

ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫЕ ЛЬДЫ ДОЛИНЫ РЕКИ МАЙН И РЕКОНСТРУКЦИЯ ЗИМНИХ ПАЛЕОТЕМПЕРАТУР ВОЗДУХА ЮЖНОЙ ЧУКОТКИ 38–12 ТЫСЯЧ ЛЕТ НАЗАД

Ю.К. Васильчук, А.К. Васильчук

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический и геологический ф-ты, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия
Тюменский государственный университет, 625003, Тюмень, ул. Володарского, 6, Россия; vasilch_geo@mail.ru

Рассмотрены особенности строения и состава позднеплейстоценовых многоярусных повторно-жильных структур в долине реки Майн и сингенетических ледяных жил в сопредельных районах на юге Чукотки. Исследования изотопно-кислородного и дейтериевого состава льда жил, радиоуглеродного возраста отложений, гидрохимических и палинологических особенностей разреза позволили выполнить детальные количественные оценки изменения палеогеокриологических и палеоклиматических условий региона в позднем неоплейстоцене 38–12 тыс. лет назад. Подтвержден вывод о существовании более суровых зимах, господствовавших здесь в конце позднеплейстоценового криохрона, и достаточно суровых зимах оптимума голоцена.

Повторно-жильные льды, голоцен, поздний неоплейстоцен, многолетнемерзлые породы, стабильные изотопы, тяжелый кислород, дейтерий, радиоуглерод, пыльца и споры, Майн, Южная Чукотка

ICE WEDGES IN THE MAYN RIVER VALLEY AND WINTER AIR PALEOTEMPERATURE IN THE SOUTHERN CHUKCHI PENINSULA AT 38–12 KYR BP

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

*Lomonosov Moscow State University, Departments of Geography and Geology,
1, Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia*
Tyumen State University, 6, Volodarskogo str., Tyumen, 625003, Russia; vasilch_geo@mail.ru

We studied the structure and composition of Late Pleistocene cyclic ice wedge complexes in the Mayn River Valley and syngenetic ice wedges in adjacent areas of the Southern Chukchi Peninsula. Analysis of stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) and major ion chemistry of ice wedges, as well as radiocarbon ages and pollen spectra of the host sediments, allowed detailed quantitative evaluation of changes in Late Pleistocene permafrost and climate conditions of the area, between 38 and 12 kyr BP. The study has confirmed the previous inference that winters were much colder than now in the Late Pleistocene and rather severe during the Holocene optimum.

Ice wedge, Holocene, Late Pleistocene, permafrost, stable isotopes, heavy oxygen, deuterium, radiocarbon, pollen and spores, Mayn River, Southern Chukchi Peninsula

ВВЕДЕНИЕ

Расположение Южной Чукотки в зоне влияния двух океанов и наличие наряду с обширными низменностями сильно пересеченного горного рельефа обусловили сложную историю развития подземных льдов в позднем неоплейстоцене и голоцене. В горных областях Чукотки получило развитие оледенение. В то же время как в горных, так и в равнинных районах интенсивно формировались подземные льды, при этом активно развивались синкриогенные повторно-жильные льды (ПЖЛ) в едомных толщах.

Цель работы – рассмотреть особенности строения и состава позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов в долине р. Майн, у г. Анадырь и в сопряженных районах юга Чукотки, исследовать их изотопный состав, радиоуглеродный (^{14}C) возраст, гидрохимические и палинологические

особенности и оценить изменения палеогеокриологических и палеоклиматических условий в позднем неоплейстоцене и голоцене в этом регионе.

Комплексно изученных опорных разрезов позднеплейстоценовых мерзлых толщ с повторно-жильными льдами на территории Чукотки немного. На первых этапах изучения истории формирования многолетнемерзлых пород Южной Чукотки считалось, что повторно-жильные льды, особенно сингенетического типа, здесь встречаются редко и, как правило, приурочены к голоценовым пойменным или делювиальным отложениям. Однако они были описаны во многих районах Чукотки и прежде всего в долине р. Майн (рис. 1).

М.И. Нейштадт и Л.Н. Тюлина [1936] обнаружили остатки мамонта в разрезе второй надпойменной террасы р. Майн и описали разрез террасы



Рис. 1. Районы исследований позднеплейстоценовых и голоценовых повторно-жильных льдов на юге и востоке Чукотки (обозначены цифрами на схеме):

1 – Ледовый обрыв на р. Майн; 2 – Усть-Алганский обрыв на р. Майн; 3 – на р. Танюер; 4 – у г. Анадырь; 5 – на мысе Рогожный; 6 – на р. Великая; 7 – на р. Койвэрэлан; 8 – у с. Лорино; 9 – на оз. Коолень; 10 – на оз. Нижнее; 11 – на р. Канчалан; 12 – на р. Уйвырвеем; а – голоценовые ПЖЛ; б – позднеплейстоценовые ПЖЛ; в – поселки; г – города.

как Мамонтов обрыв. В разрезе в урочище Парфонай на р. Майн Л.Н. Тюлина дала описание мощных залежей подземных льдов. Разрез Ледовый обрыв на Майне одним из первых описал С.В. Томирдиаро [1970] и предложил считать его стратотипическим опорным разрезом лессово-ледовой толщи Чукотки. А.А. Свиточ с соавторами несколькими годами позднее выделили в разрезе шесть ярусов-циклов повторно-жильных льдов [Новейшие отложения..., 1980]. Работавший на Ледовом обрыве в этот период Ю.Е. Дорт-Гольц [1982] также указал на цикличность в распределении свойств грунтов по разрезу и ярусность ледяных жил, но он выделил только три цикла. А в близком расположенном Усть-Алганском разрезе А.А. Свиточ с соавторами выделили пять крупных циклов – пачек осадков [Свиточ, 1975; Новейшие отложения..., 1980].

Интересные данные о позднеплейстоценовых повторно-жильных льдах получены и из других районов Чукотки. Б.И. Втюрин [1964] отмечал, что повторно-жильные льды в районе г. Анадырь хорошо развиты в делювиально-солифлюкционных отложениях. Крупные ледяные жилы наблюдались на склоне сопки, сложенной коренными породами (здесь встречаются жилы шириной поверху 1 м и более, максимально до 3 м, вертикальным протяжением более 3 м).

Ш.Ш. Гасановым [1969] в процессе исследований на востоке Чукотки было изучено более 400 выходов повторно-жильного льда. К югу и юго-востоку от старого днища оз. Нижнего (Анадырская низменность, на северном берегу Анадырского лимана) прослежен небольшой останец речной террасы с абсолютными отметками поверхности от 8 до 12 м. Терраса сложена горизонтально-слоистыми пылеватыми супесями с редко рассеянной среднеокатанной галькой и с линзами разнозернистого песка, песчано-гравелистого галечника и торфа. В толще встречены сингенетические ледяные жилы, вертикальное протяжение которых более 7 м. Там же в нижней части склона гряды Гребешки на границе с речной террасой описана ледяная жила, имеющая двухъярусное строение – состоящая из двух вложенных одна в другую жил. Ширина поверху нижней жилы около 3 м, вертикальное протяжение более 8 м, а соответствующие размеры верхней жилы равны 1.8 и 5 м. Расстояние между плечиками верхней и нижней жил составляет 1.7 м [Гасанов, 1969].

Б.И. Втюрин [1964] указал, что вертикальное протяжение ледяных жил в среднем течении р. Канчалан, вероятно, превышает 20 м.

А.Н. Котовым в период с 1985 по 2005 г. выполнены одни из самых значительных работ по исследованию едомных толщ Южной Чукотки: а) к востоку от мыса Рогожного по направлению к мысу Нерпичьему на северном побережье залива Онемен; б) в бассейне среднего и нижнего течения р. Танюер; в) в долине р. Уйвырвеем, притока р. Анадырь в верхнем течении и др. Во всех этих местонахождениях А.Н. Котовым выполнялись тщательные криолитологические описания, ¹⁴С-датирование органики, гидрохимические и изотопные определения [Котов, 1988, 1997, 1998а, б]. Особо детально А.Н. Котовым и В.К. Рябчуном изучены едомные толщ в долине р. Майн [Котов, Рябчун, 1986], а совместно с А.В. Ложкиным выполнено радиоуглеродное датирование толщи Ледового обрыва [Ложкин и др., 2000].

МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ ИССЛЕДОВАННЫХ ЕДОМНЫХ ТОЛЩ

Долина р. Майн. Майн – правый и один из основных притоков реки Анадырь. Его длина 475 км, он берет начало на склонах Пенжинского хребта Корякского нагорья из оз. Майнского (на высоте 240 м над уровнем моря), впадает в р. Анадырь. Устье р. Майн лежит на высоте 9 м над уровнем моря. Долина р. Майн расположена между отрогами Корякского нагорья и возвышенностями Русских и Словутных гор. Питание реки снеговое и дождевое. Замерзает она в середине октября, вскрывается в конце мая. Крупные притоки – Ваеги, Алган, Орловка. В среднем течении на левобережье Майна находится село Ваеги (64°09'55" с.ш.,

171°02'35" в.д.). Расстояние до села Марково составляет 60 км, до Анадыря – 311 км. В нескольких километрах от с. Ваеги ниже по течению Майна располагается Усть-Алганский едомный массив, а еще ниже – Ледовый обрыв (см. рис. 1). Эти едомные массивы находятся на границе подзоны южных кустарниковых гипоарктических тундр и лесотундры (бореальных лиственных редколесий). Теплое и довольно продолжительное лето создает благоприятные условия для роста лиственного леса. Широко распространены заросли кедрового стланика с высокими (до 4–5 м) стволами. На склонах могут также встречаться ивняки, ольховники, ерники из *Betula middendorffii* и степиды. Близ с. Марково широко распространены лесные массивы из ольхи, тальника, тополя, лиственницы и березы [Wetlands..., 2004]. Благодаря уникальному для Чукотки климату здесь выращивают в открытом грунте овощи.

Среднегодовая температура воздуха в с. Марково составила –8.5 °С за период 1961–1990 гг. и –7.9 °С в 1979–2007 гг., среднеголетние значения среднеянварских температур составили –24 °С за период 1961–1990 гг. и –26.5 °С в 1979–2007 гг., среднезимняя температура –19 °С, среднеиюльская температура +13.9 °С за период 1961–1990 гг. и +14.7 °С в 1979–2007 гг. [Научно-прикладной справочник..., 1990; Всероссийский... институт, 2017].

Окрестности г. Анадырь. В окрестностях г. Анадырь (64°44' с.ш., 177°31' в.д.) широко распространены осоково-пушицевые и осоково-кустарниковые полигональные тундры с карликовой березкой, низким ольховником, вейниковыми ивнячками (*Salix krylovii*), голубикой, брусникой, шикшей, багульником. Среднегодовая температура воздуха в г. Анадырь составила –7.5 °С за пе-

риод 1961–1990 гг. и –6.9 °С в 1979–2007 гг., среднеголетние значения среднеянварских температур –19.5 °С за период 1961–1990 гг. и –21.9 °С в 1979–2007 гг., среднезимняя температура –15 °С за период 1961–1990 гг., среднеиюльская температура +10.6 °С за период 1961–1990 гг. и +11.6 °С в 1979–2007 гг. [Научно-прикладной справочник..., 1990; Всероссийский... институт, 2017].

КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ, ИЗОТОПНЫЙ И ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИССЛЕДОВАННЫХ ЕДОМНЫХ ТОЛЩ И ПЖЛ

Едомные толщи в долине р. Майн. Долина р. Майн на юге Чукотки – самый восточный район криолитозоны России, где весьма полно изучены поздненеоплейстоценовые едомные толщи: в разрезах Ледового и Усть-Алганского обрывов. Они располагаются в непосредственной близости друг от друга и сложены очень разными по литологическому составу и фациальной принадлежности отложениями: от грубых песков с галечником русловых фаций до глин старичных фаций, пронизанных мощными повторно-жильными льдами также весьма различной формы. Здесь получены десятки радиоуглеродных датировок [Котов, Рябчун, 1986], что позволяет очень точно определить время формирования едомных толщ.

Ледовый обрыв. Разрез Ледовый обрыв расположен на левом берегу р. Майн в 13 км ниже устья р. Алган. Высота обнажения Ледового обрыва на момент наблюдений авторами (а позднее – Э. Виллерслевам) составили 25 м (рис. 2), хотя ранее здесь описывались и более высокие обрывы [Новейшие отложения..., 1980]. Мощность самой едомной толщи изменилась незначительно, поскольку ранее в цоколе обнажения описывались более древние подстилающие слои, представлен-

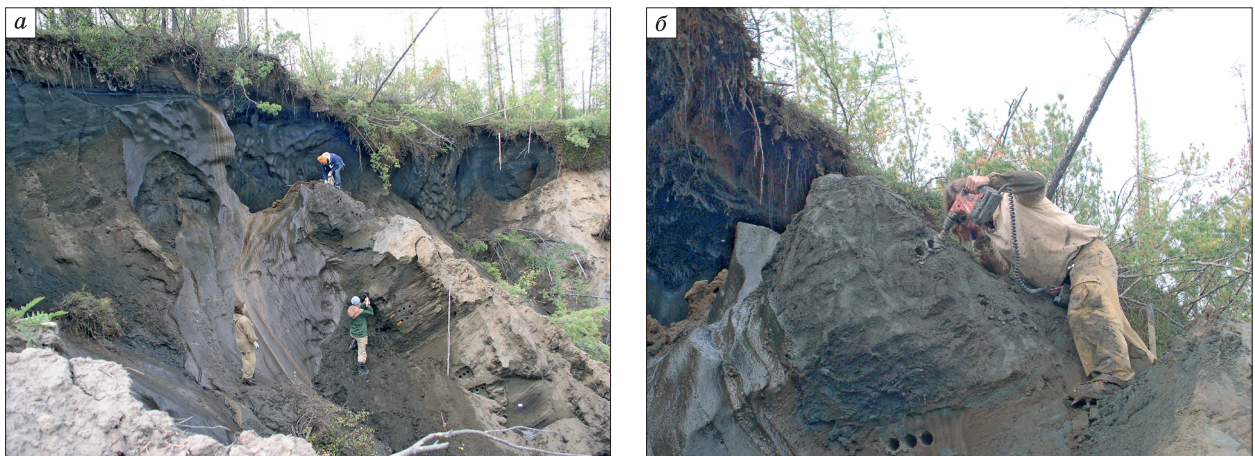


Рис. 2. Сингенетические поздненеоплейстоценовые повторно-жильные льды в обнажении Ледовый обрыв, долина р. Майн.

а – общий вид (фото Дж. Халле); б – отбор образцов для биохимических определений (фото Э. Виллерслева).

ные песками с галечниками, над которыми залегают озерные песчаные осадки с включениями раковин моллюсков. Едомная толща преимущественно сложена сильнопылеватым тонким песком серого цвета. Во время описания авторами вся едомная толща рассекалась снизу до верха мощными сингенетическими ледяными жилами. Ширина ледяных жил в обнажении нигде не превышала во фронтальном разрезе 3.5–4 м. Жильный комплекс характеризовался ярусным строением. Интересно, что на участках, переработанных аласами, наблюдалось достаточно редкое криолитологическое явление – сохранившиеся неизменными фрагменты едомы с нерастаявшими погребенными ледяными жилами. К этим нерастаявшим фрагментам едомы были прислонены (или их перекрывали) аласные отложения с сингенетическими голоценовыми ледяными жилами.

А.А. Свиточ [Новейшие отложения..., 1980] так описывает ярусность едомной толщи в долине р. Майн: “В разрезе Ледовый обрыв вскрывается <...> толща литологически разнообразных озерных отложений <...> включающая несколько ярусов повторно-жильных льдов...”

Элементарные слои разреза Ледовый обрыв, группируясь, образуют более крупные пачки или циклы. Всего выделяется 6 циклов осадков. Отложения нижнего цикла – относительно тонкие

илистые и песчано-илистые, в верхней части оторфованные, с растительными остатками... видимая мощность 2.4 м.

В основании разреза второго цикла отмечается базальный горизонт песка с гравием. В кровле отложения оторфованы... Для отложений третьего цикла характерно наличие среди слоистых песков прослоев оторфованной супеси... Мощность от 8.5 до 15 м.

Отложения четвертого цикла <...> это тонкое, горизонтальное переслаивание ила песчанистого серо-сизого и супеси оторфованной... Осадки цикла, по-видимому, накапливались в приглубокой части эпизодически существовавшего озера со спокойным застойным режимом. Мощность 4.5 м.

Осадки пятого цикла представляют мощную пачку горизонтально-слоистых <...> песков, ожелезненных и песков илистых серых. В отложениях встречаются растительные остатки, прослой торфа и оторфованной супеси, свидетельствующие о неоднократных осушках мелководного водоема-разлива, где накапливались осадки. В основании цикла – базальный горизонт грубозернистого песка... Мощность 13.5 м. На них с небольшим размывом залегают пески шестого цикла осадконакопления... Мощность 6.3 м” (с. 89–92).

А.Н. Котов указал, что в основании изученного разреза лежит русловый и пойменный аллювий,

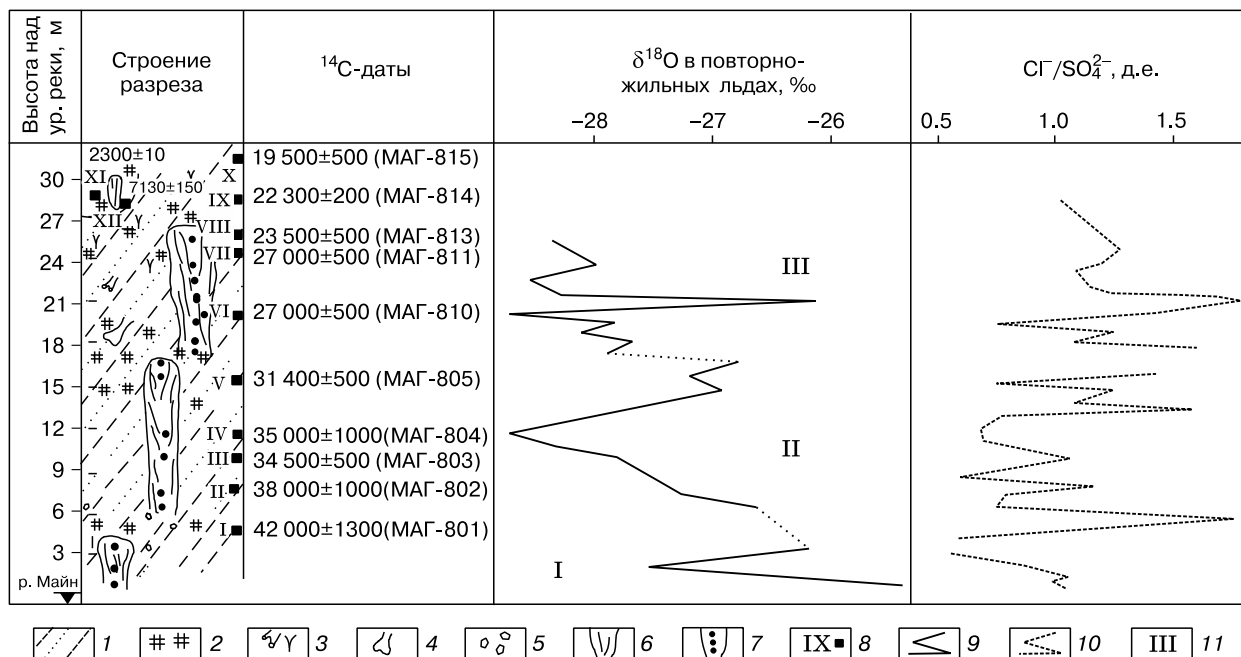


Рис. 3. Изотопно-кислородная и гидрохимическая диаграммы трех циклов едомной толщи разреза Ледовый обрыв в долине р. Майн:

1 – опесчаненная супесь; 2 – торф; 3 – корешки и аллохтонный детрит; 4 – кости; 5 – галечник и гравий; 6 – повторно-жильный лед; 7 – отбор образцов на изотопно-кислородный анализ из повторно-жильных льдов; 8 – отбор образцов на радиоуглеродный анализ из вмещающих жилы отложений; 9 – диаграмма значений $\delta^{18}\text{O}$; 10 – диаграмма значений соотношения Cl⁻/SO₄²⁻; 11 – ярусы изотопной диаграммы.

перекрытый сверху озерными отложениями небольшой мощности (2–5 м), с псевдоморфозами по ПЖЛ и маркирующим горизонтом торфяника мощностью 20–50 см [Котов, Рябчин, 1986].

Согласно радиоуглеродному датированию, выполненному [Котов, 1988; Ложкин и др., 2000] по промытым в поле и высушенным там же образцам рассеянных в толще корешков и остатков торфа, едомный комплекс Ледового обрыва накапливался в период от 42 до 19 тыс. лет назад (рис. 3).

Выполненное позднее детальное радиоуглеродное датирование позднеплейстоценовых отложений Ледового обрыва [Willerslev et al., 2014] полностью подтвердило достоверность радиоуглеродных определений, полученных А.Н. Котовым и А.В. Ложкиным, также продемонстрировав, что возраст вскрытой в 1980-е гг. и в начале XXI в. едомы Ледового обрыва – от 40 до 20 тыс. лет.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в мощных сингенетических ледяных жилах едомной толщи варьируют от –28.6 до –26.2 ‰ (табл. 1, рис. 3), тогда как в современных и позднеголоценовых жилках они составляют от –20.4 до –20.0 ‰. Изотопный состав

льдов снизу вверх становится более легким, при этом на изотопной диаграмме выделяются три яруса. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в текстурных льдах из отложений, вмещающих жилы, изменяются от –23.9 до –19.6 ‰. Это несколько легче, чем в текстурных льдах голоценового аласа ($\delta^{18}\text{O}$ до –16.2 ‰).

Переводя изотопные характеристики позднеплейстоценовых ледяных жил в температуру, используя известное уравнение Ю.К. Васильчука [Vasil'chuk Yu.K., 1991], можно сказать, что в первую половину этапа их формирования, т. е. 42–30 тыс. лет назад, среднезимние температуры составляли от –26 до –28 °С, а среднеянварские – от –39 до –42 °С (современные температуры равны соответственно –19 и –27 °С). А во вторую половину этапа, т. е. 30–19 тыс. лет назад, наблюдается максимум суровости климата с температурами от –28 до –30 °С в среднем за зиму и от –42 до –45 °С в среднем за январь.

Заметная дифференциация значений $\delta^{18}\text{O}$ в текстурных льдах, вероятно, указывает на то, что процесс промерзания едомных толщ происходил циклически, промерзанию подвергались пачки

Таблица 1. Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в повторно-жильных (ПЖЛ) и текстурных (текст.) льдах Ледового и Усть-Алганского обрывов долины р. Майн

Номер образца	Высота отбора над ур. р. Майн, м	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	Вид льда	Номер образца	Абс. высота, м	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	Вид льда
<i>Сингенетические позднеплейстоценовые ПЖЛ в едомной толще Ледового обрыва</i>							
350-YuV/1	+15.0	–26.8	ПЖЛ	350-YuV/34	+24.8	–28.4	ПЖЛ
350-YuV/3	+15.7	–27.3	ПЖЛ	350-YuV/43	+6.0	–26.8	ПЖЛ
350-YuV/6	+17.0	–26.7	ПЖЛ	350-YuV/46	+7.4	–27.2	ПЖЛ
350-YuV/12	+18.8	–27.7	ПЖЛ	350-YuV/52	+8.5	–27.3	ПЖЛ
350-YuV/13	+17.8	–27.8	ПЖЛ	350-YuV/55	+9.8	–27.9	ПЖЛ
350-YuV/16	+19.5	–28.2	ПЖЛ	350-YuV/59	+11.0	–28.4	ПЖЛ
350-YuV/21	+20.3	–27.9	ПЖЛ	350-YuV/61	+12.0	–28.6	ПЖЛ
350-YuV/24	+20.9	–28.8	ПЖЛ	350-YuV/67	+2.0	–27.4	ПЖЛ
350-YuV/27	+22.1	–28.4	ПЖЛ	350-YuV/72	+4.0	–26.2	ПЖЛ
350-YuV/31	+23.0	–28.5	ПЖЛ	350-YuV/78	+21.4	–26.2	ПЖЛ
350-YuV/32	+23.5	–28.0	ПЖЛ	350-YuV/90	+1.5	–25.6	ПЖЛ
<i>Сингенетические позднеплейстоценовые ПЖЛ в озерных песках, фациально замещающих едомную толщу Ледового обрыва</i>							
350-YuV/92	+8.5	–28.0	ПЖЛ	350-YuV/99	+5.0	–23.8	ПЖЛ
350-YuV/94	+9.8	–26.7	ПЖЛ				
<i>Сингенетические позднеплейстоценовые текстурные льды в едомной толще</i>							
350-YuV/17	+19.8	–22.5	Текст.	350-YuV/49	+7.6	–23.9	Текст.
350-YuV/18	+20.2	–22.6	Текст.	350-YuV/50	+6.5	–23.9	Текст.
350-YuV/19	+19.9	–19.6	Текст.				
<i>Сингенетические голоценовые ПЖЛ и текстурный лед в аласной вкладке</i>							
350-YuV/39	+23.5	–20.4	ПЖЛ	350-YuV/98	+26.0	–16.2	Текст.
350-YuV/41	+24.8	–20.0	ПЖЛ				
<i>Сингенетические позднеплейстоценовые ПЖЛ в едомной толще Усть-Алганского обрыва</i>							
351-YuV/1	+4.0	–23.4	ПЖЛ	351-YuV/6	+8.0	–27.8	ПЖЛ
351-YuV/3	+4.8	–24.1	ПЖЛ	351-YuV/7	+9.5	–27.1	ПЖЛ
351-YuV/4	+5.7	–24.9	ПЖЛ				

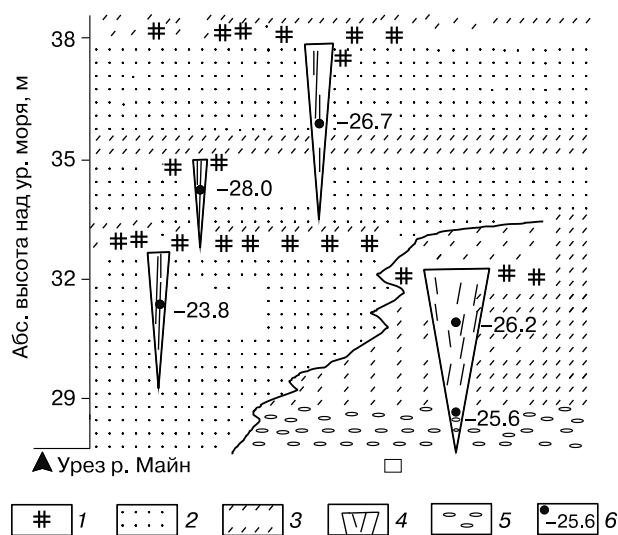


Рис. 4. Циклитное залегание позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов в нижней части песчаной озерной толщи Ледового обрыва, фациально замещающей едомную (вблизи контакта с классическим едомным останцом, см. на рисунке внизу справа) и изотопно-кислородный состав жил:

1 – торф; 2 – песок; 3 – супесь; 4 – лед сингенетических жил; 5 – гравий и галька; 6 – значения $\delta^{18}\text{O}$ в ледяных жилах, ‰.

осадков мощностью более 5 м, и это вело к заметному проявлению эффекта криогенного фракционирования в процессе сегрегационного льдообразования.

Авторами также описано циклическое залегание повторно-жильных льдов в песчаной озерной толще, фациально замещающей едомные отложения Ледового обрыва. В озерной толще были изучены три яруса ледяных жил, каждая из которых была высотой 3–4 м (рис. 4).

Жилы каждого из трех ярусов залегают в мелких песках и перекрываются торфом и супесью. Важной особенностью является и существенная дифференциация значений $\delta^{18}\text{O}$ в жилах разных ярусов. В жиле на высоте 5 м над уровнем реки значение $\delta^{18}\text{O}$ составило от -23.8‰ , в жиле на высоте 8.5 м оно составило -28.0‰ , а в жиле на высоте 9–10 м над урезом значение $\delta^{18}\text{O}$ составило от -26.7‰ (см. рис. 4), что свидетельствует о возможном питании нижней из этих жил речной или озерной водой, имеющей более тяжелый изотопный состав, чем снег.

На возможность участия речных или озерных вод в формировании жил указывает и присутствие мелкого гравия во льду нижнего фрагмента ледяной жилы из едомного массива, контактирующего с озерными песками. Здесь на высоте 1.5 м значение $\delta^{18}\text{O}$ несколько выше (-25.6‰), чем в других

фрагментах жил из основного едомного массива (см. рис. 4).

Озерными желтыми песками как бы “пропилено” несколько горизонтальных даек в едоме и в теле более древних едомных жил, т. е. пески накапливались немного позднее: нижний фрагмент озерных песков датируется 39–34 тыс. лет назад. Наиболее молодые даты соответствуют завершению накопления озерных песков и относятся к периоду 15–14 тыс. лет назад.

О датировании завершения периода накопления озерных песков следует сказать особо, поскольку на высоте 30–35 м от уреза и соответственно на глубине около 5–7 м от кровли в толще песков по веточкам А.Н. Котовым получена радиоуглеродная дата $14\,000 \pm 200$ лет (МАГ-1026). Здесь же по залегающему в толще бивню мамонта авторы получили дату $15\,100 \pm 70$ лет (ГИН-5370). Подчеркнем, что датирование разреза здесь весьма уверенное, поскольку определения получены по самому разному материалу, к тому же датированный бивень имел очень свежий облик, а такой материал дает очень надежные ^{14}C -даты.

Палинологическая характеристика отложенных Ледового обрыва, выполненная Т.Д. Боярской [Новейшие отложения..., 1980], свидетельствует о том, что во время формирования нижней и средней частей разреза преобладали ландшафты с доминированием травянистых растений. В палиносpectрах преобладает пыльца полыней и маревых, состав травянистой части спектра очень разнообразен, участвует пыльца семейства гвоздичных, а в споровой части также доминируют споры плаунка сибирского. Верхняя часть разреза характеризуется преобладанием пыльцы древесных пород и кустарников. Наряду с локальными элементами, такими как пыльца кедрового стланика, карликовой березы, лиственницы и кедра сибирского, здесь присутствует в небольших количествах и пыльца ели. Сравнив спорово-пыльцевую диаграмму Т.Д. Боярской с экстремумами на изотопной диаграмме Ледового обрыва, авторы зафиксировали противоположную тенденцию на изотопной и палинологической диаграммах. Это, скорее всего, свидетельствует о том, что зимние и летние климатические условия могли иметь противоположные тренды. В те периоды, когда летняя температура снижалась, зимняя температура могла повышаться, и наоборот, одновременно с повышением летней температуры могла снижаться зимняя.

В жилах из разреза Ледовый обрыв на р. Майн выполнена серия гидрохимических определений (табл. 2) – шестикомпонентный анализ анионов и катионов, продемонстрировавший преимущественно пресный и ультрапресный характер льда (согласно систематике Ю.К. Васильчука [1992]). Кроме того, по жильному льду выполнен анализ энзиматической активности. Определения актив-

ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫЕ ЛЬДЫ ДОЛИНЫ РЕКИ МАЙН

Таблица 2. Состав и содержание водорастворимых солей в сингенетических повторно-жильных льдах 25–30-метровой позднеплейстоценовой едомы Ледовый обрыв и 60-метровой едомы Усть-Алганский обрыв, р. Майн

Номер образца	Высота отбора, над ур. р. Майн, м	Сухой остаток, мг/л	Состав компонентов, мг/л						pH	Cl ⁻ /SO ₄ ²⁻
			HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺		
<i>Голоценовые повторно-жильные льды в верхней части разреза северного останца едомы</i>										
350-YuV/40	+24.0	36	18	6	7	3	2	6	6.27	0.85
350-YuV/39	+23.5	40	12	8	10	4	5	1	6.46	0.8
<i>Позднеплейстоценовые повторно-жильные льды в разрезе северного останца едомы</i>										
350-YuV/37	+26.0	52	31	9	8	6	5	6	6.73	1.12
350-YuV/30	+22.5	46	18	11	8	6	4	4	6.77	1.38
350-YuV/24	+20.9	32	21	6	5	4	3	3	6.20	1.2
350-YuV/16	+19.5	42	18	8	6	4	5	1	6.44	1.33
350-YuV/15	+19.1	44	24	8	4	6	4	3	6.57	2.0
350-YuV/13	+17.8	40	24	8	5	6	4	3	7.06	1.6
350-YuV/11	+17.0	42	18	7	8	6	2	4	6.77	0.85
350-YuV/5	+16.5	38	21	7	5	3	3	6	6.26	1.4
350-YuV/8	+15.6	36	15	8	7	4	1	7	5.85	1.14
350-YuV/7	+15.5	36	24	7	4	4	2	7	6.25	1.75
350-YuV/2	+15.4	32	18	7	5	4	2	4	6.07	1.4
350-YuV/1	+15.0	34	15	6	7	4	1	6	6.00	0.85
350-YuV/63	+12.9	38	18	7	9	4	2	6	6.20	0.77
350-YuV/61	+12.0	36	21	6	5	5	3	3	6.28	1.2
350-YuV/58	+10.4	42	21	6	9	3	2	9	6.47	0.66
350-YuV/55	+9.8	40	12	9	7	8	1	3	6.30	1.3
350-YuV/54	+9.2	36	18	6	7	3	2	7	6.37	0.85
350-YuV/52	+8.5	38	21	6	7	5	2	5	6.10	0.85
350-YuV/51	+8.2	36	18	6	7	5	2	5	6.60	0.85
350-YuV/48	+7.5	50	18	14	7	8	2	5	6.53	2.0
350-YuV/45	+6.8	38	18	7	7	6	2	3	6.46	1.0
350-YuV/64	+6.5	34	15	6	9	4	3	4	5.95	0.67
<i>Позднеплейстоценовые повторно-жильные льды в нижней части южного останца едомы</i>										
350-YuV/74	+5.5	32	15	5	10	4	2	5	6.40	0.5
350-YuV/72	+4.0	36	21	6	7	5	3	4	6.31	0.85
350-YuV/67	+2.0	42	24	7	7	6	2	6	6.65	1.0
350-YuV/90	+1.5	110	92	11	12	12	7	20	6.69	0.9
350-YuV/65	+1.2	40	18	7	7	8	1	3	6.12	1.0
350-YuV/76	+22.0	44	24	8	7	5	3	7	6.20	1.14
350-YuV/78	+21.4	56	31	11	9	12	2	4	7.15	1.22
350-YuV/79	+21.0	60	37	11	10	8	6	5	7.02	1.1
350-YuV/86	+20.7	46	24	8	8	6	4	5	6.69	1.0
350-YuV/82	+20.0	68	49	7	8	12	4	6	6.58	0.88
<i>Позднеплейстоценовые повторно-жильные льды в озерных отложениях</i>										
350-YuV/92	+8.5	52	31	14	7	8	7	1	7.08	2.0
350-YuV/99	+5.0	50	31	8	9	6	5	5	6.68	0.88
<i>Позднеплейстоценовые повторно-жильные льды в нижней части Усть-Алганской едомы</i>										
351-YuV/7	+9.5	58	37	7	11	8	5	5	6.40	0.64
351-YuV/6	+8.0	60	46	4	9	11	4	4	6.45	0.44
351-YuV/3	+4.8	36	21	7	6	4	2	7	6.20	1.16
351-YuV/1	+4.0	46	31	5	8	6	3	6	6.10	0.63

ности ферментов позволило установить сравнительно слабую протеолитическую активность в пяти образцах, составившую от 4 до 60 ферментных единиц на 1 л, что, скорее всего, указывает на

преимущественно атмосферный характер вод, служивших ресурсом для формирования жил в этом разрезе [Корнеева и др., 2002; Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., 1998].

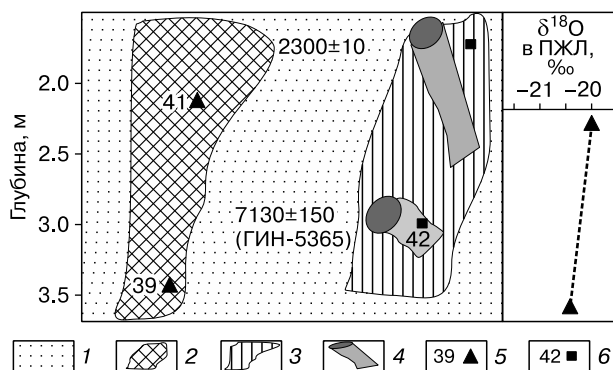


Рис. 5. Голоценовая жила и псевдоморфоза по повторно-жильному льду, заполненная торфом и древесиной в верхней части озерной толщи Ледового обрыва (зарисовка из полевого дневника):

1 – песок; 2 – жильный лед; 3 – торф; 4 – древесные остатки; 5 – отбор образцов для изотопных определений и номер образца (см. табл. 2); 6 – отбор образцов для радиоуглеродных определений и ^{14}C -датировка.

В верхней части разреза озерной толщи Ледового обрыва описана голоценовая вкладка, сложенная песком с торфяной псевдоморфозой, черного и темно-коричневого цвета (рис. 5). В псевдоморфозу внедряется голоценовая жила, сложенная сахарно-белым льдом.

Голоценовая жила характеризуется близким к современному изотопным составом: значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от -20.0 до -20.4 ‰ (см. рис. 5). Жила формировалась, судя по датированию березы в практически синхронной жиле псевдоморфозе (7130 ± 150 лет), около 7 тыс. лет назад, т. е. в период оптимума голоцена. Переводя изотопные характеристики голоценовых ледяных жил в температуру, получаем, что среднелинейные температуры составляли от -20 до -21 °C, а среднеянварские – около -30 °C.

В едомной толще Ледового обрыва авторами, а ранее А.Н. Котовым и О.Ю. Глушаковой обнаружены два хорошо выраженных горизонта пепла (мощностью более 10 см), условно названные верхний и нижний. Приуроченность горизонта пепла к обогащенному органикой горизонту (см. табл. 1) может указывать и на его пирогенное происхождение. Однако он может быть и дальнезональным вулканогенным. Возраст верхнего пепла (судя по ^{14}C -возрасту подстилающих и перекрывающих его прослоев почвы и торфа) в разрезе “Ледовый обрыв”, залегающего на глубине 21.6 м, – около 34.5 тыс. лет, нижнего – на глубине 25 м – около 39 тыс. лет. Близкий возраст пеплов получен в карьере Южном на р. Танон, близ Магадана (датирована органика – $41\,500 \pm 900$ лет назад, ГИН-6081). Возрастной диапазон этого комп-

лекса майнских и магаданских вулканических пеплов, по мнению Л.Д. Сулержицкого и И.В. Мелекесцева, точно совпадает с периодом интенсивного кальдерообразования на Камчатке и Курильских островах [Мелекесцев и др., 1991]. По химическому составу вулканические пеплы с р. Майн отвечают риолитодацитам с содержанием SiO_2 , равным 68.45 % (верхний горизонт пепла) и 69.32 % (нижний горизонт пепла), Na_2O и K_2O в верхнем – 3.66 и 2.13 %, в нижнем – 4.11 и 3.48 %. Пепел из карьера Южный также по составу близок к майнским пеплам – он риолитовый: SiO_2 – 74.00, Na_2O – 4.10, K_2O – 2.07 %.

Верхний горизонт пепла на р. Майн обнаруживает сходство по химическому составу с пирокластикой кальдер Крашенинникова, Узон III, Большой Семячик, Малый Семячик, Карымское озеро, а нижний – с пирокластикой кальдер Хангар и Горелая [Мелекесцев и др., 1991].

Эти маркеры – пепловые горизонты, возможно, указывают на интенсивный привнос воздушных масс в долину р. Майн с Тихого океана.

Усть-Алганский обрыв. Разрез Усть-Алганский расположен на левом берегу р. Майн в 6 км ниже устья р. Алган, т. е. на 7 км выше Ледового обрыва.

Высота Усть-Алганского обрыва составляла около 60 м. Усть-Алганская толща по составу близка к озерным осадкам Ледового обрыва. Это в основном мелкий песок, желтовато-серый и серый, горизонтально-слоистый. В интервале глубин 20–23 м (на высоте 37–40 м от уреза реки), 49–53 м (на высоте 7–11 м над урезом реки) и 55.3–55.7 м (на высоте 4.7–4.3 м над урезом реки) авторами отмечены частые прослои аллохтонного торфа мощностью от 0.5 до 2 см. В двух нижних оторфованных слоях содержится большое количество веток кустарников, изредка стволов деревьев. В разрезе авторами отмечено семь ярусов узких повторно-жильных льдов (рис. 6), ширина их редко превышает 1 м, высота составляет 7–8 м, расстояние между жилами от 3 до 4 м.

По-видимому, в начальный период формирования Усть-Алганской толщи в ее образовании активно участвовали русловые процессы, что приводило к накоплению мощных линз и прослоев аллохтонного материала. Об аллохтонном происхождении говорят и инверсии радиоуглеродных дат. На высоте 5 м над урезом по хорошо сохранившимся веткам и древесине авторами получена дата $32\,700 \pm 1800$ лет (ГИН-5367), а на высоте 7 м – более древняя в 42 400 ± 2100 лет (ГИН-5366). Ранее в основании разреза по веткам получена дата 43 тыс. лет назад, а выше – более 57 тыс. лет назад [Котов, Рябчин, 1986]. Хронологическая инверсия вызвана привносом органики из более древних толщ, размывавшихся выше по течению

реки. Более молодую датировку можно принять за нижнюю границу накопления толщи, тогда с учетом большой мощности толщи надо признать, что на отдельных этапах седиментация здесь происходила очень быстро.

Такой взгляд подтверждается и данными изотопно-кислородных определений из повторно-жильных льдов, которые так же, как и в озерных толщах Ледового обрыва, залегают ярусно. В жилах нижнего яруса на высоте 4–6 м над уровнем реки значения $\delta^{18}\text{O}$ составили от -24.9 до -23.4 ‰, а в жилах второго снизу яруса на высоте 8–10 м над урезом реки они варьируют от -27.8 до -27.1 ‰ (см. рис. 6), что, очевидно, свидетельствует о преимущественном питании жил второго снизу яруса талой снеговой водой, тогда как в жилах нижнего яруса заметно присутствие речной или озерной (старичной) воды. Правда, более положительные значения $\delta^{18}\text{O}$ в жилах можно объяснить и влиянием более мягких зим 32–30 тыс. лет назад.

Заметно изотопно-негативный состав повторно-жильных льдов в опорных разрезах едомных толщ долины р. Майн позволил отнести весь период от 38 до 12 тыс. лет назад к единому позднеплейстоценовому криохрону.

Едомная толща близ г. Анадырь, вскрытая в карьере на горном склоне ($64^{\circ}44'10''$ с.ш., $177^{\circ}31'10''$ в.д.) на высоте около 30 м над уровнем моря. В толще песка в склоновых позднеплейстоценовых отложениях вскрыт парагенез повторно-жильного и пластового льда. Повторно-жильные льды высотой более 7 м рассекают пластовую ледяную залежь мощностью до 2 м (скорее всего, сегрегационного генезиса). Лед жил вертикально-слоистый, лед пласта неслоистый. Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в жилах составляют около 5 ‰, значения $\delta^{18}\text{O}$ колеблются от -23.4 до -18.6 ‰ (табл. 3), а в пластовых залежах $\delta^{18}\text{O}$ составляют -19.6 и -19.7 ‰, при этом в текстурных льдах из вмещающих жилы и пласты песков $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от -22.7 до -18.6 ‰. Обнаруженные в верхней части разреза склоновых отложений голоценовые эпигенетические повторно-жильные льды характеризуются значениями $\delta^{18}\text{O}$ от -17.3 до -16.4 ‰. Здесь же, в 3–5 км севернее на берегу залива Онемен ростки жил в толще голоценовой первой террасы имеют значения -16.7 и -15.8 ‰. В крупных (высотой более 3 м) сингенетических голоценовых ледяных жилах в толще первой террасы величины $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от -17.3 до -16.4 ‰, в текстурных льдах из вмещающего их песка – от -16.7 до -14.9 ‰, в текстурных льдах из супеси составляют -15.0 ‰, а в текстурных льдах из залегающего с поверхности торфа -13.5 ‰ (см. табл. 3).

И в этом случае различие неоплейстоценовых и современных ледяных жил существенное: нео-

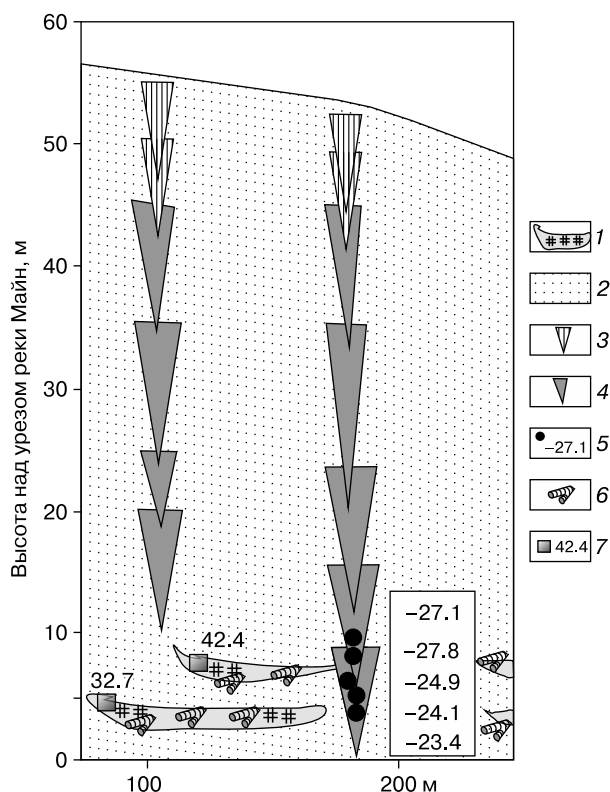


Рис. 6. Циклитное строение опорного криолито-логического разреза позднеплейстоценового ледового комплекса в долине р. Майн, в обнажении Усть-Алганский обрыв и значения $\delta^{18}\text{O}$ в повторно-жильных и текстурных льдах:

1 – торф; 2 – песок; 3 – жильный лед; 4 – древесные остатки; 5 – значения $\delta^{18}\text{O}$ в ледяных жилах, ‰; 6 – отбор образцов для изотопных определений; 7 – отбор образцов для радиуглеродных определений и ^{14}C -датировка.

плейстоценовые повторно-жильные льды изотопически легче современных на 4–7 ‰. Все сказанное свидетельствует о более суровой геокриологической ситуации на Чукотке в конце позднего плейстоцена, определявшейся прежде всего более холодными зимними условиями.

Была обнаружена высокая ферментная активность во льду жил. Значения протеолитической активности в неоплейстоценовых жилах в склоновых отложениях достигли 330 ферментных единиц на 1 л, а в голоценовых на лайде 224 ферментных единиц на 1 л (проанализировано 6 и 8 образцов соответственно). Это, скорее всего, указывает на присутствие влаги морских аэрозолей в воздухе во время формирования и позднеплейстоценовых, и голоценовых жил [Корнеева и др., 2002; Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., 1998].

Авторами также выполнены исследования распределения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в снежниках близ г. Анадырь (табл. 4), продемонстрировавшие заметные

Таблица 3. Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в повторно-жильных (ПЖЛ), пластовых (пласт.) и текстурных (текст.) льдах близ г. Анадырь

Номер образца	Глубина, м	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	Вид льда	Номер образца	Глубина, м	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	Вид льда
<i>Сингенетические голоценовые ПЖЛ в разрезе первой террасы залива Онемен, близ г. Анадырь</i>							
347-YuV/1	2.7	-17.0	ПЖЛ	347-YuV/9	0.7	-16.9	ПЖЛ
347-YuV/5	1.3	-17.3	ПЖЛ	347-YuV/10	0.6	-16.6	ПЖЛ
347-YuV/6	1.2	-16.6	ПЖЛ	347-YuV/11	0.6	-16.4	ПЖЛ
347-YuV/7	0.9	-17.2	ПЖЛ	339-YuV/2	1.2	-17.0	ПЖЛ
<i>Современные ростки ПЖЛ в разрезе первой террасы залива Онемен, близ г. Анадырь</i>							
339-YuV/5	0.5	-16.7	ПЖЛ	339-YuV/6	0.4	-15.8	ПЖЛ
<i>Текстурные льды (текст.) из голоценовых отложений, вмещающих ПЖЛ в разрезе первой террасы залива Онемен, близ г. Анадырь</i>							
Супесь							
339-YuV/4	1.0	-15.0	Текст.	-	-	-	-
Торф							
339-YuV/3	1.2	-13.5	Текст.	339-YuV/25	1.0	-13.2	Текст.
Песок							
339-YuV/27	2.0	-14.9	Текст.	339-YuV/30	2.9	-16.7	Текст.
339-YuV/29	2.6	-16.1	Текст.	339-YuV/39	4.0	-16.4	Текст.
<i>Сингенетические позднелепистоценовые ПЖЛ в карьере на склоне горы на побережье залива Онемен, близ г. Анадырь</i>							
338-YuV/4	3.0	-22.8	ПЖЛ	338-YuV/10	3.2	-19.5	ПЖЛ
338-YuV/5	3.4	-19.8	ПЖЛ	338-YuV/11	4.7	-20.7	ПЖЛ
338-YuV/6	3.8	-22.4	ПЖЛ	338-YuV/12	5.0	-20.7	ПЖЛ
338-YuV/7	4.0	-18.6	ПЖЛ	338-YuV/13	5.3	-21.7	ПЖЛ
338-YuV/8	4.3	-19.9	ПЖЛ	338-YuV/20	4.0	-23.4	ПЖЛ
338-YuV/9	4.5	-19.5	ПЖЛ				
<i>Сингенетические позднелепистоценовые пластовые льды (пласт.) в карьере на склоне горы на побережье залива Онемен, близ г. Анадырь</i>							
338-YuV/17	7.0	-19.7	Пласт.	338-YuV/18	8.0	-19.6	Пласт.
<i>Текстурные льды (текст.) из позднелепистоценовых отложений, вмещающих ПЖЛ и пластовые льды в карьере на склоне горы на побережье залива Онемен, близ г. Анадырь</i>							
338-YuV/14	5.5	-22.7	Текст.	338-YuV/19	6.7	-18.6	Текст.

Таблица 4. Вариации значений $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, дейтериевого эксцесса (d_{exc}) и протеолитическая энзиматическая активность (ПА в ферментных единицах на 1 л) в снежниках на разных высотах с горы Михаил близ г. Анадырь на Чукотке

Полевой номер образца	Глубина, м	$\delta^2\text{H}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	d_{exc}	ПА, ф.ед./л
<i>Снег, г. Михаил, 20 м над уровнем моря</i>					
V-K-S-98/1	0.05–0.15	-133.7	-16.91	1.56	826
V-K-S-98/2	0.25–0.35	-130.4	-16.49	1.50	-
V-K-S-98/3	0.55–0.65	-131.3	-17.27	6.90	-
V-K-S-98/4	0.85–0.95	-130.2	-17.25	7.85	-
V-K-S-98/5	1.15–1.25	-131.7	-17.32	6.88	28
V-K-S-98/6	1.45–1.55	-129.3	-16.08	-0.66	-
V-K-S-98/7	1.65–1.75	-136.4	-17.67	4.92	-
V-K-S-98/8	1.85–1.95	-142.2	-18.17	3.12	124
<i>Снег, г. Михаил, 60 м над уровнем моря</i>					
V-K-S-98/9	0.05–0.15	-195.6	-24.56	0.88	18
V-K-S-98/12	0.85–0.95	-167.3	-21.23	2.58	892
V-K-S-98/14	1.4–1.5	-148.5	-19.11	4.41	54

Примечание. Изотопные определения выполнены М. Геом, Ганноверская изотопная лаборатория геологической службы Нижней Саксонии.

колебания значений эксцесса дейтерия на фоне относительно стабильного содержания в распределении значений $\delta^{18}\text{O}$. Это, по-видимому, с одной стороны, свидетельствует о влиянии влажности в период формирования осадков над поверхностью Тихого океана, а с другой – в определенной мере является результатом перемешивания слоев снега в снежнике с проникающими сверху талыми водами и дождем. Отмеченный здесь изотопически более легкий снег на высоте 60 м над уровнем моря по сравнению со снежной толщей на высоте 20 м над уровнем моря, конечно в небольшой степени, связан и с проявлением высотного эффекта, но все-таки главным здесь является то, что этот снег, во-первых, выпадал из других воздушных масс, и, во-вторых, снег на большей высоте в значительно меньшей степени подвергался воздействию изотопически тяжелых летних дождей и тумана (отбор образцов производился в первых числах июля, в начале периода снеготаяния).

Мыс Рогожный, в 25 км от г. Анадырь (64°47' с.ш., 176°58' в.д.). Б.И. Втюрин [1964] описал сингенетические ледяные жилы в обнажении второй террасы р. Анадырь на северном побережье залива Онемен. В этом обнажении ледяные жилы находятся в песке и начинаются на разных уровнях. Часть жил своим верхним контактом доходит до границы сезонного протаивания, т. е. или продолжают свой рост и теперь, или закончили его совсем недавно. Некоторые жилы закончили свой сингенетический рост на глубине 10 м от поверхности. Ширина жил поверху от 3 до 20 см. Характерны резкие колебания ширины жил на различных уровнях. Так, ширина одной из жил поверху 20 см, на глубине 3 м – 3 см, на глубине 6–8 м – 15 см. Оканчивается жила на глубине 12 м. Расширяется жила вследствие увеличения количества элементарных жилок, сужается за счет выклинивания части слоев, т. е. жила – типичная сингенетическая [Втюрин, 1964].

Б.И. Втюрин [1964] отмечает, что повторно-жильные льды в районе г. Анадырь хорошо развиты также в делювиально-солифлюкционных отложениях. Как правило, это жилы шириной поверху 0.5–0.7 м и вертикальным протяжением 2–3 м. Более крупные ледяные жилы наблюдались на склоне сопки, сложенной коренными породами, перекрытыми мерзлым несортированным суглинком со щебенкой. Ширина ледяных жил, залегающих в этих отложениях, до 2 м. В нижней части склона в суглинке меньше примесей грубообломочного материала и окатанность его большая. Ледяные жилы здесь встречаются чаще. Ширина жил поверху часто превосходит 1 м, максимальная – до 3 м. Одна из выработок на протяжении 20 м вскрыла четыре ледяные жилы шириной поверху более 1 м. В отличие от жил

верхней части склона, здесь текстура льда ярко выражена вертикально-слоистая. Во льду встречаются частицы гравия, галечника и щебенки [Втюрин, 1964].

Криолитологические исследования на северном побережье залива Онемен выполнялись А.Н. Котовым ежегодно с 1989 по 2005 г.

Исследования трехъярусной системы поздне-неоплейстоценовых повторно-жильных льдов выполнено А.Н. Котовым [1991] на северном побережье залива Онемен, в 25 км от г. Анадырь. В обнажении, расположенном в 2 км севернее мыса Рогожного, выделено три разновозрастных криогенных горизонта, включающих три независимых цикла полигонально-жильных структур.

А.Н. Котовым было получено более 10 радиоуглеродных датировок, свидетельствующих о том, что два нижних криогенных горизонта формировались в позднем неоплейстоцене, а верхний – в голоцене.

Исследован изотопно-кислородный состав расплавов поздне-неоплейстоценовых ПЖЛ из песков, перекрывающих ледниково-морские отложения с пластовым льдом. Изучались ПЖЛ (13 образцов) в верхней части разреза ледового комплекса: значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от –22.79 до –20.80 ‰, а значения $\delta^2\text{H}$ изменяется от –174.4 до –161.1 ‰ (возможно, в этих жилах есть включения голоценового льда) [Котов, 1997].

В исследованном районе широко распространены также голоценовые ПЖЛ, которые продолжают активно формироваться и в настоящее время. Химический состав расплавов льда хлоридно-натриевый, минерализация составляет 0.018–0.053 г/л. Для голоценовых ПЖЛ характерен несколько более тяжелый изотопный состав. Значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от –19.26 до –17.22 ‰, $\delta^2\text{H}$ изменяется от –143.7 до –128.2 ‰. Примерно такой же изотопный состав имеют и расплавы снега из снежника на северном побережье залива Онемен. Значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются от –20.68 до –17.90 ‰, а $\delta^2\text{H}$ – от –153.8 до –131.2 ‰. Химический состав расплавов снега хлоридно-натриевый, минерализация составляет 0.022–0.045 г/л [Котов, 2001]. Авторами также получен более тяжелый изотопный состав в голоценовых жилах мыса Рогожный (табл. 5).

По правому берегу р. Танюер на юге Чукотки А.Н. Котовым [1998a] исследован крупный термоцирк, вскрывающий крупные пласты льда. Сверху залегают едомные отложения с мощными повторно-жильными льдами. Головы жил залегают на глубине 1.5–2.5 м от поверхности (20 м над урезом реки), их вертикальная протяженность достигает 15 м, ширина поверху 2–3 м, хвосты на 5–6 м проникают в подстилающие валунные суглинки. По растительным остаткам из слоя песка

Таблица 5. Вариации значений $\delta^2\text{H}$ в повторно-жильных (ПЖЛ), песчано-ледовых (ПЛЖ), пластовых (пласт.) и текстурных (текст.) льдах на мысе Рогожный, северное побережье залива Онемен, в 25 км от г. Анадырь

Номер образца	Глубина, м	$\delta^2\text{H}$, ‰	Вид льда	Номер образца	Глубина, м	$\delta^2\text{H}$, ‰	Вид льда
<i>Сингенетическая голоценовая песчано-ледовая жила (ПЛЖ)</i>							
YuV/R-1	2.05	-162.1; -161.9	ПЛЖ	YuV/R-3	2.8	-164.4; -168.7	ПЛЖ
YuV/R-2	2.5	-172.2; -171.4	ПЛЖ				
<i>Сингенетический голоценовый повторно-жильный лед (ПЖЛ)</i>							
YuV/R-4	0.8	-166.3; -165.7	ПЖЛ	YuV/R-5	1.0	-171.1; -170.4	ПЖЛ
<i>Лед пластовый</i>							
YuV/R-6	2.5	-143.5; -138.7	Пласт.	YuV/R-8	9.0	-123.4	Пласт.
YuV/R-7	7.5	-149.0; -148.0	Пласт.	YuV/R-9	12.2	-138.3	Пласт.
<i>Лед текстурный</i>							
YuV/R-4	9.5	-90.2	Текст.	-	-	-	-

Примечание. Изотопные определения выполнены М. Геем, Ганноверская изотопная лаборатория геологической службы Нижней Саксонии. Сборы А.Н. Котова.

с включениями слаборазложившегося торфа в 6 м над урезом воды получены [Котов, 1998a] три радиоуглеродные даты: $16\ 860 \pm 260$ (GX-21531-AMS), $21\ 500 \pm 2750$ (GX-21525) и $17\ 000 \pm 360$ лет (МАГ-1502). Породы ледового комплекса перекрыты слоем супесей мощностью 1.0–1.5 м с линзами торфа толщиной до 5–10 см. Линза торфа с глубины 1.5 м датирована в 6880 ± 130 лет (МАГ-1505). В неоплейстоценовых повторно-жильных льдах $\delta^{18}\text{O}$ изменяется от -24.90 до -21.29 ‰, а $\delta^2\text{H}$ в этих же образцах варьирует от -191.5 до -165.9 ‰ [Котов, 1998a].

РЕКОНСТРУКЦИИ ЗИМНИХ ТЕМПЕРАТУР ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

Авторами выполнены реконструкции среднезимних и среднеянварских температур по разрезам Южной Чукотки. Реконструкции среднеянварских ($t_{\text{я}}^{\circ}$) и среднезимних ($t_{\text{ср.з}}^{\circ}$) температур

получены на основе сравнения изотопного состава современных жильных ростков ($\delta^{18}\text{O}_{\text{р.ж}}$) и современных зимних температур для периода формирования жильных ростков, т. е. последних 60–100 лет (табл. 6) [Васильчук Ю.К., 1992; Vasil'chuk Yu.K., 1991]. В результате этого сравнения получены уравнения:

$$t_{\text{я}}^{\circ} = 1.5 \delta^{18}\text{O}_{\text{р.ж}} (\pm 3^{\circ}\text{C}), \quad t_{\text{ср.з}}^{\circ} = \delta^{18}\text{O}_{\text{р.ж}} (\pm 2^{\circ}\text{C}).$$

По приведенным уравнениям рассчитаны зимние температуры воздуха позднего неоплейстоцена 38–12 тыс. лет назад для ряда разрезов юга Чукотки (табл. 7). Наиболее низкие температуры отмечаются для периодов 24–22 и 20–18 тыс. лет назад – температуры января понижались в долине р. Майн до -43 и -44 °С при современных значениях -27 °С, а на побережье близ Анадыря до -32 °С при современных значениях -21 °С (см. табл. 6).

Таблица 6. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в ростках современных сингенетических повторно-жильных (с.ж) льдов Южной Чукотки (по Ю.К. Васильчуку [1992], с дополнениями)

Местоположение современных жилок	$\delta^{18}\text{O}_{\text{с.ж}}$, ‰	$\Sigma t_{\text{зим}}$, °С·сут	$t_{\text{ср.зим}}$, °С	$t_{\text{я}}$, °С	$t_{\text{совр.гр}}$, °С
Г. Анадырь	-16.0	-3570	-15	-21	-7
Р. Койвэрэлан	-20.0	-4328	-18	-26	-9
Р. Великая	-18.0	-3949	-17	-25	-8
Пос. Марково	-20.0	-4397	-19	-27	-9

Примечание. $\delta^{18}\text{O}_{\text{с.ж}}$ – значения в ростках современных повторно-жильных льдов, ‰; $\Sigma t_{\text{зим}}$ – сумма зимних температур (градусо-сутки); $t_{\text{ср.зим}}$ – среднезимняя температура; $t_{\text{я}}$ – среднеянварская температура; $t_{\text{совр.гр}}$ – современная среднегодовая температура грунта (со снятым снежным и растительным покровом).

Таблица 7. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в жилах ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ж}}$) едомных толщ Чукотки и палеотемпературные характеристики позднего неоплейстоцена 38–12 тыс. лет назад

Опорный разрез	$\delta^{18}\text{O}_{\text{ж}}, \text{‰}$	Палеорекострукции, °C				Современные значения, °C				
		$\Sigma t_{\text{зим}}^{\circ}$	$t_{\text{ср.зим}}^{\circ}$	$t_{\text{я}}^{\circ}$	$t_{\text{палео.гр}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{с.ж}}, \text{‰}$	$\Sigma t_{\text{зим}}$	$t_{\text{ср.зим}}$	$t_{\text{я}}$	$t_{\text{совр.гр}}$
<i>38–35 тыс. лет назад</i>										
Ледовый обрыв	-27.0	-6700	-27	-41	-15	-20	-4397	-19	-27	-9
<i>30–28 тыс. лет назад</i>										
О. Айон	-31.2	-7800	-31	-46	-19	-20	-5047	-20	-29	-12
Ледовый обрыв	-27.5	-6900	-28	-42	-16	-20	-4397	-19	-27	-9
<i>24–22 тыс. лет назад</i>										
О. Айон	-31.6	-7900	-32	-47	-18	-20	-5047	-20	-29	-12
Ледовый обрыв	-28.5	-7100	-29	-43	-17	-20	-4397	-19	-27	-9
<i>20–18 тыс. лет назад</i>										
О. Айон	-29.3	-7300	-30	-44	-18	-20	-5047	-20	-29	-12
Ледовый обрыв	-28.2	-7000	-28	-43	-17	-20	-4397	-19	-27	-9
Г. Анадырь	-20.7	-5200	-21	-32	-12	-16	-3570	-15	-21	-7
<i>16–12 тыс. лет назад</i>										
О. Айон	-29.6	-7400	-30	-44	-18	-20	-5047	-20	-29	-12
Ледовый обрыв	-27.0	-6800	-29	-41	-16	-20	-4397	-19	-27	-9
Р. Танюрер [Котов, 1998а]	-23.0	-5800	-23	-35	-14	-18	-3949	-17	-25	-8
Г. Анадырь	-20.5	-5100	-21	-31	-12	-16	-3570	-15	-21	-7

Примечание. $\delta^{18}\text{O}_{\text{ж}}$ – значение в фрагменте повторно-жильного льда, формировавшегося в данный период времени, ‰; $\Sigma t_{\text{зим}}$ – сумма зимних температур (градусо-сутки); $t_{\text{ср.зим}}$ – среднезимняя температура; $t_{\text{я}}$ – среднеянварская температура; $t_{\text{палео.гр}}$ – реконструированная среднегодовая температура грунта (со снятым снежным и растительным покровом); $t_{\text{совр.гр}}$ – современная среднегодовая температура грунта (со снятым снежным и растительным покровом).

Для расчета среднегодовых температур грунта взяты разработки А.К. Васильчук [2007], использовавшей для реконструкции суммы летних температур данные по содержанию пыли древесных пород в спорово-пыльцевых спектрах указанных разрезов.

ВЫВОДЫ

В долине р. Майн распространены поздненеоплейстоценовые многоярусные повторно-жильные структуры и сингенетические ледяные жилы, детально изученные в обнажениях Ледового обрыва и Усть-Алганского обрыва.

Заметно изотопно-негативный состав повторно-жильных льдов в опорных разрезах едомных толщ Южной Чукотки позволил отнести весь период от 38 до 12 тыс. лет назад к единому поздненеоплейстоценовому криохрону.

Данные по изотопному составу жил в опорных разрезах едомных толщ в долине р. Майн, близ г. Анадырь и в других районах юга Чукотки позволяют сделать вывод о существенно более суровых, чем современные, зимах, господствовавших здесь в конце поздненеоплейстоценового криохрона.

Наиболее низкая среднезимняя температура воздуха (на 8–11 °C ниже современной) как в центральных, так и в прибрежных районах Южной Чукотки получена авторами для периода от 24 до 18 тыс. лет назад.

Весьма суровые зимы, несколько более холодные, чем современные, господствовали в центральных и прибрежных районах Южной Чукотки в оптимум голоцена, среднезимняя температура могла быть на 2–3 °C ниже современной.

Авторы благодарны В.Е. Тумскому и анонимному рецензенту за критические замечания, способствовавшие улучшению рукописи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (грант 14-27-00083П) и бюджетного финансирования Московского университета имени М.В. Ломоносова с использованием масс-спектрометрического оборудования, приобретенного на средства Программы развития МГУ.

Литература

- Васильчук А.К. Палинология и хронология полигонально-жильных комплексов в криолитозоне России / Под ред. Ю.К. Васильчука. М., Изд-во Моск. ун-та, 2007, 488 с.
 Vasil'chuk, A.C., 2007. Palynology and Chronology of Wedge Complexes in the Russian Permafrost Area. Ed. by Yu. Vasil'chuk. Moscow University Press, Moscow, 488 pp. (in Russian)

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

Vasil'chuk, Yu.K., 1992. Oxygen Isotope Composition of Ground Ice (Application of Paleogeocryological Reconstructions), Moscow University, PNIIS, Dept. Teor. Probl. RAN, Book 1, 420 pp, Book 2, 264 pp. (in Russian)

Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных (ВНИИГМИ–МЦД). – URL: <http://meteo.ru/data/> (дата обращения: 19.06.2017).

Transactions of All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information (World Center for Weather Data), 2017. – URL: <http://meteo.ru/data/> (submission date: 19.06.2017). (in Russian)

Втюрин Б.И. Криогенное строение четвертичных отложений (на примере Анадырской низменности) / Б.И. Втюрин. М., Наука, 1964, 152 с.

Vtyurin, B.I., 1964. Cryostratigraphy of Quaternary Deposits (Case Study of the Anadyr Plain). Nauka, Moscow, 152 pp. (in Russian)

Гасанов Ш.Ш. Строение и история формирования мерзлых пород Восточной Чукотки / Ш.Ш. Гасанов. М., Наука, 1969, 168 с.

Gasanov, Sh.Sh., 1969. Structure and History of Permafrost in the Eastern Chukchi Peninsula. Nauka, Moscow, 168 pp. (in Russian)

Дорт-Гольц Ю.Е. Особенности формирования позднеплейстоценового едомного комплекса на юго-востоке Чукотки // Мерзлотно-геологические процессы и палеогеография низменностей Северо-Востока Азии. Магадан, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982, с. 75–86.

Dort-Golts, Yu.E., 1982. Formation of the Late Pleistocene yedomal complex in the southeastern Chukchi Peninsula, in: Periglacial-Geological Processes and Paleogeography of Plainlands in Northeastern Asia. SVKNII DVNC AN SSSR, Magadan, pp. 75–86. (in Russian)

Корнеева Г.А., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н. Внеклеточная протеазная активность в компонентах криосферы // Изв. РАН. Сер. биол., 2002, № 5, с. 625–633.

Korneeva, G.A., Budantseva, N.A., Chizhova, Yu.N., 2002. Extracellular protease activity in components of the cryosphere. Izv. RAN, Ser. Biol., No. 5, 625–633.

Котов А.Н. Криогенный комплекс позднеплейстоценовых отложений долины р. Майн. Ч. 1: Ледовый обрыв / А.Н. Котов, В.К. Рябчун. Магадан, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1986, 54 с.

Kotov, A.N., Ryabchun, V.K., 1986. Late Pleistocene Permafrost Deposits in the Mayn River Valley. Part 1: Ice Bluff. SVKNII DVNC AN SSSR, Magadan, 54 pp. (in Russian)

Котов А.Н. Полифациальный комплекс позднеплейстоценовых син- и эпикриогенных отложений долины р. Майн (Чукотка) // Проблемы геокриологии. М., Наука, 1988, с. 108–115.

Kotov, A.N., 1988. Multi-facies complex of Late Pleistocene synglacial and epiglacial deposits of the Mayn River Valley (Chukchi Peninsula), in: Problemy Geokriologii, Nauka, Moscow, pp. 108–115. (in Russian)

Котов А.Н. Криолитологическое строение ледового комплекса в устье реки Анадырь // Комплексные геокриологические исследования Чукотки. Магадан, СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991, с. 5–18.

Kotov, A.N., 1991. Cryostratigraphy of the ice complex at the Anadyr River mouth, in: Integrated Geocryological Studies in

the Chukchi Peninsula. SVKNII DVO AN SSSR, Magadan, pp. 5–18. (in Russian)

Котов А.Н. Особенности криолитогеоза в зоне абляции позднеплейстоценовых ледников // Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике. Новосибирск, Наука, 1997, с. 249–259.

Kotov, A.N., 1997. Features of permafrost formation in the ablation zone of Late Pleistocene glaciers, in: Results of Basic Research of the Earth's Cryosphere in the Arctic and Subarctic Regions. Nauka, Novosibirsk, pp. 249–259. (in Russian)

Котов А.Н. Криолитогенные гряды в долине р. Танюер (Чукотка) // Криосфера Земли, 1998а, т. II, № 4, с. 62–71.

Kotov, A.N., 1998a. Permafrost ridges in the Tanyurer River (Chukchi Peninsula). Earth's Cryosphere II (4), 62–71. (in Russian)

Котов А.Н. Криолитогенные отложения в долине верхнего течения р. Анадырь // Изменение природной среды Берингии в четвертичный период. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 1998б, с. 154–163.

Kotov, A.N., 1998b. Permafrost deposits in the upper reaches of the Anadyr Valley, in: Quaternary Climate Change in Beringia, SVKNII DVO RAN, Magadan, pp. 154–163. (in Russian)

Котов А.Н. Особенности залегания, состава и строения ледяных залежей пластового типа на северном побережье залива Онемен (Чукотка) // Материалы Второй конф. геокриологов России (Москва, 6–8 июня 2001 г.). М., Изд-во Моск. ун-та, 2001, т. 1, с. 218–225.

Kotov, A.N., 2001. Stratigraphy, composition, and structure of ground ice deposits in the northern shore of the Onemen Gulf (Chukchi Peninsula), in: Proc. 2nd Conf. of Russian Geocryologists, Moscow, 6–8 June, 2001, Moscow University Press, Moscow, Vol. 1, pp. 218–225. (in Russian)

Ложкин А.В., Котов А.Н., Рябчун В.К. Особенности палеоботанической характеристики и радиоуглеродное датирование осадков Ледового обрыва (юго-восток Чукотки) // Берингия в четвертичный период. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2000, с. 118–131.

Lozhkin, A.V., Kotov, A.N., Ryabchun, V.K., 2000. Paleobotanic features and radiocarbon dating of sediments in the Ice Bluff (southeastern Chukchi Peninsula), in: Quaternary History of Beringia, SVKNII DVO RAN, Magadan, pp. 118–131. (in Russian)

Мелекесцев И.В., Глушкова О.Ю., Кирьянов В.Ю., Ложкин А.В., Сулержицкий Л.Д. Происхождение и возраст Магаданских вулканических пеплов // Докл. РАН, 1991, т. 317, № 5, с. 1188–1192.

Melekestsev, I.V., Glushkova, O.Yu., Kiriyanov, V.Yu., Lozhkin, A.V., Sulerzhitsky, L.D., 1991. Origin and age of the Magadan volcanic ash. Dokl. RAN 317 (5), 1188–1192.

Научно-прикладной справочник по климату. Сер. 3. Многолетние данные. Вып. 33. Магаданская область, Чукотский автономный округ Магаданской области. Л., Гидрометеоздат, 1990, ч. 1–6, 567 с.

Climate Handbook, 1990. Ser. 3. Long-Term Data. Issue 33. Magadan Region Chukotka Autonomous Area. Hidrometeozdat, Leningrad. Part 1–6, 567 pp. (in Russian)

Нейштадт М.И., Тюлина Л.Н. К истории четвертичной и послетчетвертичной флоры р. Майн, притока Анадыря // Тр. Аркт. ин-та, 1936, № 40, с. 82–104.

Neushtadt, M.I., Tulina, L.N., 1936. On the history of Quaternary and Post-Quaternary flora of the Mayn River, a tributary of the Anadyr. Transactions, the Arctic Institute, No. 40, 82–104.

Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Чукотки / Под ред. П.А. Каплина. М., Наука, 1980, 295 с.

Kaplin, P.A. (Ed.), 1980. Recent Deposits and Pleistocene Paleogeography of the Chukchi Peninsula. Nauka, Moscow, 295 pp. (in Russian)

Свиточ А.А. Новейшие отложения долины р. Майн (Чукотка) и условия их образования // Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 3, с. 665–668.

Svitoch, A.A., 1975. Recent deposits of the Mayn River Valley (Chukchi Peninsula) and their formation conditions. Dokl. AN SSSR 224 (3), 665–668.

Томирдиаро С.В. Эолово-криогенная природа отложений едомного комплекса на Северо-Востоке СССР // Материалы Всесоюз. совещания по мерзлотоведению. М., Изд-во Моск. ун-та, 1970, с. 106–108.

Tomirdiaro, S.V., 1970. Aeolian and glacial origin of the yedom deposits in the northeastern USSR, in: Proc. All-Russian Permafrost Conf., Moscow University Press, Moscow, pp. 106–108. (in Russian)

Vasil'chuk, Yu.K. Reconstruction of the palaeoclimate of the Late Pleistocene and Holocene of the basis of isotope studies of

subsurface ice and waters of the permafrost zone // Water Resources, 1991, vol. 17, No. 6, p. 640–647.

Vasil'chuk, Yu.K., Vasil'chuk, A.C. Oxygen-isotope and enzymatic activity variations in the Syngenetic Ice-Wedge Complex Seyaha of the Yamal Peninsula // Permafrost. Seventh Intern. Conf.: Proc. / Eds. A.G. Lewkowicz, M. Allard. Yellowknife, Canada, Univ. Laval, Collection Nordicana, N57. Canada, 1998, p. 1077–1082.

Wetlands in Russia, vol. 4: Wetlands in Northeastern Russia / Compiled by A.V. Andreev. Moscow, Wetlands International – Russia Programme, 2004, 198 p.

Willerslev, E., Davison, J., Moora, M., et al. Fifty thousand years of Arctic vegetation and megafaunal diet // Nature, 2014, vol. 506, p. 47–51.

*Поступила в редакцию
23 июня 2016 г.*