

Реконструкция среднеянварской температуры воздуха в голоцене в низовьях реки Колымы

© 2022 г. Н.А. Буданцева*, Ю.К. Васильчук

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

*nadin.budanceva@mail.ru

Reconstruction of mean January air temperature of Holocene in the lower Kolyma River region

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

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*nadin.budanceva@mail.ru

Received October 11, 2021 / Revised April 19, 2022 / Accepted July 11, 2022

Keywords: lower Kolyma River, ice wedges, alas, floodplain, oxygen isotopes, hydrogen isotopes, Holocene, paleotemperature reconstructions, radiocarbon age.

Summary

The object of study is ice wedges at 10 sites in the lower Kolyma River. The Holocene age of ice wedges is determined on the basis of radiocarbon dating of the enclosing sediments and location of ice wedges in alases, floodplains and lacustrine-paludal basins. The analysis of radiocarbon dates has shown that formation of alases with ice wedges began in early Greenlandian stage of Holocene (the oldest dates are 11 and 10.8 cal ka BP). The most active alas development and syngenetic ice wedge growth occurred since the second half of the Greenlandian stage till the middle-late Northgrippian stage of the Holocene, most of the available ^{14}C dates fall in the range from 9.5 to 4.2 cal ka BP. Accumulation of the floodplain deposits of the Kolyma River occurred mainly during the Meghalayan stage, according to obtained ^{14}C dates from 2.5 to 1.9 cal ka BP. Oxygen isotope data of studied ice wedges show that for the Holocene ice wedges the range of $\delta^{18}\text{O}$ is about 4 ‰ (from -28 to -23.7 ‰) and for the modern ice veinlets – about 5 ‰ (from -28.1 to -23 ‰). Water of meteoric origin was the main source for ice wedge formation, however, for ice wedges on the floodplains some participation of surface (river) water is not excluded. Based on the refined equation of the ratio between ice wedge isotope composition and mean January air temperature, paleotemperatures for three key periods of the Holocene were calculated. It was established that mean January air temperature during the Holocene varied in the approximately same range: from -40.7 to -33.8 °C during the Greenlandian stage, from -38.6 to -33.3 °C during the Northgrippian stage and from -41.5 to -33 °C during the Meghalayan stage. This most likely indicates the stability of winter climatic conditions in the north of Yakutia during the Holocene, determined by the influence of Siberian anticyclone.

Citation: Budantseva N.A., Vasil'chuk Yu.K. Reconstruction of mean January air temperature of Holocene in the lower Kolyma River region. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (3): 410–426. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422030141, edn: eqseyh.

Поступила 11 октября 2021 г. / После доработки 19 апреля 2022 г. / Принята к печати 11 июля 2022 г.

Ключевые слова: нижнее течение р. Колыма, повторно-жильный лёд, алас, пойма, изотопы кислорода, изотопы водорода, голоцен, палеотемпературные реконструкции, радиоуглеродный возраст.

Реконструкция среднеянварской температуры в низовьях р. Колыма для трёх ключевых периодов голоцена, выполненная на основе данных изотопного состава повторно-жильных льдов, показала, что среднеянварская температура воздуха в течение голоцена варьировала незначительно, средние значения для более тёплых и более суровых зим составляли -33 и -41 °C соответственно. Показана стабильность зимних климатических условий на севере Якутии в голоцене, определяемая влиянием сибирского антициклона.

Сокращения принятые в статье

ГЛМВ – глобальная линия метеорных вод
ЛЛМВ – локальная линия метеорных вод
ММП – многолетнемёрзлые породы
ПЖЛ – повторно-жильный лёд

Введение

Голоцен – наиболее хорошо исследованный период, его история восстановлена на основе множества геокриологических, геоморфологи-

ческих, климатических, биотических и археологических данных. Возраст нижней границы голоцена был определён в 11 700 калиброванных лет назад (кал. лет назад), который маркирует первые признаки климатического потепления

в конце позднего дриаса. С 2018 г. Комиссией по четвертичной стратиграфии принято трёхчленное деление голоцена: гренландский период (от ~11,7 до ~8,2 тыс. кал. лет назад), северогриппианский период (от ~8,2 до ~4,2 тыс. кал. лет назад) и мегхалайский период (от ~4,2 тыс. кал. лет назад до современности) (Walker et al., 2019). Начало каждого периода, как правило, соотносится с заметными климатическими событиями глобального масштаба. Основной маркер гренландского периода в ледниковом керне NGRIP2 – заметное снижение значений дейтериевого эксцесса, что отражает перестройку режима испарения в источнике формирования осадков. Северогриппианский период выделяется по чёткому сигналу похолодания климата, которое последовало за периодом повышения температур в начале голоцена. Мегхалайский период характеризуется быстрым переходом к эпохе засушливого климата в средних и низких широтах, в высоких широтах были зафиксированы неогляциальные условия и заметные подвижки ледников (Walker et al., 2019).

Изменение зимних климатических параметров при переходе от позднего плейстоцена к голоцену в арктических регионах хорошо прослеживается по значениям изотопного состава кислорода $\delta^{18}\text{O}$ в повторно-жильных льдах (ПЖЛ) (Vasil'chuk, 1991). Для восточных и северо-восточных регионов Сибири начало голоцена фиксируется по сдвигу в сторону более высоких значений на изотопных кривых по повторно-жильным льдам, что отражает повышение среднезимних температур воздуха. Заметно более высокие чем позднеплейстоценовые (выше на 6–10 ‰) значения $\delta^{18}\text{O}$ получены по голоценовым жилам Ойгосского Яра (побережье пролива Дмитрия Лаптева), о. Большой Ляховский (Meyer et al., 2002b; Opel et al., 2017), Быковскому п-ову (Meyer et al., 2002a), о. Айон (Vasil'chuk, Vasil'chuk, 2018a), центральным и восточным районам Чукотки (Vasil'chuk, Vasil'chuk, 2017). Для низовой р. Колыма наиболее показательны изотопные данные по повторно-жильным льдам Дуванного Яра и Плахинского Яра, где разница в средних значениях $\delta^{18}\text{O}$ между позднеплейстоценовыми и голоценовыми жилами составляет в среднем 6 ‰ (Vasil'chuk, Vasil'chuk, 2018b; Васильчук, Котляков, 2000).

В голоцене повторно-жильные льды формировались неравномерно в пространстве и вре-

мени. Для многих районов криолитозоны гренландский период голоцена характеризуется активизацией процессов термокарста и протаивания верхних горизонтов льдистых отложений позднеплейстоценового возраста, а также распространением древесной растительности на обширных тундровых пространствах. Причиной активизации термокарстовых процессов, вероятно, было увеличение летних температур и глубины сезонного протаивания. Со второй половины гренландского и в течение северогриппианского периодов происходило заболачивание аласов и образование торфяников. Почти повсеместно в пределах аласов одновременно с накоплением торфа формировались повторно-жильные льды (Opel et al., 2017; Vasil'chuk, Vasil'chuk, 2018a; Grinter et al., 2019). К концу северогриппианского – началу мегхалайского периода в результате похолодания климата активность развития аласов существенно снизилась и носила локальный характер. Сингенетические повторно-жильные льды формировались на аккумулятивных участках пойм и лайд (Schirrmeister et al., 2018).

Задачи нашего исследования – обобщить все имеющиеся данные по изотопному составу голоценовых повторно-жильных льдов низовой р. Колыма, выполнить возрастную привязку изотопных значений на основе радиоуглеродных датировок вмещающих жилы отложений и реконструировать среднеянварскую температуру воздуха в течение трёх ключевых периодов голоцена.

Район исследований

Район исследований охватывает примерно 250-километровый отрезок нижнего течения Колымы – от пос. Колымское на юге до ст. Амбарчик на побережье Восточно-Сибирского моря на севере. Основные притоки Колымы на данном участке – реки Омолон, Большой Анюй и Малый Анюй. Водораздельные поверхности территории сложены отложениями ледового комплекса (толща льдистых супесей и суглинков с мощными полигонально-жильными льдами), сильно расчленёнными аласами и аласными равнинами.

По данным метеостанций (м/с) Черский, Бухта Амбарчик и Колымская (рис. 1), средние температуры воздуха января и июля варьируют от –33,6 до –29,7 °С и от 6,8 до 12,3 °С соот-

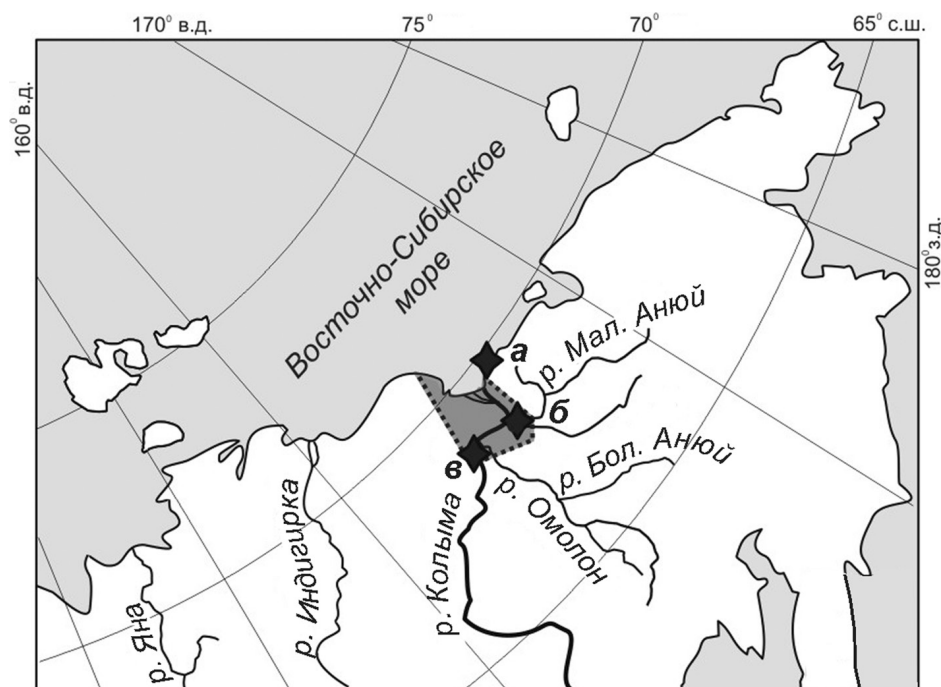


Рис. 1. Расположение района исследований на северо-востоке Сибири.

Метеостанции: *а* – Бухта Амбарчик, *б* – Черский, *в* – Колымская

Fig. 1. Location of the study area in the North-East of Siberia.

Weather stations: *а* – Ambarchik Bay, *б* – Chersky, *в* – Kolymskaya

ветственно (www.meteo.ru/data/156-temperature; www.pogodaiklimat.ru). Период с температурами воздуха стабильно ниже 0 °С длится с октября до начала–середины мая, наиболее холодный месяц года – январь. Вариации среднеянварской температуры воздуха составили: по м/с Черский (1940–2019 гг.) от –41,7 до –23 °С; по м/с Бухта Амбарчик (1933–1991 гг.) от –39,6 до –29,7 °С, по м/с Колымская (1949–2019 гг.) от –42,4 до –26,2 °С. Среднегодовое количество осадков в районе пос. Черский составляет около 200 мм, бóльшая часть осадков выпадает летом (около 39%) и осенью (около 31%). Снежный покров обычно лежит с конца сентября до середины мая, толщина снега варьирует от 0,25 до 0,5 м, минимальная толщина отмечается на открытых возвышенностях (www.pogodaiklimat.ru; Davydov et al., 2008). Исследуемый район расположен в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород (ММП), талики встречаются только под крупными реками и озёрами. Мощность ММП составляет 500–650 м, среднегодовая температура мерзлых пород варьирует от –3 до –11 °С (Davydov et al., 2008). Растущие современные и голоценовые жилы встречены на пой-

мах рек и островах в руслах крупных рек, в пределах аласов и торфяников.

Методика исследований

В обнажениях аласов и пойм на десяти участках (см. рис. 1) в период 1983–2018 гг. были исследованы повторно-жильные льды. В обнажениях аласов для исследований и отбора образцов выбирали наиболее крупные жилы, имеющие признаки сингенетического роста: ярусное залегание жил, пояски, плечики, изгибы подошвы торфа на контакте. Признаками сингенеза также служили высокая льдистость вмещающих отложений, относительно равномерно распределённая по разрезу, и увеличение мощности торфа от жилы к центру полигона. Жилы в пойменных отложениях всегда формировались сингенетически, и в течение всего периода их развития накопление пойменных отложений продолжалось.

Для анализа значений стабильных изотопов отбирали образцы льда из голоценовых жил и из современных жилок и ростков. Отбор образцов льда из голоценовых жил вёлся преимущественно

по вертикали, но в тех случаях, когда в обнажениях была вскрыта только верхняя часть жилы (например, ПЖЛ 5) или ввиду недоступности для отбора нижней части жилы (например, ПЖЛ 6 и 7), отбор льда вели вдоль горизонтальных профилей. Значительный опыт исследования изотопного состава как голоценовых, так и позднеледниковых повторно-жильных льдов (Васильчук, 1992; 2006) показывает, что диапазон изотопных значений по образцам, отобраным по вертикали, всегда включал в себя все значения по образцам, отобраным по горизонтали. Исключения составляли только значения, полученные по 10–15-сантиметровому слою жильного льда на контакте с вмещающими отложениями. Образцы льда растапливались в полиэтиленовых пакетах при температуре не выше 20 °С, затем вода переливалась в пластиковые флаконы, дополнительно крышка флакона обматывалась парафином для минимизации испарения. До изотопных определений флаконы с образцами хранились в холодильнике при температуре +3 °С.

Определения изотопного состава кислорода во льду жил выполнялось в лаборатории изотопной геологии Института геологии в г. Таллин, Эстония (проф. Р. Вайкмяэ) и в лаборатории изотопной гидрологии Института водных проблем РАН (А.Д. Есиков) на приборе G-50. Парные изотопные определения (кислорода и водорода) во льду жил, исследованных в 2018 г., проводили авторы статьи в изотопной лаборатории географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на масс-спектрометре Delta-V Plus с использованием комплекса газ-бенч. Для калибровки измерений использовались Международные стандарты V-SMOW, GRESIP, SLAP. Погрешность определений составила ± 1 ‰ для $\delta^{2}\text{H}$ и $\pm 0,4$ ‰ для $\delta^{18}\text{O}$. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{2}\text{H}$ выражены в промилле относительно VSMOW. Дейтериевый эксцесс d_{exc} рассчитан по формуле В. Дансгора (Dansgaard, 1964) – $d_{\text{exc}} = \delta^{2}\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$.

Для радиоуглеродного датирования отбирали образцы органики из вмещающих жилы отложений. Датирование образцов выполнено в Геологическом институте РАН (индекс ГИН) и в Институте истории материальной культуры РАН (индекс Ле). Калибровка датировок проведена с применением программы Oxcal 4.2 на основе базы данных IntCal13 (Bronk Ramsey, 2009; Reimer et al., 2013), даты приведены в виде тысяч кал. лет назад.

Результаты полевых исследований

Как уже отмечалось, основные участки исследования и опробования голоценовых повторно-жильных льдов – обнажения пойм и аласов, залегающие на водораздельных поверхностях и надпойменных террасах р. Колыма (см. рис. 1) и её притоках в виде вкладок или обширных озёрно-болотных понижений. Некоторые из исследованных жил имеют признаки современного роста в виде узких молодых жил или жильных ростков, залегающих под межполигональными понижениями.

Аласы в пределах водораздельных поверхностей и надпойменных террас р. Колыма (участки ПЖЛ 1 - ПЖЛ 5). Участок ПЖЛ 1 – Дуванный Яр ($68^{\circ}40'3,38''$ с.ш., $159^{\circ}4'34,97''$ в.д.). В пределах обнажения Дуванный Яр описан алас с повторно-жильными льдами. В обнажении высотой 10–12 м вскрыт суглинок, лёгкий, серый, с неправильно сетчатой и ячеистой криотекстурой, перекрытый бурым торфом мощностью 1–1,5 м. Ниже подошвы торфяника расположены торфяные жилы высотой 0,5 м и шириной 0,1–0,2 м. Одна из вскрытых торфяных жил достигала высоты более 3 м. В верхней части обнажения под торфяником была вскрыта узкая ледяная жила, сложенная желтовато-серым льдом высотой более 4 м и шириной около 0,4 м (Васильчук, 1992).

Участок ПЖЛ 2 – Алешкинская терраса ($68^{\circ}41'16,18''$ с.ш., $158^{\circ}24'50,99''$ в.д.). Алас в пределах первой надпойменной террасы Колымы описан в районе Алешкинской заимки. Высота террасы над урезом реки составляет 8–10 м, в обнажении вскрыт торф мощностью 1 м, подстилаемый серой супесью с гнёздами торфа в верхней части, в нижней части опесчаненной мощностью 1 м. Ледистость супеси достигала 80–85%. Супесь подстилалась песком мощностью около 4 м. В обнажении вскрыта система ледяных жил шириной 1,5–1,8 м. Лёд жил вертикально-слоистый, белый, с включениями клиньев серого льда (Васильчук, 1992).

Участок ПЖЛ 3 – Плахинский Яр $68^{\circ}40'35,49''$ с.ш., $160^{\circ}12'57,79''$ в.д.). На левом берегу Стадухинской протоки Колымы, вблизи обнажения Плахинский Яр, исследован алас с ледяными жилами. Отложения аласа представлены преимущественно супесями мощностью около 4 м с прослоями торфа мощностью 0,2–0,3 м, частота и мощность которых возрастала по направлению к центральным частям полигонов; у основания торфяного

горизонта встречены стволы и пни деревьев. Под полигональными канавами залегали повторно-жильные льды, вскрытой мощностью около 2,5 м и шириной в верхней части около 1 м. В жилу сверху внедрялась молодая узкая жила высотой не более 0,7 м (Васильчук, 1992).

Участок ПЖЛ 4 – пос. Черский (68°44'25,96" с.ш., 161°23'48,71" в.д.). Озёрно-болотная котловина с повторно-жильными льдами исследована в районе пос. Черский, в 1 км от ст. «Орбита». Отложения представлены суглинками, заторфованными с поверхности. В термоэрозионных нишах под горизонтом торфа вскрыты верхние фрагменты ледяных жил. Одна из наиболее вскрытых жил, шириной в верхней части около 0,6 м, сложена серовато-жёлтым вертикально-слоистым льдом с мелкими пузырьками воздуха.

Участок ПЖЛ 5 (68°30'25,99" с.ш., 160°9'27,80" в.д.). На Омолано-Ануйском междуречье, в верховьях р. Тимкинской, описан алас в обнажении на берегу оз. Ледяное (данные М. Лейбман). В обнажении вскрыт торфяник мощностью 0,5–1 м со стволами берёзы в основании, подстилаемый оторфованной супесью с ячеистой криотекстурой. Под торфом залегает ледяная жила шириной в верхней части 1 м и высотой до 5 м.

Пойменные отложения р. Колыма и её притоков (участки ПЖЛ 6 – ПЖЛ 10). Жилы, исследованные в пределах пойм, приурочены, как правило, к оторфованным с поверхности участкам и характеризуются небольшими размерами и неглубоким залеганием.

Участок ПЖЛ 6, пойма р. Колыма (68°39'52,44" с.ш., 159°0'37,88" в.д.). В обнажении высокой поймы левого берега Колымы, напротив краевой части обнажения Дуванный Яр, вскрыта супесь, оторфованная в верхней части, с прослоями детрита мощностью до 2 м, подстилаемая песком до глубины 3,5 м. Криотекстура супеси – ячеистая, песка – микролинзовидная на контакте с супесью, ниже – массивная. На поверхности поймы отмечен полигональный рельеф, под морозобойными трещинами ниже подошвы сезонного слоя в обнажении вскрываются жильные ростки и молодые современные жилки, нередко рассекающие жилы более раннего возраста. Ширина голоценовых жил – не более 0,5 м, на контакте супеси и песка они сильно загибаются до горизонтального положения и лишь изредка проникают хвостами в песок на 10–15 см.

Участок ПЖЛ 7, пойма р. Колыма (68°52'29,81" с.ш., 161°27'29,09" в.д.). В обнажении поймы на левом берегу Колымы (50 км ниже по течению от пос. Черский) жилы шириной до 0,5 м вскрыты в супеси под слоем торфа мощностью 0,2 м, в которой на глубине 1,8–2 м отмечены скопления корешков. Криотекстура супеси – микрошлировая.

Участок ПЖЛ 8, пойма р. Омолон (68°32'50,81" с.ш., 158°41'14,91" в.д.). В пойменных отложениях Омолона, правого притока Колымы, на глубине 0,5–1 м вскрыты жилы, залегающие в пылеватой супеси, слоистой за счёт включений растительного детрита и торфа. Ширина жил в верхней части достигает 1 м, высота жил – около 3 м.

Участок ПЖЛ 9, пойма в устье р. Омолон (68°34'38,09" с.ш., 158°42'55,18" в.д.). Вблизи устья Омолона в отложениях высокой поймы вскрыт алас протяжённостью более 200 м, сложенный тёмно-коричневым торфом с большим количеством древесных остатков, мощность которого возростала до 4 м в центральной части аласа. Торф подстилался супесью с остатками горелых деревьев, веток и прослоями торфа мощностью до 0,2 м. В супеси под торфом залегали ледяные жилы шириной в верхней части около 1 м, не более 2 м высотой.

Участок ПЖЛ 10, пойма Походской протоки (69°4'42,89" с.ш., 160°57'54,80" в.д.). В низовье р. Колыма у пос. Походск под морозобойными трещинами встречены современные ростки повторно-жильных льдов, проникающие в более широкие жилы голоценового возраста (Васильчук, 1992).

Радиоуглеродное датирование и определение возраста отложений и повторно-жильных льдов

Возраст исследованных аласных и пойменных толщ определён на основе радиоуглеродных датировок, часть которых получена авторами в процессе исследований, некоторые датировки заимствованы из более ранних публикаций. По торфяной жиле из аласа Дуванного Яра (ПЖЛ 1) получены три ¹⁴C датировки от 8,4 до 5,2 тыс. кал. лет; в аласе Алешкинской террасы (ПЖЛ 2) торф из супеси, перекрывающий ледяную жилу, датирован в 7,6 тыс. кал. лет. Более молодой возраст (середина мегхалайского периода) получен для отложений низкой поймы р. Колыма (ПЖЛ 7), где скопление корешков датировано в 2,5 тыс. кал. лет назад (табл. 1).

Таблица 1. Радиоуглеродный возраст аласных и пойменных толщ с повторно-жильными льдами в низовьях р. Колыма

| Лабораторный номер образца* | Глубина, м/ Абсолютная высота, м | Материал датирования | ¹⁴ C дата, лет назад | ¹⁴ C дата*, калиброванные годы | Среднее значение, калиброванные годы |
|---|----------------------------------|----------------------|---------------------------------|---|--------------------------------------|
| Данные авторов | | | | | |
| <i>ПЖЛ 1 – Дуванный Яр, алас</i> | | | | | |
| ГИН-4005 | 5,4 | Торф | 4500±40 | 5319–4910 | 5163 |
| ГИН-3851 | 5,8 | Ветки | 4530±50 | 5450–4883 | 5164 |
| ГИН-3859в | 6,5 | Торф | 7560±180 | 9030–7849 | 8371 |
| <i>ПЖЛ 2 – Алешкинская терраса, алас</i> | | | | | |
| ГИН-4589 | 0,7 | Торф | 6780±40 | 7728–7515 | 7629 |
| <i>ПЖЛ 7 (пойма р. Колыма)</i> | | | | | |
| Ле-11890 | 2,0 | Корешки | 2440±65 | 2750–2323 | 2523 |
| Данные из других публикаций | | | | | |
| <i>ПЖЛ 1 – Дуванный Яр, аласы (Каплина, Ложкин, 1979)</i> | | | | | |
| МАГ-161 | 1 | Торф | 3955±80 | 4823–4086 | 4406 |
| МАГ-156 | 5 | | 6300±60 | 7424–6993 | 7227 |
| МАГ-165 | 1,5 | | 9200±150 | 11 131–9736 | 10401 |
| МАГ-470 | 1,5 | Древесина | 5400±100 | 6495–5895 | 6181 |
| МАГ-162 | 4 | Торф | 8500±50 | 9598–9314 | 9503 |
| МАГ-164 | 4,5 | | 8510±55 | 9665–9310 | 9506 |
| <i>ПЖЛ 3 – Плахинский Яр, алас (Fukuda et al., 1997)</i> | | | | | |
| NUTA-4554 | 1,1 | Торф | 5780±90 | 6896–6300 | 6581 |
| NUTA-4541 | 1,6 | | 7080±120 | 8308–7586 | 7900 |
| NUTA-4540 | 2,1 | Торф с древесной | 7180±130 | 8388–7660 | 8009 |
| NUTA-4539 | 2,6 | | синой | 8040±100 | 9404–8545 |
| <i>ПЖЛ 10 – алас вблизи пос. Походск (Wetterich et al., 2018)</i> | | | | | |
| Poz-50918 | +6,5 | Торф | 3855±35 | 4000–4485 | 4239 |
| Poz-50919 | +5,2 | Растительный детрит | 6850±50 | 6741–7751 | 7616 |
| Poz-50920 | +4 | | 8290±50 | 8650–9345 | 9112 |
| Poz-50921 | +2,5 | Торф | 8610±50 | 9586–10 266 | 9942 |
| Poz-50923 | +1,7 | | 9210±50 | 10 276–11 061 | 10 489 |
| <i>ПЖЛ 11 – долина р. Большая Куропаточья, алас (Каплина, Ложкин, 1979)</i> | | | | | |
| МАГ-138 | 8 | Органика | 8450±150 | 10 174–8976 | 9431 |
| МАГ-136 | 8 | | 8150±100 | 9472–8636 | 9111 |
| МАГ-131 | 1 | Торф | 4700±110 | 5750–4879 | 5422 |
| МАГ-140 | 2 | | 4270±150 | 5472–4237 | 4842 |
| <i>ПЖЛ 12 – Станчиковский Яр, алас (Каплина Ложкин, 1979)</i> | | | | | |
| ГИН-379 | 1,2 | Древесина | 6000±300 | 7757–5918 | 6864 |
| МГУ-424 | 2 | Торф | 7100±100 | 8204–7622 | 7921 |
| <i>ПЖЛ 13 – Молотковский Камень, алас (Каплина, Ложкин, 1979)</i> | | | | | |
| МАГ-151 | 1 | Торф | 7920±70 | 9027–8513 | 8771 |
| МГУ-426 | 1,5 | | 8350±70 | 9534–9032 | 9359 |
| <i>ПЖЛ 14 – «Красивое», алас (Михалёв и др., 2006)</i> | | | | | |
| МАГ-166 | 1,5 | Торф | 8330±120 | 9677–8779 | 9312 |
| МАГ-171 | 7 | | 9650±100 | 11 337–10571 | 10978 |
| <i>ПЖЛ 15 – пос. Амбарчик, алас (Fukuda et al., 1997)</i> | | | | | |
| NUTA-4886 | 0,35 | Древесные остатки | 8750±90 | 10 195–9525 | 9776 |
| NUTA-4871 | | | 9470±90 | 11 197–10 376 | 10 757 |

*Датировки получены в радиоуглеродных лабораториях: ГИН – Геологического института РАН, Ле – Института истории материальной культуры РАН, МАГ – Северо-восточного комплексного научно-исследовательского института ДВО РАН, г. Магадан, МГУ – Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, NUTA – г. Нагойя (Япония), Poz – г. Познань (Польша).

Поскольку время формирования ледяных жил оценивалось по возрасту вмещающих отложений, необходимо рассмотреть некоторые аспекты расположения жил относительно вмещающих отложений при их сингенетическом накоплении. Предполагается, что возраст вмещающих отложений даёт максимальное время формирования жил. Сингенетические ледяные жилы могут быть на несколько сотен лет моложе, чем вмещающие их отложения на той же глубине, как следствие формирования жил в морозобойных трещинах. Однако стоит учитывать, что глубина проникновения воды, заполняющей трещину, ограничена обычно верхними 1–1,5 м, так как глубже трещина сужается и образующаяся ледяная пробка препятствует заполнению на полную глубину. Исходя из всего рассмотренного, возраст сингенетических ледяных жил соответствует возрасту вмещающих отложений с точностью до нескольких сотен лет.

Вариации стабильных изотопов кислорода и водорода в голоценовых и современных жилах

По жиле из аласа Дуванного Яра (ПЖЛ 1) получены вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ от -27 до $-24,8$ ‰, лёд современного роста в аласе характеризуется значением $\delta^{18}\text{O}$ $-23,3$ ‰ (табл. 2). Наиболее детальная изотопно-кислородная диаграмма получена по 25 образцам из жилы в аласе Алешкинской террасы (ПЖЛ 2), вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ составили от $-27,5$ до $-24,2$ ‰. Значения $\delta^{18}\text{O}$ во льду голоценовой жилы из аласа Плахинского Яра (ПЖЛ 3) варьируют от $-27,4$ до $-26,5$ ‰, в трёх современных жилках значения $\delta^{18}\text{O}$ колеблются от $-27,1$ до $-23,4$ ‰. Более узкий диапазон вариаций изотопных значений получен по жиле в районе пос. Черский (ПЖЛ 4), где значения $\delta^{18}\text{O}$ варьировали от $-27,9$ до $-27,2$ ‰, и в жиле из аласа на Омолон-Аньюском междуречье (ПЖЛ 5), где значения $\delta^{18}\text{O}$ изменялись от $-25,9$ до $-25,1$ ‰. В жилах, опробованных в пойменных отложениях р. Колыма (участки ПЖЛ 6, ПЖЛ 7, ПЖЛ 9), вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ в голоценовых жилах составили от -28 до $-23,7$ ‰, в современных жильных ростках – от $-26,5$ до -23 ‰. В жиле на пойме р. Омолон (ПЖЛ 8) значения $\delta^{18}\text{O}$ изменялись от -25 до $-26,2$ ‰. В современных жильных ростках на пойме Походской прото-

Таблица 2. Значения $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и d_{exc} в голоценовых повторно-жильных льдах (ПЖЛ) и современных ледяных жилках в низовьях р. Колыма

| Участок с ПЖЛ (см. рис. 1) | Число проб | $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ d_{exc} , ‰ | | |
|---|------------|--|-----------------------------|-----------------------------|
| | | min | mid | max |
| <i>Голоценовые ПЖЛ</i> | | | | |
| ПЖЛ 4 | 9 | $\frac{-27,9/-212}{9,3}$ | $\frac{-27,7/-209,5}{10,5}$ | $\frac{-27,2/-207,1}{12,5}$ |
| ПЖЛ 7 | 5 | $\frac{-28/-207,6}{14,3}$ | $\frac{-27,2/-202,3}{15,2}$ | $\frac{-26,9/-198,8}{16,3}$ |
| ПЖЛ 10** | 7 | $\frac{-27,6/-211,5}{9,2}$ | $\frac{-26,6/-202,7}{10}$ | $\frac{-25,6/-193,7}{11,3}$ |
| ПЖЛ 1* | 10 | -27 | -26 | $-24,8$ |
| ПЖЛ 2* | 25 | $-27,5$ | $-25,6$ | $-24,2$ |
| ПЖЛ 3* | 4 | $-27,4$ | $-27,1$ | $-26,5$ |
| ПЖЛ 5 | 4 | $-25,9$ | $-25,7$ | $-25,1$ |
| ПЖЛ 6 | 6 | $-27,9$ | -27 | $-26,1$ |
| ПЖЛ 8 | 6 | $-26,2$ | $-25,4$ | -25 |
| ПЖЛ 9 | 7 | $-27,8$ | $-26,6$ | $-23,7$ |
| <i>Современные ледяные жилки (ростки)</i> | | | | |
| ПЖЛ 1* | 1 | – | $-23,3$ | – |
| ПЖЛ 3* | 5 | $-27,1$ | $-25,8$ | $-23,4$ |
| ПЖЛ 6 | 4 | $-25,6$ | $-25,3$ | -25 |
| ПЖЛ 7 | 5 | $-26,1$ | $-24,8$ | -23 |
| ПЖЛ 9 | 1 | – | $-26,5$ | – |
| ПЖЛ 10* | 6 | $-28,1$ | $-24,9$ | $-23,2$ |

Изотопные данные взяты: *из работы (Васильчук, 1992) и **из работы (Wetterich et al., 2018).

ки (ПЖЛ 10) значения $\delta^{18}\text{O}$ варьировали от $-28,1$ до $-23,2$ ‰ (см. табл. 2).

Анализ полученных изотопных данных позволил установить, что голоценовые жилы и современные ростки, опробованные в низовьях Колымы, характеризуются диапазоном вариаций значений $\delta^{18}\text{O}$ около 4‰ для жил голоценового возраста (от -28 до $-23,7$ ‰) и около 5‰ – для современных жильных ростков (от $-28,1$ до -23 ‰). Отметим, что средние значения $\delta^{18}\text{O}$ современных и голоценовых жил в одной и той же точке отличаются на 1–2 ‰, как правило, более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ получены для ростков современных ледяных жил (рис. 2). Точки значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в голоценовых жилах ПЖЛ 4, ПЖЛ 7 и ПЖЛ 10 (см. рис. 2) расположены между локальной линией метеорных вод (ЛЛМВ), представляющей снег в районе пос. Черский, и глобальной линией метеорных вод (ГЛМВ). Это указывает на преимущественно атмосферную природу влаги, формирующей лёд.

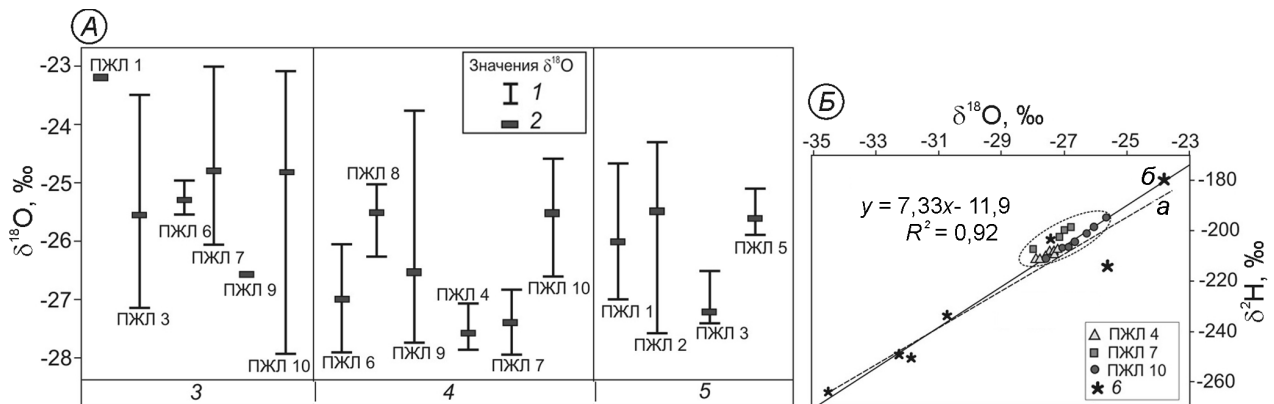


Рис. 2. Вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ в повторно-жильных льдах и современных осадках:

A – вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ (1 – диапазон, 2 – среднее значение) в современных ростках (3) и голоценовых ледяных жилах, датированных не ранее 4 тыс. лет назад (4) и от 9 до 4,2 тыс. лет назад (5); *B* – соотношение $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ в голоценовых повторно-жильных льдах (ПЖЛ) участков ПЖЛ 4, ПЖЛ 7 и ПЖЛ 10 относительно локальной линии метеорных вод (а) и глобальной линии метеорных вод (б); б – значения изотопного состава современного снега в районе пос. Черский

Fig. 2. Variations of $\delta^{18}\text{O}$ values in ice wedges and modern precipitation:

A – variations of $\delta^{18}\text{O}$ values (1 – range, 2 – mean value) in modern ice veinlets (3) and Holocene ice wedges dated not earlier than 4 cal ka BP (4) and dated from 9 to 4,2 cal ka BP (5); *B* – $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ ratio in Holocene ice wedges (IW) at the sites IW 4, IW 7 and IW 10 relatively local meteoric water line (a) and global meteoric water line (b); б – isotope values for modern snow in Chersky settlement

Изотопные значения по ПЖЛ 7 на пойме Колымы расположены немного в стороне от ЛЛМВ и ГЛМВ, что не отрицает и некоторое участие поверхностных (речных) вод в образовании жильного льда. Значения дейтериевого эксцесса в жилах варьируют от 9,2 до 16,3 (см. табл. 2), что, вероятно, свидетельствует об изменении условий испарения и переноса влаги в голоцене.

Динамика развития аласов и пойм в низовьях р. Колыма в течение ключевых периодов голоцена

Развитие аласов. В глобальном масштабе переход от позднего плейстоцена к голоцену выделяется по заметному смягчению климатических условий. На севере Якутии, в том числе в низовьях Колымы, повышение температур воздуха, особенно летних, привело к активизации процессов термокарста, локальному протаиванию верхней части отложений ледового комплекса и образованию озёр, а после их осушения – аласов (Каплина, 2009; Горбатов и др., 2021). Значительное число ^{14}C датировок из верхних слоёв ледового комплекса и из аласного комплекса показывает, что прекращение накопления ледового комплекса и начало озёрного термокарста и образования аласов относятся примерно к 11,5–12 тыс. лет назад, т.е. к началу гренландского периода.

Одна из основных причин быстрого развития термокарста и появления большого числа озёр, помимо повышения температур, вероятно, связана с изменением водного баланса – от дефицитного к избыточному. Об этом также свидетельствует происходившее в начале голоцена изменение природных условий и ландшафтов – от криоксеротических «тундростепей» до влажных кустарниковых тундр на севере и лесотундр в более южных районах (Каплина, 2009). Начало болотной стадии развития аласов в низовьях Колымы обусловлено начавшимся почти повсеместным дренированием термокарстовых озёр около 10 тыс. лет назад как результат развития эрозионной системы и установления динамического равновесия с долинной водной сетью. К рубежу 10–8 кал. тыс. лет назад (т.е. к началу северогриппианского периода) аласный рельеф был сформирован. Интенсивность развития аласов может быть подтверждена тем фактом, что в современной тундровой зоне Колымской низменности остатки позднплейстоценового ледового комплекса и аласные отложения занимают 16 и 72% территории соответственно (Каплина, 2009; Веремеева, 2017).

Высокая влажность отложений как на стадии развития озёр, так и на дальнейшей стадии заболачивания озёрных котловин и аккумуляции торфяников способствовала интенсивному моро-

зобойному растрескиванию в зимние периоды и росту повторно-жильных льдов в пределах аласов. Практически повсеместно аласный комплекс содержит один или даже несколько ярусов ледяных жил. Избыточное локальное обводнение поверхности аласов нередко приводило к формированию грунтовых (часто торфяных) жил (Каплина, 2009). Вертикальная мощность жил достигает 5 м и более, ширина в верхней части под сезонно-талым слоем варьирует от 0,4 до 1,8 м; это позволяет предположить довольно суровые геоэкологические условия голоцена. Даже в дельте Колымы происходило субаквальное сингенетическое промерзание донных отложений и формирование повторно-жильных льдов на осушающихся участках (Коняхин и др., 1989).

В течение гренландского периода голоцена аласы в основном только зарождались и лишь в наиболее древних начали формироваться повторно-жильные льды. К настоящему времени получен ряд ^{14}C датировок, относящихся к гренландскому периоду голоцена, однако изотопически опробованных ледяных жил, формирующихся в этот период, сравнительно немного. Один из них — алас на правом берегу р. Малый Анюй в верхней части разреза Молотковский Камень (ПЖЛ 13); здесь торфяник датирован от 9,4 до 8,8 тыс. кал. лет назад (Каплина, Ложкин, 1979). Две датировки около 11 и 9,3 тыс. кал. лет назад по аласу в обнажении Красивое (ПЖЛ 14) на правом берегу р. Малый Анюй (Михалёв и др., 2006) указывают на формирование аласа в начале гренландского периода. Началом голоцена (10,8 и 9,8 тыс. кал. лет назад) датирован торфяник в аласе в районе пос. Амбарчик в дельте Колымы (ПЖЛ 15, рис. 3).

Серии радиоуглеродных датировок показывают, что в низовьях Колымы аласы развивались в течение гренландского — первой половины северогриппианского периодов голоцена. В районе Дуванного Яра аласы начали формироваться 10,4 и 9,5 тыс. кал. лет назад (см. рис. 3), датировка 8,4 тыс. кал. лет назад по нижней части торфяной жилы в одном из аласов свидетельствует о возможном подтоплении аласа и протаивании ранее образовавшейся ледяной жилы. Завершение формирования аласов (или, по крайней мере, заметное снижение интенсивности их развития) можно датировать концом северогриппианского периода.

Аласы в районе Плахинского Яра (ПЖЛ 3), г. Походск (ПЖЛ 10) и в долине р. Большая Куропаточья, согласно полученным ^{14}C датировкам (Каплина, Ложкин, 1979; Fukuda et al., 1997; Wetterich et al., 2018), также начали формироваться в конце гренландского периода (10,5–8,9 тыс. кал. лет назад) и завершили своё развитие в середине или конце северогриппианского периода голоцена (6,7–4,8 тыс. кал. лет назад). Наиболее вероятно, что алас на Омолано-Анюйском междуречье (ПЖЛ 5) также формировался преимущественно в течение северогриппианского периода, на что может указывать большая вертикальная мощность жил (более 5 м) и её расположение под торфяником с многочисленными древесными остатками. Исключение может составлять жила в районе г. Походск (ПЖЛ 10), которая начала формироваться после промерзания аласа и образования пинго в его пределах не ранее 4 тыс. кал. лет назад (Wetterich et al., 2018).

К наиболее молодым аласным толщам с повторно-жильными льдами можно отнести озёрно-болотную котловину в районе пос. Черский (ПЖЛ 4). Её формирование, скорее всего, происходило в течение последних нескольких тысяч лет, т.е. в мегхалайский период голоцена. На её относительно молодой возраст могут указывать высокая современная заозёрность территории, развитая система ручьёв и проток, а также мало-мощный торфяной покров. В жиле отмечена параллельная слоистость элементарных жилок, что может рассматриваться как признак её преимущественно эпигенетического формирования. Во всяком случае, из-того, что в узкой промоине была вскрыта только верхняя часть жилы, достоверно установить сингенетический характер формирования этой жилы не представлялось возможным.

Развитие пойм. Формирование пойменных отложений и дельты р. Колыма завершилось в позднем голоцене. Пойменные отложения в низовьях Колымы датированы 2,1 и 1,9 тыс. лет (Коротаяев, 2010). Полученная нами ^{14}C датировка 2,5 тыс. кал. лет назад по органическим включениям в пойменных осадках в районе пос. Черский также подтверждает формирование отложений в позднем голоцене, в мегхалайский период (см. табл. 1). Пойменные толщи, как правило, сложены супесями и песками с прослоями и линзами торфа и растительного детрита. Заболачивание старично-пойменных озёр

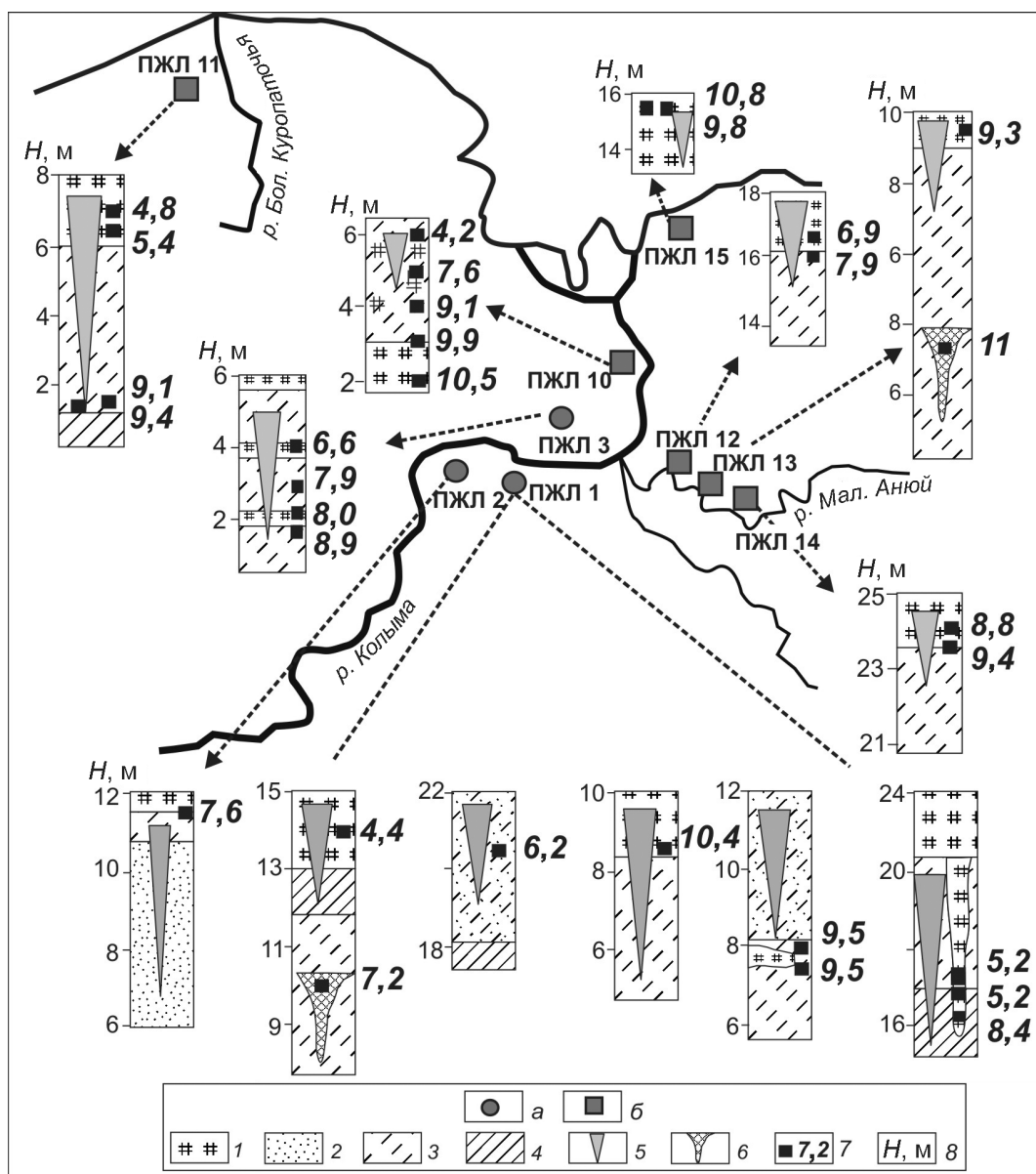


Рис. 3. Стратиграфия и ¹⁴C датировки отложений аласов с повторно-жильными льдами (ПЖЛ) в низовьях р. Колыма по материалам авторов (а) и ранее опубликованным данным (б) (более подробная информация о датировках приведена в табл. 1).

1 – торф; 2 – песок; 3 – супесь; 4 – суглинок; 5 – повторно-жильные льды; 6 – торфяные и торфяно-грунтовые жилы; 7 – радиоуглеродные датировки, тыс. калиброванных лет назад; 8 – высота обнажений над уровнем моря

Fig. 3. Stratigraphy and ¹⁴C dates of alas deposits with ice wedges (IW sites) in the lower Kolyma River area based on the authors' materials (a) and previously published data (b) (more detail information about ¹⁴C dates is given in Table 1).

1 – peat; 2 – sand; 3 – sandy loam; 4 – loam; 5 – ice wedges; 6 – peat and peat-soil wedges; 7 – ¹⁴C dates, cal ka BP; 8 – height of exposure, a.s.l.

приводило к аккумуляции торфяников мощностью до 4 м (например, на пойме р. Омолон). Высокая влажность пойменных отложений и наличие торфяных горизонтов создают благоприятные условия для роста повторно-жильных льдов. Жилы описаны и опробованы в поймен-

ных отложениях рек Колыма (участки ПЖЛ 6 и ПЖЛ 7) и Омолон (участки ПЖЛ 8 и ПЖЛ 9). Сингенетический характер развития жил в пределах пойм не вызывает сомнений, так как пойменные отложения формировались в течение всего периода образования жил.

Изотопные вариации в современных осадках и ростках жил и соотношение с зимними температурами воздуха

Изотопно-кислородный состав жильного льда уже более 30 лет успешно применяется для реконструкций среднеянварской температуры воздуха периода формирования жил. Известно, что повторно-жильные льды образуются преимущественно из талой снеговой воды и сохраняют сигнал атмосферных осадков зимнего периода. Основной фактор, определяющий изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$) атмосферных осадков зимой, — температура воздуха. Другие процессы (атмосферный перенос, смена источника влаги, испарение снега в течение зимы) влияют незначительно (Meyer et al., 2002b; Porter, Opel, 2020). Для Колымской низменности (основываясь на данных по пос. Черский) коэффициент пропорциональности k для соотношения $T_{\text{темп.возд}} = k\delta^{18}\text{O}_{\text{осадки}}$ для периода с ноября по апрель варьирует от 0,52 до 0,99, наиболее высокий коэффициент корреляции — от 0,95 до 0,99 — получен для декабря, января и февраля.

Ранее была установлена хорошая корреляция между средним изотопным составом снега и льда элементарных жилок. Так, на стационаре Амболиха Института географии Дальневосточного научного центра РАН вблизи пос. Черский средние значения $\delta^{18}\text{O}$ зимнего снега и льда современного жильного ростка (период отбора — зима 1983/84 г.) составили -26 и $-24,6$ ‰ соответственно. На о. Каменка (устье Колымы) средние значения $\delta^{18}\text{O}$ зимнего снега и льда современных ростков (период отбора — зима 1984/85 г.) составили $-20,7$ и $-20,5$ ‰ соответственно. В целом для исследуемого района прослеживается корреляция между значениями $\delta^{18}\text{O}$ в современных ростках жил и среднеянварской температурой воздуха: температурам от -30 до -35 °C соответствовали средние значения в современных ростках от $-20,5$ до $-26,8$ ‰ (Васильчук, 1992; Соломатин, 2013). Для Колымской низменности установлено (Соломатин, 2013), что с удалением от побережья изотопный состав жильных ростков становился более изотопически отрицательным, что согласуется с понижением среднезимних температур приземного воздуха (разница среднезимних температур между пос. Амбарчик в устье Колымы и пос. Колымское в 130 км от устья Колымы составляет $3,1$ °C).

Для уточнения ранее предложенного соотношения значений $\delta^{18}\text{O}$ в ростках жил и среднеянварской температуры (Vasil'chuk, 1991) мы проанализировали температурные ряды по трём метеостанциям в районе исследований: Бухта Амбарчик, Черский и Колымская (см. рис. 1). Выполнено сравнение среднеянварских температур воздуха и изотопно-кислородного состава современных жильных ростков. Поскольку ростки были отобраны в начале—середине 1980-х годов, сопоставление проводилось с температурами до 1983 г. Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ по росткам ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ж.р.}}$) в пределах исследуемых участков (ПЖЛ 1–10) варьируют от $-23,3$ до $-26,5$ ‰ (см. табл. 2), максимальные значения $\delta^{18}\text{O}$ (в среднем $-20,5$ ‰) получены по льду современных жилок на о. Каменка в дельте р. Колыма (Коняхин, 1988; Соломатин, 2013). Установлено, что значение коэффициента корреляции k в соотношении $T_{\text{ср.январь}} = k\delta^{18}\text{O}_{\text{ж.р.}}$ варьирует от 1,26 до 1,45 (табл. 3).

В целом для района низовий р. Колыма существует зависимость $T_{\text{ср.январь}} = (1,35 \pm 0,1)\delta^{18}\text{O}_{\text{ж.р.}}$ — формула (1), что близко к полученному ранее уравнению $T_{\text{ср.январь}} = 1,5\delta^{18}\text{O}_{\text{ж.р.}} (\pm 3$ °C) — формула (2), в котором погрешность ± 3 °C указывает на вариабельность среднеянварской температуры, отмечаемой на метеостанциях района исследований. Если для расчёта использовать средние значения $\delta^{18}\text{O}$ по росткам и формулу (2), то получится, что $T_{\text{ср.январь}}$ варьировала от -35 до $-39,8$ °C, а с учётом погрешности — от -32 до $-42,8$ °C, что находится внутри диапазона среднеянварских температур воздуха, зафиксированных на трёх указанных метеостанциях (см. раздел «Район исследований»). Мы также полагаем, что ростки формировались преимущественно в наиболее холодные зимы (что объясняет их довольно низкие значения $\delta^{18}\text{O}$), как и в течение голоцена.

Реконструкция среднеянварской температуры воздуха и общие черты развития повторно-жильных льдов в низовьях р. Колыма в ключевые периоды голоцена

Для расчёта среднеянварских температур воздуха в ключевые периоды голоцена применялась формула (1), в которой погрешность ± 3 °C позволяет оценить диапазон температур между более холодными и более тёплыми зимами. Воз-

Таблица 3. Среднеянварские температуры воздуха $T_{\text{ср.январь}}$ на метеостанциях в низовьях р. Колыма, средние значения $\delta^{18}\text{O}$ в современных жильных ростках $\delta^{18}\text{O}_{\text{ж.р}}$ и коэффициент корреляции k в соотношении $T_{\text{ср.январь}} = k\delta^{18}\text{O}_{\text{ж.р}}$

| Метеостанции | Период измерений температур | $T_{\text{ср.январь}}, ^\circ\text{C}^*$ | Средние значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{ж.р}}$ | Среднее значение k |
|----------------|-----------------------------|--|---|----------------------|
| Бухта Амбарчик | 1933–1983 | –29,7 | –20,5 (о. Каменка) | 1,45 |
| Черский | 1940–1983 | –32,5 | –24,8, –24,9 (ПЖЛ 7 и 10) | 1,31 |
| Колымская | 1949–1983 | –33,4 | От –23,3 до –26,5 (ПЖЛ 1, 3, 6, 9) | 1,26–1,43 |

*По данным www.meteo.ru/data/156-temperature; www.pogodaiklimat.ru.

растная привязка полученных данных основана на имеющихся ^{14}C датировках вмещающих жилы отложений, поэтому она имеет точность в среднем несколько сотен лет. Отметим, что имеющиеся в настоящее время изотопные и радиоуглеродные данные по голоценовым повторно-жильным массивам не позволяют выделить отдельно гренландский период голоцена, так как не встречено жил, формировавшихся исключительно в этот период голоцена. Как правило, наиболее древние жилы начали формироваться в конце гренландского периода и продолжили свой рост весь северогриппианский период. Для палеотемпературных реконструкций конца гренландского периода – первой половины северогриппианского периода использованы изотопные данные по массивам ПЖЛ 1 и ПЖЛ 3, для северогриппианского периода – по массивам ПЖЛ 2, ПЖЛ 5, а для мегхалайского периода – по массивам ПЖЛ 4, 6–10. В течение гренландского периода в пределах образующихся термокарстовых бассейнов начали формироваться голоценовые повторно-жильные льды. Среднеянварская температура воздуха в этот период варьировала между –41 и –34 °С (табл. 4).

В течение северогриппианского периода в низовьях Колымы отмечалось наиболее интенсивное развитие аласов и рост в них повторно-жильных льдов. В конце этого периода интенсивность развития аласов и роста повторно-жильных льдов снижается и локально прекращается, в основном, как следствие развития дренажной системы. Среднеянварская температура воздуха в этот период варьировала между –39 и –33 °С.

В течение мегхалайского периода наиболее благоприятные участки для формирования повторно-жильных льдов – аккумулятивные поверхности пойм, особенно на заторфованных участках, а также торфяники в пределах молодых аласов и осушающихся озёр. В более древних

аласах локально продолжался рост ранее образовавшихся жил, на что указывает наличие верхнего яруса молодых узких жил в аласах Плахинского Яра (ПЖЛ 3). Среднеянварская температура воздуха в этот период варьировала между –41 и –33 °С. Согласно полученным данным, в течение голоцена среднеянварская температура воздуха в низовьях р. Колыма оставалась довольно постоянной, отметим только её незначительное снижение в мегхалайский период относительно северогриппианского.

Авторы работы, в которой выполнены палеотемпературные реконструкции для Колымской низменности (Михалёв и др., 2012) на основе интерпретации изотопного состава повторно-жильных и текстурообразующих льдов в долинах рек Колыма (в обнажениях Дуванного и Плахинского Яров, Зеленого Мыса) и Малый Анюй (обнажения Красивое, Станчиковский Яр и Молотковский Камень), использовали изотопно-температурные коэффициенты, близкие к тем, которые предложены в (Vasil'chuk, 1991). Ими показано, что диапазон вариаций средних значений январской температуры в позднем плейстоцене – голоцене варьировал от –30 до –48 °С в низовьях Колымы до –32 ÷ –45 °С в долине р. Малый Анюй (Михалёв и др., 2012).

Сопоставление с голоценовыми трендами зимних температур воздуха в арктических районах Восточной Сибири и Северной Америки

В отличие от довольно стабильных зимних температурных условий низовий р. Колыма, по некоторым районам восточной и северо-восточной Сибирской Арктики, а также для Аляски и Северной Канады показаны тренды повышения зимних температур воздуха в голоцене, установленные по данным изотопного состава повторно-жильных льдов. Для района пролива

Таблица 4. Вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ в голоценовых жилах $\delta^{18}\text{O}_{\text{ПЖЛ}}$ и реконструированная среднеянварская температура воздуха $T_{\text{ср.январь}}$ для района низовий р. Колыма для трёх ключевых периодов голоцена

| Период | Временные границы, тыс. кал. лет назад | Значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{ПЖЛ}}$ *, ‰ | Реконструированная $T_{\text{ср.январь}}$ **, °C |
|--------------------|--|--|--|
| Гренландский | 11,7–8,2 | От –27,1 до –26 | От –40,7 до –33,8 |
| Северогриппианский | 8,2–4,2 | От –25,7 до –25,6 | От –38,6 до –33,3 |
| Мегхалайский | 4,2–0,1 | От –27,7 до –25,4 | От –41,5 до –33 |

*Приведён диапазон средних значений (см. табл. 2); **рассчитана по уравнению (1).

Дмитрия Лаптева (о. Большой Ляховский и Ой-госский Яр) последние 2 тыс. лет характеризуются повышением зимних температур воздуха, наиболее заметное зимнее потепление отмечено для последних десятилетий (Opel et al., 2017; Meyer et al., 2002a). Для восточных прибрежных районов Чукотки выраженный положительный тренд зимних температур воздуха между 11–7 и 4–3 тыс. кал. лет назад установлен на основе возрастающих средних значений $\delta^{18}\text{O}$ по повторно-жильным льдам от –17 до –14 ‰ (Vasil'chuk et al., 2018). Для о. Айон по жилам в торфянике, датированным между 8 и 5 кал. тыс. лет назад, получен положительный тренд изотопных значений снизу вверх от –22,3 до –21 ‰, что указывает на возможное повышение зимних температур воздуха (Vasil'chuk, Vasil'chuk, 2017).

Показано, что в Арктических районах Аляски и Канады рост повторно-жильных льдов в раннем и среднем голоцене был очень ограничен в результате глубокого протаивания и активных термокарстовых процессов. Для Центрального Юкона (плато Блэкстоун) установлено, что рост повторно-жильных льдов начался около 6,4 тыс. кал. лет назад, в долине р. Поркупайн жилы стали формироваться не ранее 7,5 тыс. кал. лет назад; по жилам, датированным поздним голоценом, получены более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (в среднем на 3 ‰), что интерпретировано как вероятное повышение зимних температур воздуха (Grinter et al., 2019). Повышение зимних температур воздуха за последние 7,4 тыс. лет зафиксировано по изотопному составу повторно-жильных льдов в районе Тактояктак и на некоторых островах Канадской Арктики (Holland et al., 2020). Незначительные вариации среднеянварской температуры воздуха в низовьях Колымы, вероятно, свидетельствуют о стабильности зимних климатических условий на севере Якутии в течение голоцена, определяемой стабильным влиянием сибирского антициклона (Васильчук, 1992).

Выводы

Криостратиграфия и радиоуглеродные датировки отложений аласов и пойм с повторно-жильными льдами в низовьях р. Колыма показывают их голоценовый возраст. Согласно полученным радиоуглеродным датировкам, активное развитие аласов и преимущественно сингенетический рост в них повторно-жильных льдов происходили в течение второй половины гренландского периода и большей части северогриппианского периода голоцена. В течение мегхалайского периода голоцена интенсивность развития аласов с повторно-жильными льдами на водоразделах заметно понизилась. В этот период рост повторно-жильных льдов происходил в формирующихся пойменных отложениях р. Колыма и её притоков. Изотопно-кислородные данные $\delta^{18}\text{O}$ по жильным льдам, исследованным в низовьях Колымы, позволили реконструировать среднеянварские температуры воздуха для трёх ключевых периодов голоцена. Установлено, что среднеянварская температура воздуха в течение голоцена варьировала примерно в одном и том же диапазоне: от –40,7 до –33,8 °C в течение гренландского периода, от –38,6 до –33,3 °C в течение северогриппианского периода и от –41,5 до –33 °C в течение мегхалайского периода. Это, скорее всего, свидетельствует о стабильности зимних климатических условий на севере Якутии в течение голоцена, определяемой влиянием сибирского антициклона.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 20–05–00782, изотопные определения) в рамках Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова «Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды» и государственной темы 1.4. «Антропогенная геохимическая трансформация компонентов ландшафтов».

Acknowledgments. This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (grant № 20–05–00782, stable isotope analysis), the Development program of the Interdisciplinary Scientific and Educational

School of M.V. Lomonosov Moscow State University «Future Planet and Global Environmental Change» and state budget theme 1.4. «Anthropogenic geochemical transformation of the components of landscapes».

Литература

References

- Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). В 2 т. Т. 1. М.: Изд. Отдела теоретических проблем РАН–МГУ, 1992. 420 с.
- Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 392 с.
- Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 616 с.
- Веремеева А.А. Формирование и современная динамика озерно-термокарстового рельефа тундровой зоны Колымской низменности по данным космической съемки: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Пушино: Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 2017. 134 с.
- Горбатов Е.С., Колесников С.Ф., Кузьмина С.А. Разновозрастные древние аласы на северо-востоке России // Геоморфология. 2021. № 1. С. 33–43. <https://doi.org/10.31857/S0435428121010041>.
- 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. Серия геол. 1979. № 2. С. 69–76.
- Коняхин М.А. Изотопно-кислородный состав полигонально-жильных льдов как показатель условий их формирования и генезиса: Автореф. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Москва: МГУ имени М.В. Ломоносова, 1988. 24 с.
- Коняхин М.А., Карташова Г.Г., Шубина Л.А., Недешева Г.Н. Криолитологическое строение субаквальных дельтовых отложений р. Колымы (по результатам колонкового бурения) // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1989. № 3. С. 48–53.
- Коротаяев В.Н. Рельеф и история развития дельты Колымы // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2010. № 4. С. 40–46.
- Михалёв Д.В., Николаев В.И., Романенко Ф.А. Реконструкция условий формирования подземных льдов Колымской низменности в позднем плейстоцене-голоцене по результатам изотопных исследований // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2012. № 5. С. 35–43.
- Михалёв Д.В., Николаев В.И., Романенко Ф.А., Архипов В.В., Брилли М. Предварительные результаты
- Vasil'chuk Y.K. Izotopno-kislородny sostav podzemnykh l'dov (opyt paleoгеокриологических реконструкций). Oxygen isotope composition of ground ice (application to paleoгеокриологических реконструкций). In 2 v. V. 1. Moscow: Theoretical Problems Department, Russian Academy of Sciences and Lomonosov Moscow University Publications, 1992: 420 p. [In Russian].*
- Vasil'chuk Y.K. Povtorno-zhil'nye l'dy: geterociklichnost', geterohronnost', geterogennost'. Ice Wedge: Heterocyclicity, Heterogeneity, Heterochroneity. M.: Izd-vo MGU, 2006: 392 p. [In Russian].*
- Vasil'chuk Y.K., Kotlyakov V.M. Osnovy izotopnoj геокриологии i glyaciologii. Principles of isotope геокриологии and glaciology. M.: Izd-vo MGU, 2000: 616 p. [In Russian].*
- Veremeeva A.A. Formirovanie i sovremennaya dinamika ozerno-termokarstovogo rel'efa tundrovoj zony Kolymskoj nizmennosti po dannym kosmicheskoy s'emki. The formation and modern dynamics of thermokarst lake topography in tundra zone of Kolyma Lowland based on space survey data. Ph.D. in Geography. Pushchino: Institute of Physico-Chemical and Biological Problems of Soil Science of the Russian Academy of Sciences, 2017: 134 p. [In Russian].*
- Gorbatov E.S., Kolesnikov S.F., Kuzmina S.A. Different-age ancient alases of the North-East of Russia. Geomorfologiya. Geomorphology. 2021, 1: 33–43. <https://doi.org/10.31857/S0435428121010041>. [In Russian].*
- Kaplina T.N. Alas complexes of Northern Yakutia. Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere. 2009, XIII (4): 3–17. [In Russian].*
- Kaplina T.N., Lozhkin A.V. The age of alas deposits coastal lowlands of Yakutia. Izvestiya AN SSSR. Seriya Geol. Proc. of the AS of USSR. Geological Series. 1979, 2: 69–76. [In Russian].*
- Konyakhin M.A. Izotopno-kislородnyj sostav polygonal'no-zhil'nyh l'dov kak pokazatel' uslovij ih formirovaniya i genezisa. Oxygen isotopic composition of polygonal wedge ice as an indicator of the conditions of their formation and genesis. Ph.D. in Geography. Moskva: MGU, 1988: 24 p. [In Russian].*
- Konyakhin M.A., Kartashova G.G., Shubina L.A., Nedeshcheva G.N. Cryolithological structure of subaqual delta deposits of the Kolyma River (based on the results of core drilling). Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya. Moscow University Bulletin. Series 5. Geography. 1989, 3: 48–53. [In Russian].*
- Korotayev V.N. Topography and the history of evolution of the Kolyma River delta. Vestnik Moskovskogo univer-*

- изучения опорных разрезов многолетнемерзлых пород в нижнем течении р. Малый Анюй // Стабильные изотопы в палеоэкологических исследованиях / Ред. В.И. Николаев. М.: Институт географии РАН, 2006. С. 100–124.
- Соломатин В.И. Физика и география подземного оледенения. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО». 2013. 346 с.
- Bronk Ramsey C. Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates // Radiocarbon. 2009. V. 51. Is. 1. P. 337–360.
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. Tellus. 1964. № 16. P. 436–468. doi: 10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x.
- Davydov S.P., Fyodorov-Davydov D.G., Neff J.C., Shiklomanov N.I., Davydova A.E. Changes in active layer thickness and seasonal fluxes of dissolved organic carbon as a possible baseline for permafrost monitoring // Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, June 29–July 3, 2008 / Eds.: Kane D.L., Hinkel K.M. Fairbanks, AK: Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, 2008. № 1. P. 333–336.
- Fukuda M., Nagaoka D., Saijyo K., Nakamura T., Kunitsky V. Radiocarbon dating results of organic materials obtained from Siberian permafrost areas // Reports of Institute of Low Temperature Science. Sapporo: Hokkaido University, 1997. P. 17–28.
- Grinter M., Lacelle D., Baranova N., Murseli S., Clark ID. Late Pleistocene and Holocene ice-wedge activity on the Blackstone Plateau, central Yukon, Canada // Quaternary Research. 2019. V. 90. № 1. P. 179–193. doi: 10.1017/qua.2018.65.
- Holland K.M., Porter T.J., Froese D.G., Kokelj S.V., Buchanan C.A. Ice-wedge evidence of Holocene winter warming in the Canadian Arctic // Geophys. Research Letters. 2020. № 47. P. e2020GL087942. <https://doi.org/10.1029/2020GL087942>.
- Meyer H., Dereviagin A.Y., Siegert C., Hubberten H.W. Paleoclimate studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ground ice // Polarforschung. 2002a. № 70. P. 37–51.
- Meyer H., Siegert C., Schirrmeyer L., Hubberten H.-W. Palaeoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges // Permafrost and Periglacial Processes. 2002b. № 13. P. 91–105.
- Opel T., Wetterich S., Meyer H., Dereviagin A.Y., Fuchs M.C., Schirrmeyer L. Ground-ice stable isotopes and cryostratigraphy reflect late Quaternary palaeoclimate in the Northeast Siberian Arctic (Oyogos Yar coast, Dmitry Laptev Strait) // Climate of the Past. 2017. № 13. P. 587–611. <https://doi.org/10.5194/cp-13-587-2017>.
- Porter T.J., Opel T. Recent advances in paleoclimatological studies of Arctic wedge- and pore-ice stable-water *siteta. Seriya 5. Geografiya*. Moscow University Bulletin. Series 5. Geography. 2010; 4: 40–46. [In Russian].
- Mikhalev D.V., Nikolaev V.I., Romanenko F.A. Reconstruction of the conditions of underground ice formation within the Kolyma Lowland during the Late Pleistocene-Holocene using the results of isotope investigations. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. Moscow University Bulletin. Series 5. Geography. 2012, 5: 35–43. [In Russian].
- Mikhalev D.V., Nikolaev V.I., Romanenko F.A., Arkhipov V.V., Brilli M. Studies of key sections of perennially frozen rocks in the lower reaches of the Maly Anyuy R.: preliminary results. Ed. V.I. Nikolaev. *Stabil'nye izotopy v paleoekologicheskikh issledovaniyah*. Stable Isotopes in Palaeoecological Studies. Moscow: Institute of Geography Russian Academy of Sciences, 2006: 100–124. [In Russian].
- Solomatin V.I. *Fizika i geografiya podzemnogo oledeneniya*. Physics and geography of underground glaciation. Novosibirsk: «Geo», 2013: 346 p. [In Russian].
- Bronk Ramsey C. Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates. Radiocarbon. 2009, 51 (1): 337–360.
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. Tellus. 1964, 16: 436–468. doi: 10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x.
- Davydov S.P., Fyodorov-Davydov D.G., Neff J.C., Shiklomanov N.I., Davydova A.E. Changes in active layer thickness and seasonal fluxes of dissolved organic carbon as a possible baseline for permafrost monitoring. Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, June 29–July 3, 2008. Eds.: Kane D.L., Hinkel K.M. Fairbanks, AK: Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks. 2008, 1: 333–336.
- Fukuda M., Nagaoka D., Saijyo K., Nakamura T., Kunitsky V. Radiocarbon dating results of organic materials obtained from Siberian permafrost areas. Reports of Institute of Low Temperature Science. Sapporo: Hokkaido University, 1997: 17–28.
- Grinter M., Lacelle D., Baranova N., Murseli S., Clark ID. Late Pleistocene and Holocene ice-wedge activity on the Blackstone Plateau, central Yukon, Canada. Quaternary Research. 2019, 90 (1): 179–193. doi:10.1017/qua.2018.65.
- Holland K.M., Porter T.J., Froese D.G., Kokelj S.V., Buchanan C.A. Ice-wedge evidence of Holocene winter warming in the Canadian Arctic. Geophys. Research Letters. 2020, 47: e2020GL087942. <https://doi.org/10.1029/2020GL087942>.
- Meyer H., Dereviagin A.Y., Siegert C., Hubberten H.W. Paleoclimate studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ground ice. Polarforschung. 2002a, 70: 37–51.
- Meyer H., Siegert C., Schirrmeyer L., Hubberten H.-W. Palaeoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges. Permafrost and Periglacial Processes. 2002b, 13: 91–105.

- isotope records // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2020. V. 31. № 3. P. 429–441. doi: 10.1002/ppp.2052.
- 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., Hafliadason H., Hajdas I., Hatté 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.
- Schirrmeyer L., Bobrov A., Raschke E., Herzsuh U., Strauss J., Pestryakova L.A., Wetterich S. Late Holocene ice-wedge polygon dynamics in northeastern Siberian coastal lowlands // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2018. V. 50. № 1. P. e1462595. doi: 10.1080/15230430.2018.1462595.
- Vasil'chuk Y.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. V. 17. № 60. P. 640–647.
- Vasil'chuk Y.K., Budantseva N.A., Farquharson L., Maslakov A.A., Vasil'chuk A.C., Chizhova J.N. Isotopic evidence for Holocene January air temperature variability on the East Chukotka Peninsula // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018. V. 29. № 4. P. 283–297. doi: 10.1002/ppp.1991.
- Vasil'chuk Y.K., Vasil'chuk A.C. Ice wedges in the Mayn River valley and winter air paleotemperatures in the Southern Chukchi Peninsula at 38–12 kyr BP // *Earth's Cryosphere*. 2017. V. XXI. № 5. P. 27–41. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-5(27–41).
- Vasil'chuk Y.K., Vasil'chuk A.C. The oxygen isotope composition of ice wedges of Ayon Island and paleotemperature reconstructions of the Late Pleistocene and Holocene of the North of Chukotka // *Moscow University Bulletin. Series 5. Geology*. 2018a. V. 73. № 1. P. 87–99. https://doi.org/10.3103/S0145875218010131.
- Vasil'chuk Y.K., Vasil'chuk A.C. Winter Air Paleotemperatures at 30–12 kyr BP in the Lower Kolyma River, Plakhinskii Yar yedoma: evidence from stable isotopes // *Earth's Cryosphere*. 2018b. V. XXII. № 5. P. 3–16. doi: 10.21782/EC2541-9994-2018-5(3-16).
- Meteo Publications // Электронный ресурс. URL: www.meteo.ru/data/156-temperature (дата обращения: 28.04.2022).
- www.pogodaiklimat.ru // Электронный ресурс.
- Walker M., Head M.J., Lowe J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L.S., Fisher D., Gkinis V., Long A., Newnham R., Rasmussen S.O., Weiss H. Sub-Opel T., Wetterich S., Meyer H., Dereviagin A.Y., Fuchs M.C., Schirrmeyer L. Ground-ice stable isotopes and cryostratigraphy reflect late Quaternary palaeoclimate in the Northeast Siberian Arctic (Oyogos Yar coast, Dmitry Laptev Strait). *Climate of the Past*. 2017, 13: 587–611. https://doi.org/10.5194/cp-13-587-2017.
- Porter T.J., Opel T. Recent advances in paleoclimatological studies of Arctic wedge- and pore-ice stable-water isotope records. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2020, 31 (3): 429–441. doi: 10.1002/ppp.2052.
- 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., Hafliadason H., Hajdas I., Hatté 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.
- Schirrmeyer L., Bobrov A., Raschke E., Herzsuh U., Strauss J., Pestryakova L.A., Wetterich S. Late Holocene ice-wedge polygon dynamics in northeastern Siberian coastal lowlands. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2018, 50 (1): e1462595. doi:10.1080/15230430.2018.1462595.
- Vasil'chuk Y.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.
- Vasil'chuk Y.K., Budantseva N.A., Farquharson L., Maslakov A.A., Vasil'chuk A.C., Chizhova J.N. Isotopic evidence for Holocene January air temperature variability on the East Chukotka Peninsula. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018, 29 (4): 283–297. doi: 10.1002/ppp.1991.
- Vasil'chuk Y.K., Vasil'chuk A.C. Ice wedges in the Mayn River valley and winter air paleotemperatures in the Southern Chukchi Peninsula at 38–12 kyr BP. *Earth's Cryosphere*. 2017, XXI (5): 27–41. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-5(27-41).
- Vasil'chuk Y.K., Vasil'chuk A.C. The oxygen isotope composition of ice wedges of Ayon island and paleotemperature reconstructions of the late pleistocene and holocene of the North of Chukotka. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Moscow University Bulletin. Series 4. Geology*. 2018a, 73 (1): 87–99. https://doi.org/10.3103/S0145875218010131.
- Vasil'chuk Y.K., Vasil'chuk A.C. Winter Air Paleotemperatures at 30–12 kyr BP in the Lower Kolyma River, Plakhinskii Yar yedoma: evidence from stable isotopes. *Earth's Cryosphere*. 2018b, XXII (5): 3–16. doi: 10.21782/EC2541-9994-2018-5(3-16).
- Meteo Publications. Электронный ресурс. URL: www.meteo.ru/data/156-temperature (last access: 28 April 2022).
- www.pogodaiklimat.ru // Электронный ресурс.
- Walker M., Head M.J., Lowe J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L.S., Fisher D., Gkinis V., Long A., Newnham R., Rasmussen S.O., Weiss H. Sub-

dividing 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.

Wetterich S., Schirrmeister L., Nazarova L., Palagushkina O., Bobrov A., Pogosyan L., Savelieva L., Syrykh L., Matthes H., Fritz M., Günther F., Opel T., Meyer H. Holocene thermokarst and pingo development in the Kolyma Lowland (NE Siberia) // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018. V. 29. № 3. P. 182–198. doi: 10.1002/ppp.1979.

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.

Wetterich S., Schirrmeister L., Nazarova L., Palagushkina O., Bobrov A., Pogosyan L., Savelieva L., Syrykh L., Matthes H., Fritz M., Günther F., Opel T., Meyer H. Holocene thermokarst and pingo development in the Kolyma Lowland (NE Siberia). *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018, 29 (3): 182–198. doi: 10.1002/ppp.1979.