинаковым: подошва торфяника и начало накопления древесного горизонта датированы 7.4–7.1 тыс. лет назад, а завершение – 6.1 тыс. лет назад. Стабильность строения разреза торфяника подтверждают датировки, полученные сотрудниками НПО “Аэрогеология” ранее: 7680 ± 110 лет (ЛУ-1081) у основания и 6140 ± 80 лет (ЛУ-1082) близ кровли [*Васильчук, 1992*]. Показательно, что нижние горизонты торфяника в обнажении, расположенном сравнительно близко на оз. Нюлсавейто в верховьях р. Хадыттаяха на юге Ямала, также датированы 7290 лет [*Панова и др., 2008*]. Торфяник здесь накопился в течение голоценового оптимума. Период оптимума голоцена для Ямала установлен от 9.5 до 4.3 тыс. лет назад как время развития лесотундровой растительности на территории современной тундры [*Васильчук, 1982; Vasil’chuk et al., 2001*].

Синхронно накоплению древесного и торфяного горизонтов формировались мощные сингенетические ледяные жилы. На это указывает радиоуглеродная AMS-датировка стебелька мха, взятого из осевой части ледяной жилы – 7150 ± 75 лет (Hela-262) [*Vasil’chuk et al., 2000*], демонстрирую-

Таблица 1. **Состав отложений и криогенное строение разрезов мощных полигональных торфяников**

Глубина, м	Состав отложений	Криотекстура	Особенности криогенного строения, льдистость
1	2	3	4
	Полигональный торфяник на р. Щучья, Южный Ямал, описание 1977 г.		
0–0.45	Торф темно-коричневый	–	–
0.45–0.6	Торф светло-коричневый	Базальная	Льдистость 40–45 %
0.6–1.9	Торф темно-коричневый, сложен гипновыми мхами с осокой, в мерзлом состоянии черный, в торфе много древесных остатков	»	Льдистость 40–45 %, лед в виде линз и кристаллов диаметром 1–2 мм. На глубине 1.5 м ледяные включения диаметром 10 см, льдистость возрастает до 55–60 %
1.9–5.8	Торф черно-коричневый (мощность торфа максимальна в центре полигона, к жилам она сокращается до 4.2–4.5 м)	»	Льдистость 60 %, с глубины 4.1 м льдистость возрастает до 70–90 %. В интервале 4.6–5.2 м линза льда. В интервале 5.2–5.7 м льдистость 10–15 %, ниже – 70–80 %
5.8–6.5	Глина светло-серая, плотная, слегка опесчаненная, сверху вниз опесчаненность глины возрастает	Сетчатая и косонаклонно-слоистая, тонкошлировая	Размеры ячеек сетки около 10 см, субвертикальные шлиры толщиной 0.3–0.4 мм
	Полигональный торфяник на р. Щучья, Южный Ямал, описание 1997 г.		
0.0–0.7	Торф темно-коричневый со стеблями осоки, листиками, горизонтально-слоистый	–	–
0.7–1.0	Торф черно-коричневый со стебельками осоки, на глубине 0.75 м встречена чешуя рыб	Базальная	Сильнольдистый
1.0–1.4	Торф черный со стеблями осоки, листиками, шишками лиственницы	Массивная	–
1.4–1.75	Торф светло-коричневый с ветками ивы	»	–
1.75–2.05	Торф черный с ветками, остатками древесины	»	–
2.05–2.6	Торф черно-коричневый	Базальная и неполносетчатая	Сильнольдистый
2.6–4.5	Торф черно-коричневый, сильнольдистый в средней части, с ветками березы и лиственницы	Неполносетчатая	–
4.5–6.5	Супесь серая, горизонтально-слоистая, слабооторфованная	Слоистая	На глубине 4.7 м пласт сегрегационного льда мощностью около 0.2–0.3 м. На глубине 5.5 м вскрыта ледяная жила шириной 0.5 м высотой 1.5 м
	Полигональный торфяник на берегу Обской губы в устье р. Сеяха (Зеленая), Центральный Ямал		
0.0–0.1	Почвенный слой, супесь с корнями современных растений	–	–
0.1–0.35	Песок мелкозернистый, серый пылеватый	–	–
0.35–0.8	Торф коричневато-черный с корешками и листьями карликовой березки	–	–
0.8–2.15	Торф коричневый, гипново-осоковый с веточками	Массивная	–
2.15–2.6	Торф коричневый, гипново-осоковый с остатками деревьев и пней с корнями. Березовый пень с корнями и ствол березы диаметром 0.4 м обнаружены на глубине 2.5 м	Слоистая	Льдистость до 50–60 %
2.6–3.1	Торф коричневый, гипново-осоковый с мелкими окатанными веточками, обломками древесины, стволами берез, залегающими субвертикально на глубине 2.65 м	»	Льдистость до 40–50 %
3.1–3.2	Торф черный с древесиной	Базальная	–
3.2–3.6	Торф “шоколадный”, вязкий с древесиной, на глубине 3.6 м обнаружен залегающий субвертикально ствол березы	»	–
3.6–4.5	Торф коричневый, осоковый с обилием остатков древесины с пнями и корнями, стволы деревьев с ветвями	Массивная	–

Окончание табл. 1

1	2	3	4
Полигональный торфяник в долине р. Юрибей, правобережье в 6 км северо-северо-восточнее устья р. Педертен-Пензе. Точка 154-YuV			
0.0–0.95	Песок эоловый с дерниной	–	–
0.92–1.50	Торф темно-коричневый, почти черный, в нижней части с большим количеством неразложившихся остатков, веток и корней кустарников	Массивная	–
1.5–2.15	Торф темно-коричневый с сероватым оттенком, с небольшим количеством растительных остатков	»	–
2.15–4.5	Торф желтовато-серый, плохо разложившийся, в нижней части более темный с углем	»	–
4.5–5.2	Супесь темно-серая	Косолинзовидно-слоистая	На контакте с перекрывающим торфом льдистость более 50 %
Полигональный торфяник в долине р. Юрибей, правобережье в 9 км юго-восточнее оз. Лаето. Точка 160-YuV			
0.0–1.2	Торф темно-коричневый, слаборазложившийся	Массивная	–
1.2–2.5	Торф черный, среднеразложившийся	»	–
2.5–4.5	Торф черный, плохо разложившийся со стволами и ветками березы с белой корой	»	–
4.5–7.0	Суглинок темно-серый, слегка желтоватый, тяжелый, внизу опесчаненный	Редкошлировая	–
7.0–9.4	Песок светлосерый, тонкозернистый	Массивная	–
Полигональный торфяник у пос. Яптиксале, Восточный Ямал			
0.0–1.89	Песок серовато-желтый, мелкий, горизонтально-слоистый, в основании сильно ожелезненный, на глубине 1.0–1.1 м торф черный	–	–
1.89–2.20	Торф красновато-коричневый	Базальная	С ледяными включениями до 1–3 см
2.2–2.9	Торф серый с большим количеством слаборазложившихся растительных остатков	Массивная	–
2.9–3.7	Торф коричневый с большим количеством неразложившихся растительных остатков, на глубине 2.7 м тонкий прослой светлого (сфагнового) торфа	»	–
3.7–5.0	Торф черный с обилием (до 40 %) древесных остатков, подошва торфяника опускается до глубины 7.5 м	»	–
5.0–5.3	Песок светло-серый, заиленный, мелкий	»	В интервале 5.1–5.3 м сильнольдистый
5.3–5.5	Лед линзовидный, прозрачный	–	–
Полигональный торфяник у пос. Харасавэй, Западный Ямал			
0.0–4.6	Торф черный, с прослоями супеси светло-серой, иногда с прослоями песка мелкого, светло-серого	Массивная	–
4.6–5.1	Суглинок темно-серый легкий, мелкооскольчатый с включениями гальки и гравия	Слоистая	–
5.1–5.8	Песок светло-серый	Массивная	–
Полигональный торфяник в долине р. Мессояха. Вторая морская терраса, в 20 км ниже начала протоки Щучья. Точка 11-КВ			
0.0–0.2	Мох с торфом	–	–
0.2–0.5	Торф темно-коричневый, плохо разложившийся	Базальная	Сильнольдистый
0.5–1.4	Лед чистый, иногда с примесью органики	–	–
1.4–1.75	Торф темно-коричневый	Базальная	Сильнольдистый
1.75–2.2	Супесь серая и коричневая оторфованная	Редкослоистая, тонкошлировая	Сильнольдистый
2.2–3.0	Торф зеленовато-коричневый, слаборазложившийся, с резким запахом сероводорода, с примесью зеленовато-серой супеси	Массивная	Слабольдистый
3.0–4.8	Лед с примесью супеси оторфованной	–	–
4.8–7.0	Супесь серая и зеленоватая	Редкослоистая, тонкошлировая	Сильнольдистый

Рис. 2. Полигонально-жильный торфяник в долине р. Щучья.

Фото Ю.К. Васильчука.

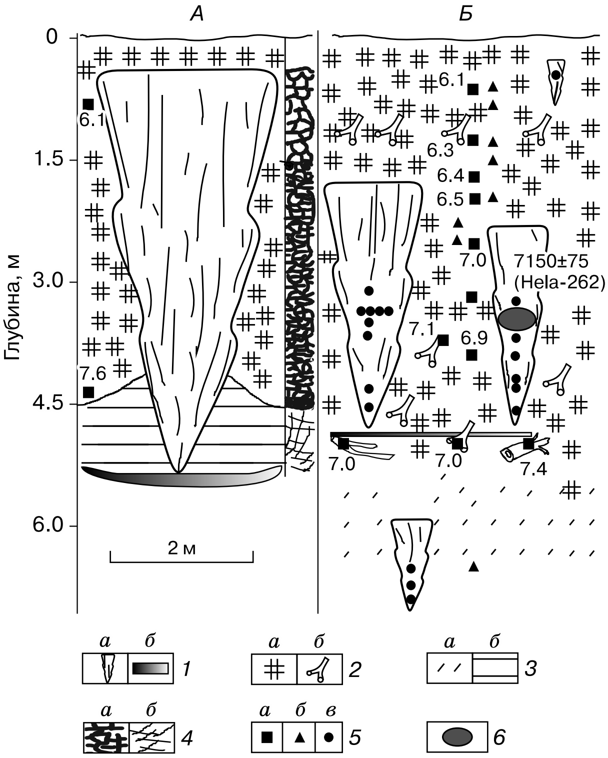

Рис. 3. Полигонально-жильный торфяник в долине р. Щучья.

А – крупные повторно-жильные льды в центральной части разреза, изученные в 1977 г.; *Б* – небольшие погребенные повторно-жильные льды в краевой части торфяника, изученные и опробованные в 1997 г. *1* – лед повторно-жильный (*а*), сегрегационный (*б*); *2* – растительные остатки: торф (*а*), стволы, ветки и корни берез (*б*); *3* – супесь (*а*), глина (*б*); *4* – криогенная текстура: базальная (*а*), тонкошлировая сетчатая (*б*); *5* – места отбора образцов органики на радиоуглеродный анализ (*а*), сегрегационных (*б*) и повторно-жильных льдов (*в*) на изотопный анализ; *6* – отбор стебелька мха для AMS-датирования и радиоуглеродная дата.

щая, что формирование жильного льда произошло сразу после начала накопления торфа и продолжалось в течение почти всего периода формирования торфяника.

Значения $\delta^{18}O$ в двух сингенетических жилах из торфяника варьируют от −19.8 до −18.2 ‰, а в погребенной нижней ледяной жилке значение $\delta^{18}O$ изменяется от −20.3 до −17.5 ‰, т. е. во всех случаях отмечены значения $\delta^{18}O$, попадающие в интервал современных вариаций. В современном жильном ростке значения $\delta^{18}O$ равны −18.2 ‰. Изменение значений δD в двух верхних жилах составили около 12 ‰ (от −151.0 до −139.6 ‰), а в нижней погребенной ледяной жилке – от −138.8 до −136.0 ‰, тогда как в современном жильном ростке δD = −135.7 ‰.

Полигонально-жильный торфяник в устье р. Сеяха (Зеленая). Мощный Сеяхинский торфяник расположен неподалеку от пос. Сеяха (70°10′00″ с.ш., 72°30′30″ в.д.) на побережье Обской губы, в подзоне типичных тундр (рис. 4). Голоценовый торфяник “вложен” в 22–24-метровую (третью) морскую террасу. Он представлен несколькими торфяными залежами, обнажающимися в верхней части террасы (рис. 5, см. табл. 1). Мощность торфа 3–5 м, по простиранию торфяные залежи достигают ширины 100–200 м (см. рис. 4). Торф преимущественно травяно-гипновый с преобладанием остатков осок. В разрезе торфяника встречаются стволы березы с белой корой, ветками, корнями в первичном залегании (см. табл. 2). Начало заполнения торфом увлажненных депрессий фиксируется в основании торфяника мощным слоем (до 1.5 м), насыщенным древесиной (см. рис. 5, *Б*). Наиболее древние датировки остатков древесины – 8.7–8.8 тыс. лет назад (см. табл. 2). Эти датировки фиксируют стадию деградации лесной растительности в результате образования болот после интенсивного термокарстового протаивания. Формирование торфяной залежи происходило 8.6–7.8 тыс. лет назад, т. е. 4-метровая толща торфа накопилась в течение 700–800 лет. Принимая во внимание, что более 40 % торфяника сложено льдом, а толща собственно торфа не превышает 2.5 м, следует признать, что скорость аккумуляции торфа (около 3 мм/год), даже без ледяных включений, была высокой. Это больше чем, например, скорость накопления торфа, зафиксированная в разрезе Средне-Васюганского болота [*Прейс, 2015*].

Сингенетические повторно-жильные льды в термокарстовых депрессиях залегают в парагенезе с грунтовыми жилами, представленными торфом (см. рис. 5, *А*). Головы тех и других располагаются на одной глубине (около 0.5–0.7 м). Ледяные

Таблица 2. **Радиоуглеродные датировки органического материала из разрезов мощных полигональных торфяников**

Глубина, м	Датируемый материал	^{14}C датировка, лет	Калиброванный ^{14}C возраст, лет (в программе OxCal 4.2 IntCal13)	Лабораторный номер
1	2	3	4	5
Полигональный торфяник на р. Щучья, Южный Ямал, отбор 1997 г.				
0.8	Торф	6110 ± 110	5310-4785	Hel-4138
1.4	»	6300 ± 100	5476-5030	Hel-4139
1.8	»	6450 ± 100	5566-5224	Hel-4137
2.05	»	6570 ± 100	5665-5328	Hel-4136
2.8	»	7020 ± 100	6069-5717	Hel-4135
3.7	»	6960 ± 100	6016-5667	Hel-4133
3.7	Ствол березы	7140 ± 100	6227-5809	Hel-4134
3.7	Стебелек мха из ПЖЛ	7150 ± 75	6212-6891	Hela-262
5.5	Древесина	7420 ± 110	6461-6066	Hel-4140
5.5	Ствол березы	7090 ± 110	6121-5742	Hel-4141
5.5	То же	7070 ± 120	6123-5726	Hel-4142
Полигональный торфяник на берегу Обской губы в устье р. Сеяха (Зеленая), Центральный Ямал				
0.5	Торф черный	7850 ± 150	7085-6431	Hel-3945
1.0	Торф коричневый	8220 ± 140	7555-6900	Hel-3946
1.2	То же	8180 ± 140	7529-6770	Hel-3947
1.4	»	8230 ± 140	7574-6983	Hel-4035
1.9	»	8110 ± 130	7456-6691	Hel-4036
1.9	»	8120 ± 120	7484-6746	Hel-4024
2.1	Торф коричневый с ветками	8210 ± 130	7539-6907	Hel-4037
2.3	То же	8440 ± 130	7742-7136	Hel-4025
2.5	Торф коричневый с древесиной	8820 ± 140	8254-7600	Hel-4038
2.65	То же	8260 ± 140	7586-7022	Hel-4039
2.65	Ствол березы	8210 ± 160	7574-6771	Hel-4048
2.68	Торф коричневый с древесиной	8520 ± 130	7985-7283	Hel-4040
2.7	То же	8370 ± 120	7593-7128	Hel-4026
2.8	»	8240 ± 110	7538-7042	Hel-4049
3.0	Торф черный с древесиной	8330 ± 130	7583-7084	Hel-4027
3.1	То же	8180 ± 140	7529-6770	Hel-4028
3.2	“Шоколадный” торф	8320 ± 110	7568-7123	Hel-4029
3.4	Стволы деревьев (вертикальные)	8610 ± 130	8011-7452	Hel-4041
3.5	“Шоколадный” торф	8490 ± 130	7846-7178	Hel-3948
3.6	“Шоколадный” торф с древесиной	8350 ± 110	7584-7137	Hel-4051
3.6	Стволы деревьев (вертикальные)	8400 ± 140	7682-7071	Hel-4042
3.65	Торф коричневый	8260 ± 140	7586-7022	Hel-4030
3.9	То же	8600 ± 140	8011-7422	Hel-3949
4.0	Ствол березы	8740 ± 130	8218-7585	Hel-3944
4.0	Торф вокруг ствола березы	8790 ± 170	8291-7553	Hel-4034
1.65	Торф коричневый рядом с ледяной жилой	9280 ± 140	9120-8243	Hel-4031
1.2	То же	6560 ± 150	5751-5217	Hel-4068
Полигональный торфяник в долине р. Юрибей, правобережье в 6 км северо-северо-восточнее устья р. Педертен-Пензе. Точка 154-YuV				
2.8	Береза карликовая	8830 ± 40	8203-7755	ГИН-2478
4.3	Торф коричневый гипновый	9230 ± 50	8596-8302	ГИН-2479
Полигональный торфяник в долине р. Юрибей, правобережье в 9 км юго-восточнее оз. Лаето. Точка 160-YuV				
4.0	Торф коричневый	7460 ± 100	6474-6089	МГУ-714
Полигональный торфяник у пос. Яптиксале. Восточный Ямал				
1.0	Торф с песком	1580 ± 180	25-801 AD	ГИН-2638
4.0	Древесина березы	8700 ± 50	7937-7594	МГУ-713
5.0	Торф	8960 ± 140	8467-7657	МГУ-816

Окончание табл. 2

1	2	3	4	5
Полигональный торфяник близ пос. Харасавэй, Западный Ямал (71°10′ с.ш., 66°51′ в.д.)				
4.6	Торф коричневый	9360 ± 120	9123-8300	ГИН-2652
Полигональный торфяник в устье р. Салемлекабтамбда, 2 км восточнее фактории Матюй-Сале, п-ов Мамонта, север Гыданского полуострова, вторая морская терраса				
0.1	Торф черный	490 ± 100	1289-1635 AD	ГИН-3582
0.2	Торфяные гнезда	6520 ± 60	5615-5363	ГИН-3624
0.4	Торфяные пятна	3230 ± 60	1658-1395	ГИН-3620
0.5	Супесь оторфованная	11070 ± 150	11255-10756	ГИН-3581
0.6	То же	11080 ± 120	11190-10771	ГИН-3625
1.2	Торф коричневый	9970 ± 120	10014-9250	ГИН-3631
1.6	То же	9570 ± 50	9176-8775	ГИН-3580
2.4	»	9920 ± 50	9654-9276	ГИН-3623
3.3	Торф светло-коричневый	10230 ± 70	10427-9680	ГИН-3590
3.5	Торф из норки	8630 ± 60	7811-7546	ГИН-3626
4.1	Торф коричневый	9940 ± 70	9755-9271	ГИН-3583
Полигональный торфяник в Тазовском районе, западнее пос. Мессояха [Батуев и др., 2015]				
0.1	Торф	3950 ± 70	2831-2206	ЛУ-6950
1.4	»	5980 ± 80	5202-4687	ЛУ-6951
2.9	»	6330 ± 90	5479-5064	ЛУ-6952
4.2	»	3930 ± 80	2832-2147	ЛУ-6953
5.4	»	5630 ± 50	4556-4351	ЛУ-6954
5.5	»	7560 ± 90	6591-6240	ЛУ-6955

Рис. 4. Полигонально-жильный торфяник в устье р. Сеяха (Зеленая).

Фото Ю.К. Васильчука.

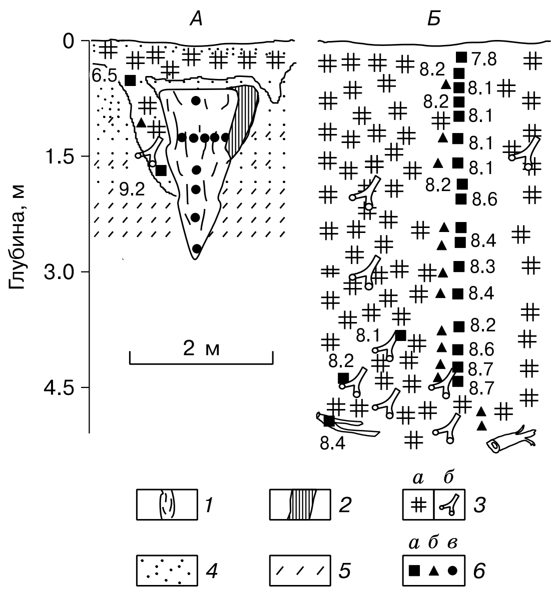

Рис. 5. Полигонально-жильный торфяник в устье р. Сеяха.

А – широкие повторно-жильные льды в парагенезе с грунтовыми жилами с торфом; *Б* – мощный торфяник. *1* – лед повторно-жильный; *2* – лед сахарно-белый; *3* – растительные остатки: *а* – торф, *б* – стволы, ветки и корни берез; *4* – песок; *5* – супесь; *6* – места отбора образцов: *а* – органики на радиоуглеродный анализ (цифрами указаны ^{14}C-датировки, тыс. лет), *б* – сегрегационных, *в* – повторно-жильных льдов на изотопный анализ.

жилы достигают высоты 2.0–2.5 м, грунтовые – 2 м; последние сложены мерзлым опесчаненным слаборазложившимся торфом с веточками и сохранившейся корой деревьев, листьями дриады, камнеломки и карликовой березки. Скорее всего, торф в них попадал по морозобойным трещинам. Ледяные жилы развивались сингенетично накоплению грунтовых жил, на это указывает согласный характер их залегания. Образец торфа в нижней части торфяной жилы датирован 9.28 тыс. лет, в верхней – 6.56 тыс. лет. Это свидетельствует о формировании грунтовой жилы в период оптимума голоцена, когда, очевидно, формировалась и ледяная жила. Вне торфяника, в толще третьей террасы, возраст грунтовой жилы 9.3 тыс. лет [*Vasil'chuk, Vasil'chuk, 1995*], т. е. торфяные жилы активно формировались в начальную фазу голоценового оптимума, определяемого для Ямала от 9.5 до 4.3 тыс. лет назад. В то время сезонноталый слой (СТС) сильно иссушался, а суровые зимние условия вызывали промерзание накапливавшихся озерных и болотных отложений и рост повторно-жильных льдов.

Значения $\delta^{18}O$ в мерзлом торфянике (в сегрегационном льду из торфа) варьируют от –14.6 до –12.1 ‰, т. е. они выше, чем в голоценовых ледяных жилах, где $\delta^{18}O$ составляет от –20.3 до –19.1 ‰, а δD – от –146.1 до –135.2 ‰. Это закономерно, так как изотопный состав сегрегационных льдов отражает изотопный состав болотных вод, послуживших для него источником, в то время как изотопный состав ледяных жил соответствует изотопному составу снега и коррелирует со

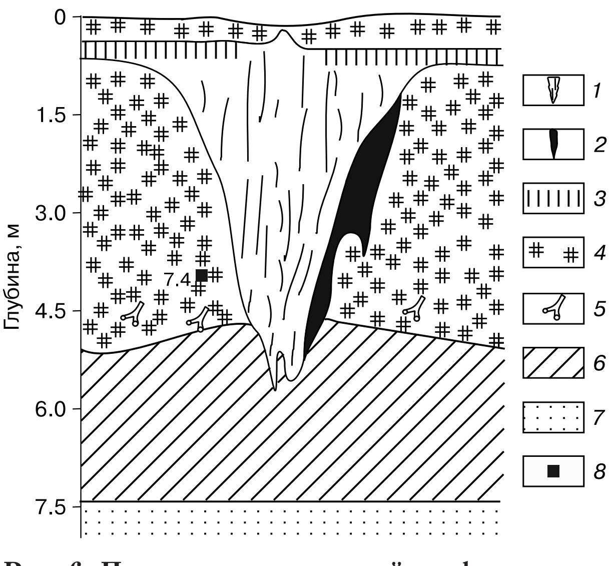

Рис. 6. Полигонально-жильный торфяник в долине р. Юрибей (в 9 км юго-восточнее оз. Лаето).

1–3 – лед: *1* – сингенетической жилы, *2* – каймы, *3* – сегрегационный; *4* – торф; *5* – древесные остатки; *6* – суглинок; *7* – песок; *8* – место отбора образца органики на радиоуглеродный анализ и ^{14}C-дата.

среднезимними температурами воздуха [*Васильчук, 1992, 2006*].

На сингенетический характер промерзания торфяной залежи указывает хорошая сохранность древесины и коры, а также последовательное снижение концентрации солей в текстурных льдах снизу вверх (576 мг/л на глубине 3.5 м, 452 мг/л – 2.9 м, 430 мг/л – 2.7 м, 189 мг/л – 2.6 м, 18 мг/л – 0.6 м). Причиной образования озерно-болотной котловины (или даже нескольких небольших котловин) было вытаивание больших масс относительно сильно минерализованного сегрегационного льда, содержащегося в верхней части разреза лагунно-морской террасы [*Vasil'chuk, Vasil'chuk, 1995*].

Согласно радиоуглеродным датировкам автохтонного торфа и древесных остатков *in situ* накопление торфяника происходило 8.35–7.83 тыс. лет назад. Климатические условия периода интенсивного формирования ледяных жил (в том числе в оптимум голоцена), судя по изотопно-кислородным и дейтериевым характеристикам льда, отличались бóльшей суровостью зимних периодов (среднезимняя температура была ниже современных на 2–4 °С), тогда как летняя температура была на 2–3 °С выше современных, о чем свидетельствует интенсивный рост деревьев.

Юрибейские полигонально-жильные торфяники в центральной части Ямала. В обнажении останца казанцевской равнины на р. Юрибей, в 6 км северо-северо-восточнее устья р. Педертен-Пензе (68°10′50″ с.ш., 66°51′50″ в.д.), вскрыт полигональный торфяник мощностью до 4.3 м (см. табл. 1). Торф в его основании датирован 9.23 тыс. лет.

Ниже по течению, на правом берегу р. Юрибей, в 9 км юго-восточнее оз. Лаето (68°12′ с.ш., 69°41′ в.д.), на третьей лагунно-морской террасе, авторами изучен мощный полигональный торфяник (см. табл. 1). Торф, согласно результатам ботанического анализа, преимущественно травяно-гипновый низинный, в основании и до глубины 1.85 м осоково-гипновый и травяной низинный. Торф в основании торфяника датирован 7.46 тыс. лет. Поверхность торфяника разбита на полигоны размером 10.5 × 12.0 м. Ширина канавок от 0.3 до 1.5 м, глубина до 0.6 м. В разрезе вскрыта мощная ледяная жила (рис. 6). Ширина жилы 1.5 м, высота около 4 м. Ее лед имеет четко выраженную вертикальную слоистость. В верхней части ледяного клина отмечен горизонтальный прослой льда шириной до 15 см.

Полигонально-жильный торфяник Яптик-сале, Восточный Ямал. Мощный торфяник изучен авторами в обрыве первой лагунно-морской террасы, имеет высоту 7–9 м (69°23′08″ с.ш., 72°31′33″ в.д.). Общая мощность торфа изменяется от 3 м в краевой части до 5 м в центральной

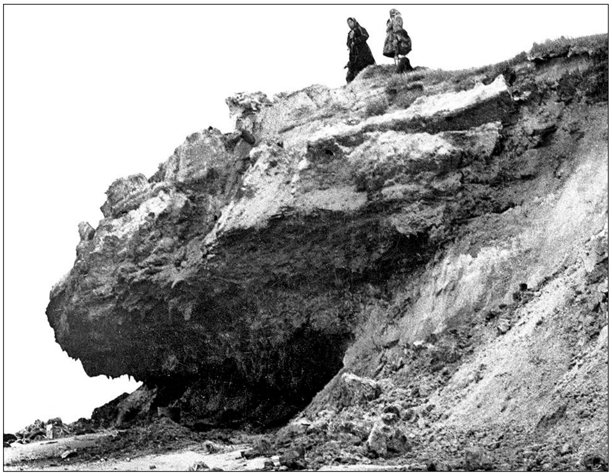

Рис. 7. Полигонально-жильный торфяник вблизи пос. Яптиксале (п-ов Ямал).

Фото Ю.К. Васильчука.

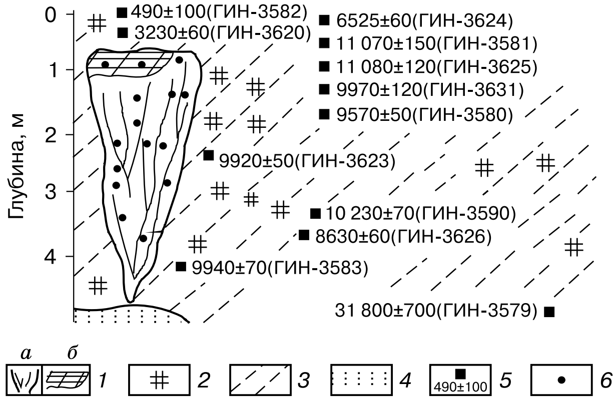

Рис. 8. Полигонально-жильный торфяник в устье р. Салемлекабтамбда (Гыданский полуостров).

1 – лед: *а* – вертикально-полосчатый сингенетических повторно-жильных льдов, *б* – пещерный в верхней части ледяных жил; *2* – торф; *3* – супесь; *4* – песок; *5* – места отбора образцов органики на радиоуглеродный анализ и датировки; *6* – места отбора образцов из повторно-жильных льдов на изотопный анализ.

(рис. 7), торф осоково-гипновый низинный, на глубине 2.7 м прослой сфагнового низинного торфа. Торфяник перекрыт 2-метровой толщей засоленного слоистого песка (содержание водорастворимых солей 1.2 %) с аллохтонным торфом, датированным 1.58 тыс. лет (см. табл. 2). В торфе залегает узкая (шириной 0.5 м) ледяная жила. Лед жилы матовый, ее высота более 4 м. Торф в основании разреза датирован 8.96 тыс. лет, а древесина хорошо сохранившейся белоствольной березы датирована 8.7 тыс. лет.

Полигональный торфяник у пос. Харасавэй. На побережье Карского моря в 0.5 км севернее мыса Харасавэй (71°10′50″ с.ш., 66°51′50″ в.д.) в обнажении первой морской террасы с абсолютной высотой около 8 м авторами изучен мощный (до 4.6 м) торфяник, сложенный гипновым и осоково-гипновым низинным торфом, пронизанный повторно-жильными льдами, высотой до 7 м. Ширина жил в верхней части до 1.5 м. Жилы залегают на глубине 0.5–0.7 м. Жилы имеют слегка коричневатый оттенок, сахаровидную текстуру льда со слабо выраженной вертикальной слоистостью. Торф в основании разреза датирован 9.36 тыс. лет. В основании торфяника отмечена древесина.

Полигонально-жильный торфяник в устье р. Салемлекабтамбда (72°00′06″ с.ш., 76°23′31″ в.д.). Мощный полигональный торфяник исследован авторами вблизи фактории Матюйсале, в устье р. Салемлекабтамбда (см. рис. 1), на севере п-ова Гыданский (рис. 8). Голоценовый торфяник заполняет депрессию в толще второй морской террасы. На поверхности торфяника выражен полигональный рельеф. В торфянике залегают повторно-жильные льды. Высота жил достигает 4.5–6.0 м, ширина в верхней части – до 3 м. Отмечены деформации вмещающих отложений на контакте с жилами, подошва торфа на контакте с ледяными клиньями поднимается на высоту 1.0–1.5 м относительно подошвы торфа в центре полигона. Это подтверждает сингенетическую природу ледяных жил. На контакте голоценового торфяника с подстилающими породами ледового комплекса получена сравнительно древняя датировка 31.8 тыс. лет назад. Очевидно, формирование торфяника не было строго автохтонным. Основание торфяника датируется по минимальной датировке – 9.94 тыс. лет на глубине 4.4 м. Окончание накопления торфяника проследить сложнее из-за участия более древней органики, о чем свидетельствуют инверсии радиоуглеродных датировок (см. табл. 2). Заведомо автохтонная дата по остаткам растений из норки лемминга – 8.63 тыс. лет назад на глубине 3.5 м – фиксирует только среднюю часть торфяной толщи (см. рис. 8).

Результаты изотопно-кислородного анализа льда самой крупной жилы указывают на заметные колебания значений $\delta^{18}O$ во льду – от −20.1 до −16.2 ‰, т. е. диапазон составил около 3–4 ‰, что соответствует изменениям средних температур зимы на 3–4 °C. Сочетание в одной и той же ледяной жиле изотопически более тяжелого и более легкого льда (по сравнению с современным) указывает не только на более мягкие зимние условия в оптимум голоцена (средняя температура зимы на 1–2 °C выше современной), но и на более суровые зимы (на 2–3 °C ниже современной).

Полигональный торфяник в низовьях р. Тадибеяха. Мощный (4.2 м) полигональный торфяник изучен авторами на левобережье р. Тадибеяха в приустьевой части вблизи побережья Обской губы, в центральной части п-ова Гыданский (70°22′21″ с.ш., 74°07′32″ в.д.). Полигоны размером 7 × 9 и 8 × 10 м. Ледяные жилы здесь достигают высоты 3.5–4.0 м.

Полигонально-жильные торфяники в долине р. Мессояха. В долине р. Мессояха на юге Гыданского полуострова мощные полигональные торфяники распространены весьма широко и встречены в нескольких местах.

На первой надпойменной террасе на левом берегу р. Мессояха, в 20 км ниже устья левого притока р. Нядаяха (69°10′14″ с.ш., 82°11′23″ в.д.), описан полигональный торфяник (точка 9-КВ) с чрезвычайно мощной торфяной залежью (общая ее мощность в отдельных местах превышает 7 м). Размеры полигонов около 10 × 10 м. В основании торфяника (в интервале 6–7 м) залегает прослой вахтового и травяного низинного торфа, выше (на глубине 6–4 м) залегает сфагновый низинный торф, который перекрыт осоково-гипновым низинным торфом. Торфяник пронизывают повторно-жильные льды более 5.2 м высотой и около 2 м шириной в верхней части (рис. 9). Параллельный анализ палиноспектров из повторно-жильных льдов и торфа позволил приблизительно установить время начала формирования жил [*Васильчук А.К., 2007*]. Ледяные жилы начали формироваться в начале бореального периода голоцена, что указывает на увеличение континентальности климата в этот период. На первой морской террасе на левом берегу р. Мессояха, в 20 км ниже начала протоки Щучьей, описан полигональный торфяник мощностью более 5 м. Высота жил здесь достигает 3.8–4.0 м (см. табл. 1).

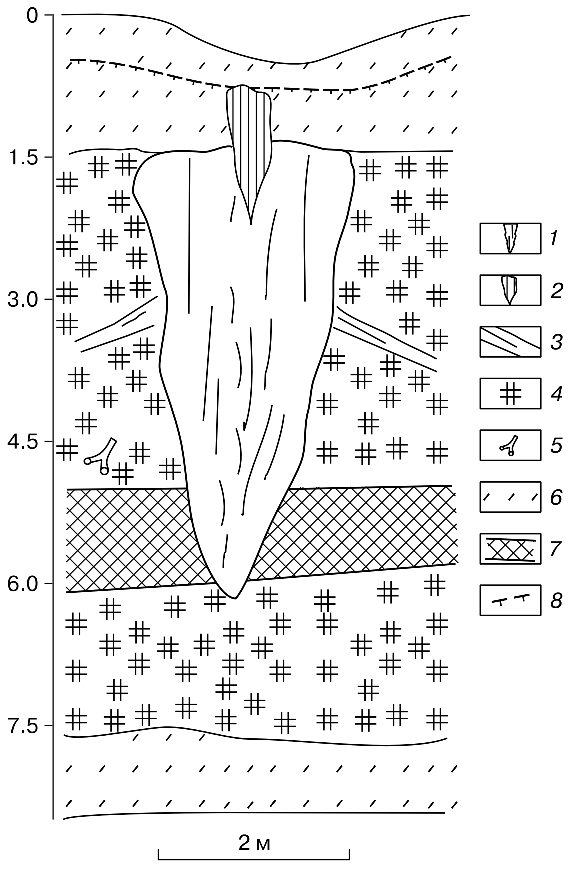

Рис. 9. Полигонально-жильный торфяник в долине р. Мессояха (в 20 км ниже устья левого притока р. Нядаяха).

1–3 – лед: *1* – сингенетической жилы, *2* – растущей молодой жилки, *3* – сегрегационных “поясков”; *4* – торф; *5* – древесные остатки; *6* – супесь; *7* – инфильтрационно-сегрегационный пласт льда; *8* – кровля многолетнемерзлых пород.

СКОРОСТЬ НАКОПЛЕНИЯ ТОРФА

Практически все изученные мощные торфяники, так или иначе, приурочены к долинам рек, это свидетельствует о взаимосвязи формирования торфяников с гидрографической сетью. Торфяники на р. Мессояха, вблизи пос. Харасавэй, и в районе пос. Яптиксале встречены в толще первой террасы, т. е. эти торфяники накопились в пойменно-лайдовом режиме. С поверхности они перекрыты 1.0–1.5-метровым слоем мелкого песка, который, очевидно, сформировался из-за подтопления, поскольку у торфяников, расположенных на более высоких уровнях, перекрывающий песчаный слой не прослеживается.

Другие торфяники (Сеяхинский, Юрибейский, а также Мессояхинский, описанный В.И. Батуевым с соавт. [*2015*]) стали накапливаться в понижениях на более высоких уровнях в пределах второй, третьей террас и казанцевской поверхности. Торф залегает без перекрывающего песчаного слоя. Мощность соответствует глубине термокарстового понижения во вмещающих более древних отложениях. За счет повышенной льдистости торфяник может приобрести куполообразную форму, как, например, Сеяхинский. Все изученные торфяники в пределах полуостровов Ямал и Гыданский сложены преимущественно торфом низинного типа, часто осоково-гипнового.

Полигональные торфяники с мощностью торфа более 5 м встречаются в тундровой зоне в разных регионах: аласные комплексы Северной Якутии [*Каплина, 2009*], в разрезе первой террасы в устье р. Лены на берегу протоки Булкурская [*Bolshiyanov et al., 2015*], в устье р. Оленек [*Макаров, 2009*], на правом берегу р. Индигирка, на р. Берелех [*Каплина, Ложкин, 1979*], полигональные торфяники на Северо-Западе Канады [*Zoltai et al., 1988*].

Анализ датировок экстремально мощных торфяников показывает, что такие торфяники начали накапливаться на северных побережьях Ямала и

Гыдана около 9.5–9.2 тыс. лет назад (см. табл. 2). Это соответствует предбореальному времени, примерно в тот же период фиксируется появление лиственницы на Надым-Пурском междуречье [*Бляхарчук, 2010*].

В бореальный период скорость торфообразования в тундровой и лесотундровой зонах Западной Сибири оценивается в 1.4–1.6 мм/год, в суббореальное время скорость накопления торфа снизилась до 0.4 мм/год [*Васильев, 2000*]. Для болот таежной зоны (междуречье Оби и Васюгана, 59°23′ с.ш., 76°54′ в.д.) реконструированная скорость накопления торфа составляет 2.4 мм/год для предбореального периода и 0.86 мм/год для бореального [*Инишева и др., 2013*]. Средняя скорость накопления торфа у полигональных торфяников в тундровой зоне Канады оценивается в 0.08–0.20 мм/год [*Zoltai et al., 1988*]. Торфяник мощностью около 6 м на р. Салемлекабтамбда накопился примерно за 2 тыс. лет в интервале от 9.6 до 7.5–7.0 тыс. лет назад. Этот торфяник в верхней части был размыт и частично переотложен, поэтому завершение его накопления предположительно можно датировать по остаткам растений в норке лемминга (8.63 тыс. лет назад), хотя возможно, что накопление торфа продолжалось еще какое-то время. Скорость его накопления составила примерно 3 мм/год.

Примерно в этот же период начал накапливаться торфяник на р. Харасавэй. Если принять для харасавэйского торфяника такую же скорость, как и на р. Салемлекабтамбда, то накопление 4.6-метрового торфяника со средней скоростью 0.76 мм/год могло завершиться около 7–6 тыс. лет назад, учитывая высокую льдистость торфяника. Торфяник в долине р. Сеяха начал накапливаться 8.2 тыс. лет назад, а закончил около 7 тыс. лет назад. Основываясь на датировках торфа, можно предположить, что рост 4-метрового торфяника продолжался 0.8 тыс. лет. Торф в интервале 3.8–4.0 м накапливался со скоростью 0.7 мм/год, затем в интервале 3.65–3.80 м со скоростью 6.9 мм/год. В интервале 3.10–3.65 м скорость накопления торфа была максимальной – 20 мм/год, в этом интервале торф содержит в большом количестве древесные остатки, а также характеризуется повышенной льдистостью (см. табл. 1), в интервале 1.9–3.1 м скорость снизилась до 5.4 мм/год, а в интервале 0.5–1.9 м до 1.4 мм/год. Вероятно, изменение скорости накопления торфа связано не только с интенсивностью роста самого торфа, но и со скоростью его перехода в многолетнемерзлое состояние.

В долине р. Мессояха 5.5-метровый торфяник накапливался 6.5–2.2 тыс. лет назад, при этом скорость составляла от 0.05 мм/год в основании торфяника до 0.6 мм/год в средней части и 0.3 мм/год в верхней части [*Батуев и др., 2015*]. Сходные скорости торфонакопления прослеживаются на мощных полигональных торфяниках в других районах мира. На р. Берелех полигональный торфяник Кыталык накапливался со скоростью 0.4–0.6 мм/год [*Teltewskoi et al., 2016*]. В устье р. Маккензи на п-ове Тактояктак торфяник Кукъюк с повторно-жильными льдами начал накапливаться 7.2 тыс. лет назад, средняя скорость накопления торфа составила 0.7 мм/год [*Vardy, 1997*].

В основании многих изученных торфяников, вплоть до широты Харасавэя (71°10′ с.ш.), отмечены остатки деревьев. Они встречаются в торфяниках, возникших на месте озер и болот как на высоких террасах (Сеяхинский, Юрибейский, Мессояхинский, Салемлекабтамбдинский, Тадибеяхинский и др.), так и на первой террасе (Яптиксалинский, Щучьинский, Харасавэйский и др.). "Древесный" горизонт в Сеяхинском торфянике не вызывает сомнений в своей автохтонности. Он располагается более чем на 20 м выше уреза Обской губы и представлен разнообразными формами остатков – от корней и стволов с ветками до коры, обнаружены также хвоинки лиственницы. По-видимому, это было редколесье, а в защищенных от ветра долинах рек и в озерных котловинах – перелески с высоким бонитетом. Возраст остатков белоствольной березы – 8.2–7.5 тыс. лет в Сеяхинском торфянике, 7.9–7.5 тыс. лет в торфянике Яптиксале, 6.4–5.7 тыс. лет в Щучьинском торфянике. Небольшие березовые рощи по термокарстовым понижениям, очевидно, были обычным компонентом ландшафта в период голоценового оптимума.

Состояние торфяника определяется степенью увлажнения поверхностного слоя, мерзлым или талым состоянием, а также видовым составом торфа. Теплопроводность сухого, влажного и мерзлого торфа различается очень существенно. Теплопроводность воздушно-сухого торфа низкая: по данным Л.Т. Роман [*1987*], в верховом торфе различной степени разложения коэффициент теплопроводности изменяется в пределах от 0.012 до 0.069 Вт/(м·К). Столь низкие значения обусловлены наличием в торфе большого количества пор, заполненных воздухом. По данным Ш.Р. Варди [*Vardy, 1997*], теплопроводность влажного торфа в 6.5–8 раз выше, чем сухого, а теплопроводность замерзшего водонасыщенного торфа в 33 раза выше, чем сухого. Наличие торфяного покрова создает условия для снижения температуры грунтов под торфяниками, поскольку летом теплоизоляция высокая, а зимой снижается в десятки раз, т. е. торфяники "работают" по принципу термостабилизатора – сезонного охлаждающего "устройства". Поэтому торфяники существенно охлаждаются в зимний сезон и сохраняют низкую температуру грунта в летний, что повышает вероятность растрескивания и накопления повторно-жильных льдов. Об этом свидетельствуют огромные площади, занятые полигональными торфяниками, как на севере Западной Сибири, так и на севере Канады.

Анализ описаний торфяников с ледяными жилами, сделанных для различных районов севера Западной Сибири, показывает, что наиболее крупными, как правило, являются жилы, которые либо начали формироваться в период оптимума голоцена, либо возникли ранее, а в оптимуме их рост продолжался. Мощные – более 5 м по вертикали и до 3 м шириной в верхней части – повторно-жильные льды, зародившиеся в оптимуме, отмечены в долинах рек Щучья, Юрибей и в устье р. Харасавэй.

Расчет по формуле связи изотопного состава повторно-жильных льдов с среднезимними температурами [*Васильчук, 1992*] показал, что в отдельные периоды оптимума зимы были холоднее современных в среднем на 1.5–2.0 °C, но это не повлияло на активный рост торфа в летний сезон. Таким образом, мощные торфяники тундровой зоны отражают этап усиления континентальности климата, оказавшийся оптимальным для их формирования. Этому не противоречат находки макроостатков вахты трехлистной в торфянике, а также ее пыльцы как во вмещающем торфе, так и в повторно-жильных льдах. В данном случае снижение зимних и увеличение летних температур создало условия для существования биоценозов с участием вахты трехлистной.

ВЫВОДЫ

1. В тундровой зоне Ямала и полуострова Гыданский встречаются полигональные торфяники мощностью более 4–5 м либо на поймах и лайдах, либо в озерно-болотных понижениях на более высоких элементах рельефа.

2. Полигональные торфяники сформировались с высокой скоростью (около 5 мм/год и выше), что делает возможным накопление 4–5 м торфа за 700–1000 лет.

3. Повышенная мощность полигональных торфяников связана с их высокой льдонасыщенностью как текстурными, так и повторно-жильными льдами и обусловлена высокой скоростью роста торфа, быстрым переходом его в мерзлое состояние, наличием древесного горизонта в основании торфяников, а также присутствием древесных остатков в их толще.

4. Полигональные торфяники большой мощности на севере Западной Сибири отражают этап усиления континентальности климата: это подтверждается данными изотопного состава повторно-жильных льдов, а также наличием древесного горизонта в базальных слоях торфяников вплоть до 71° с.ш.

5. Климатические условия периода интенсивного роста торфа и формирования ледяных жил отличались бóльшей суровостью зимних периодов (среднезимняя температура была ниже современных на 2–4 °C), тогда как летняя температура была на 2–3 °C выше современных, о чем свидетельствует интенсивный рост деревьев.

Авторы выражают благодарность ст.н.с. Н.А. Буданцевой, в.н.с. А.Н. Хименкову и проф. С.М. Фотиеву за ценные замечания, а также анонимному рецензенту за критическую и полезную дискуссию.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (геокриологические и изотопные обобщения, грант № 14-27-00083 – Ю. Васильчук) и РФФИ (палинологические и геоботанические обобщения, проект № 14-05-00930 – А. Васильчук).

Литература

Батуев В.И., Ганул А.Г., Новиков С.М. Возраст реликтовых болот севера Западной Сибири // Вестн. Том. гос. педагогического ун-та, 2015, № 2 (155), с. 185–191.

Бляхарчук Т.А. Послеледниковая динамика растительного покрова Западно-Сибирской равнины и Алтае-Саянской горной области (по данным спорово-пыльцевого анализа болотных и озерных отложений): Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. Томск, 2010, 48 с.

Васильев С.В. Скорость торфонакопления в Западной Сибири // Динамика болотных экосистем Северной Евразии в голоцене. Петрозаводск, Изд-во Карел. НЦ РАН, 2000, с. 56–59.

Васильчук А.К. Палинология и хронология полигонально-жильных комплексов в криолитозоне России / А.К. Васильчук. М., Изд-во Моск- ун-та, 2007, 488 с.

Васильчук Ю.К. Закономерности развития инженерно-геологических условий севера Западной Сибири в голоцене: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1982, 27 с.

Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций): В 2 т. / Ю.К. Васильчук. М., ОТП РАН; МГУ; ПНИИИС, 1992, т. 1, 420 с., т. 2, 264 с.

Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность / Ю.К. Васильчук. М., Изд-во Моск. ун-та, 2006, 404 с.

Васильчук Ю.К., Трофимов В.Т. Многолетнемерзлые породы Западно-Сибирской плиты в эпоху голоценового "оптимума" // Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 1, с. 168–172.

Инишева Л.И., Кобак К.И., Турчинович И.Е. Развитие процесса заболачивания и скорость аккумуляции углерода в болотных экосистемах России // География и природ. ресурсы, 2013, № 3, с. 60–68.

Каплина Т.Н. Аласные комплексы Северной Якутии // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 4, с. 3–17.

Каплина Т.Н., Ложкин А.В. Возраст аласных отложений Приморской низменности Якутии // Изв. АН СССР, сер. геол., 1979, № 2, с. 69–76.

Кашперюк П.И. Типы и инженерно-геологическая характеристика многолетнемерзлых торфяных массивов / П.И. Кашперюк, В.Т. Трофимов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1988, 184 с.

Лисс О.Л. Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение / О.Л. Лисс, Л.И. Абрамова, Н.А. Аветов, Н.А. Березина, Л.И. Инишева, Т.В. Курнишкова, З.А. Слука, Т.Ю. Толпышева, Н.К. Шведчикава. Тула, Гриф и К°, 2001, 584 с.

Макаров А.С. Колебания уровня моря Лаптевых как фактор формирования дельты р. Лена в голоцене: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. СПб., 2009, 16 с.

Панова Н.К., Трофимова С.С., Ерохин Н.Г. К истории растительности и климатических условий на Южном Ямале в голоцене // Фауны и флоры Северной Евразии в позднем кайнозое. Екатеринбург; Челябинск, Рифей, 2008, с. 249–259.

Прейс Ю.И. Детальная реконструкция функционального состояния болота как отклик на изменения континентального климата голоцена (средняя тайга Западной Сибири) // Изв. Том. политехн. ун-та, 2015, т. 326, № 2, с. 90–102.

Роман Л.Т. Мерзлые торфяные грунты как основания для сооружений / Л.Т. Роман. Новосибирск, Наука, 1987, 111 с.

Bolshiyanov D., Makarov A., Savelieva L. Lena River delta formation during the Holocene // Biogeosciences, 2015, vol. 12, p. 579–593.

Kremenetski K.V., Velichko A.A., Borisova O.K., MacDonald G.M., Smith L.C., Frey K.E., Orlova L.A. Peatlands of the Western Siberian lowlands: current knowledge on zonation, carbon content and Late Quaternary history // Quatern. Sci. Rev., 2003, vol. 22, p. 703–723.

Teltewskoi A., Beermann F., Beil I., Bobrov A., De Klerk P., Lorenz S., Lüder A., Michaelis D., Joosten H. 4000 years of changing wetness in a permafrost polygon Peatland (Kytalyk, NE Siberia): A comparative high-resolution multi-proxy study // Permafrost and Periglacial Processes, 2016, vol. 27, No. 1, p. 76–95.

Vardy S.R. A climate change and postglacial environmental history of permafrost peatlands in the Mackenzie delta area, N.W.T.: Thesis presented to the University of Waterloo in fulfilment of the thesis requirement for the degree of Doctor of Philosophy. Waterloo, Ontario, Canada, 1997, 157 p.

Vasil'chuk Yu.K., Jungner H., Vasil'chuk A.C. ^{14}C dating of peat and $\delta^{18}O$–δD in ground ice from Northwest Siberia // Radiocarbon, 2001, vol. 43, No. 2B, p. 527–540.

Vasil'chuk Yu.K., van der Plicht J., Jungner H., Vasil'chuk A.C. AMS-dating of Late Pleistocene and Holocene syngenetic ice-wedges // Nuclear Instruments and Methods in Phys. Res. Sect. B: Beam Interactions with Materials and Atoms, 2000, vol. 172, p. 637–641.

Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C. Ice-wedge formation in Northern Asia during the Holocene // Permafrost and Periglacial Processes, 1995, vol. 6, No. 3, p. 273–279.

Zoltai S.C., Tarnocai C., Mills G.F., Veldhuis H. Wetlands of Subarctic Canada // Wetlands of Canada. Nat. Wetlands Working Group. Ecolog. Land Classification Ser., No. 24. Montreal, Quebec, Polysci. Publ., 1988, p. 55–96.

Поступила в редакцию
8 октября 2015 г.