

# Палеогляциология

УДК 551.345:544.02

doi: 10.31857/S2076673420040064

## Реконструкция средних температур января в раннем голоцене на северо-востоке Большеземельской тундры

© 2020 г. Н.А. Буданцева\*, Ю.К. Васильчук

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

\*nadin.budanceva@mail.ru

## Reconstruction of average January temperatures during the early Holocene in the North-East of the Bolshezemelskaya tundra

N.A. Budantseva\*, Yu.K. Vasil'chuk

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

\*nadin.budanceva@mail.ru

Received June 2, 2020 / Revised August 6, 2020 / Accepted September 9, 2020

**Keywords:** *accumulation rate, calibrated radiocarbon age, ice wedge, Holocene, oxygen and hydrogen isotopes, paleotemperature reconstruction, peatland, permafrost, January air temperature.*

### Summary

The aim of the study was to establish the period of accumulation of peatland with ice wedges near Vorkuta town based on series of calibrated radiocarbon dates, to anchor in time the isotope-oxygen curve of syngenetic ice wedge from peatland and to reconstruct the mean January air temperature for the appropriate Holocene period. Analysis of a series of  $^{14}\text{C}$  dates showed that peatland near Vorkuta was actively formed between 10.5 and 6 cal. ka BP. Winter conditions in the Vorkuta area were quite severe, that favored to frost cracking of the peatland and syngenetic growth of ice wedges within the drier sites and peat-soil wedges within the watered sites. Ice wedge growth was the most active within the Greenlandian Stage of Holocene, between 10.5 and 9.7 cal. ka BP, the reconstructed mean January air temperature for this period varied between  $-23$  and  $-25$  °C; currently, such temperatures are recorded only during the coldest winters.

**Citation:** Budantseva N.A., Vasil'chuk Yu.K. Reconstruction of average January temperatures during the early Holocene in the North-East of the Bolshezemelskaya tundra. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020. 60 (4): 601–612. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420040064.

*Поступила 2 июня 2020 г. / После доработки 6 августа 2020 г. / Принята к печати 9 сентября 2020 г.*

**Ключевые слова:** *голоцен, изотопы кислорода и водорода, калиброванный радиоуглеродный возраст, многолетнемерзлые породы, палеотемпературные реконструкции, повторно-жильный лёд, скорость аккумуляции, торфяник, январская температура воздуха.*

Вблизи г. Воркута процессы заболачивания и образования торфа начались в первой половине гренландского периода голоцена – около 11–10 тыс. калиб. лет назад. Завершилось формирование торфяника 3–2 тыс. калиб. лет назад. Время активного формирования в торфянике сингенетических повторно-жильных льдов приходится на период между 10,5 и 9,7 тыс. калиб. лет назад, когда среднеянварская температура воздуха варьировала между  $-23$  и  $-25$  °C.

### Введение

Голоцен – наиболее детально исследованный геологический период. Его история восстановлена на основе множества геокриологических, геоморфологических, климатических, биотических и археологических данных. В 2018 г. Комиссией по четвертичной стратиграфии принято трёхчленное деление голоцена: гренландский период (от  $\sim 11,7$  до  $\sim 8,2$  тыс. калиб. лет назад – л.н.), северогриппианский период (от  $\sim 8,2$  до  $\sim 4,2$  тыс. калиб. л.н.)

и мегхалайский период (от  $\sim 4,2$  тыс. калиб. л.н. до современности). Начало каждого периода, как правило, совпадает с заметными климатическими событиями глобального масштаба [1, 2].

Основной маркер *греландского периода* в ледниковом керне NGRIP2 – резкий сдвиг значений дейтериевого эксцесса  $d_{\text{exc}}$  в сторону более низких значений, что отражает перестройку режима испарения в источнике формирования осадков. *Северогриппианский период*, названный по ледниковому керну NGRIP1, отмечен по чёткому сигналу

похолодания климата («климатическое событие 8,2 тыс. лет назад»), которое последовало за периодом повышения температур, отмечаемым в начале голоцена в течение гренландского периода. *Мегхалайский период* (назван по имени северо-восточного штата Индии – Мегхалая, где по кальциту спелеотем в пещере Мамлух были получены изотопно-кислородные профили), нижняя граница которого также обозначается как «событие 4,2 тыс. лет назад», характеризуется существенной реорганизацией океанической и атмосферной циркуляции, в результате чего в средних и низких широтах происходил быстрый переход к эпохе засушливого климата, а в высоких широтах Северного полушария зафиксированы неогляциальные условия и заметные подвижки ледников [2].

В Арктике окончание холодного периода позднего дриаса и переход к голоцену хорошо прослеживаются по наземным и морским палеоархивам повышением летних температур воздуха в результате заметного усиления солнечной инсоляции [3]. В результате происходили активное протаивание с поверхности сильнольדיстых отложений и подземных льдов, заболачивание и аккумуляция торфяников, а также распространение древесной растительности на территорию зоны тундры. Ряд исследований показал, что на северо-востоке Европейской части России летние температуры воздуха в раннем голоцене (между 11 и 9 тыс. л.н.) были в среднем на 2 °С выше современных [4–6]. Хорошее соответствие с основными событиями голоцена получено для среднеиюльской температуры воздуха на основании анализа керн озерных отложений на Карельском перешейке. Здесь выделены устойчивый тренд потепления после 10,5 тыс. калиб. л.н. и похолодание между 8,5 и 8,1 тыс. калиб. л.н., что соответствует похолоданию начала северогриппианского периода, а также неогляциальное похолодание после 5,5 тыс. калиб. л.н. (мегхалайский период), когда средние температуры июля были ниже современных на 2–3 °С [7]. Данные по зимним климатическим условиям севера Европейской части России носят ограниченный характер. Это объясняется тем, что повторно-жильные льды, представляющие собой один из основных архивов информации о зимней температуре воздуха [8], описаны и опробованы только в нескольких районах Большеземельской тундры.

Задачи настоящего исследования – установить период формирования полигонального тор-

фьяника с повторно-жильными льдами (ПЖЛ) в районе г. Воркута на основе массива калиброванных радиоуглеродных датировок, выполнить возрастную привязку изотопно-кислородной диаграммы по сингенетической ледяной жиле, залегающей в торфянике, и реконструировать среднеянварскую температуру воздуха для выделенного периода голоцена.

### Район исследования

**Природные условия и климат.** Исследования проводились в районе г. Воркута, расположенного на северо-востоке Восточно-Европейской равнины, вблизи подножий Полярного Урала. Рельеф района представлен плоской равниной с низкими грядами и заболоченными понижениями. Мощность четвертичных отложений варьирует от 2 до 100 м [9], они представлены суглинками, супесями и песками, часто перекрытыми торфом. Климат региона – субарктический, с длинной холодной зимой и коротким прохладным летом. По данным метеостанции в г. Воркута среднегодовая температура воздуха, осреднённая за 1947–2011 гг., составила –5,7 °С, в то время как среднезимняя и среднеянварская температуры равны соответственно –16 и –20,4 °С [10]. С начала 1960-х годов отмечено повышение среднегодовой температуры воздуха на 2 °С (с –6,1 до –4,3 °С) [11] за счёт роста как зимних температур воздуха (примерно на 2–3 °С), так и летних (на 1,5–2 °С). Среднегодовое количество осадков составляет 550 мм и изменяется от 300–400 мм на побережье Баренцева моря до 500–600 мм и более в предгорьях Урала. Средняя толщина снежного покрова возрастает в этом же направлении от 44 до 78 мм [10, 12]. В окрестностях г. Воркута снежный покров лежит, как правило, с середины октября до конца мая, т.е. около 230 дней в году.

В районе исследований преобладает кустарничковая мохово-лишайниковая тундра. Кустарничковые виды представлены *Betula nana*, *Empetrum hermaphroditum*, *Arctous alpina*, *Vaccinium uliginosum*, *V. vitis-idaea* и *Ledum decumbens*. Мохово-лишайниковый покров сформирован *Rhacomitrium lanuginosum*, *Hylocomium splendens*, *Polytrichum hyperboreum*, *Rhytidium rugosum*, *Sphaerophorus globosus*, *Cetraria cucullate*, *C. nivalis*, *Stereocaulon paschale*, *Cladonia mitis*, *C. gracilis*, *C. uncalis*, и *Thamnia vermicula-*

ris. Среди злаковых отмечаются *Calamagrostis holmii*, *C.lapponica*, *Festuca ovina*, *Carex ensifolia* [13].

**Распространение многолетнемёрзлых пород и повторно-жильных льдов.** В районе исследований многолетнемёрзлые породы (ММП) имеют массивно-островное распространение. По данным 2007–2011 гг. среднегодовая температура грунта на глубине 1 м варьировала от  $-0,8$  до  $-2,3$  °С в минеральных грунтах и от  $-2,2$  до  $-4,1$  °С в торфе [10]. Полигональный рельеф типичен для торфяников и оторфованных с поверхности отложений аллювиальных и морских террас. Северо-восточная часть Восточно-Европейской равнины (Большеземельская тундра) – единственный район в континентальной Европе, где широко распространены повторно-жильные льды (ПЖЛ): от мыса Болванский в устье р. Печора на западе до г. Амдерма ( $69,76^{\circ}$  с.ш.,  $61,67^{\circ}$  в.д.) и низовий рек Нгарка-Тамбьяха и Оюяха ( $68,6^{\circ}$  с.ш.,  $66,8^{\circ}$  в.д.) на востоке [14, 15].

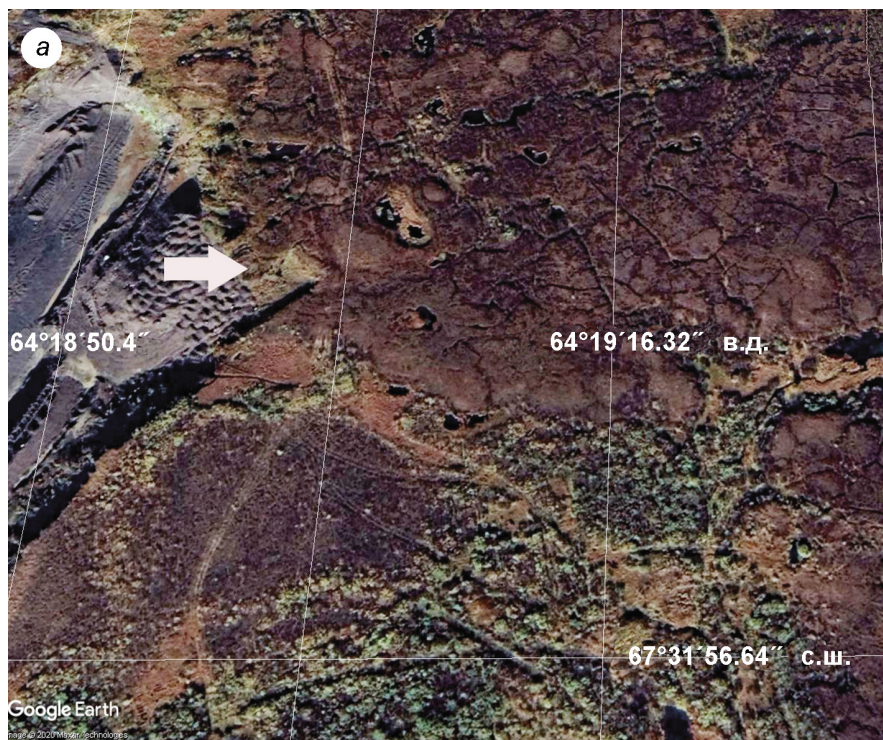
Широко распространены ПЖЛ в торфяниках вблизи оз. Лая-то ( $67,67^{\circ}$  с.ш.,  $56,12^{\circ}$  в.д.) и к востоку от оз. Лая-то, в долине р. Ортина ( $67,93^{\circ}$  с.ш.,  $54,05^{\circ}$  в.д.) [16]. Для этой территории южная граница распространения погребённых ПЖЛ проведена между изотермами минимальных среднегодовых температур грунта  $-2,0$  и  $-2,5$  °С (примерно  $67^{\circ}$  с.ш.), а южная граница распространения современного морозобойного растрескивания и формирования ПЖЛ – между изотермами  $-2,5$  и  $-3,0$  °С на широте около  $67,5^{\circ}$  с.ш. [17]. Город Воркута расположен в области преимущественного распространения законсервированных ПЖЛ, однако на отдельных участках возможен и современный рост жил. На это может указывать наличие полигональной сети с отчётливыми валиками и свежими морозобойными трещинами на оторфованной поверхности второй аллювиальной террасы р. Воркута (в 20–30 км южнее города), установленное в ходе полевых рекогносцировочных исследований в июле 2003 г. Около Воркуты голоценовые торфяники с ПЖЛ описаны А.И. Поповым [18]. Высота жил составляла 2,5–3 м, ширина в верхней части изменялась от 0,3–0,5 до 1–2 м. Сингенетическое происхождение изученных жил подтверждается рядом стратиграфических признаков – изгибанием вверх вмещающих отложений на контакте с жилами и увеличением мощности торфа от жилы к центру полигона.

## Методы

**Полевые исследования.** В 13–14 км восточнее г. Воркута, в угольном карьере «Юньягинский» ( $67,52^{\circ}$  с.ш.,  $64,39^{\circ}$  в.д.) в процессе открытой добычи угля был вскрыт полигональный торфяник. В июле 2003 г. это обнажение было доступно для полевых исследований. Мощность торфа варьировала от 2,5–3 м в центральной части полигонов до 1,5–2 м в периферийных частях, на контактах с ПЖЛ и под межполигональными канавками. Торф подстилался в основном озёрными суглинками, а местами – песком. В некоторых обнажениях торфяника на глубине 0,7–1 м вскрыты ПЖЛ. В обнажении центральной части полигонального блока торфяника на глубине 2,7 м обнаружена грунтово-торфяная жила. Вертикальный размер жилы 1,4 м. Сложена она тремя элементарными торфяными жилками толщиной 6–10 см, разделёнными вертикальными прожилками суглинка с горизонтально-слоистой криотекстурой. В периферийной части торфяного блока под межполигональной канавкой описана одна из наиболее полно вскрытых ледяных жил (рис. 1).

Вмещающие жилу отложения – торф и озёрный суглинок. В суглинке преобладала сетчатая криотекстура с ледяными линзами мощностью до 2–3 см. На сингенетический рост ПЖЛ указывает резкий подъём основания торфяника на боковых контактах с жилой. Максимальная ширина жилы в верхней части – 0,5 м, вертикальная мощность – 2,5 м (см. рис. 1, рис. 2, б). Лёд жилы желтовато-серый, вертикально-слоистый, в нём встречены фрагменты торфа и отдельные включения суглинка. При повторном посещении авторами карьера в декабре 2018 г. была вскрыта только краевая часть торфяника. Мощность торфа не превышала 2 м, здесь ПЖЛ обнаружены не были.

**Отбор образцов.** Образцы для изотопного анализа отбирали из ледяной жилы вдоль вертикального и горизонтального профилей с разрешением 10–15 см (рис. 3). Всего отобрано 15 образцов ПЖЛ. Для получения данных по современному изотопному фону зимних осадков в исследуемом регионе взяты также образцы свежеснежного покрова и снежного покрова в декабре 2003 и 2018 гг. Образцы льда и снега растапливали при температуре 10 °С, переливали в пластиковые флаконы вместимостью 30 мл и хранили в холодильнике при 3 °С до измерений.



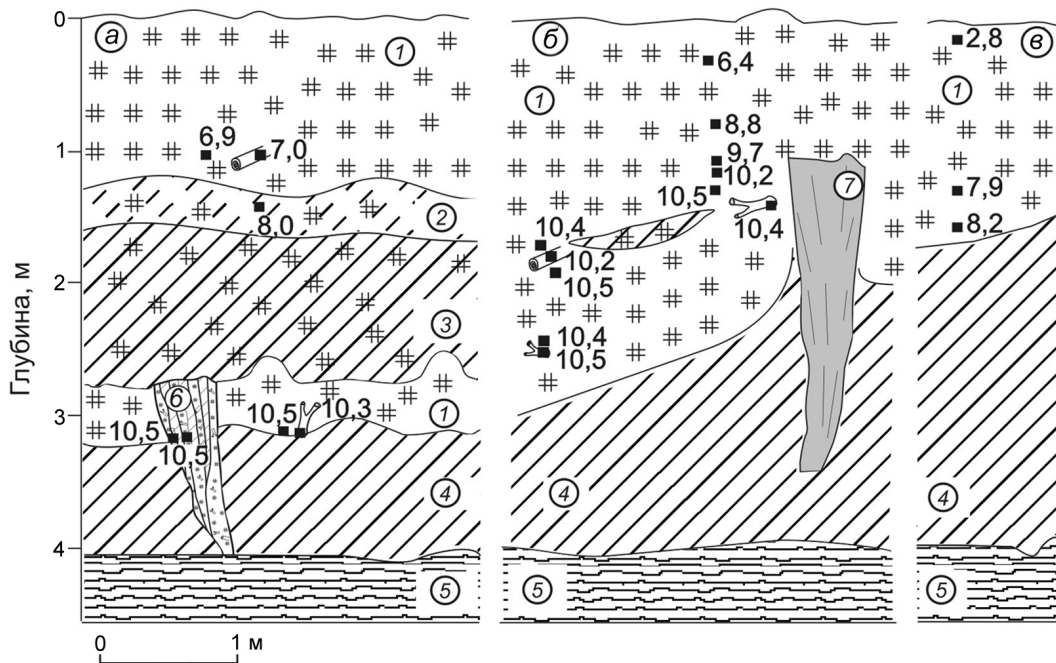
**Рис. 1.** Полигональный рельеф Юньягинского торфяника вблизи г. Воркута (а) и фрагмент обнажения торфяника с ледяной жилой (б).

Стрелкой на рис. (а) показано расположение обнажения

**Fig. 1.** Polygonal network on the Yun'yaga peatland near Vorkuta town (а) and fragment of peatland exposure with ice wedge (б).

The arrow on the figure (а) points to the exposure location





**Рис. 2.** Стратиграфическая схема Юньягинского торфяника и  $^{14}\text{C}$  возраст — тыс. калиброванных (калибр.) лет торфа и древесных остатков в центральной части (а, б) и в краевой части торфяника (е).

Вмещающие отложения: 1 — торф; 2 — оторфованная супесь; 3 — оторфованный суглинок; 4 — суглинок; 5 — коксующийся уголь; 6 — грунтовая жила; 7 — ледяная жила

**Fig. 2.** Stratigraphic scheme of Yun'yaga peatland and radiocarbon ages (cal. kyr BP) of peat and wood remains in central part (a, б) and peripheral part (e) of the peatland.

Enclosing sediments: 1 — peat; 2 — peaty sandy loam; 3 — peaty loam; 4 — loam; 5 — coking coal; 6 — ground wedge; 7 — ice wedge

Для возрастной привязки изотопных кривых по ПЖЛ для  $^{14}\text{C}$  датирования были отобраны торф и древесные остатки из торфяника.

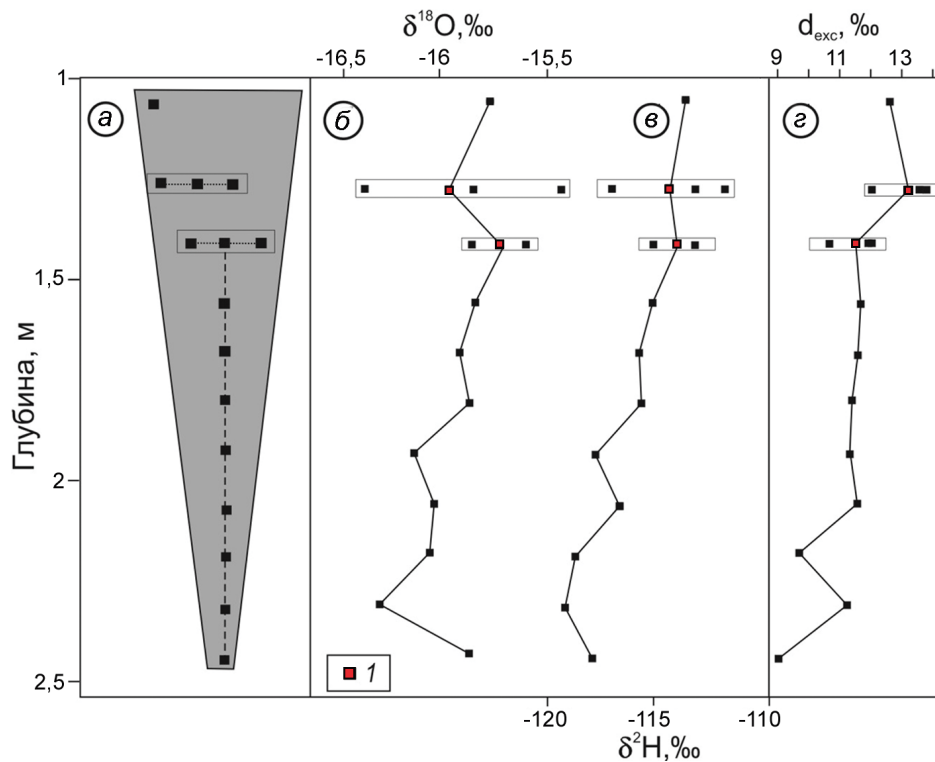
**Радиоуглеродное датирование и изотопные определения.** Возраст органики из вмещающих жилу отложений определяли в Геологическом институте РАН (лабораторный код ГИН) и в Институте истории материальной культуры, Санкт-Петербург, (лабораторный код Ле). Всего получена 21 датировка. Калибровка дат выполнена с применением Oxcal 4.2 на основе базы данных IntCal13 [19, 20]. Далее в тексте и на рис. 2 приведены калиброванные (калибр.) даты.

Соотношения кислорода и водорода во льду жилы измеряли в изотопной лаборатории центра Арсенал в г. Вена (Д. Ранк, В. Папеш и М. Кёрнер). Точность измерений составила  $\pm 0,1\text{‰}$  для  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\pm 0,8\text{‰}$  для  $\delta^2\text{H}$ . Соотношения кислорода и водорода в снеге измерены в изотопной лаборатории географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Измерения изотопного состава кислорода и водорода выполнены в режиме постоянного потока гелия (CF-IRMS)

на масс-спектрометре Delta-V с использованием комплекса газ-бенч. Для калибровки измерений использовались Международные стандарты V-SMOW, GISP, SLAP. Точность измерений составила  $\pm 0,6\text{‰}$  для  $\delta^2\text{H}$  и  $\pm 0,1\text{‰}$  для  $\delta^{18}\text{O}$ . Значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  выражены в промилле относительно VSMOW. Дейтериевый эксцесс  $d_{\text{exc}}$  рассчитан по формуле  $d_{\text{exc}} = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$ , предложенной В. Дансгором [21]. Этот показатель применяется как индикатор кинетического (неравновесного) фракционирования и связан с такими условиями в регионе, как влажность, температура поверхности моря, скорость ветра.

### Результаты радиоуглеродного датирования и определения изотопного состава

В центральной части торфяника получена серия  $^{14}\text{C}$  датировок от 10,5 до 6,4 тыс. калибр. лет (см. рис. 2, а, б). Высокая точность радиоуглеродного датирования подтверждается результатами по разному материалу на одной глубине: напри-



**Рис. 3.** Схема отбора образцов льда из жили (а) и вертикальные профили значений  $\delta^{18}\text{O}$  (б),  $\delta^2\text{H}$  (в) и  $d_{\text{exc}}$  (з). 1 – среднее значение  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  и  $d_{\text{exc}}$  при горизонтальном отборе из жили

**Fig. 3.** Scheme of ice wedge sampling (a) and vertical profiles of  $\delta^{18}\text{O}$  (b),  $\delta^2\text{H}$  (v) and  $d_{\text{exc}}$  (z) values. 1 – mean values of  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  and  $d_{\text{exc}}$  for horizontal sampling profile

мер, древесина и вмещающий её торф на глубине 1 м датированы в 6,9 и 7 тыс. калибр. лет соответственно. В краевой части торфяника (см. рис. 2, в), где мощность торфа не превышала 2 м, получены даты 8,2 и 7,9 тыс. калибр. лет для нижних горизонтов торфа и 2,8 тыс. калибр. лет для приповерхностного торфа [22]. Значения стабильных изотопов в ПЖЛ варьируют в узком диапазоне: значения  $\delta^{18}\text{O}$  от  $-15,5$  до  $-16,4 \text{‰}$ ,  $\delta^2\text{H}$  – от  $-111,6$  до  $-119,1 \text{‰}$ ,  $d_{\text{exc}}$  – от 9 до  $13,8 \text{‰}$  (таблица). Вертикальный изотопный профиль показывает относительно равномерное распределение значений с незначительным положительным трендом снизу-вверх (см. рис. 3).

Современный снег в исследуемом районе характеризовался значениями  $\delta^{18}\text{O}$  от  $-13,9$  до  $-30,8 \text{‰}$ ,  $\delta^2\text{H}$  – от  $-98,2$  до  $-231,2 \text{‰}$ . При этом свежевывающий снег из одного снегопада имел более однородные значения по сравнению со снегом из снежной толщи (см. таблицу). Это, вероятно, указывает на заметные вариации температур воздуха в период формирования снежной толщи, а также на различные источники поступления

воздушных масс, что подтверждают значительные вариации  $d_{\text{exc}}$  – от 7,2 до  $26,3 \text{‰}$ . Значения изотопного состава современного снега в районе г. Воркута расположены вдоль линии, описываемой уравнением  $y = 7,9x + 11,9$  (рис. 4, а), что близко к уравнению для глобальной линии метеорных вод (ГЛМВ) –  $y = 8x + 10$ . Соотношение значений  $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$  во льду исследованной ледяной жили описывается уравнением  $y = 7,7x + 6,5$  (см. рис. 4, б); точки изотопных значений ПЖЛ сгруппированы вблизи значений для зимнего снега. Кроме того, среднее значение  $d_{\text{exc}}$  во льду жили ( $11,6 \text{‰}$ ) близко к среднему значению в снежном покрове г. Воркута ( $14,6 \text{‰}$ ). Эти данные позволяют утверждать, что жила формировалась преимущественно за счёт талого снега, изотопный состав которого почти не изменён в результате испарения или сублимации перед таянием и заполнением морозобойных трещин.

Более контрастные изотопные значения получены по сегрегационному льду из торфяника: значения  $\delta^{18}\text{O}$  варьируют от  $-12,8$  до  $-17,5 \text{‰}$ ,  $\delta^2\text{H}$  – от  $-97,8$  до  $-128,4 \text{‰}$ ,  $d_{\text{exc}}$  – от 4,5 до  $11,4 \text{‰}$ ,

Значения  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  и  $d_{\text{exc}}$  во льду голоценовой ледяной жилы (ПЖЛ) в Юньягинском торфянике, в сегрегационном льду из вмещающих жилу отложений и в снеге, отобранном в г. Воркута и вдоль 200-километрового трансекта к юго-западу от г. Воркута\*

Тип образца и место отбора (число образцов)	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰	$\delta^2\text{H}$ , ‰	$d_{\text{exc}}$ , ‰
ПЖЛ, Юньягинский торфяник (15)	-16,4/-15,9/-15,5	-119,1/-115,6/-111,6	9/11,6/13,8
Сегрегационный лёд из торфа и подстилающего суглинка, Юньягинский торфяник (4)	-12,8/-15,5/-17,5	-128,4/-114,7/-97,8	4,5/8,5/11,4
Свежевыпавший снег (трансект от 66°03' с.ш., 60°22' в.д. до 67°04' с.ш., 65°40' в.д.), декабрь 2003 г. (4)	-27,2/-26,7/-25,9	-203,6/-198,3/-189,4	13,7/15,7/18
Снежный покров, г. Воркута, декабрь 2018 г. (17)	-30,8/-18,1/-13,9	-231,2/-130,1/-98,2	7,2/14,6/26,3

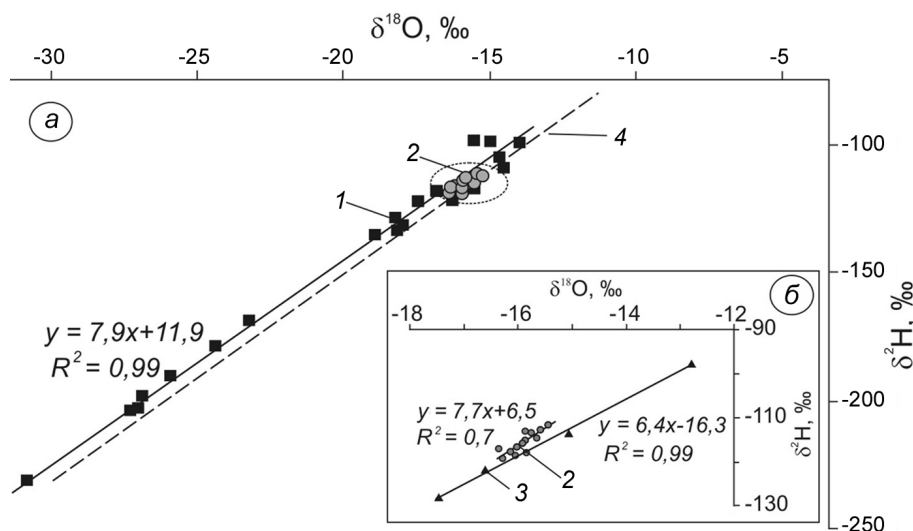
\*Значения: минимальные/средние/максимальные.

наклон линии соотношения значений  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  равен 6,4 (см. таблицу и см. рис. 4, б). Диапазон значений  $\delta^{18}\text{O}$  близок к диапазону между средними значениями  $\delta^{18}\text{O} \div \delta^2\text{H}$  для летних (-11 ‰ ÷ -80 ‰) и зимних (-18,3 ‰ ÷ -130 ‰) осадков на ближайшей метеостанции ВМО/МАГАТЭ в г. Амдерма [23]. Вода из небольшого водоёма на поверхности торфяника характеризуется значениями  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  -11,3 и -87,4 ‰ соответственно, что, вероятно, отражает скопление дождевых вод. Можно предположить, что сегрегационный лёд в торфянике формировался из смешанных летних и зимних осадков, скапливавшихся в полигональных ваннах на поверхности торфяника, а более низкий наклон линии соотношения

значений  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  (6,4) по сравнению с наклоном для жильного льда и снега (7,7 и 7,9 соответственно), скорее всего, указывает на процессы изотопного фракционирования в результате испарения воды в летнее время, промерзания и сегрегационного льдовыделения.

#### Динамика развития торфяников в голоцене на северо-востоке Большеземельской тундры

На севере Европы потепление начала голоцена обусловлено повышением летних температур воздуха (до значений в среднем на 2–3 °C выше современных), что привело к интенсивно-



**Рис. 4.** Соотношение значений  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ :

а – в снеге Воркутинского района (1) и повторно-жильном льду в Юньягинском торфянике вблизи г. Воркута (2); б – сравнение соотношения значений  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  в повторно-жильном (2) и сегрегационном льду (3) из вмещающих отложений; 4 – глобальная линия метеорных вод

**Fig. 4.**  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  relation:

а – in snow of Vorkuta region (1) and Holocene ice wedge from Yun'yaga peatland near Vorkuta town (2); б – comparison of  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  relation in ice wedge ice (2) and segregated ice (3) from the enclosing sediments; 4 – global meteoric water line

му проникновению в тундровые регионы древесной растительности, активному заболачиванию и торфонакоплению. Палеоботанические данные по самым северным районам Фенноскандии показывают, что тундровая растительность, которая преобладала в течение последнего этапа позднего плейстоцена и в начале голоцена, была замещена сосново-берёзовыми лесами между 10 и 8 тыс. л.н. [24]. При этом климатические условия зимних периодов были не мягче, а иногда и суровее современных, поэтому даже в период максимального потепления начала голоцена происходил рост ПЖЛ [25]. Формирование мощных торфяников и одновременный рост в них ледяных жил отмечались практически на всей российской криолитозоне — от северных регионов Восточно-Европейской равнины до востока Чукотки.

Согласно полученным нами радиоуглеродным датировкам, аккумуляция Юньягинского торфяника в Воркутинском районе началась на стадии заболачивания небольшого озера (скорее всего, термокарстового) около 11–10,5 тыс. калиб. л.н. синхронно с многолетним промерзанием и ростом ПЖЛ. Присутствие стволов и крупных веток в торфе указывает на произрастание в пределах торфяника древесной растительности, северная граница которой в настоящее время расположена на десятки километров южнее. Судя по  $^{14}\text{C}$  датировкам вмещающего торфа, жила начала формироваться около 10,5 тыс. калиб. л.н., а завершился её активный рост около 9,7 тыс. калиб. л.н. (см. рис. 2). Скорость аккумуляции торфа на первой стадии (синхронной с формированием жилы), скорее всего, была очень высокой и составляла не менее 1 мм/год. В центральной части полигонального блока торфяника, вскрытого в обнажении, между 10,5 и 8 тыс. калиб. л.н. торфонакопление было прервано в результате вероятного подтопления и образования небольшого мелкого озера, в котором аккумуляровались оторфованные суглинки и супеси. На этой стадии в результате заполнения морозобойных трещин торфом и суглинком формировались грунтово-торфяные жилы или за счёт протаивания торфяно-ледяных жилок возникали псевдоморфозы. Близкие  $^{14}\text{C}$  датировки торфа из жилы и вмещающего торфяника (10,5 тыс. калиб. л.н.) показывают сингенетический характер их формирования. Активная фаза аккумуляции торфа завершилась около 6 тыс. л.н.

в центральной части торфяника и около 2–3 тыс. калиб. л.н. — в краевой. При этом скорость торфонакопления в краевой части торфяника была существенно ниже, чем в центральной.

На начало развития торфяников в раннем голоцене указывают данные по западному побережью Байдарацкой губы (в 200 км к северо-востоку от Воркуты), где в низовьях р. Оюяха и в устье р. Нгарка-Тамбьяха описаны полигональные торфяники мощностью до 4 м [14], по нижним горизонтам которых получены датировки 9,2–7,8 тыс. лет. В среднем течении р. Море-Ю (~200 км западнее Воркуты) остатки крупных деревьев и горизонты торфа в голоценовых отложениях, вскрытых в береговых обнажениях, датированы в 9,3, 9,1 и 8,3 тыс. л.н. [26], что свидетельствует о заметно более благоприятных условиях для произрастания древесной растительности и торфообразования в раннем голоцене, в течение гренландского периода.

Во многих районах северо-востока Европейской части России процессы заболачивания и торфонакопления активно развивались в следующем, северогриппианском периоде голоцена (между 8,2 и 4,2 тыс. калиб. л.н.). Так, детальное исследование торфяника мощностью 2,5 м на приозёрной террасе в бассейне р. Воркута показало, что он начал формироваться около 8 тыс. л.н. в результате заболачивания лесного массива, максимальная скорость аккумуляции торфа (1 мм/год) отмечена примерно между 6,9 и 6,3 тыс. л.н. [27]. Близкие данные получены и по более южным районам Большеземельской тундры, на участках распространения миграционных бугров пучения. Так, в долине р. Уса (~100 км к юго-западу от Воркуты) установлено, что торфяники начали образовываться около 8,3 тыс. л.н., при этом скорость аккумуляции торфа до пучения достигала 1,4 мм/год [28, 29].

Почти повсеместно отмеченное существенное замедление и даже завершение аккумуляции торфяников на северо-востоке Большеземельской тундры относится к концу северогриппианского — началу мегхалайского периодов голоцена, как результат похолодания климата и уменьшения степени увлажнения. Заметный спад скорости прироста торфяника в бассейне р. Воркута произошёл между 6,3–5 тыс. л.н., а около 3,2–2,2 тыс. л.н. его аккумуляция почти полностью завершилась [27]. В низовьях р. Оюяха и в устье р. Нгарка-Тамбьяха аккумуляция торфа закончилась примерно к 4 тыс. калиб. л.н.



Отметим, что близкие тренды динамики торфяников с повторно-жильными льдами получены по северу Западной Сибири. Серии  $^{14}\text{C}$  датировок по торфяникам Ямала показывают, что торф наиболее активно аккумулировался между 10,5 и 6,7 тыс. лет, а наличие «древесного горизонта» в основании торфяников указывает на проникновение древесной растительности в зону современной тундры в результате повышения летних температур воздуха в начале гренландского периода голоцена. Для торфяника в долине р. Шучья показана синхронность аккумуляции торфа и роста в нём ПЖЛ между 8,5 и 7 тыс. калибр. лет [14, 30, 31]. Аккумуляция торфяника с повторно-жильными льдами, исследованного в зоне южных тундр Пур-Тазовского междуречья [33], происходила преимущественно между 7,3 и 4,5 тыс. калибр. лет до н.э., что соответствует 9,3–6,5 тыс. калибр. л.н. [32]. Локальная обводнённость торфяников способствовала одновременному росту как ледяных, так и грунтово-торфяных жил; подобное сочетание описано в устье р. Сеяха и вблизи метеостанции Марре-Сале [33].

### Реконструкция зимних температур воздуха

Положение значений состава стабильных изотопов во льду жилы, исследованной в Юньягинском торфянике, вблизи ГЛМВ указывает на хорошую сохранность первичного изотопного сигнала зимних осадков и позволяет с уверенностью использовать изотопные данные для палеотемпературных реконструкций. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  во льду жилы варьируют в узком диапазоне: от  $-15,5$  до  $-16,4$  ‰. Применяя уравнения Ю.К. Васильчука, описывающие зависимость содержания стабильных изотопов во льду жил от среднезимней  $t_{\text{ср.зим}}$  и среднеянварской  $t_{\text{ср.янв}}$  температур воздуха [34]

$$t_{\text{ср.зим}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{ПЖЛ}} (\pm 2 \text{ } ^\circ\text{C}) \text{ и} \quad (1)$$

$$t_{\text{ср.янв}} = 1,5\delta^{18}\text{O}_{\text{ПЖЛ}} (\pm 3 \text{ } ^\circ\text{C}), \quad (2)$$

можно сделать вывод, что в Воркутинском регионе в середине гренландского периода голоцена (между 10,5 и 9,7 тыс. калибр. л.н.) среднезимняя температура воздуха варьировала между  $-15$  и  $-17$   $^\circ\text{C}$ , а среднеянварская — между  $-23$  и  $-25$   $^\circ\text{C}$ , что близко к современным значениям, отмечаемым на метеостанции в Воркуте.

Ранее мы получили следующие вариации значений изотопного состава по сингенетической ледяной жиле, опробованной в торфянике на западном побережье Байдарацкой губы в устье р. Нгарка-Тамбьяха (в 200 км северо-восточнее Воркуты): для  $\delta^{18}\text{O}$  — от  $-16,7$  до  $-18,5$  ‰, а для  $\delta^2\text{H}$  — от  $-123$  до  $-142,6$  ‰. Близкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  были и по нескольким голоценовым жилам, ранее исследованным в обнажениях II и III морских террас в низовьях р. Оюяха: от  $-16,1$  до  $-17,6$  ‰ и от  $-17,8$  до  $-18,6$  ‰ соответственно [14]. Основываясь на  $^{14}\text{C}$  датировках, торфяники в этих элементах рельефа формировались между 9,2 и 4,7 тыс. калибр. л.н., т.е. преимущественно в северогриппианский период голоцена. Для этого периода можно реконструировать среднезимнюю температуру воздуха в диапазоне  $-16 \div -19$   $^\circ\text{C}$ , а среднеянварскую — в диапазоне  $-24 \div -29$   $^\circ\text{C}$ .

Диапазон значений  $\delta^{18}\text{O}$  в голоценовых жилах в районе Воркуты и низовий рек Нгарка-Тамбьяха и Оюяха (от  $-15,4$  до  $-18,6$  ‰) находится внутри диапазона вариаций значений  $\delta^{18}\text{O}$  (от  $-13,1$  до  $-19$  ‰) в современных ледяных жилках возрастом около 100–120 лет. Это позволяет предположить близкие зимние температурные условия гренландского и северогриппианского периодов голоцена и современные. При этом небольшая изменчивость значений  $\delta^{18}\text{O}$  в голоценовых жилах (1–2 ‰) показывает стабильность зимних температур воздуха в периоды их формирования.

### Выводы

1. Вблизи г. Воркута процессы заболачивания и активного торфообразования начались в первой половине гренландского периода голоцена — около 11–10 тыс. калибр. л.н. Скорость аккумуляции торфа между 10,5 и 8 тыс. л.н. достигала 1 мм/год.

2. Сингенетические повторно-жильные льды интенсивно формировались в торфянике между 10,5 и 9,7 тыс. калибр. л.н. Одновременно с ледяными жилами в пределах более обводнённых участков торфяника появлялись грунтово-торфяные (или сначала торфяно-ледяные) жилы. Соотношение значений  $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$  во льду жил близ г. Воркута позволяет предположить их образование преимущественно за счёт талого снега.

3. Вариации значений  $\delta^{18}\text{O}$  (от  $-15,5$  до  $-16,4$  ‰) в повторно-жильных льдах дают воз-

возможность реконструировать зимние температуры воздуха гренландского периода голоцена в районе Воркуты следующим образом: средnezимняя температура варьировала между  $-15$  и  $-17$  °C, а среднеянварская — между  $-23$  и  $-25$  °C.

4. Зимние климатические условия гренландского периода голоцена были близки к современным, но январские температуры воздуха в экстремально холодные зимы были на  $3-5$  °C ниже современных, что способствовало активному промерзанию торфяников, росту и сохранению в них повторно-жильных льдов.

**Благодарности.** Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 18-05-60272 Арктика — радио-

углеродные определения и № 20-05-00782 интерпретация результатов) и РНФ (проект № 19-17-00126 — изотопные определения). Авторы благодарны д.г.н. А.К. Васильчук и к.г.н. Ю.Н. Чижовой за помощь в проведении полевых и лабораторных исследований.

**Acknowledgments.** This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (grant № 18-05-60272 Arctic — radiocarbon analysis and № 20-05-00782 — interpretation of the results) and Russian Scientific Foundation (grant № 19-17-00126 — stable isotope analysis). The authors are grateful to DSc. A.C. Vasil'chuk and PhD. Ju.N. Chizhova for assistance in field and laboratory research.

## Литература

1. Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O., Popp T., Steffensen J.-P., Gibbard P., Hoek W., Lowe J., Andrews J., Björck S., Cwynar L.C., Hughen K., Kershaw P., Kromer B., Litt T., Lowe D.J., Nakagawa T., Newnham R., Schwander J. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records // Journ. of Quaternary Science. 2009. V. 24. P. 3–17. doi: 10.1002/jqs.1227.
2. Walker M., Head M.J., Lowe J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L.C., Fisher D., Gkinis V., Long A., Newnham R., Rasmussen S.O., Weiss H. Subdividing the Holocene Series/Epoch: formalization of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes // Journ. of Quaternary Science. 2019. V. 34. № 3. P. 173–186. doi: 10.1002/jqs.3097.
3. Kaufman D.S., McKay N., Routson C., et al. A global database of Holocene paleotemperature records // Scientific Data. 2020. V. 7. № 115. P. 1–34. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0445-3>.
4. Renssen H., Seppä H., Heiri O., Roche D.M., Goosse H., Fichefet T. The temporal and spatial complexity of the Holocene Thermal Maximum // Nature Geoscience. 2009. № 2. P. 411–414. doi:10.1038/ngeo513.
5. Oksanen P.O. Development of palsa mires on the northern European continent in relation to Holocene climatic and environmental changes: Academic Dissertation. Oulu: Faculty of Science. Department of Biology. University of Oulu, 2005. 50 p.
6. MacDonald G.M., Velichko A.A., Kremenetski C.V., Borisova O.K. Holocene Treeline history and climate change across Northern Eurasia // Quaternary Research. 2000. V. 53. № 3. P. 302–311. doi: 10.1006/qres.1999.2123.
7. Nazarova L., Syrykh L.S., Mayfield R.J., Frolova L.A., Ibragimova A.G., Grekov I.M., Subetto D.A. Palaeoecological and palaeoclimatic conditions on the Karelian Isthmus (northwestern Russia) during the Holocene // Quaternary Research. 2020. № 95. P. 65–83. <https://doi.org/10.1017/qua.2019.88>.
8. Vasil'chuk Yu. K. Reconstruction of the palaeoclimate of the Late Pleistocene and Holocene of the basis of iso-

## References

1. Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O., Popp T., Steffensen J.-P., Gibbard P., Hoek W., Lowe J., Andrews J., Björck S., Cwynar L.C., Hughen K., Kershaw P., Kromer B., Litt T., Lowe D.J., Nakagawa T., Newnham R., Schwander J. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. Journ. of Quaternary Science. 2009, 24: 3–17. doi: 10.1002/jqs.1227.
2. Walker M., Head M.J., Lowe J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L.C., Fisher D., Gkinis V., Long A., Newnham R., Rasmussen S.O., Weiss H. Subdividing the Holocene Series/Epoch: formalization of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes. Journ. of Quaternary Science. 2019, 34 (3): 173–186. doi: 10.1002/jqs.3097.
3. Kaufman D.S., McKay N., Routson C., et al. A global database of Holocene paleotemperature records. Scientific Data. 2020, 7 (115): 1–34. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0445-3>.
4. Renssen H., Seppä H., Heiri O., Roche D.M., Goosse H., Fichefet T. The temporal and spatial complexity of the Holocene Thermal Maximum. Nature Geoscience. 2009, 2: 411–414. doi:10.1038/ngeo513.
5. Oksanen P.O. Development of palsa mires on the northern European continent in relation to Holocene climatic and environmental changes. Academic Dissertation. Oulu: Faculty of Science. Department of Biology. University of Oulu, 2005: 50 p.
6. MacDonald G.M., Velichko A.A., Kremenetski C.V., Borisova O.K. Holocene Treeline history and climate change across Northern Eurasia. Quaternary Research. 2000, 53 (3): 302–311. doi: 10.1006/qres.1999.2123.
7. Nazarova L., Syrykh L.S., Mayfield R.J., Frolova L.A., Ibragimova A.G., Grekov I.M., Subetto D.A. Palaeoecological and palaeoclimatic conditions on the Karelian Isthmus (northwestern Russia) during the Holocene. Quaternary Research. 2020, 95: 65–83. <https://doi.org/10.1017/qua.2019.88>.
8. Vasil'chuk Yu. K. Reconstruction of the palaeoclimate of the Late Pleistocene and Holocene of the basis of isotope studies of subsurface ice and waters of the permafrost zone. Water Resources. 1991, 17 (60): 640–647.

- tope studies of subsurface ice and waters of the permafrost zone // *Water Resources*. 1991. V. 17. № 60. P. 640–647.
9. Гетцен М.В., Логинов А.К., Рубцов А.И., Какунев Н.Б., Стенина А.С., Калмыков А.В., Патова Е.Н., Кулюгина Е.Е., Плюснин С.Н., Дорохова М.Ф., Денева С.В., Елсаков В.В., Истомина Л.Н., Сулимова Е.И., Кисель В.Г., Бончук А.Н., Сивков М.Д., Горбачевский А.Г., Вяткин С.Г., Шипунов А.П. Природная среда тундры в условиях открытой разработки угля (на примере Юньягинского месторождения) / Ред. М.В. Гетцен. Сыктывкар: КНЦ УрО РАН, 2005. 246 с.
  10. Kaverin D.A., Pastukhov A.V., Mazhitova G.G. Temperature regime of the tundra soils and underlying permafrost (northeast European Russia) // *Earth's Cryosphere*. 2014. V. 3. № 18. P. 23–31.
  11. Электронный ресурс: <https://www.gismeteo.ru/weather-vorkuta-3960/> (last access: 1 April 2019).
  12. Romanovsky V.E., Drozdov D.S., Oberman N.G., Malkova G.V., Kholodov A.L., Marchenko S.S., Moskalenko N.G., Sergeev D.O., Ukraintseva N.G., Abramov A.A., Gilichinsky D.A., Vasiliev A.A. Thermal State of Permafrost in Russia // *Permafrost and Periglacial Process*. 2010. V. 21. P. 136–155.
  13. Zamolodchikov D.G., Karelin D.V., Ivaschenko A.I. Postfire alterations of carbon balance in tundra ecosystems: possible contribution to climate change // *Proc. of the 7th Intern. Permafrost Conf., Yellowknife. Collection Nordicana*. 1998. № 55. P. 1207–1212.
  14. Романенко Ф.А., Андреев А.А., Сулержицкий Л.Д., Тарасов П.Е., Воскресенский К.С., Николаев В.И. Особенности формирования рельефа и рыхлых отложений западного Ямала и побережья Байдарской губы (Карское море) // *Проблемы общей и прикладной геоэкологии Севера* / Под ред. В.И. Соломатина. М.: изд. МГУ, 2001. С. 41–68.
  15. Буданцева Н.А., Белова Н.Г., Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Стабильные изотопы кислорода и водорода в голоценовых повторно-жильных льдах на западном побережье Байдарской губы, в устье реки Нгарка-Тамбьяха // *Арктика и Антарктика*. 2018. № 1. С. 76–85. doi: 10.7256/2453-8922.2018.1.25857.
  16. Иванова Т.Ф. Жильные льды в Большеземельской тундре // *Тр. Северного отд. Ин-та мерзлотоведения им. В.А. Обручева. Вып. I*. Сыктывкар: Изд-во АН СССР, 1960. С. 35–50.
  17. Казначеева И.А., Шапошникова Е.А. Повторно-жильные льды западной части Большеземельской тундры // *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология*. 1982. № 1. С. 88–92.
  18. Попов А.И. Полигонально-жильный лед в Большеземельской тундре // *Подземный лед. Вып. I* / Ред. А.И. Попов. М.: Изд-во МГУ, 1965. С. 160–166.
  19. Bronk Ramsey C. Bayesian analysis of radiocarbon dates // *Radiocarbon*. 2009. V. 51. P. 337–360.
  20. Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haflidason H., Hajdas I., Hatte C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., van der Plicht J. IntCal13 and marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50 000 years cal BP // *Radiocarbon*. 2013. V. 55. P. 1869–1887.
  21. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 1964. V. 16. P. 436–468.
  9. Getzen M.V., Loginov A.K., Rubtsov A.I., Kakunov N.B., Stenina A.S., Kalmykov A.V., Patova E.N., Kulyugina E.E., Plusnin S.N., Dorokhova M.F., Deneva S.V., Elsakov V.V., Istomina L.N., Sulimova E.I., Kisel' V.G., Bonchuk A.N., Sivkov M.D., Gorbachevskiy A.G., Vyatkin S.G., Shipunov A.P. *Prirodnaya sreda tundry v usloviyakh otkrytoy razrabotki uglya (na primere Yun'yaginskogo mestorozhdeniya)*. The natural environment of the tundra in conditions of open coal mining (on the example of the Yunyaginskoye deposit). Ed.: M.V. Getzen. Syktvykar: Publishing house of Komi Scientific Center of Ural branch of Russian Academy of Science, 2005: 246 p. [In Russian].
  10. Kaverin D.A., Pastukhov A.V., Mazhitova G.G. Temperature regime of the tundra soils and underlying permafrost (northeast European Russia). *Earth's Cryosphere*. 2014, 3 (18): 23–31.
  11. <https://www.gismeteo.ru/weather-vorkuta-3960/> (last access: 1 April 2019).
  12. Romanovsky V.E., Drozdov D.S., Oberman N.G., Malkova G.V., Kholodov A.L., Marchenko S.S., Moskalenko N.G., Sergeev D.O., Ukraintseva N.G., Abramov A.A., Gilichinsky D.A., Vasiliev A.A. Thermal State of Permafrost in Russia. *Permafrost and Periglac. Process*. 2010, 21: 136–155.
  13. Zamolodchikov D.G., Karelin D.V., Ivaschenko A.I. Postfire alterations of carbon balance in tundra ecosystems: possible contribution to climate change // *Proc. of the 7th Intern. Permafrost Conf., Yellowknife. Collection Nordicana*. 1998, 55: 1207–1212.
  14. Romanenko F.A., Voskresenskiy K.S., Tarasov P.E., Andreev A.A., Nikolaev V.I., Sulzerzhitskiy L.D. The relief and loose sediments forming features on the Western Yamal and Baydaratskaya Bay coast (Kara Sea). *Problemy obshchey i prikladnoy geoekologii Severa*. Problems of general and applied geocology of the North. Ed. V.I. Solomatina. Moscow: MSU Publishing, 2001: 41–68. [In Russian].
  15. Budantseva N.A., Belova N.G., Vasil'chuk A.C., Vasil'chuk Yu.K. Stable isotopes of oxygen and hydrogen in the Holocene ice wedge on the western coast of the Baydaratskaya Bay, at the mouth of the Ngarka-Tambyakha River. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctic. 2018, 1: 76–85. doi: 10.7256/2453-8922.2018.1.25857. [In Russian].
  16. Ivanova T.F. Ice wedge in the Bol'shezemelskaya tundra. *Trudy severnogo otdeleniya instituta merzlotovedeniya imeni V.A. Obrucheva*. Proc. of the North Dep., V.A. Obruchev Institute of Permafrost Studies. V. 1. M.: Publishing house of the Academy of Sciences of the USSR, Syktvykar. 1960: 35–50. [In Russian].
  17. Kaznacheeva I.A., Shaposhnikova E.A. Ice wedge in the western part of the Bolshezemelskaya tundra. *Vestnik Mosk. Univ. Series 4. Geology*. Moscow University geology Bulletin. 1982, 1: 88–92. [In Russian].
  18. Popov A.I. Polygonal ice wedge of the Bolshezemelskaya tundra. *Podzemnyi led*. Ground ice. Ed.: A.I. Popov. Moscow: Moscow University Press, 1965: 160–166. [In Russian].
  19. Bronk Ramsey C. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*. 2009, 51. P. 337–360.
  20. Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haflidason H., Hajdas I., Hatte C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., van der Plicht J. IntCal13 and marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50 000 years cal BP. *Radiocarbon*. 2013, 55: 1869–1887.
  21. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 1964, 16: 436–468.

22. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Chizhova Ju.N. Winter air temperature during the Holocene optimum in the north-eastern part of the east European plain based on ice wedge stable isotope records. 2020. PANGAEA. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.917735>.
23. IAEA/WMO: Global Network of Isotopes in Precipitation: The GNIP Database, [iaea.org](http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html) [online], available from: [http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS\\_resources\\_gnip.html](http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html) (last accessed: 1 April 2019), 2019.
24. Sjögren P., Damm C. Holocene vegetation change in northernmost Fennoscandia and the impact on prehistoric foragers 12 000–2000 cal. a BP – A review // *Boreas*. 2019. V. 48. P. 20–35. doi. 10.1111/bor.12344. ISSN 0300-9483.
25. Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геоэкологии и гляциологии. М.: Изд-во МГУ, 2000. 616 с.
26. Зархидзе Д.В., Бартова А.В., Гусев Е.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Отложения голоценового климатического оптимума в бассейне реки Море-Ю (Большеземельская тундра) // *Успехи соврем. естествознания*. 2015. № 1. С. 794–797.
27. Русанова Г.В. Динамические аспекты почвообразования в Большеземельской тундре // *Изв. Коми науч. центра УрО РАН*. 2011. Вып. 2 (6). С. 38–44.
28. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Jungner H., Budantseva N.A., Chizhova Ju.N. Radiocarbon chronology of Holocene palsa of Bol'shezemel'skaya tundra in Russian North // *Geography. Environment. Sustainability*. 2013. V. 6. № 3. P. 38–59. doi: 10.24057/2071-9388-2013-6-3-38-59.
29. Пастухов А.В., Марченко-Вагапова Т.И., Каверин Д.А., Кулижский С.П., Кузнецов О.Л., Панов В.С. Динамика развития бугристых торфяников на южной границе Восточно-Европейской криолитозоны // *Почвоведение*. 2017. № 5. С. 544–557. doi: 10.7868/S0032180X17030091.
30. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Jungner H., Geyh M., van der Plicht J., Sonninen E., Budantseva N.A. Southern limit of syngenetic ice-wedge formation during the Holocene climatic optimum in north-west Siberia // *Earth Cryosphere. Special Issue. Russian Academy of Sciences and Scott Polar Research Institute, University of Cambridge*, 2003. P. 19–31.
31. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Юнгнер Х., ван дер Плихт Й. Формирование сингенетических повторно-жильных льдов во время голоценового оптимума в условиях быстрого накопления торфа на Центральном Ямале // *Криосфера Земли*. 1999. Т. 3. № 1. С. 11–22.
32. Тихонравова Я.В., Слагода Е.А., Рогов В.В., Бутаков В.И., Лупачёв А.В., Кузнецова А.О., Симонова Г.В. Гетерогенное строение полигонально-жильных льдов в торфяниках Пур-Тазовского междуречья // *Лёд и Снег*. 2020. Т. 60. № 2. С. 225–238. doi:10.31857/S2076673420020036.
33. Арсланов К.А., Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д., Тертычная Т.В. Радиоуглеродные датировки четвертичных отложений западного побережья п-ова Ямал // *Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода*. 1986. № 55. С. 132–133.
34. Васильчук Ю.К. Корреляция изотопно-кислородного состава повторно-жильных льдов со среднезимними и среднеянварскими температурами воздуха // *Изотопы в гидросфере: Тез. докл. 3-го Всесоюз. симпозиума*. Каунас. 29 мая – 1 июня 1989 г. М.: Изд-во ИВП АН СССР, 1989. С. 82–83.
22. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Chizhova Ju.N. Winter air temperature during the Holocene optimum in the north-eastern part of the east European plain based on ice wedge stable isotope records. 2020. PANGAEA. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.917735>.
23. IAEA/WMO: Global Network of Isotopes in Precipitation: The GNIP Database, [iaea.org](http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html) [online], available from: [http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS\\_resources\\_gnip.html](http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html) (last accessed: 1 April 2019), 2019.
24. Sjögren P., Damm C. Holocene vegetation change in northernmost Fennoscandia and the impact on prehistoric foragers 12 000–2000 cal. a BP – A review. *Boreas*. 2019, 48: 20–35. doi. 10.1111/bor.12344. ISSN 0300-9483.
25. Vasil'chuk Yu.K., Kotlyakov V.M. *Osnovy izotopnoy geokriologii i glyatsiologii*. Principles of isotope geocryology and glaciology. A comprehensive textbook. Moscow: Moscow University Press, 2000: 616 p. [In Russian].
26. Zarhidze D.V., Bartova A.V., Gusev E.A., Arslanov H.A., Maksimov F.E., Kuznetsov V.Y. Holocene thermal optimum sediments from More-Yu River basin (Bolshezemel'skaya Tundra). *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya*. Advances in current natural science. 2015, 1: 794–797. [In Russian].
27. Rusanova G.V. Dynamics aspects of soil formation in the Bolshezemel'skaya tundra. *Izvestiya Komi nauchnogo central'skogo otdeleniya of Russian academy of science*. Reports of the Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. 2011, 2 (6): 38–44. [In Russian].
28. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Jungner H., Budantseva N.A., Chizhova Ju.N. Radiocarbon chronology of Holocene palsa of Bol'shezemel'skaya tundra in Russian North. *Geography. Environment. Sustainability*. 2013, 6 (3): 38–59. doi: 10.24057/2071-9388-2013-6-3-38-59.
29. Pastukhov A.V., Marchenko-Vagapova T.I., Kaverin D.A., Kulizhskiy S.P., Kuznetsov O.L., Panov V.S. Dynamics of palsa at the southern limit of East European permafrost. *Pochvovedenie*. Soil Science. 2017, 5: 544–557. doi: 10.7868/S0032180X17030091. [In Russian].
30. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Jungner H., Geyh M., van der Plicht J., Sonninen E., Budantseva N.A. Southern limit of syngenetic ice-wedge formation during the Holocene climatic optimum in north-west Siberia. *Earth Cryosphere. Special Issue. Russian Academy of Sciences and Scott Polar Research Institute, University of Cambridge*, 2003: 19–31.
31. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Jungner H., Geyh M., van der Plicht J. The syngenetic ice wedge formation during Holocene optimum in fast accumulated peat in Central Yamal Peninsula. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 1999, 3 (1): 11–22. [In Russian].
32. Tikhonravova Ya.V., Slagoda E.A., Rogov V.V., Butakov V.I., Lupachev A.V., Kuznetsova A., Simonova G.V. Heterogeneous ices in ice wedges structure on the Pur-Taz interfluvial peatlands of the north of West Siberia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (2): 225–238. doi: 10.31857/S2076673420020036. [In Russian].
33. Arslanov K.A., Kaplyanskaya F.A., Tarnogradskii V.D., Tertychnaya T.V. Radiocarbon data of the Quaternary sediments of western coast of the Yamal Peninsula. *Byulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. Bull. Commission for the Study of the Quaternary Period. 1986, 55:132–133. [In Russian].
34. Vasil'chuk Yu.K. Correlation of ice wedge oxygen isotope composition and mean winter and mean January air temperatures. Proc. of the 3 all-union Symposium «Isotopes in the Hydrosphere». Kaunas, 29 May – 1 June 1989. Moscow: Publishing house of Water problem Institute of USSR, 1989: 82–83. [In Russian].