

Реконструкция зимней температуры воздуха в голоцене по стабильным изотопам из ледяных жил в районе города Анадырь

© 2019 г. Н.А. Буданцева*, Ю.К. Васильчук

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*nadin.budanceva@mail.ru

Winter air temperature in Holocene reconstructed from the ice wedges stable water isotopes near Anadyr town

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

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*nadin.budanceva@mail.ru

Received March 4, 2018 / Revised September 16, 2018 / Accepted December 21, 2018

Keywords: *deuterium excess, Eastern Chukotka, Holocene, hydrogen and oxygen isotopes, ice wedges, peatland, radiocarbon age, reconstruction of paleotemperature, winter air temperature.*

Summary

The object of research is syncryogenic Holocene strata on the coast of the Onemen Bay, 2 km from the town of Anadyr. In July 2017, the outcrop of the first marine terrace uncovered by strong storms was examined. The stratigraphy of the outcrop was represented mainly by sandy loam (5–7 m thick) covered by peat (1–1.5 m) and underlain by sand. Numerous ice wedges were opened in the upper part of this outcrop. Along with that another outcropping of transect of a lake-marsh basin represented by a peat bog of 2–2.5 m thick underlain by sandy loam was also investigated. Ice wedges occur below the polygonal trenches. The present-day narrow ice wedges were found in the upper part of the peat bog. Two representative fragments of both the above outcrops were thoroughly examined. Radiocarbon dating had shown that accumulation of peat on surface of the first marine terrace started in early Holocene (about 8 ka BP). Accumulation of peatland within the lake-marsh basin was also dated to the beginning of the Holocene (about 9 ka BP). In the middle of the Holocene, it was most likely interrupted as a result of thermokarst processes and bogging of the surface. Formation of peatlands in Chukotka during the Holocene is known to be accompanied by active growth of the ice wedges inside them, so the age of the wedges studied by us was estimated as the beginning of the Holocene. The analysis of stable oxygen and hydrogen isotopes in the Holocene and the modern ice wedges had allowed establishing mainly the atmospheric type of moisture feeding of the wedges (due to melted snow) and lack of noticeable isotope fractionation during the ice formation. It has been found that $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values in the Holocene ice wedges were lower than in the modern wedges and snow by an average 2–3 and 7–12 ‰, respectively. Paleotemperature reconstructions performed on the basis of isotope-oxygen data showed that the air temperature of the coldest winter month in the first half of the Holocene in the Onemen Bay area was lower than the present-day ones by an average 2–3 °C, which is in a good agreement with the trend of rising winter temperatures throughout the Chukotka Peninsula, as well as in other areas of Eastern Siberia and Alaska.

Citation: Budantseva N.A., Vasil'chuk Yu.K. Winter air temperature in Holocene reconstructed from the ice wedges stable water isotopes near Anadyr town. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019. 59 (1): 93–102. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-93-102.

Поступила 4 марта 2018 г. / После доработки 16 сентября 2018 г. / Принята к печати 21 декабря 2018 г.

Ключевые слова: *Восточная Чукотка, голоцен, дейтериевый эксцесс, зимняя температура воздуха, изотопы водорода и кислорода, палеотемпературные реконструкции, повторно-жильный лёд, радиоуглеродный возраст, торфяник.*

Объект исследований – синкриогенные голоценовые толщи на побережье залива Онемен, в 2 км от г. Анадырь. Изучены повторно-жильные льды, вскрытые в двух фрагментах обнажения первой морской террасы. При радиоуглеродном датировании вмещающего торфа установлено, что жилы начали активно формироваться в раннем голоцене (около 9–8 тыс. лет назад). Согласно палеотемпературным реконструкциям на основе изотопно-кислородных данных, температура воздуха самого холодного зимнего месяца в первой половине голоцена в районе залива Онемен была ниже современной на 2–3 °C.

Введение

Повторно-жильные льды — надёжный архив зимних палеоклиматических условий. Реконструкции зимних температур воздуха на основе данных изотопно-кислородного анализа повторно-жильных льдов проведены практически для всей терри-

тории Сибири [1–5]. Тем не менее, для Чукотки, наиболее восточного региона Российской Арктики, информация о зимних температурах воздуха в голоцене пока недостаточна. Значительная часть палеоклиматических реконструкций для Чукотки основана на спорово-пыльцевых данных и относится к летним периодам [6, 7]. Незначительный объём

изотопно-кислородных данных получен по голоценовым повторно-жильным льдам центральной и северной Чукотки, а также ближайших островов — Врангеля и Айон [1, 8—11]. Установлено, что значения $\delta^{18}\text{O}$ в жилах голоценового возраста более низкие, чем в современных жилках, возраст которых не более 100—120 лет. Кроме того, жилы в континентальных районах Чукотки имеют значения $\delta^{18}\text{O}$ заметно ниже, чем в прибрежных районах, что указывает на их формирование в условиях более низких зимних температур. Возрастная привязка ледяных жил основана на единичных радиоуглеродных датировках вмещающих отложений, которые, как правило, позволяют лишь приблизительно оценить время формирования жил. Поэтому привязка полученных изотопно-кислородных данных также носит ограниченный характер и не всегда позволяет проследить вариации изотопных характеристик и зимних палеотемператур в течение голоцена. В последнее время наиболее детальные исследования нескольких генераций повторно-жильных льдов проведены Г. Швамборном с соавторами [4, 5] в районе оз. Эльгыгытгын в центральной части Чукотки; они показали региональное повышение зимних температур около 9 тыс. л.н. (раннеголоценовый максимум) и около 4 тыс. л.н.

Задачи настоящей работы — изучить вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в сингенетических повторно-жильных льдах голоценового и современного возраста на востоке Чукотки, на побережье залива Онемен в районе г. Анадырь, установить возраст изотопных диаграмм на основе детального радиоуглеродного датирования (^{14}C) вмещающих отложений, выявить особенности соотношения $\delta^2\text{H}$ — $\delta^{18}\text{O}$ во льду исследованных жил и современного снега. Авторы выполнили реконструкцию зимних температур воздуха в голоцене и сопоставили их с современными температурами в районе исследований и в смежных областях.

Местоположение района исследований

В июле 2017 г. на побережье зал. Онемен, в 2 км от г. Анадырь, авторами были исследованы повторно-жильные льды, вскрытые в двух фрагментах обнажения первой морской террасы, размывтого в результате сильных штормов в ноябре 2016 г. В обнажении первой морской террасы высотой около 5—7 м вскрыт торф мощностью около 1,5 м,

подстилаемый супесью мощностью до 2 м. В основании разреза залегает мелкий и средний серовато-жёлтый, горизонтально-слоистый песок. На поверхности торфа отмечены полигоны размером 8×12 м. Вертикально-слоистые ледяные жилы залегают преимущественно в супеси, головы жил находятся в перекрывающем торфе. Лёд жил серый и желтовато-серый, вертикально-слоистый. Когда жилы вскрыты фронтально, лёд жил серовато-молочно-белый с большим количеством воздушных включений. Исследовано обнажение разреза озёрно-болотной котловины, сниженной на 5—6 м по отношению к предыдущему элементу первой морской террасы. Обнажение высотой 3—3,5 м вскрывает с поверхности торфяник мощностью 2—2,5 м, сложенный тёмно-коричневым горизонтально-слоистым торфом. Торф подстилается супесью — серой, мёрзлой, с мелкослоистой и мелкосетчатой криотекстурой. Под полигональными канавками вскрываются ледяные жилы, ширина которых во фронтальном разрезе составляет 0,4—1 м. Лёд жил желтовато-серый, пузырчатый. Для детальных исследований выбраны два фрагмента с наиболее полным вскрытием ледяных жил: фрагмент обнажения верхней части первой морской террасы и обнажение вкладки торфяника.

Повторно-жильный лёд в первом фрагменте (ПЖЛ № 1) расположен под межполигональной канавкой на глубине около 2 м от уровня выпуклого полигона, ширина жилы в верхней части около 0,9 м, вскрытая вертикальная мощность — около 1,5 м. ПЖЛ № 2 шириной в верхней части около 1 м залегал в супеси под торфяником. В центральной части в ПЖЛ № 2 внедряются жилки шириной около 5 см, сложенные льдом, торфом и супесью. Кровля супеси заметно изгибается вверх на контактах с жилой, что может указывать на выдавливание супеси по мере роста жилы. Под морозобойной трещиной в торфе залегает современная ледяная жилка, проникающая в подстилающую торф супесь.

Методы полевых и лабораторных исследований

Отбор образцов повторно-жильного льда и торфа. Лёд жил из двух фрагментов отобран для определения вариаций стабильных изотопов кислорода и водорода. ПЖЛ № 1 лучше был вскрыт по вертикали, поэтому из неё отобраны образцы

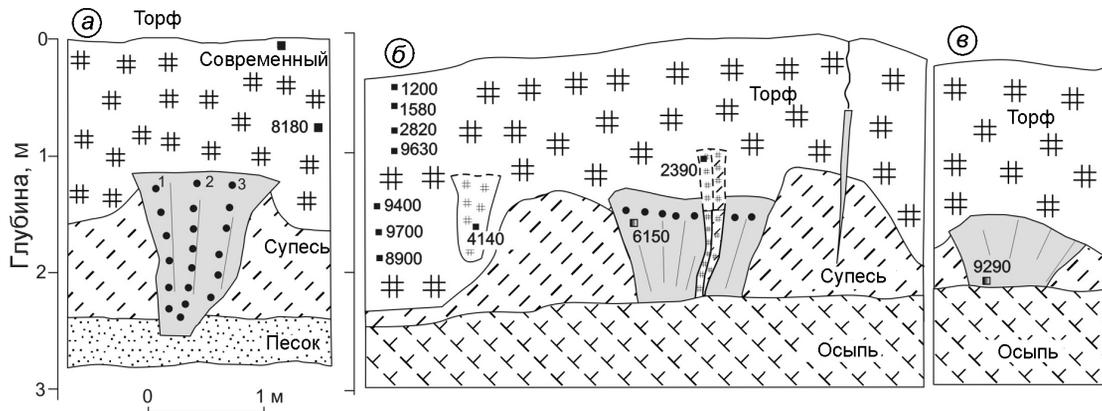


Рис. 1. Радиоуглеродный возраст (число лет) торфа, перекрывающего ПЖЛ № 1 в обнажении первой морской террасы (а) и ПЖЛ № 2 в обнажении торфяника (б), AMS-радиоуглеродный возраст (число лет) микровключений органики из повторно-жильных льдов в торфянике и схема отбора образцов льда для анализа стабильных изотопов вдоль вертикальных профилей 1–3 из ПЖЛ № 1 и вдоль горизонтального профиля из ПЖЛ № 2; в – см. текст

Fig. 1. Radiocarbon ages (years) of peat enclosing ice wedges in the first marine terrace outcrop (a) and in the peatland (б), AMS-radiocarbon ages (years) of organic microinclusions in the ice wedges from the peatland and scheme of ice wedge sampling for stable isotope analysis along vertical profiles 1–3 from ice wedge № 1 and along horizontal profile from ice wedge № 2; в – see text

вдоль трёх вертикальных профилей (рис. 1, а). ПЖЛ № 2 лучше был вскрыт преимущественно в верхней части, поэтому из него выполнен отбор образцов льда вдоль горизонтального профиля на глубине 0,2 м от кровли жилы. Также отобран образец льда из современной жилки (см. рис. 1, б). Для радиоуглеродного датирования и определения возраста вмещающих отложений отобраны два образца торфа, перекрывающего ПЖЛ № 1 и девять образцов торфа из торфяника, вмещающего ПЖЛ № 2. Также взяты образцы льда из двух жил в торфянике для определения возраста ледяных жил по микровключениям органики.

Определения изотопного состава и радиоуглеродного возраста. Измерения изотопного состава кислорода и водорода льда выполнены в режиме постоянного потока гелия (CF-IRMS) на масс-спектрометре Delta-V с использованием комплекса газ-бенч в изотопной лаборатории географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Для калибровки измерений использовались международные стандарты V-SMOW, SLAP, собственный лабораторный стандарт МГУ – снег ледника Гарабаши ($\delta^{18}\text{O} = -15,60\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -110,0\text{‰}$). Погрешность определений составила $\pm 0,6\text{‰}$ для $\delta^2\text{H}$ и $\pm 0,1\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$. Радиоуглеродное датирование торфа выполнено в Институте материальной культуры, Санкт-Петербург. В лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной ми-

кроскопии Института географии РАН (Москва) и Центра изотопных исследований Университета Джорджии (США) были выполнены радиоуглеродные определения возраста микровключений органики изо льда жил с применением ускорительной масс-спектрометрии (AMS).

Применение стабильных изотопов кислорода для палеотемпературных интерпретаций

Впервые уравнение, связывающее изотопно-кислородный состав повторно-жильного льда и зимние температуры воздуха, было получено Ю.К. Васильчуком [12]. До этого при палеотемпературной интерпретации изотопно-кислородного состава ледяных жил [13, 14] использовалось уравнение В. Дансгора [15], которое основано на сопоставлении среднегодовых температур воздуха и среднегодовых значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в атмосферных осадках. Однако, учитывая, что основной источник питания ледяных жил – вода тающего снега, высказано предположение [12], что более корректно сопоставлять зимние температуры с величинами $\delta^{18}\text{O}$ в жилах, так как осадки тёплого сезона практически не участвуют в питании повторно-жильных льдов. Эта позиция была изложена В. Дансгору в докладе во время летней школы в Роскильде (Дания) [16]; позже он согла-

сился, что это правильнее, так как морозобойные трещины формируются зимой, заполняются частично снегом, а окончательно — талой снеговой водой из всей накопившейся над морозобойной трещиной годовой толщи снега.

Результаты исследований изотопно-кислородного состава современных ледяных жил в разных районах криолитозоны России, выполненные в течение последних более чем 25 лет, подтвердили наличие хорошей корреляции со среднезимней температурой воздуха. М. Фукуда с соавторами [17] показали, что жилкам с изотопно-кислородным составом $-21 \div -23 \text{‰}$ соответствует среднезимняя температура $-23 \div -24 \text{ }^\circ\text{C}$. По данным В.И. Николаева и Д.В. Михалева [18], жилке со значением $\delta^{18}\text{O} = -18,5 \text{‰}$ соответствует среднезимняя температура воздуха $-19 \text{ }^\circ\text{C}$, жилке со значением $\delta^{18}\text{O} = -23,5 \text{‰}$ — среднезимняя температура воздуха $-23 \text{ }^\circ\text{C}$. По данным Х. Майера с соавторами [19], значению $\delta^{18}\text{O}$ в современных жилках -26‰ соответствовала среднезимняя температура воздуха $-23 \text{ }^\circ\text{C}$, значению $\delta^{18}\text{O}$ жилки $-20,8 \text{‰}$ — среднезимняя температура воздуха $-21 \text{ }^\circ\text{C}$.

Коэффициент соотношения $\delta^{18}\text{O}$ в ростках современных ледяных жил ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ПЖЛ}}$) со среднезимней температурой воздуха, согласно расчётам Х. Майера, выполненным в 2003 г., составил 1,02 [20]. Ю.К. Васильчук в 1989 г. на основании опробования современных ледяных жил из разных районов криолитозоны России получил коэффициент в современных жилых ростках со среднезимней температурой воздуха $T_{\text{ср.зим}}$ равный 1,0. Коэффициент соотношения $\delta^{18}\text{O}$ в ростках современных ледяных жил со среднеянварской температурой воздуха $T_{\text{ср.янв}}$ составил 1,5. Эти зависимости выражаются следующими уравнениями:

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

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

Такое сходжение объясняется хорошей статистической представительностью подборки данных, полученных по жилам из разных регионов криолитозоны России, и отсутствием значимых побочных факторов — фракционирования, сублимации или заметного участия вод иного генезиса при образовании повторно-жильных льдов.

Сравнение соотношения $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ во льду исследованных жил и в современном снеге позволяет оценить процессы фракционирования и изменения первичного изотопного состава снега до по-

Таблица 1. Радиоуглеродные датировки (^{14}C) торфа в отложениях первой морской террасы на побережье зал. Онемен и микровключений органики в повторно-жильных льдах, район г. Анадырь

Номер образца	Лабораторный номер образца	Глубина отбора, м	^{14}C -датировка, лет назад
<i>Обнажение первой террасы (фрагмент № 1)</i>			
YuV-17An/57	Ле-11644	0,8	8180±100
YuV-17An/27	Ле-11631	0,1	Современный
<i>Обнажение торфяника (фрагмент № 2)</i>			
YuV-17An/43	Ле-11640	0,1	1200±50
YuV-17An/42	Ле-11639	0,2	1580±50
YuV-17An/41	Ле-11638	0,4	2820±100
YuV-17An/40	Ле-11637	0,6	9630±130
YuV-17An/38	Ле-11636	1,3	9400±230
YuV-17An/37	Ле-11635	1,7	9700±150
YuV-17An/34	Ле-11634	1,8	8900±120
YuV-17An/46	Ле-11643	1,7	4140±80
YuV-17An/45	Ле-11642	1,1	2390±30
<i>ПЖЛ (фрагмент № 2)</i>			
YuV-17An/58	IGAN _{AMS} -6441	1,7	6150±30
YuV-17An/66	IGAN _{AMS} -6443	2,1	9290±30

падания его в морозобойную трещину или в процессе замерзания в ней на основе сопоставления с глобальной линией метеорных вод (ГЛМВ), предложенной Х. Крейгом для атмосферных осадков и имеющей наклон линии соотношения $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ равный восьми. Как правило, наклон этой линии ниже восьми указывает на изотопное фракционирование, которому подвергался снег, или участие вод не атмосферного происхождения (паводковых, озёрно-болотных) в формировании жильного льда, что создаёт ограничения в использовании значений $\delta^{18}\text{O}$ для палеотемпературных реконструкций.

Результаты

Радиоуглеродный возраст вмещающего торфа и микровключений органики в жильном льду. Торф, перекрывающий жилу в обнажении морской террасы, в нижней части датирован возрастом 8180 лет. Поверхностный торф имеет современный возраст (см. рис. 1, а). По торфу, вмещающему жилу № 2, получена серия датировок от 8900 до 1200 лет (табл. 1). В нижней части торфяника отмечены возрастные инверсии — над датировкой 8900 лет получены датировки 9700 и 9400 лет (см. рис. 1, б); скорее всего, здесь происходило перетложение торфа. По торфяной жиле, расположенной рядом с ледяной жилой, получена дати-

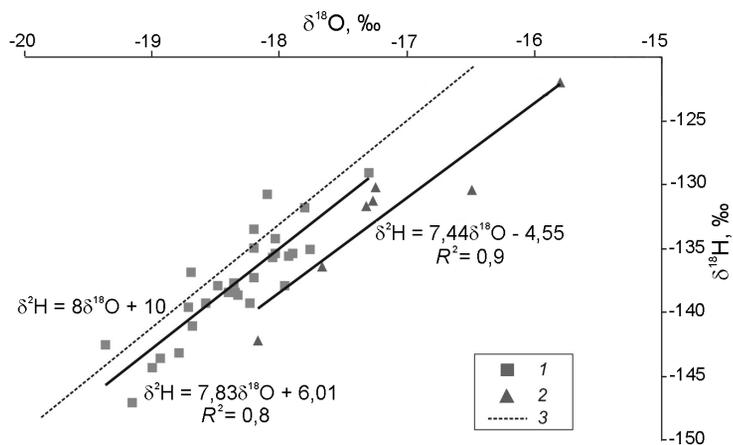


Рис. 2. Соотношение $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ во льду ПЖЛ № 1 и № 2 (1) в обнажении первой морской террасы и торфяника, во льду современной жилки и снеге (2) на побережье залива Онемен в районе г. Анадырь; 3 – глобальная линия метеорных вод

Fig. 2. $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ relation in the ice wedges № 1 and № 2 (1) in the first marine terrace and peatland outcrops, in the modern ice wedge and snow (2) on the Onemen Bay coast near Anadyr' town; 3 – global meteoric water line

ровка 4140 лет, для торфа из грунтово-торфяной жилы, внедряющейся в ледяную жилу, получена датировка 2390 лет (см. рис. 1, б). Микровключения органики изо льда ПЖЛ № 2 и из небольшого фрагмента ПЖЛ, вскрытого под торфяником в 30 м от ПЖЛ № 2 (см. рис. 1, в), датированы в 6150 и 9290 лет соответственно. Эти датировки подтвердили наше предположение о сингенетическом формировании повторно-жильных льдов.

Наличие торфяной и торфяно-грунтовой жил указывает на субаквальное протаивание ледяных жил в результате формирования озера на поверхности торфяника. В дальнейшем озеро, по-видимому, стало заболачиваться, в нём возобновилась аккумуляция торфа, а потом, после осушения поверхности, началось промерзание и формирование ледяных жил. На основании полученных радиоуглеродных датировок из вмещающего торфяника и изо льда жил время образования исследованных ледяных жил определяется первой половиной голоцена. Их возраст, вероятно, старше 8000 лет, при этом ПЖЛ № 2 кратковременно возобновлял свой рост во второй половине голоцена.

Изотопный состав повторно-жильных льдов. Соотношение $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ во льду исследованных жил и в современном снеге позволяет оценить процессы фракционирования и изменения первичного изотопного состава снега до его попадания в морозобойную трещину или в процессе замерзания в ней на основе сопоставления с ГЛМВ, предложенной Х. Крейгом для атмосферных осадков. Наклон линии соотношения $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ во льду голоценовых ледяных жил составляет 7,8, во льду современной жилки и в снеге, отобранном на склоне горы Михаила на побережье зал. Онемен, – 7,4, что близко к наклону ГЛМВ (рис. 2).

Эти данные показывают, что современный снег, а также снег, формировавший ледяные жилы в голоцене, почти не подвергались изотопному фракционированию и поэтому значения $\delta^{18}\text{O}$ можно применять для палеотемпературных реконструкций.

Во льду ПЖЛ № 1 вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ составили 1,5 ‰ – от –17,9 до –19,4 ‰, вариации значений $\delta^2\text{H}$ не превысили 15 ‰ – от –134,2 до –147,1 ‰ (табл. 2). Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ вдоль трёх вертикальных профилей показывает чёткую тенденцию утяжеления изотопного состава снизу вверх (рис. 3, а), особенно вдоль профиля 2 в центральной части жилы (на 1,5 ‰). Во льду ПЖЛ № 2 в торфянике получен более узкий диапазон вариаций изотопных значений: 1,4 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ – от –17,3 до –18,7 ‰ и около 8 ‰ для $\delta^2\text{H}$ – от –129 до –136,8 ‰; наиболее высокие значения отмечены в центральной части жилы (см. рис. 3, б). Лёд современной жилки из торфяника имел значение $\delta^{18}\text{O}$ равно –15,8 ‰ и $\delta^2\text{H}$ равно –122 ‰.

Значения дейтериевого эксцесса d_{exc} во льду голоценовых жил варьируют от 6,1 до 14,1 ‰, в современной жилке и в снеге значения d_{exc} в целом ниже и изменяются от 1,5 до 7,8 ‰ (см. табл. 2). Возможно, современный снежный покров формируется при большем участии локальных влагонесущих воздушных масс, в то время как в образовании ледяных жил в голоцене участвовал снег как из локальных, так и из отдалённых источников влаги.

Для наших исследований мы использовали также данные, полученные Ю.К. Васильчуком и А.К. Васильчук в 1987 г. Тогда в районе г. Анадырь в торфянике в отложениях первой морской террасы была изучена ледяная жила. Вертикальная мощность жилы – около 3 м, основная её часть залегает в торфе, нижняя часть жилы находится в подстила-

Таблица 2. Значения $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и d_{exc} во льду голоценовых и современных жил в обнажениях первой морской террасы, а также современном снеге, побережье зал. Онемен, район г. Анадырь

Номер ключевого участка	Число образцов	$\delta^{18}\text{O}$, ‰			$\delta^2\text{H}$, ‰			d_{exc} , ‰		
		min	mean	max	min	mean	max	min	mean	max
<i>ПЖЛ голоценового возраста</i>										
YuV-17An ПЖЛ № 1	20	-19,37	-18,48	-17,93	-147,1	-139,4	-134,2	6,1	8,5	12,5
YuV-17An ПЖЛ № 2	7	-18,67	-18,03	-17,34	-136,8	-133,2	-129,0	7,8	11,1	14,1
339-YuV, 347-YuV	8	-17,3	-16,9	-16,6	-	-	-	-	-	-
<i>Современные ледяные жилки</i>										
YuV-17An	1	-	-15,8	-	-	-122,0	-	-	4,4	-
339-YuV, 347-YuV	2	-16,4	-16,1	-15,8	-	-	-	-	-	-
<i>Современный снег*</i>										
V-K-S-98	6	-18,17	-17,36	-16,49	-142,2	-133,7	-130,2	1,5	5,2	7,8

*Изотопные определения М. Гея, Ганноверская изотопная лаборатория геологической службы Нижней Саксонии, Нидерланды. Прочерки – отсутствие данных.



Рис. 3. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ во льду ПЖЛ № 1 вдоль вертикальных профилей 1–3 (а) и во льду ПЖЛ № 2 вдоль горизонтального профиля (б)

Fig. 3. $\delta^{18}\text{O}$ profiles in the ice wedge № 1 along vertical profiles 1–3 (a) and in the ice wedge № 2 along horizontal profile (b)

ющем торф песке. В верхней части разреза в перекрывающей торф супеси залегают современные узкие ледяные жилки (рис. 4). В основании торфяника по торфу получены радиоуглеродные датировки 9080 и 9130 лет, что указывает на начало аккумуляция торфа и роста жилы в раннем голоцене. Вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ во льду жилы составили от $-16,6$ до $-17,3$ ‰, во льду современной жилки $-15,8$ и $-16,4$ ‰ (см. рис. 4, табл. 2).

Реконструкция зимних температур воздуха в первой половине голоцена и их сопоставление с современными температурами на востоке Чукотки

Вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ во льду исследованных голоценовых жил не превышали 3 ‰ в диапазоне $-16,6$ до $-19,4$ ‰. Более низкие значения получены во льду ПЖЛ № 1 в отложениях первой морской террасы (от $-17,9$ до $-19,4$ ‰), более высокие – в ПЖЛ № 2 из торфяников (от $-16,6$ до $-18,7$ ‰). Применяя зависимости (1) и (2),

можно сделать вывод, что в районе г. Анадырь в первой половине голоцена среднезимняя температура воздуха варьировала в диапазоне от -19 до -17 °С, средняя температура воздуха наиболее холодного зимнего месяца (января или февраля) изменялась от -29 до -25 °С. При этом можно предположить незначительный положительный тренд зимних температур от начала к середине голоцена. Небольшой диапазон вариаций температур показывает стабильность зимних климатических условий в данный период. Современные жилки в исследованных нами торфяниках характеризуются значениями $\delta^{18}\text{O}$ около -16 ‰, что, при пересчёте по уравнению (2), даёт значение среднеянварской температуры около -24 °С. Это указывает на явное улучшение зимних климатических условий в течение последних 100 лет.

Вместе с тем отметим, что, несмотря на более низкие температуры зимнего периода в начале голоцена, летние условия были заметно более тёплыми и влажными по сравнению с современными. Это способствовало активизации термокарстовых процессов, формированию озёр и

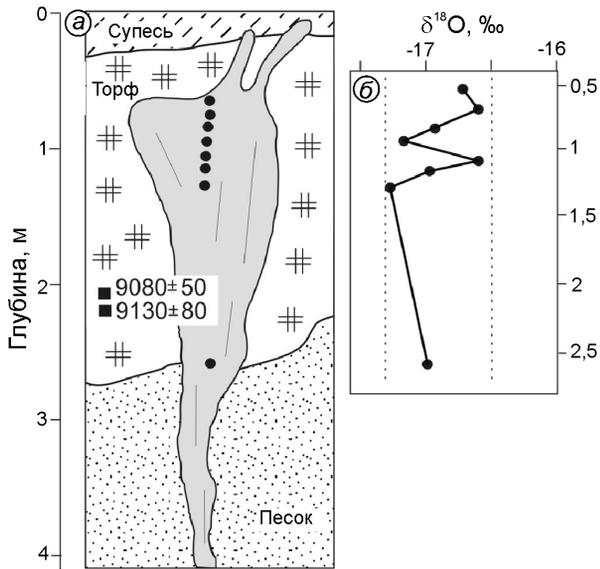


Рис. 4. Строение разреза с повторно-жильным льдом в обнажении торфяника, исследованного в районе г. Анадырь в 1987 г.

Радиоуглеродный возраст торфа (число лет) и схема отбора образцов льда для анализа стабильных изотопов (а), распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ во льду жили (б)

Fig. 4. Stratigraphy of peatland outcrop with ice wedges studied in 1987 near Anadyr' town. Radiocarbon ages (years) of peat enclosing ice wedge and scheme of ice wedge sampling for stable isotope analysis (a), $\delta^{18}\text{O}$ profile in the ice wedge (b)

болот в ядрах полигонов повторно-жильных льдов и широкому распространению торфяников, которые ввиду теплофизических свойств торфа зимой были участками наиболее интенсивного формирования повторно-жильных льдов. На территории Северо-Восточной Сибири торфяники формировались в основном на поймах, первых надпойменных террасах [22]. На севере Колымской низменности, в зоне кустарниковой травянистой тундры, в обнажении аласного комплекса торфяники мощностью 4 м перекрываются и подстилаются озёрными суглинками и содержат мощные повторно-жильные льды, рассекающие всю толщу торфа и уходящие в подстилающие отложения. Согласно радиоуглеродным датировкам (интервал 9,5–8 тыс. лет назад) остатков высокоствольных берёз, крупных кустов ольховника и ивы, обнаруженным в голоценовых осадках Колымской низменности, островов Новосибирского архипелага и Северной Чукотки, в начале голоцена лесная растительность произрастала гораздо севернее их современного ареала [22]. На востоке Чукотке торфяники часто залегают в виде линз и

горизонтов мощностью 0,5–3 м, перекрывающих отложения низких аллювиальных и морских террас, пойм и лайд или находятся в последних в виде линз. Начало их формирования также датируется ранним голоценом. Так, в районе пос. Лорино, в долине р. Лорэн по торфянику получена датировка 8525 лет, в береговом обрыве в долине р. Утаап основание торфяника датировано в 8820 лет [23].

В настоящее время отмечается существенная изменчивость зимних температур воздуха в районе исследований. По данным метеостанции Анадырь, в период 1965–2015 гг. средняя температура января варьировала от -10 до -29 °С, составляя в среднем за данный период -22 °С; по данным метеостанции Уэлен, вариации среднеянварской температуры составили от $-9,8$ до $-26,8$ °С [24]. Таким образом, тренд повышения среднеянварской температуры воздуха от первой половины голоцена до настоящего времени (последнего столетия) в районе исследований составил в среднем 2–4 °С.

Наши изотопно-кислородные данные по голоценовым ледяным жилам в районе г. Анадырь хорошо согласуются с ранее полученными данными по другим районам Чукотки. Наиболее низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ характерны для голоценовых ледяных жил, исследованных в отложениях террасы на оз. Эльгыгытгын (от $-22,4$ до $-23,5$ ‰), на островах Айон и Врангеля (около -22 ‰), а также в долинах рек Амгуэма и Майн (около -20 ‰). В прибрежных районах значения $\delta^{18}\text{O}$ в голоценовых повторно-жильных льдах в среднем на 4–6 ‰ выше: в районе оз. Коолень, пос. Лаврентия и Лорино они варьируют от -14 до $-16,5$ ‰ (табл. 3).

Применяя зависимость (2), мы реконструировали средnezимние и среднеянварские температуры воздуха на Чукотском полуострове для первой половины голоцена (см. табл. 3). Показано, что в континентальных районах средnezимняя температура воздуха составляла -20 ÷ -24 °С, в то время как в восточных прибрежных районах она варьировала от -17 °С в районе зал. Онемен (г. Анадырь, пос. Лорино и оз. Коолень) до -14 °С в районе пос. Лаврентия. Близкое соотношение отмечено и в современных ледяных жилах: наиболее низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ ($-20,4$ ‰) зафиксированы в жилках континентальных районов (оз. Эльгыгытгын), а также на островах Айон и Врангеля (-20 ‰), в то время как в районе пос. Лорино и оз. Коолень получены значения $\delta^{18}\text{O}$ -13 и $-14,7$ ‰. Отметим, что значения $\delta^{18}\text{O}$ в современных ледяных жилках хоро-

Таблица 3. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в голоценовых и современных жилах Чукотки, реконструированные для периода 10–5 тыс. лет назад, и современные среднезимние $T_{\text{ср.зим}}$ и среднеянварские $T_{\text{ср.январ}}$ температуры воздуха*

Район исследований	Голоцен			XX – начало XXI в.		
	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$T_{\text{ср.зим}}$, °C	$T_{\text{ср.январ}}$, °C	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$T_{\text{ср.зим}}$, °C	$T_{\text{ср.январ}}$, °C
О. Айон [1]	–21,6	–22	–31	–20	–20	–29
О. Врангеля [21]	–21,5	–22	–33	–20	–17	–25
Р. Амгуэма [8, 9]	–20,0	–20	–30	–19	–19	–29
Оз. Эльгыгытгын (нижний ярус) [4, 5]	–23,5	–24	–35	–20,4	–18	–27
Оз. Эльгыгытгын (верхний ярус) [4, 5]	–22,4	–22	–30	–20,4	–18	–27
Оз. Коолень [1]	–16,5	–17	–24	–14,7	–15	–22,5
Пос. Лаврентия [25]	–14	–14	–21	–	–	–
Пос. Лорино [25]	–16,5	–17	–24	–13	–13	–19,5
Г. Анадырь	–17	–17	–26	–16	–15	–21

*Прочерки – отсутствие данных.

шо коррелируют с зимними температурами воздуха, фиксируемыми по метеостанциям в данном регионе (Анадырь, Уэлен, Эгвекинот, Амгуэма). Анализ метеоданных по этим станциям за период 1965–2015 гг. показал, что прибрежные районы Восточной Чукотки характеризуются более высокими среднеянварскими температурами воздуха и более широким диапазоном их вариаций по сравнению с континентальными и северными районами п-ова Чукотка, где преобладают более суровые и стабильные температуры воздуха зимой. Сопоставление изолиний современных и голоценовых среднеянварских температур воздуха показывает явное смещение современных изотерм более высоких температур в глубь полуострова по сравнению с голоценовыми и устойчивое повышение значений температур на всех станциях в среднем на 2–4 °C.

Тренд повышения значений изотопно-кислородного состава во льду голоценовых и современных ледяных жил, установленный нами для района г. Анадырь и сопоставимый в целом со всей территорией Чукотки, отмечен и во многих районах восточного сектора Российской Арктики, а также Аляски и Северного Юкона. Так, изотопно-кислородная запись с высоким разрешением по сингенетической голоценовой ледяной жиле в дельте р. Лена отражает стабильный положительный тренд значений $\delta^{18}\text{O}$ за последние 7 тыс. лет от –26,5 до –24 ‰, что указывает на тренд повышения зимних температур воздуха, особенно заметный во второй половине голоцена.

Наиболее выраженный положительный сдвиг значений $\delta^{18}\text{O}$ (до –22 ‰) отмечен для периода 1965–2015 гг. [2]. По голоценовым ледяным жилам в районах Барроу и Прудо Бэй на севере Аляски средние значения $\delta^{18}\text{O}$ составили –21,3 ‰ и

–23,4 ‰, повторно-жильные льды средне- и позднеголоценового возраста в районе Олд Кроу, Северный Юкон, характеризуются значениями $\delta^{18}\text{O}$ от –24 до –27 ‰ [26]. Молодые ледяные жилы на севере Аляски имеют заметно более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$: –17,4 ‰ и –16,6 ‰ (Барроу и Прудо Бэй соответственно). Такой заметный сдвиг в сторону более высоких значений изотопного состава большинство исследователей объясняет устойчивым повышением зимних температур воздуха на протяжении всего голоцена и особенно в течение последнего столетия (антропоцена).

Выводы

Формирование сингенетических повторно-жильных льдов в пределах торфяников на побережье зал. Онемен на востоке Чукотки происходило в начале голоцена – около 9–6 тыс. лет назад. Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в голоценовых жилах не превышали 3 ‰ и составили от –16,6 до –19,4 ‰; значения $\delta^2\text{H}$ варьировали от –129 до –147,1 ‰, d_{exc} – от 6,1 до 14,1 ‰. В современных ледяных жилах в районе г. Анадырь значения $\delta^{18}\text{O}$ составили –15,8 ÷ –16,6 ‰, $\delta^2\text{H}$ – –122 ‰, d_{exc} – 4,4 ‰. В первую половину голоцена средняя температура самого холодного зимнего месяца (января или февраля) была ниже современной в среднем на 2–3 °C и варьировала от –25 до –29 °C.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 17-05-00793 и № 18-05-60272 Арктика – интерпретация результатов) и РНФ (проект № 14-27-00083-П – изотопные определения) с использованием масс-спектрометрического

оборудования, приобретённого на средства Программы развития МГУ имени М.В. Ломоносова. Авторы благодарны А.К. Васильчук за участие в полевых исследованиях.

Acknowledgments. This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (grants

№ 17-05-00793 and № 18-05-60272 Arctic – results interpretation) and Russian Scientific Foundation (grant № 14-27-00083-P – stable isotope analysis) with use of mass-spectrometer obtained within the Development program of Lomonosov Moscow State University. The authors are grateful A.C. Vasilchuk for her participation in field research.

Литература

1. 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.
2. Meyer H., Opel T., Laepple T., Dereviagin A.Y., Hoffmann K., Werner M. Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid- to late Holocene // *Nature Geoscience*. 2015. № 8. P. 122–125.
3. Opel T., Meyer H., Wetterich S., Laepple T., Dereviagin A., Murton J. Ice wedges as archives of winter paleoclimate: A review // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018. V. 29. № 3. P. 199–209.
4. Schwamborn G., Fedorov G., Schirrmeister L., Meyer H., Hubberten H.W. Periglacial sediment variations controlled by late Quaternary climate and lake level change at Elgygytyn Crater, Arctic Siberia // *Boreas*. 2008. V. 37. № 1. P. 55–65.
5. Schwamborn G., Meyer H., Fedorov G., Schirrmeister L., Hubberten H.W. Ground ice and slope sediments archiving late Quaternary paleoenvironment and paleoclimate signals at the margins of El'gygytyn Impact Crater, NE Siberia // *Quaternary Research*. 2006. V. 66. P. 259–272.
6. Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки / Под. ред. П.И. Каплина. М.: Наука, 1980. 295 с.
7. Lozhkin A.V., Anderson P.M. Forest or no forest: implications of the vegetation record for climatic stability in Western Beringia during Oxygen Isotope Stage 3 // *Quaternary Science Reviews*. 2011. V. 30. P. 2160–2181.
8. Котов А.Н. Особенности криолитогенеза в зоне абляции позднеплейстоценовых ледников // *История фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике*. Новосибирск: Наука, 1997. С. 249–259.
9. Котов А.Н. Аласный и ледовый комплексы отложений северо-западной Чукотки (побережье Восточно-Сибирского моря) // *Криосфера Земли*. 1998. Т. 2. № 1. С. 11–18.
10. Котов А.Н. Отражение климатических ритмов в морфологии рельефа и строении криолитогенных отложений долины р. Таныурер (Чукотка) // *Изменение природной среды Берингии в четвертичный период*. Магадан: Чукотский филиал Северо-Восточного комплексного науч.-исслед. ин-та ДВО РАН, 1998. С. 133–153.
11. Королев С.В. Находка в долине р. Амгуэмы позднеплейстоценового глетчерного льда (Северная Чукотка) // *ДАН*. 1993. Т. 329. № 2. С. 195–198.

References

1. Vasil'chuk Yu.K. *Izotopno-kislородny sostav podzemnykh l'dov (opyt paleoгеокриологических реконструкций)*. Oxygen isotope composition of ground ice (application to paleoгеоcryological reconstructions). In 2 volumes. V. 1. Moscow, Theoretical Problems Department, Russian Academy of Sciences and Lomonosov Moscow University Publications, Moscow (in Russian). 1992: 420 p. [In Russian].
2. Meyer H., Opel T., Laepple T., Dereviagin A.Y., Hoffmann K., Werner M. Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid- to late Holocene. *Nature Geoscience*. 2015, 8: 122–125.
3. Opel T., Meyer H., Wetterich S., Laepple T., Dereviagin A., Murton J. Ice wedges as archives of winter paleoclimate: A review. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018, 29 (3): 199–209.
4. Schwamborn G., Fedorov G., Schirrmeister L., Meyer H., Hubberten H.W. Periglacial sediment variations controlled by late Quaternary climate and lake level change at Elgygytyn Crater, Arctic Siberia. *Boreas*. 2008, 37 (1): 55–65.
5. Schwamborn G., Meyer H., Fedorov G., Schirrmeister L., Hubberten H.W. Ground ice and slope sediments archiving late Quaternary paleoenvironment and paleoclimate signals at the margins of El'gygytyn Impact Crater, NE Siberia. *Quaternary Research*. 2006, 66: 259–272.
6. *Noveyshie otlozheniya i paleoгеографiya pleystotsena Chukotki*. The newest sediments and paleoгеоgraphy of Pleistocene in Chukotka. Ed. P.A. Kaplin. Moscow: Nauka, 1980: 295 p. [In Russian].
7. Lozhkin A.V., Anderson P.M. Forest or no forest: implications of the vegetation record for climatic stability in Western Beringia during Oxygen Isotope Stage 3. *Quaternary Science Reviews*. 2011, 30: 2160–2181.
8. Kotov A.N. The features of cryolithogenesis in the ablation zone of Late Pleistocene glaciers. *Istoriya fundamental'nykh issledovaniy kriosfery Zemli v Arktike i Subarktike*. The history of base research of Earth cryosphere in the Arctic and Sub-Arctic. Novosibirsk: Nauka, 1997: 249–259. [In Russian].
9. Kotov A.N. Alas and ice-wedge ice complex of the deposits of north-western Chukotka (Eastern-Siberian sea coast). *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 1998, 2 (1): 11–18. [In Russian].
10. Kotov A.N. Reflection of climatic rhythms in the relief morphology and in structure of permafrost valley deposits of the Tanyurer River (Chukotka). *Izmenenie prirodnoy sredy Beringii v chetvertichny period*. Environmental Changes in Beringia During the Quaternary. Magadan: Chukotka branch of North East Interdisciplinary Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, 1998: 133–153 [In Russian].
11. Korolyov S.Yu. The find of late Pleistocene glacial ice in the valley of the Amguema river (Northern Chukotka).

12. *Васильчук Ю.К.* Корреляция изотопно-кислородного состава повторно-жильных льдов со среднезимними и среднеянварскими температурами воздуха // *Изотопы в гидросфере. Тезисы докладов 3-го Всес. симпозиума.* М.: Ин-т водных проблем АН СССР, 1989. С. 82–83.
13. *Vasil'chuk Yu.K., Trofimov V.T.* Debated problems of paleocryology of the Pleistocene and Holocene of Western Siberia in light of new data // *Moscow University geology Bulletin.* Published Allerton Press Inc., New York. 1984. V. 39. № 3. P. 67–80.
14. *Vasil'chuk Yu.K., Yesikov A.D., Oprunenko Yu.F., Petrova Ye.A., Vasil'chuk A.C., Sulerzhitskiy L.D.* New data of stable oxygen isotopes composition in syngenetic Late Pleistocene ice wedge of the lower Kolyma River // *Transactions of the USSR Academy of Sciences. Earth Science Sections.* Published by Scripta Technica, Inc. A Wiley Company. New York. 1985. V. 281. № 2. P. 91–94.
15. *Dansgaard W.* Stable isotopes in precipitation // *Tellus.* 1964. V. 16. № 4. P. 436–468.
16. *Vasil'chuk Yu., Vasil'chuk A.* Oxygen-isotope composition dynamics of Northern Eurasia cryosphere during last 40 kyr // *Summer school on isotope effects as tools in basic and environmental research.* Roskilde. Denmark. June 24–28. 1995. Abstracts. Publications of University of Roskilde, 1995. P. 41–42.
17. *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.
18. *Nikolayev V.I., Mikhalev D.V.* An oxygen-isotope paleothermometer from ice in Siberian permafrost // *Quaternary Research.* 1995. V. 43. № 1. P. 14–21.
19. *Meyer H., Dereviagin A., Siebert C., Schirmmeister L., Hubberten H.W.* Palaeoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island. North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges // *Permafrost and Periglacial Processes.* 2002. V. 13. P. 91–105.
20. *Meyer H.* Late Quaternary climate history of Northern Siberia – evidence from ground ice (Die spätquartär Klimageschichte Nordsibiriens – Ergebnisse aus Untersuchungen an Grundeis) // *Berichte zur Polar- und Meeresforschung.* 2003. № 461. 112 p.
21. *Васильчук Ю.К., Котляков В.М.* Основы изотопной геокриологии и гляциологии. М.: Изд-во МГУ, 2000. 616 с.
22. *Vazhenina L.N., Lozhkin A.V.* Нижнеголоценовые торфяники северо-востока Сибири // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2013. № 5. С. 74–84.
23. *Иванов В.Ф.* Четвертичные отложения побережья Восточной Чукотки. Владивосток, 1986. 138 с.
24. Электронный ресурс: <http://meteo.ru/data/156-temperature>.
25. *Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Maslakov A.A., Chizhova Ju.N.* Oxygen isotope composition of Holocene ice wedges of Eastern Chukotka // *Doklady Earth Sciences.* 2018. V. 480. Pt. 2. P. 759–763.
26. *Kanevskiy M., Shur Y., Jorgenson T., Brown D.R.N., Moskalenko N., Brown J., Walker D.A., Raynolds M.K., Buchhorn M.* Degradation and stabilization of ice wedges: Implications for assessing risk of thermokarst in northern Alaska // *Geomorphology.* 2017. № 297. P. 20–42.
27. *Doklady Akademii Nauk.* Proc. of the Academy of Sciences. 1993, 329 (2): 195–198. [In Russian].
28. *Vasil'chuk Yu.K.* Correlation of oxygen isotope composition of ice wedges and mean winter and mean January air temperature. *Isotopy v gidrosfere. Tezisy dokladov 3-go Vsesoyuznogo simpoziuma.* Isotopes in hydrosphere. Proc. of 3rd all-union symposium. Moscow: Institute of Water Problems, USSR Academy of Sciences. 1989: 82–83. [In Russian].
29. *Vasil'chuk Yu.K., Trofimov V.T.* Debated problems of paleocryology of the Pleistocene and Holocene of Western Siberia in light of new data. *Moscow University geology Bulletin.* Published Allerton Press Inc., New York. 1984, 39 (3): 67–80.
30. *Vasil'chuk Yu.K., Yesikov A.D., Oprunenko Yu.F., Petrova Ye.A., Vasil'chuk A.C., Sulerzhitskiy L.D.* New data of stable oxygen isotopes composition in syngenetic Late Pleistocene ice wedge of the lower Kolyma River. *Transactions of the USSR Academy of Sciences. Earth Science Sections.* Published by Scripta Technica, Inc. A Wiley Company. New York. 1985, 281 (2): P. 91–94.
31. *Dansgaard W.* Stable isotopes in precipitation. *Tellus.* 1964, 16 (4): 436–468.
32. *Vasil'chuk Yu., Vasil'chuk A.* Oxygen-isotope composition dynamics of Northern Eurasia cryosphere during last 40 Kyr. *Summer school on isotope effects as tools in basic and environmental research.* Roskilde, Denmark, June, 24–28. 1995. Abstracts. Publications of University of Roskilde, 1995: 41–42.
33. *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.
34. *Nikolayev V.I., Mikhalev D.V.* An Oxygen-Isotope Paleothermometer from Ice in Siberian Permafrost. *Quaternary Research.* 1995, 43 (1): 14–21.
35. *Meyer H., Dereviagin A., Siebert C., Schirmmeister L., Hubberten H.W.* Palaeoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island. North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges. *Permafrost and Periglacial Processes.* 2002, 13: 91–105.
36. *Meyer H.* Late Quaternary climate history of Northern Siberia – evidence from ground ice (Die spätquartär Klimageschichte Nordsibiriens – Ergebnisse aus Untersuchungen an Grundeis). *Berichte zur Polar- und Meeresforschung.* 2003, 461: 112 p.
37. *Vasil'chuk Yu.K., Kotlyakov V.M.* *Osnovy izotopnoy geokriologii i glyatsiologii.* Principles of Isotope Geocryology and Glaciology. A comprehensive textbook. Moscow University Press, 2000: 616 p. [In Russian].
38. *Vazhenina L.N., Lozhkin A.V.* Early Holocene peatlands of north-East of Siberia. *Izvestiya RAN. Izvestiya Ross. Akad. Nauk, Seriya Geogr.* Proc. of the RAS, Geographical Series. 2013, 5: 74–84 [In Russian].
39. *Ivanov V.F.* *Chetvertichnye otlozheniya poberezhniya Vostochnoy Chukotki.* Quaternary sediments of Eastern Chukotka coast. Vladivostok, 1986: 138 p. [In Russian].
40. <http://meteo.ru/data/156-temperature>.
41. *Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Maslakov A.A., Chizhova Ju.N.* Oxygen isotope composition of Holocene ice wedges of Eastern Chukotka. *Doklady Earth Sciences.* 2018, 480 (2): 759–763.
42. *Kanevskiy M., Shur Y., Jorgenson T., Brown D.R.N., Moskalenko N., Brown J., Walker D.A., Raynolds M.K., Buchhorn M.* Degradation and stabilization of ice wedges: Implications for assessing risk of thermokarst in northern Alaska. *Geomorphology.* 2017, 297: 20–42.