

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUT OF GEOGRAPHY

ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ

ASSOCIATION OF GLACIOLOGICAL STUDIES

Лёд и Снег

4 (112) 2010

Ice and Snow



МОСКВА НАУКА

MOSCOW NAUKA

2010

Подземные льды и наледи

УДК 551.345:551.793:546.027

Реконструкция условий формирования многолетнемёрзлых пород Северо-Востока России по результатам изотопных исследований опорных разрезов Колымской низменности

© 2010 г. В.И. Николаев¹, Д.В. Михалев², Ф.А. Романенко², М. Брилли³

¹Институт географии РАН, Москва; ²Московский университет имени М.В. Ломоносова;

³Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, CNR (Italy)

dr.v.nikolaev@mail.ru

Статья принята к печати 7 ноября 2009 г.

Изотопные методы, Колымская низменность, многолетнемёрзлые породы, палеотемпературы, поздний плейстоцен.
Kolyma lowland, Late Pleistocene, palaeotemperatures, permafrost, stable isotopes.

Проведены изотопные исследования многолетнемёрзлых пород на опорных разрезах Колымской низменности (Дуванный и Плахинский Яры в долине р. Колыма, Красивое, Молотковский Камень и Станчиковский Яр в нижнем течении р. Малый Анюй), которые позволили выполнить их климатостратиграфическое расчленение. Изотопные данные говорят о вариациях средних январских температур в районе исследований в позднем плейстоцене – голоцене от $-32 \div -34$ °C до $-46 \div -48$ °C. Комплексные изотопные исследования (δD и $\delta^{18}O$) показывают, что изученные полигонально-жильные льды формировались из воды атмосферного генезиса. Текстурирующие льды с массивной криотекстурой, видимо, представляют собой продукт морозного иссушения грунта. Подобные процессы массопереноса в мёрзлых породах играли заметную роль в формировании текстурирующих льдов всех типов в холодные стадии плейстоцена. В тёплые межстадии интенсивность этих процессов снижалась. Льды из отложений, богатых органикой, подвержены изотопному обмену с продуктами их деструкции; интенсивность этого обмена усиливалась в теплые эпохи.

Введение

История изучения ледового комплекса, слагающего большую часть Приморских низменностей Северо-Востока России, насчитывает более 100 лет. За это время получен большой объём разной информации о строении и составе ледяных жил, входящих в состав ледяного комплекса, а также о возрасте вмещающих и перекрывающих его отложений. Несмотря на это, дискуссии об условиях накопления едомых толщ продолжаются.

Главная цель полевых работ 2004–2005 гг., проведённых на опорных разрезах восточной части Колымской низменности (Дуванный и Плахинский Яры на р. Колыма; Молотковский Камень, Красивое и Станчиковский Яр на р. Малый Анюй), – отбор образцов текстурирующих и полигонально-жильных льдов (ПЖЛ) из верхнеплейстоценовых отложений для изотопных исследований. В настоящей работе приводятся интерпретация результатов исследований на разрезах р. Малый Анюй и их сравнение с данными по колымским разрезам. Детальное описание района исследований, результаты ранее выполненных работ, включая изотопные исследова-

ния, а также описание разрезов по р. Колыма, уже опубликованы авторами [26, 27 и др.].

Всего по пяти разрезам получено 160 парных (δD и $\delta^{18}O$) определений. Их анализ и сравнение с литературными данными позволили уточнить представления о формировании отложений ледового комплекса в этом районе. Аналитические исследования образцов из колымских разрезов выполнены в изотопных лабораториях Пармского университета (Università Degli Studi di Parma, Италия), из анюйских разрезов – в Римском университете (Università Degli Studi di Roma «La Sapienza»). Изотопные результаты выражены относительно стандарта V–SMOW (в ‰). Воспроизводимость единичного изотопного анализа (1s) была не менее $\pm 0,1$ ‰ в случае кислорода и $\pm 0,5$ ‰ в случае водорода.

Разрезы Молотковский Камень, Красивое, Станчиковский Яр изучают свыше 30 лет. Однако за период, прошедший со времени их первых детальных описаний, мерзлотно-фациальное строение разрезов существенно изменилось, что связывается рядом исследователей с быстрым протаиванием и отступанием стенок обнажений. Таким образом, добавляется третья пространственная компонента

разреза. В результате в разные годы изучались различные латеральные части толщи. Учитывая тесную корреляционную связь значений изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и водорода (δD) грунтовых льдов (как правило, $r = 0,95 \div 0,99$), авторы в разделе, посвящённом климатостратиграфическому расчленению осадков, приводят только изотопно-кислородные данные.

Описание изученных разрезов и результаты изотопных анализов

Станчиковский Яр ($69^\circ 21' 56''$ с.ш., $161^\circ 31' 20''$ в.д.).

В разрезе сочетаются отложения едомной и аласных толщ. В основании обнажения (рис. 1) вскрывается горизонт сизовато-серых алевроитов видимой мощностью 3–5 м. Кровля горизонта неровная, и её высотные отметки по простиранию изменяются от 7 до 9 м над урезом воды, что, вероятно, обусловлено локальным размывом верхних слоёв толщи. Отложения льдистые, с атакситовыми, линзовидно-плетёчатыми и массивными криотекстурами. В этом горизонте вскрывается ярус ледяных жил разной генерации шириной от 0,3–0,4 до 1,0–1,5 м, иногда более. На контакте с вышележащими отложениями верхняя часть большинства жил срезана. Изотопно-кислородный состав текстуробразующих льдов горизонта варьирует от $-26,4\text{‰}$ в нижней части горизонта до $-30,8 \div -31,5\text{‰}$ в верхней. Значения $\delta^{18}\text{O}$ ПЖЛ меняются от $-30,1$ до $-32,1\text{‰}$. При этом существенной разницы в изотопном составе ледяных жил разных генераций не наблюдается.

Выше по разрезу вскрывается толща желтовато-серых алевроитов мощностью 2–4 м с линзами и прослоями торфа. Этот горизонт вмещает ледяные жилы с оплавленной верхней частью. Высотные отметки кровли горизонта варьируют от 10 до 14 м. Характер

залегания отложений, форма и строение ледяных жил, а также наличие сетчатых криотекстур (один из признаков эпигенетического промерзания) позволяют предположить, что при формировании отложений происходили их локальное протаивание и повторное промерзание. Как для текстуробразующих льдов, так и для ПЖЛ характерен сравнительно «тяжёлый» изотопный состав — от $-23,7$ до $-23,8$ и от $-24,1$ до $-26,0\text{‰}$ соответственно.

Далее по разрезу до самого верха обнажения залегает толща типичных едомных бурых алевроитов мощностью до 30 м. Расчистками в термоцирках вскрыты отложения подошвы и верхней части едомной толщи. Изотопно-кислородный состав текстуробразующих льдов в низах едомы составляет $27,0\text{‰}$. Значения $\delta^{18}\text{O}$ ПЖЛ варьируют от $-28,2$ до $-30,5\text{‰}$. Для верхней пачки отложений едомы, венчающих обнажение, зафиксировано очень низкое содержание изотопов ^{18}O в текстуробразующих льдах ($-32,5\text{‰}$). Изотопно-кислородный состав ПЖЛ варьирует от $-29,9$ до $-30,8\text{‰}$.

Выше кровли ледяных жил до подошвы сезонного слоя на высотах 39,5–41,0 м над урезом реки вскрывается так называемый покровный слой отложений мощностью 1,5–2,0 м. Его высотные отметки — от 39,5 до 41,0 м над урезом реки. Текстуробразующие льды слоя характеризуются «тяжёлым» изотопным составом — от $-21,4$ до $-22,9\text{‰}$.

Анализ изотопно-кислородного состава льдов разреза позволяет сделать следующие выводы:

1) в основании разреза вскрывается толща льдо-содержащих отложений, которые формировались в очень холодных условиях;

2) горизонт, содержащий линзы и прослои торфа, а также ярус «оплавленных» ледяных жил формировался в относительно тёплых условиях

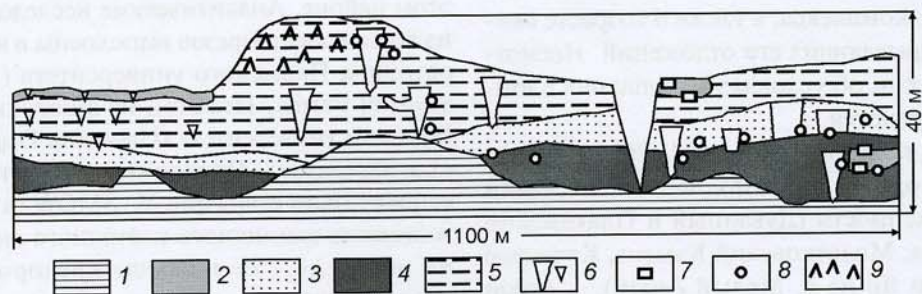


Рис. 1. Схема изученной части разреза Станчиковский Яр:

1 — осыпи; 2 — торф; 3 — желтовато-серые алевроиты и супеси с сетчатой криогенной текстурой; 4 — блuish-grey silts with plant detritus and lens-wicker cryostructures; 5 — brown silts («loess-ice» complex) with plant detritus; 6 — ice wedges; 7 — sampling points for the stable isotope analyses; 8 — sampling points for radiocarbon dating; 9 — residual-thermokarst mounds (baydzherakhs)

Fig. 1. Studied part of section «Stanchikovskiy Yar»:

1 — talus slope; 2 — peat; 3 — yellowish-gray silts and loamy sands with reticulate cryostructures; 4 — bluish-gray silts with plant detritus and lens-wicker cryostructures; 5 — brown silts («loess-ice» complex) with plant detritus; 6 — ice wedges; 7 — sampling points for the stable isotope analyses; 8 — sampling points for radiocarbon dating; 9 — residual-thermokarst mounds (baydzherakhs)

(предположительно его можно отнести к межстадиалу, возможно каргинскому, — морская изотопная стадия МИС-3); имеющиеся радиоуглеродные датировки укладываются в диапазон от $33\,900 \pm 500$ (ГИН-1350) до $47\,100 \pm 1500$ (ГИН-1690) [по 18] лет;

3) собственно едомная толща по изотопному составу как текстурообразующих льдов, так и ПЖЛ характеризуется крайне суровыми климатическими условиями;

4) покровный слой отложений, по-видимому, сформировался в голоцене в результате глубокого сезонного протаивания кровли едомных отложений, сопровождавшегося трансформацией изотопного состава текстурообразующих льдов в сторону его утяжеления.

Разрез Красивое ($68^{\circ}18'34''$ с.ш., $161^{\circ}44'09''$ в.д.) расположен на правом берегу р. Малый Анюй, в 15 км выше пос. Анюйск. Здесь вскрываются отложения низкой аккумулятивной поверхности высотой до 15–17 м. Схема разреза по данным полевых исследований 2005 г. приведена на рис. 2. В основании залегает пачка горизонтально-слоистых алевроитов сизовато-серого цвета видимой мощностью 4–6 м с характерными параллельно-слоистыми вогнутыми криогенными текстурами. Кровля горизонта расположена на высоте 6,5–8,0 м над урезом воды. Установлены две генерации сингенетических ПЖЛ. Первая генерация представляет собой ледяные жилы шириной до 3–4 м, пересекающие данный горизонт сверху до его видимой подошвы. Вторая генерация — маломощные ледяные жилы, выклини-

вающиеся в верхней части горизонта и не достигающие его подошвы.

Изотопно-кислородный состав текстурообразующих льдов горизонта варьирует в пределах $-23,3 \div -26,8 \text{ ‰}$. Характер распределения значений $\delta^{18}\text{O}$ по разрезу аналогичен данным, полученным при участии авторов ранее [4]. Более низкие содержания изотопа ^{18}O отмечаются в нижней части горизонта ($-26,8 \div -24,7 \text{ ‰}$) и в его кровле ($-24,9 \div -25,0 \text{ ‰}$). Несколько увеличиваются значения (до $-23,3 \text{ ‰}$) в середине разреза (на высоте 5 м над урезом реки). ПЖЛ второй генерации, полностью вмещающиеся сизовато-серыми алевроитами, также имеют высокие содержания изотопа ^{18}O , значения которого варьируют от $-22,6$ до $-22,9 \text{ ‰}$.

Вверх по разрезу эти отложения переходят в пачку маломощных серо-коричневых алевроитов мощностью 5–6 м. Постепенность перехода подчёркивается непрерывностью мощных сингенетических ПЖЛ. Пачка серо-коричневых алевроитов отличается сложным мерзлотно-фациальным строением. Она характеризуется крупнолинзовидной слоистостью, внутри которой отмечаются субгоризонтальная, волнистая и наклонная слоистости «выступающего» типа. Интересная особенность этих отложений — большое число маломощных погребённых ледяных и ледогрунтовых жил. Отметим также пласты льда толщиной до 50–70 см, расположенные вдоль контактов крупных линз. Опробование такой линзы, залегающей на высоте 5 м над урезом воды, показало значение $\delta^{18}\text{O} -30,9 \text{ ‰}$ ($\delta D = -256,8 \text{ ‰}$), попадающее на диаграмме $\delta D - \delta^{18}\text{O}$ в область ПЖЛ едомных

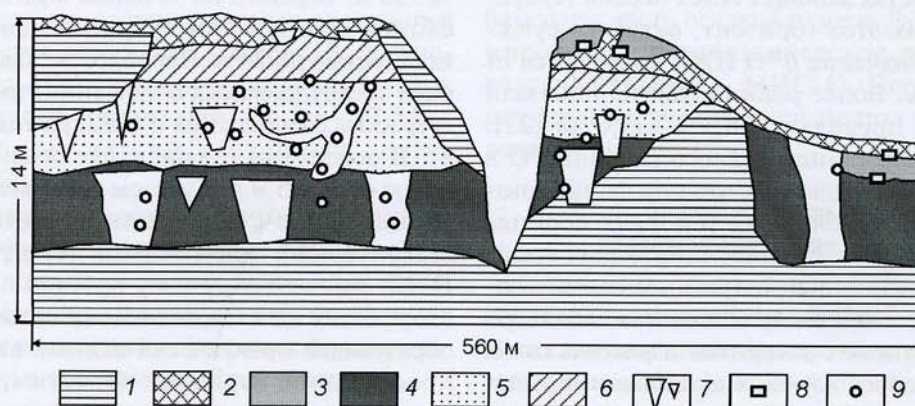


Рис. 2. Схема центральной части разреза Красивое:

1 — осыпи; 2 — льдистые покровные алевроиты с характерными поясковыми текстурами; 3 — торф; 4 — горизонтально-слоистые сизовато-серые алевроиты с параллельно-слоистыми вогнутыми криогенными текстурами; 5 — маломощные серо-коричневые алевроиты; 6 — супесчано-суглинистые осадки с поясковой и линзовидно-плетённой криотекстурой; 7 — ледяные жилы; 8 — точки отбора образцов для радиоуглеродного датирования; 9 — участки отбора образцов на изотопно-кислородный анализ

Fig. 2. Central part of section «Krasivoye»:

1 — talus slope; 2 — covering silts with ice content and typical belt-like cryostrucures; 3 — peat; 4 — horizontally laminated bluish-gray silts with parallel layered concave cryostrucures; 5 — gray-brown silts with low ice content; 6 — loamy sands and loams with belt-like and lens-wicker cryostrucures; 7 — ice wedges; 8 — sampling points for the stable isotope analyses; 9 — sampling points for radiocarbon dating

отложений. Однако к данному типу льдов исследуемую пластовую залежь отнести нельзя. Лёд здесь чистый и прозрачный, без органоминеральных включений, что принципиально отличает его ото льда ПЖЛ.

В генетическом отношении пачка серо-коричневых алевроитов представлена различными фациями прирусловой отмели. В случае сегрегационного генезиса пластового льда его значения должны лежать на линии с угловым коэффициентом 4–6, а не 8, как ПЖЛ, однако определить это по единичному замеру невозможно.

В верхней части обнажения Красивое залегает пачка супесчано-суглинистого состава коричневого цвета мощностью 2–2,5 м. В ней наблюдается поясковая криогенная текстура, которая в нижней части слоя сменяется на линзовидно-плетёчатую; имеется несколько генераций ПЖЛ. В генетическом отношении рассматриваемые отложения относятся к осадкам речных лагун. Венчают разрез покровные горизонты льдистых алевроитов мощностью до 1,5 м, с характерными поясковыми текстурами. Генезис данного горизонта, по-видимому, связан с протаванием отложений в эпоху голоценового оптимума и дальнейшим их промерзанием снизу.

Льдосодержащий горизонт сизовато-серых алевроитов, подстилающих едомную толщу, формировался в относительно тёплых климатических условиях, что подтверждается результатами изотопно-кислородного анализа текстурообразующих льдов и маломощных ПЖЛ. Радиоуглеродные датировки низов данной толщи дали значения $22,700 \pm 1500$ (МГУ–886) и $27,300 \pm 300$ (ГИН–3209) лет [5, 32 и др.].

Изотопный состав мощных ПЖЛ первой генерации, рассекающих этот горизонт, оказался существенно «легче». Значения $\delta^{18}\text{O}$ ПЖЛ колеблются от $-30,5$ до $-32,0$ ‰. Более ранние работы показали значения $\delta^{18}\text{O}$ в пределах $-28,9$ ÷ $-32,6$ ‰ [22]. Столь низкое содержание тяжёлого изотопа ^{18}O в мощных ПЖЛ обусловлено тем, что они формировались позже, в более холодных условиях периода накопления едомных отложений, залегающих выше. В процессе морозобойного растрескивания образовавшиеся ледяные жилы внедрялись в нижележащую толщу серо-коричневых алевроитов и рассекали её.

В разрезе Красивое изучено нескольких ледяных жил, вскрывающихся в отложениях двух верхних горизонтов. Диапазон колебаний значений $\delta^{18}\text{O}$ — от $-28,9$ до $32,6$ ‰. Наиболее низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ связаны с нижним ярусом ПЖЛ среднего горизонта. Вверх по разрезу отмечается тенденция к «утяжелению» значений $\delta^{18}\text{O}$ (к потеплению) ледяных жил, которая прослеживается как по погребённым, так и по транзитным ПЖЛ. Можно отметить хорошую воспроизводимость значений $\delta^{18}\text{O}$ древних ПЖЛ,

залегающих в пределах одного слоя в непосредственной близости друг от друга. Их колебания не превышают 1,5–2 ‰, что аналогично разбросу значений $\delta^{18}\text{O}$ современных ПЖЛ.

Из полученных изотопных данных следует, что рассматриваемые отложения накапливались в суровых климатических условиях. Такой вывод хорошо согласуется с возрастной интерпретацией отложений (сартанская эпоха—МИС-2), их палинологической характеристикой [30] и криогенным строением. В частности, отметим, что в разрезе повсеместно установлено большое число ледяных жил высоких генераций, залегающих в отложениях прирусловой отмели и русла. По нашим же наблюдениям, в настоящее время на прирусловой отмели и низкой пойме р. Малый Анюй ледяные жилы не растут.

Молотковский Камень ($68^{\circ}14'31''$ с.ш., $161^{\circ}53'29''$ в.д.) представляет собой высокий (до 40 м) разрез едомной толщи с несколькими (до четырёх) вложенными линзами озёрно-болотных отложений и допозднеплейстоценовыми осадками в цоколе (рис. 3). Основание разреза до высоты 3–4 м над урезом реки повсеместно закрыто осыпями. Рассмотрим основные горизонты разреза.

В нижней по течению части обнажения вскрывается толща таберальных отложений мощностью до 42–45 м, представленных плотными мёрзлыми сухими алевроитами и суглинками; ПЖЛ отсутствуют, поэтому данный фрагмент обнажения не представлял интереса для изотопно-кислородных исследований. Выше по течению реки в обнажении вскрывается линза льдонасыщенных едомных отложений протяжённостью около 450 м и мощностью до 30–35 м. Верхний по течению фрагмент обнажения сложен комплексом озёрно-аласных отложений мощностью до 20 м. Наиболее детально мы обследовали толщу едомных отложений, вмещающих текстурообразующие льды и ПЖЛ разных ярусов.

В основании толщи, выше осыпей, в интервале высот от 3 до 5 м над урезом реки, вскрывается горизонт серовато-сизых сильнольдистых алевроитов с атакситовыми криогенными текстурами и ярусом ПЖЛ. Венчают эту толщу прослой и линзы торфа и оторфованных алевроитов мощностью до 0,5–1,0 м, образующие практически единый выдержанный по простиранию горизонт. Отметим, что на тех же высотных отметках (5–6 м над урезом воды) торфяники вскрываются и в таберальной толще осадков нижнего по течению реки фрагмента обнажения. Возраст торфа — 40–45 тыс. радиоуглеродных лет; см. обзор датировок [26].

Изотопно-кислородный состав текстурообразующих льдов в серовато-сизых алевроитах варьирует от $-17,1$ до $-20,5$ ‰, в торфяниках — от $-17,8$ до $-24,9$ ‰. Изотопно-кислородный состав ПЖЛ изме-

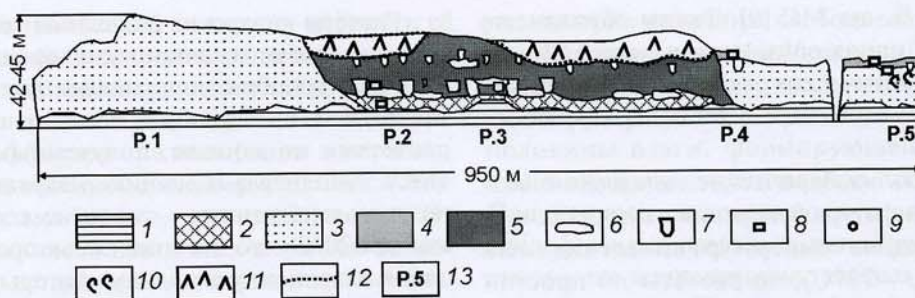


Рис. 3. Схема нижней по течению части разреза Молотковский Камень:

1 – осыпи; 2 – серовато-сизые сильнольдистые алевроиты с атакситовыми криогенными текстурами; 3 – плотные сухие желтовато-серые алевроиты и суглинки (таберальные); 4 – торфяники верхнего яруса; 5 – волнисто-слоистые льдистые серо-бурые алевроиты с растительным детритом и мощными ПЖЛ едомной свиты; 6 – торфяники нижнего яруса; 7 – ледяные жилы с апофизами; 8 – точки отбора образцов на радиоуглеродное датирование; 9 – участки отбора образцов на изотопно-кислородный анализ; 10 – местонахождение обломков пресноводных раковин; 11 – байджерахи в термоцирках; 12 – днища задренованных термоцирков; 13 – номера расчисток

Fig. 3. Downstream part of section «Molotkovsky Kamen»:

1 – talus slope; 2 – grayish-bluish silts with high ice content and massive-agglomerate cryostrucures; 3 – dry dense yellowish-gray silts and loams (taber deposits); 4 – «upper layer» of peatland; 5 – wavy-bedded gray-brown silts with plant detritus, ice content and thick syngenetic ice veins («loess-ice» complex); 6 – «lower layer» of peatland; 7 – ice wedges with apophyses; 8 – sampling points for the stable isotope analyses; 9 – sampling points for radiocarbon dating; 10 – fragments of fresh-water mollusks' shells; 11 – residual-thermokarst mounds in thermocirques; 12 – soddy bottoms of thermocirques; 13 – no. of exposure

няется от $-21,9$ под торфяником до $-24,8\text{‰}$ в средней части горизонта. В кровлю рассматриваемого горизонта внедряются «хвосты» ПЖЛ из вышележащего горизонта едомных отложений, значения $\delta^{18}\text{O}$ которых колеблются в пределах $-27,7 \div -30,7\text{‰}$.

Текстурнообразующие льды едомных отложений опробованы в интервале высот от 18 до 22 м. Значения $\delta^{18}\text{O}$ во льдах варьируют от $-26,5$ до $-30,1\text{‰}$. Изотопно-кислородный состав ПЖЛ, образующих три высотных яруса, характеризуется низким содержанием изотопа ^{18}O – от $-27,6$ до $-30,8\text{‰}$. В опробованном комплексе озёрно-аласных отложений верхнего фрагмента обнажения (см. рис. 3, расчистка 5) значения $\delta^{18}\text{O}$ текстурнообразующих льдов аласных отложений составляют $-16,2 \div -17,5\text{‰}$; ПЖЛ имеют более лёгкий изотопный состав ($-24,5 \div -25,4\text{‰}$).

Таким образом, исходя из данных изотопно-кислородного анализа опробованных текстурнообразующих и полигонально-жильных льдов обнажения Молотковский Камень, можно сделать следующие выводы о палеоклиматических условиях формирования исследованных горизонтов мёрзлых толщ:

1) период формирования горизонта серовато-сизых алевроитов и венчающих его торфяников характеризуется относительно тёплым климатом, близким к современному или даже несколько теплее (раннекаргинское время – МИС-3);

2) в течение всего периода накопления едомной толщи были суровые климатических условия с очень низкими зимними температурами, на что указывает изотопный состав кислорода во всех опробованных

ярусах ледяных жил, а также в текстурнообразующих льдах;

3) отложения озёрно-аласного комплекса образовались, по-видимому, в период голоценового потепления, когда климат этого региона был несколько теплее современного.

Дуваный Яр ($68^{\circ}38'25''$ с.ш.; $159^{\circ}07'$ в.д.) – это протяжённый (около 10 км) обрыв высотой до 65 м на правом берегу р. Колыма, где она подрезает расчленённую термокарстом поверхность высотой 70–100 м. По полученным изотопным данным, базальная часть осадков разреза Дуваный Яр сформировалась в доказанцевское время (тазовская холодная стадия? – МИС-6). Подробнее описание разреза и полученных результатов изотопных исследований см. в [27].

Анализ изотопных данных и палеотемпературная интерпретация

Сравнение полученных результатов изотопно-кислородных исследований ПЖЛ и текстурнообразующих льдов из наших разрезов с данными предшествующих работ [см. 2–4, 7, 10–13, 21, 29 и др.] показало их взаимное соответствие. Более ранние работы [17, 25, 41 и др.] показали эмпирическую связь изотопного состава кислорода подземных льдов с зимними температурами. В частности, в случае средней зимней (календарной зимы) или средней январской температуры воздуха мы имеем $\delta/T = 0,6 \pm 0,06\text{‰}$ на 1°C [41 и др.]. Региональный коэффициент для Северной Евразии для атмосферных осадков равен $0,53 \pm 0,05\text{‰}$ на 1°C , речных

вод — $0,59 \pm 0,03 \text{‰}$ на 1°C [9]. Таким образом, по мнению авторов, использование значения $0,6 \text{‰}$ на 1°C для палеоклиматических реконструкций средних зимних или средних январских температур обоснованно.

Если допустить изобарическое охлаждение воздуха от 20°C (температура испарения в низких широтах) до -20°C (средняя температура выпадения снега в нашем регионе -23°C), то расчёты по простой Рэлеусовской модели дают значение градиента $\delta/T = 0,78 \text{‰}$ на 1°C [34]. Эмпирически авторами для холодного сезона ($T \leq 0^\circ\text{C}$) получено близкое значение $-0,84 \pm 0,06 \text{‰}$ на 1°C [6]. Для расчётов мы использовали значение $\delta/T = 0,8 \text{‰}$ на 1°C . Методика расчётов палеотемператур по данным изотопного состава кислорода плейстоценовых подземных льдов нами неоднократно описана [см. 26, 41 и др.].

Расчётные данные показывают, что в сартанскую эпоху январские температуры были ниже современных на $11-13^\circ\text{C}$ ($\Delta\delta^{18}\text{O} = 4,5 \div 6 \text{‰}$). Полученные палеотемпературные реконструкции близки к данным аналогичных изотопных исследований на севере Якутии [16, 41 и др.]. Значительно хуже обстоит дело с реконструкциями климатических условий холодного времени года независимыми не изотопными методами. В основном, для таких исследований используются результаты спорово-пыльцевого анализа, хотя для указанных регионов надёжность подобных реконструкций довольно низка.

Так, для Якутии коэффициент множественной корреляции, связывающий состав всего современного спорово-пыльцевого спектра с температурой, равен всего $0,6$ [20]. Тем не менее, и эти данные подтверждают наши результаты. Согласно реконструкциям И.Г. Авенариус и др. [1], средние январские температуры в нашем регионе были на $10-15^\circ\text{C}$ ниже современных. Косвенным подтверждением полученных данных служит амплитуда вариаций температуры многолетнемёрзлых пород ($10-15^\circ\text{C}$) в позднем плейстоцене — голоцене [19].

Учитывая, что современные значения средних январских температур в низовьях р. Малый Анюй (по данным метеостанций в Черском, Колымском, Островном и Омолоне) составляют около -35°C , мы можем рассчитать диапазон их вариаций в позднем плейстоцене — голоцене от $-32 \div -34$ до $-46 \div -48^\circ\text{C}$. Близкие к этим значения температуры отмечаются в настоящее время в Якутии в районах Верхоянска и Оймякона (с абсолютным минимумом -68°C). Средние температуры холодного периода (время, когда осадки выпадают в твёрдом виде $T \leq 0^\circ\text{C}$) изменялись в позднем плейстоцене, по нашим данным, меньше — от -21°C до $-32 \div -33^\circ\text{C}$ (в настоящее время -23°C).

Расчёты январских (холодный сезон) температур по результатам изотопно-кислородных исследований текстурообразующих льдов показывают значительно больший разброс величин по сравнению с расчётами по данным, полученным при изучении ПЖЛ. Амплитуда вариаций январских температур в позднем плейстоцене — голоцене в этом случае превышает 20°C , что, по мнению авторов, представляет собой завышенную оценку. Авторы предполагают, что в холодные эпохи роль осадков тёплого сезона в формировании текстурообразующих льдов существенно уменьшалась, что приводило к дополнительному «облегчению» их изотопного состава и добавочному фиктивному похолоданию при расчётах по нашей методике. Кроме того, изотопный состав кислорода текстурообразующих льдов по сравнению с $\delta^{18}\text{O}$ ПЖЛ в большей степени зависит от геоморфологического положения разреза и генезиса вмещающих пород [см. 22]. Таким образом, из-за смены генезиса пород, вмещающих текстурообразующие льды, увеличиваются амплитуда $\Delta\delta^{18}\text{O}$ и, как следствие, рассчитываемые температуры. Следовательно, на современном этапе целесообразно для расчётов палеотемператур в первую очередь использовать изотопные данные по ПЖЛ.

Результаты сопряжённого анализа вариаций стабильных изотопов в подземных льдах

В геофизиологии исследования изотопного состава кислорода и водорода широко используются как для климатостратиграфического расчленения многолетнемёрзлых толщ, так и для идентификации процессов водообмена в них. Однако большая часть исследователей ограничивается изучением вариаций только одного стабильного изотопа (чаще всего ^{18}O). Одновременно используют оба изотопных метода (и $\delta^{18}\text{O}$, и δD) лишь ограниченное число исследователей подземных льдов [8, 14, 15, 23, 24, 28, 37, 40 и др.], причём далеко не все они проводят сопряжённый анализ полученных результатов по разным изотопам.

Наиболее распространённый метод интерпретации данных о содержании ^{18}O и δD во льду — построение диаграмм $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$, оценка параметров линейного (как правило) соотношения между концентрациями изотопов, определение масштаба отклонения точек на диаграмме от глобальной линии метеорных вод [8]. По эмпирическим и теоретическим данным была рассчитана зависимость между δD и $\delta^{18}\text{O}$ в атмосферных осадках (GLMW — глобальная линия метеорных вод) [33–35]:

$$\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + d_{\text{exc}} \quad (1)$$

Константа d_{exc} в уравнении (1) характеризует степень неравновесия системы при испарении первона-

чальных масс океанической воды, т.е. скорость её испарения. Если бы испарение океанических вод происходило в равновесных условиях, то эта константа была бы равна нулю. Однако вследствие кинетических эффектов при испарении в неравновесных условиях образующийся пар обедняется изотопом ^{18}O несколько больше, чем в равновесных. На основе большого числа изотопных анализов атмосферных осадков установлено, что величина константы $d_{\text{exc}} = 10\text{‰}$.

Уравнение (1) справедливо лишь при осреднении средних годовых данных об изотопном составе кислорода и водорода атмосферных осадков по разным регионам мира и нуждается в корректировке при анализе данных на другой временной основе [36]. По мнению авторов настоящей статьи, анализ положения полученных изотопных данных по подземным льдам из конкретного разреза многолетне-мёрзлых пород (в отличие от данных по атмосферным осадкам) относительно глобальной линии метеорных вод на диаграмме $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ ошибочен. Во-первых, формирование различных генетических типов подземных льдов, видимо, связано с атмосферными осадками отдельных сезонов (преимущественно холодных), а не всего календарного года. Во-вторых, такой подход не учитывает региональных особенностей формирования изотопного состава атмосферных осадков (в том числе и континентального изотопного эффекта). В итоге складывается искажённое представление о преобразовании исходного изотопного состава атмосферных осадков (локальной метеорной воды) в процессе формирования грунтовых льдов конкретного местонахождения.

Регулярных данных об изотопном составе атмосферных осадков Якутии к настоящему времени получено недостаточно. Поэтому для расчёта региональной линии метеорных вод на «сезонной» основе авторы использовали средневзвешенные изотопные данные по средним летним и средним зимним осадкам только трёх метеостанций (Якутск, Айон и Оленёк), приведённые в работе [38]:

$$\delta\text{D} = 7,84\delta^{18}\text{O} - 4,6. \quad (2)$$

Для всей территории России аналогичная зависимость, построенная на среднемесячной основе, имеет следующий вид [38]:

$$\delta\text{D} = 7,93\delta^{18}\text{O} + 2,87; r^2 = 0,99. \quad (3)$$

В уравнениях (2) и (3) свободный член значительно меньше, чем в уравнении (1). Это связано, вероятно, с наблюдающейся тенденцией к его уменьшению с падением средней годовой температуры и удалением от источника пара (океана) [31]. Результаты изотопных исследований на п-ове Быковский в дельте р. Лена [39] показывают резкое

уменьшение величины свободного члена уравнения для образцов снега (на 25 единиц!) по сравнению с летними осадками.

Объясняется это следующим. В Сибири больше половины влаги, формирующей летние осадки, имеет внутриконтинентальное происхождение [38]. При испарении поверхностных вод, питающихся атмосферными осадками, в поверхностной воде увеличивается концентрация тяжёлых изотопов водорода и кислорода. При этом d_{exc} уменьшается относительно его значения в исходных атмосферных осадках, поскольку испарительному концентрированию изотопов на диаграмме $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ соответствует перемещение по прямым линиям, угловой коэффициент которых равен 4–6, т.е. существенно меньше углового наклона линий для глобальных и региональных метеорных вод [44].

Соответственно «местный пар» имеет повышенные значения параметра d_{exc} . Таким образом, летние осадки из смеси океанического и местного пара должны иметь повышенные значения параметра d_{exc} . Ранее мы писали [27], что из-за неясных авторам процессов (происходящих после выпадения атмосферных осадков) значения свободного члена уравнений регрессии для текстурообразующих льдов заметно отличаются от соответствующего значения в уравнении линии региональных метеорных (исходных) вод. Вероятно, это можно объяснить следующим: мы вынужденно (из-за недостатка данных по арктическим атмосферным осадкам) используем уравнение (2), которое отражает средние годовые параметры, в то время как летние и зимние осадки в силу приведённых ранее причин заметно отличаются значением параметра d_{exc} от его среднегодовой величины. Поэтому и грунтовые льды (не подвергшиеся изотопному обмену в закрытой системе, см. далее) в силу разного соотношения долей летних и зимних осадков в исходной грунтовой воде (которое менялось в разные эпохи плейстоцена, а также в пространстве) имеют значения свободного члена уравнения, существенно отличные от характерного для средних годовых атмосферных осадков.

В дальнейшем мы будем использовать параметры уравнения (2) при рассуждениях о генезисе грунтовых льдов в качестве региональной линии метеорных вод (local line meteoric waters, на рис. 4, а, в, д показана пунктиром). Параметры уравнений связи $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ для грунтовых льдов анюйских разрезов рассчитаны, по рекомендациям МАГАТЭ [45], методом ортогональной регрессии. Приводимые изотопные данные по Дуванному Яру даются по работе [27]. Все изученные пробы грунтовых льдов анюйских разрезов разделены на следующие категории: 1) полигонально-жильные льды; 2) текстурообразующие (т/о) льды со шпировой, массивной и сетчатой

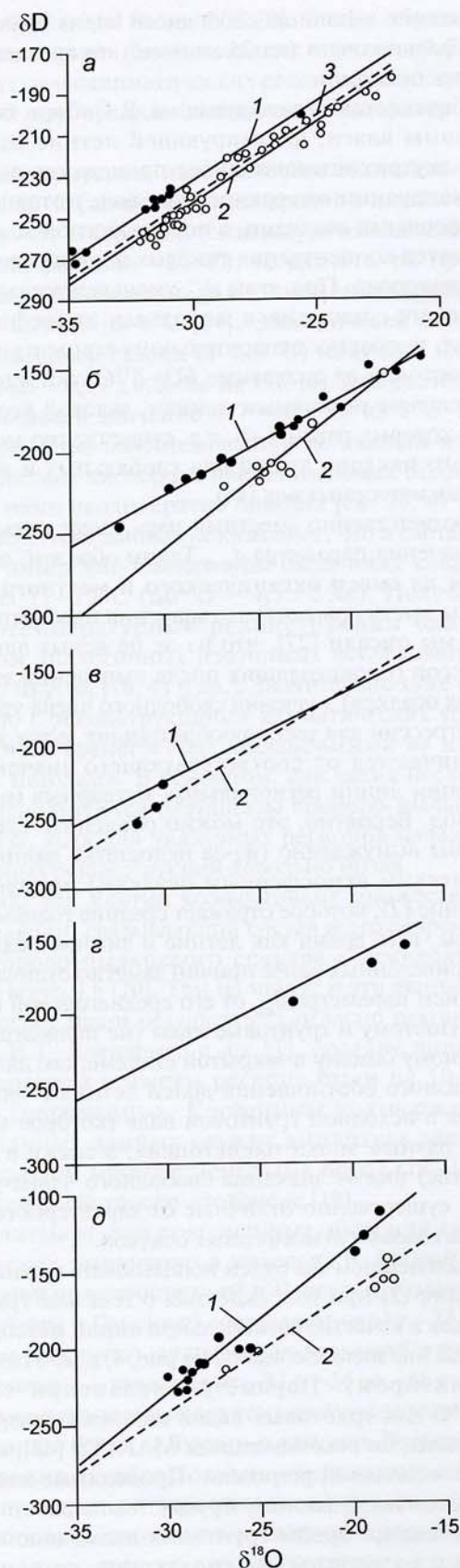


Рис. 4. Изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и водорода (δD) изученных позднеплейстоценовых полигонально-жильных и текстурообразующих льдов севера Колымской низменности:

а — повторно-жильных льдов разреза Дуваный Яр (линия 1, уравнение 5, чёрные точки) на р. Колыма и разрезов Молотковский Камень, Красивое и Станчиковский Яр (линия 2, уравнение 4, светлые точки) на р. Малый Аноуй; для сравнения пунктиром дана линия местных метеорных вод 3 (уравнение 2);

б — текстурообразующих льдов с шлировой криотекстурой из позднеплейстоценовых отложений разрезов Молотковский Камень и Станчиковский Яр (линия 1, уравнение 6, чёрные точки), а также разреза Красивое (линия 2, уравнение 10, светлые точки);

в — текстурообразующих льдов с массивной криотекстурой из позднеплейстоценовых отложений разрезов Молотковский Камень (один образец) и Станчиковский Яр (два образца); для сравнения приведены линии: 1 — уравнение 7, льды с массивной криотекстурой из разреза Дуваный Яр; 2 — уравнение 2, местные метеорные воды;

г — текстурообразующих льдов с сетчатой криотекстурой из разреза Молотковский Камень (три образца); для сравнения приведена линия льдов, уравнение 6, льды со шлировой текстурой из разрезов Молотковский Камень и Станчиковский Яр;

д — текстурообразующих льдов из торфа и обогащённых растительным детритом отложений разрезов Дуваный Яр (чёрные точки) и Красивое (светлые точки, линия 1, уравнение 12); 2 — линия местных метеорных вод, уравнение 2

Fig. 4. Stable isotope composition ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) of Late Pleistocene ice wedges and structure-forming ice from sections in north of Kolymian lowland:

a — ice wedges from sections «Duvanny Yar» (line 1, equation 5, black points) on the bank of the Kolyma R. and «Molotkovsky Kamen'», «Krasivoye», «Stanchikovsky Yar» (line 2, equation 4, white points) in the Lower Reaches of the Maly Anyui R.; 3 — local meteoric waters line, equation 2;

б — structure-forming ice with schlieren cryotexture from Late Pleistocene sediments from sections «Molotkovsky Kamen'», «Stanchikovsky Yar» (line 1, equation 6, black points) and «Krasivoye» (line 2, equation 10, white points);

в — structure-forming ice with massive cryotexture from Late Pleistocene sediments from sections «Molotkovsky Kamen'» and «Stanchikovsky Yar»: 1 — line for structure-forming ice with massive cryotexture from section «Duvanny Yar» — equation 7; 2 — local meteoric waters line, equation 2;

г — structure-forming ice with reticulate cryotexture from section «Molotkovsky Kamen'»; there is a line for structure-forming ice with schlieren cryotexture from sections «Molotkovsky Kamen'» and «Stanchikovsky Yar», see equation 6;

д — structure-forming ice from peat and sediments with high organic detritus content from sections «Duvanny Yar» (black points) and «Krasivoye» (white points, line 1, equation 12); 2 — local meteoric waters line, equation 2

текстурами; 3) текстурообразующие льды из богатых органикой отложений (из торфа).

Полигонально-жильные льды. На рис. 4, *а* приведены результаты изотопных исследований ПЖЛ ($n = 39$) аноуйских разрезов. Они описываются уравнением

$$\delta\text{D} = (7,93 \pm 0,27)\delta^{18}\text{O} - (4,78 \pm 0,57); r^2 = 0,956. \quad (4)$$

В пределах точности полученное уравнение совпадает с уравнением (2). Для сравнения на рис. 4, *а*

приведены изотопные данные по ПЖЛ ($n = 10$) Дуванного Яра [27]. Они также описываются уравнением, близким к (2) и (4):

$$\delta D = (7,58 \pm 0,29)\delta^{18}O - (4,03 \pm 0,78); r^2 = 0,998. \quad (5)$$

Аналогичный вывод об атмосферном происхождении воды, питавшей полигонально-жильные льды Дуванного Яра, сделан в работе [15]. Таким образом, можно констатировать, что все изученные ПЖЛ восточной части Колымской низменности сформировались из изотопно неизменённых атмосферных (видимо, зимних) осадков.

Текстурнообразующие льды. На рис. 4, б приведены изотопные данные по всем изученным текстурнообразующим льдам со шлировой текстурой ($n = 25$). С первого взгляда на рис. 4, б видно, что на $\delta D - \delta^{18}O$ диаграмме выделяются два поля точек, которые аппроксимируются существенно различающимися линейными зависимостями. К первой группе точек относятся результаты изотопных исследований текстурнообразующих льдов со шлировой криотекстурой из верхнеплейстоценовых отложений разрезов Молотковский Камень и Станчиковский Яр (чёрные точки, $n = 16$), ко второй — из разреза Красивое (светлые точки, $n = 9$). Для первой группы нами получен угловой коэффициент, заметно отличающийся от 8:

$$\delta D = (6,33 \pm 0,21)\delta^{18}O - (37,08 \pm 6,31); r^2 = 0,982. \quad (6)$$

Закрепленный коэффициент (около 6) типичен для процессов фракционирования в условиях закрытой системы [28, 37, 42, 43]. Ранее [27] авторы установили аналогичное явление для грунтовых льдов с массивной текстурой из разреза Дуванный Яр на Колыме:

$$\delta D = (6,11 \pm 0,85)\delta^{18}O - (34,4 \pm 2,1); r^2 = 0,762. \quad (7)$$

Заметим, что уравнения (6) и (7) по своим параметрам, в пределах точности расчётов, идентичны. Близкий по значению коэффициент линейной регрессии получен авторами для текстурнообразующих льдов (со всеми типами встреченных криотекстур) в разрезе Дуванный Яр, сформировавшихся в холодные эпохи плейстоцена ($n = 35$):

$$\delta D = (6,72 \pm 0,52)\delta^{18}O - (16,6 \pm 1,29); r^2 = 0,838. \quad (8)$$

Для тёплых эпох ($n = 10$) параметры уравнения кардинальным образом отличаются:

$$\delta D = (8,46 \pm 1,3)\delta^{18}O + (31,21 \pm 3,44); r^2 = 0,84. \quad (9)$$

По мнению авторов настоящей работы, в закрытой системе процессом (одним из процессов), уменьшающим содержание влаги в деятельном слое, т.е. создающим поток влаги в атмосферу (в покрываю-

щую грунт снежную толщу), служит морозное иссушение грунта. Сублимация текстурнообразующего льда происходит без изотопного фракционирования из-за малых скоростей диффузии в нём, поэтому эффект фракционирования достигается многократностью сублимации и конденсации ледяных кристаллов. О геохимической значимости этого процесса свидетельствует тот факт, что в течение зимы значения $\delta^{18}O$ текстурнообразующих льдов активного слоя изменяются (значения $\Delta\delta^{18}O$ увеличиваются с 2–3 до 5–6 ‰) [41]. При этом льды, имеющие массивные криотекстуры, служат источником влаги для внутригрунтового переноса влаги, а шлиры льда — барьером на его пути. В холодные эпохи плейстоцена роль подобных процессов массопереноса в активном слое при формировании всех типов текстурнообразующих льдов существенно возрастала, а в тёплые — падала, что и нашло своё отражение в параметрах уравнений (8) и (9).

Авторами выполнены изотопные анализы образцов текстурнообразующих льдов с массивной криотекстурой из разреза Молотковский Камень (один образец) и из разреза Станчиковский Яр (два образца) (см. рис. 4, в). Очевидно, все возможные выводы, сделанные по диаграмме $\delta D - \delta^{18}O$, будут статистически мало значимы из-за небольшого числа анализов. Были проведены также изотопные анализы трёх образцов текстурнообразующих льдов с сетчатой криотекстурой из разреза Молотковский Камень (см. рис. 4, з). Точки легли на линию ($r^2 = 1$) с угловым коэффициентом 6,2, что в пределах точности совпадает с соответствующими параметрами уравнений (6) и (7), т.е. характерным для процессов в закрытой системе. Известно, что минимальное теоретическое значение углового коэффициента в равновесном процессе конденсации, подчиняющемся закону Рэлея, в диапазоне температур $\pm 20^\circ\text{C}$ равно 7,5 [34].

Вернёмся вновь к рис. 4, б. Результаты изотопных исследований текстурнообразующих льдов со шлировой криотекстурой ($n = 9$) из позднеплейстоценовых отложений разреза описываются уравнением линейной регрессии

$$\delta D = (9,29 \pm 0,96)\delta^{18}O + (14,43 \pm 19,78); r^2 = 0,904. \quad (10)$$

Аналогичная закономерность наблюдается для атмосферных осадков в районе Ташкента [45]. Это, вероятно, указывает на то, что метеорные воды, из которых формировались изученные льды, подвергались интенсивному испарению. Например, это могли быть воды из мелких сезонных водоёмов, питавшие грунтовые воды и участвующие в формировании грунтовых льдов. Действительно, в районах распространения ПЖЛ такие водоёмы глубиной менее 1 м, имеющие остаточное-термокарстовое происхождение (челбаки), распространены очень

широко. Полученный угловой коэффициент уравнения (9,29) в пределах методических погрешностей совпадает с полученным [8] для текстурообразующих льдов в районе оз. Лабаз на Таймыре. Высокие значения константы в аналогичных уравнениях также отмечаются для подземных льдов озёрных отложений Таймыра ($+30 \div +37$) [8].

На рис. 4, д приведены изотопные данные ($n = 6$) по текстурообразующим льдам из торфа и обогащённых растительным детритом отложений опорных разрезов нижнего течения р. Малый Анюй (треугольники):

$$\delta D = (7,17 \pm 0,57) \delta^{18}O - (21,27 \pm 12,9); r^2 = 0,962. \quad (11)$$

Ранее для подобных льдов из разреза Дуванный Яр (на рис. 4, д они показаны чёрными точками, $n = 14$) авторами получена следующая зависимость [27]:

$$\delta D = (9,4 \pm 0,52) \delta^{18}O + (55,96 \pm 2,08); r^2 = 0,965. \quad (12)$$

Был сделан вывод, что изотопный обмен грунтовых вод (исходных для формирования льдов) как с клеточной водой, так и с продуктами распада целлюлозы приводит к утяжелению этих вод. Логичен и тот факт, что изотопный обмен усиливается в более тёплых климатических условиях. Новые изотопные данные по льдам из анюйских разрезов показали иную зависимость: на диаграмме $\delta D - \delta^{18}O$ они тяготеют к региональной линии метеорных вод — уравнение (2), а не к линии, полученной для аналогичных льдов из разреза Дуванный Яр, — уравнение (12). Если сделанный вывод верен, то данное противоречие можно объяснить следующим образом.

Степень отклонения изотопных результатов от региональной линии метеорных вод зависит от времени контакта жидкой воды с вмещающими, богатыми органикой отложениями (времени изотопного обмена). Изотопной диффузией в промёрзших осадках, видимо, можно пренебречь. Несмотря на то, что формирование торфяников *in situ*, очевидно, происходило во всех изученных разрезах относительно небольшого по площади региона в геологическом масштабе времени одновременно, в зависимости от геоморфологических (склон, депрессия и т.п.) и литологических (наличие и положение в разрезе водоупоров) особенностей, перемещения торфа по склону и т.п. контакт исходных для формирования текстурообразующих льдов грунтовых вод с органикой был разным по продолжительности. На основе этого можно констатировать, что скорость промерзания органогенных отложений нижнего течения р. Малый Анюй была существенно выше, чем в районе разреза Дуванный Яр.

Заключение

Совместное использование изотопных методов ($\delta^{18}O$ и δD) может быть полезно при изучении генезиса подземных льдов разного типа. Очевидно, что изученные ПЖЛ сформировались из воды атмосферного генезиса. Текстурообразующие льды с массивной криотекстурой, видимо, представляют собой продукт морозного иссушения грунта (изотопное фракционирование в «закрытой системе»). При формировании текстурообразующих льдов всех типов в холодные эпохи роль процессов массопереноса (вымораживания?) резко возрастала по сравнению с тёплыми периодами плейстоцена. Изотопные данные позволили оценить диапазон вариаций средних январских температур в районе исследований в позднем плейстоцене — голоцене от $-32 \div -34$ °C до $-46 \div -48$ °C.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 05-05-64872, 08-05-00932, 09-05-00264).

Литература

1. Авенариус И.Г., Муратова М.В., Спасская И.И. Палеогеография Северной Евразии в позднем плейстоцене — голоцене и географический прогноз. М.: Наука, 1978. 76 с.
2. Архангелов А.А., Вайкмяз Р.А., Карпов Е.Г. и др. О возможности применения изотопно-кислородного метода для изучения подземных льдов // Тез. докл. VIII Всесоюзного гляциол. симпозиума «Льды и климат: реконструкция и прогноз». М.: изд. Ин-та геологии АН ЭССР и Ин-та географии АН СССР, 1984. С. 54–55.
3. Архангелов А.А., Вайкмяз Р.А., Михалев Д.В. и др. Стратиграфическое расчленение сингенетических многолетнемерзлых отложений с помощью изотопно-кислородного анализа // ДАН. 1986. Т. 290. № 2. С. 415–417.
4. Архангелов А.А., Вайкмяз Р.А., Михалев Д.В. и др. Стратиграфия разрезов многолетнемерзлых пород Колымской низменности изотопно-кислородным методом // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 143–149.
5. Архангелов А.А., Гордиенко Ф.Г., Михалев Д.В., Рогов В.В. Опыт применения изотопно-кислородного и структурного анализа в стратиграфии сингенетических многолетнемерзлых пород // Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан: изд. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 9–10.
6. Архангелов А.А., Михалев Д.В., Николаев В.И. Реконструкция условий формирования многолетней мерзлоты и палеоклиматов Северной Евразии // Развитие области многолетней мерзлоты и перигляциальной зоны Северной Евразии и условия расселения древнего человека. М.: изд. Ин-та географии РАН, 1996. С. 85–109.
7. Болиховский В.Ф., Поляков В.А. Изотопия кислорода подземных льдов Западно-Сибирского палеошельфа // Проблемы палеоэкологии и эволюции экосистем морей Арктики в верхнем кайнозое. Мурманск: изд. Мурманского морского биол. ин-та КНЦ АН СССР, 1991. С. 14–16.

8. Брезгунов В.С., Деревягин А.Ю., Чижов А.Б. Использование природных стабильных изотопов водорода и кислорода для изучения условий формирования подземных льдов // Водные ресурсы. 2001. Т. 28. № 6. С. 663–667.
9. Брезгунов В.С., Есиков А.Д., Ферронский В.И., Сальнова Л.В. Пространственно-временные вариации изотопного состава кислорода атмосферных осадков и речных вод на территории северной части Евразии и их связь с изменением температуры // Водные ресурсы. 1998. Т. 25. № 1. С. 99–104.
10. Вайкмяэ Р.А., Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный анализ подземных льдов севера Западной Сибири, Якутии и Чукотки. Таллин: изд. Ин-та геологии АН ЭССР, 1991. 70 с.
11. Васильчук Ю.К. Проблемы корреляции палеоклиматических событий по изотопно-кислородным диаграммам повторно-жильных льдов // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 136–143.
12. Васильчук Ю.К. Палеомерзлотная интерпретация изотопно-кислородного состава позднеплейстоценовых и голоценовых повторно-жильных льдов Якутии // ДАН. 1988. Т. 298. № 2. С. 425–429.
13. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических) реконструкций. М.: РИО «Мособлупрополиграфиздат», 1992. Т. 1. 420 с. Т. 2. 264 с.
14. Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды: гетерокличность, гетерохронность, гетерогенность. М.: Изд-во МГУ, 2006. 404 с.
15. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Сулержицкий Л.Д. и др. Возраст, изотопный состав и особенности формирования позднеплейстоценовых синкриогенных повторно-жильных льдов Дуванного Яра // Криосфера Земли. 2001. Т. V. № 1. С. 24–36.
16. Васильчук Ю.К., Есиков А.Д., Опруненко Ю.Ф. и др. Новые данные по содержанию изотопов кислорода в сингенетических повторно-жильных льдах позднеплейстоценового возраста низовий р. Колымы // ДАН. 1985. Т. 281. № 4. С. 904–908.
17. Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной гео-криологии и гляциологии. М.: Изд-во МГУ, 2000. 616 с.
18. Гитерман Р.Е. История растительности Северо-Востока СССР в плиоцене и плейстоцене // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 380. М.: Наука, 1985. 271 с.
19. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии: Поздний плейстоцен – голоцен – элементы прогноза. Вып. II. Общая палеогеография. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.
20. Климанов В.А., Андреев А.А. Корреляционный анализ современных спорово-пыльцевых спектров с территории Якутии // Изв. РАН. Сер. геогр. 1992. № 5. С. 83–93.
21. Коняхин М.А. Изотопно-кислородный состав современных полигонально-жильных льдов в зависимости от среднезимней температуры воздуха // Методы изучения свойств и состояния геологической среды. М.: изд. ВСЕГИНГЕО, 1987. С. 124–132.
22. Коняхин М.А., Михалев Д.В., Соломатин В.И. Изотопно-кислородный состав подземных льдов. М.: Изд-во МГУ, 1996. 156 с.
23. Крицук Л.Н., Дубиков Г.И., Поляков В.А. Использование стабильных изотопов при изучении подземных льдов // МГИ. 1986. Вып. 55. С. 92–97.
24. Крицук Л.Н., Поляков В.А. Использование комплекса гидрохимических и изотопных методов для изучения подземных льдов // Инженерная геология. 1988. № 3. С. 91–98.
25. Михалев Д.В., Николаев В.И. Изотопный состав кислорода текстурообразующих льдов – новый палеотермометр? // МГИ. 1993. Вып. 77. С. 149–152.
26. Михалев Д.В., Николаев В.И., Романенко Ф.А., Архипов В.В., Брили М. Предварительные результаты изучения опорных разрезов многолетнемерзлых пород в нижнем течении р. Малый Анюй // Стабильные изотопы в палео-экологических исследованиях. М.: изд. Ин-та географии РАН, 2006. С. 100–124.
27. Михалев Д.В., Николаев В.И., Романенко Ф.А., Архипов В.В., Якумин П., Седмо Э. Эволюция подземного оледенения севера Колымской низменности в плейстоцене и голоцене (на примере разреза Дуванный Яр) // Там же. С. 125–157.
28. Николаев В.И., Большинов Д.Ю., Жужель Ж. и др. Изотопные исследования кернa мореносодержащего льда ледника Вавилова на Северной Земле // МГИ. 1996. Вып. 80. С. 31–36.
29. Николаев В.И., Михалев Д.В. Общие черты эволюции изотопного состава кислорода атмосферных осадков в позднем плейстоцене – голоцене // Ландшафтно-климатические изменения, животный мир и человек в позднем плейстоцене и голоцене. М.: изд. Ин-та географии РАН, 1999. С. 6–18.
30. Томская А.И. Палиностратиграфия четвертичных отложений Колымской низменности // Стратиграфия и палинология осадочной толщи Якутии. Якутск: изд. ЯФ СО АН СССР, 1982. С. 100–101.
31. Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы. М.: Наука, 1983. 280 с.
32. Шер А.В., Плахт И.Р. Радиоуглеродное датирование и проблемы стратиграфии плейстоцена низменностей Северо-Востока СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 8. С. 17–31.
33. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // Science. 1961. V. 133. № 3365. P. 1702–1703.
34. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V. XVI. № 4. P. 436–468.
35. Friedman I. Deuterium content of natural waters and other substances // Geochemica et Cosmochimica Acta. 1953. V. 4. P. 89–103.
36. Gat J.R., Dansgaard W. Stable isotope survey of the fresh water occurrences in Israel and Northern Jordan rift valley // Journ. of Hydrology. 1972. V. 16. P. 177–212.
37. Jouzel J., Souchez R.A. Melting-refreezing at the glacier sole and the isotopic composition of the ice // Journ. of Glaciology. 1982. V. 28. № 98. P. 35–41.
38. Kurita N., Yoshida N., Inoue G., Chayanova E.A. Modern isotope climatology of Russia: A first assessment // Journ. of Geophys. Research. 2004. V. 109. D03102. P. 1–15.
39. Meyer H.A., Dereviagin A., Siegert C., Hubberten H.-W. Paleoclimate studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia. Hydrogen and oxygen isotopes in ground ice // Polarforschung. 2002. V. 70. P. 37–52.

40. *Mitchel F.A.* Isotope geochemistry of frost-blister ice, North Fork Pass, Yukon, Canada // *Canadian Journ. of Earth Sciences*. 1986. V. 23. № 4. P. 543–549.
41. *Nikolaev V.I., Mikhalev D.V.* An Oxygen-Isotope Paleothermometer from Ice in Siberian Permafrost // *Quaternary Research*. 1995. V. 43. № 1. P. 14–21.
42. *Souchez R., Grootte J.M.* δD – $\delta^{18}O$ relationships in the ice formed by subglacial freezing: paleoclimatic implications // *Journ. of Glaciology*. 1985. V. 31. № 109. P. 229–232.
43. *Souchez R., Jouzel J.* On the isotopic composition in δD and $\delta^{18}O$ of water and ice during freezing // *Journ. of Glaciology*. 1984. V. 30. № 106. P. 369–372.
44. *Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in Water Cycle* // *IAEA Technical Report Series*. 1981. № 210. 437 p.
45. *Statistical Treatment of Data on Environmental Isotopes in Precipitation* // *IAEA Technical Reports Series*. 1992. № 331. 781 p.

Summary

Sections exposing perennially frozen rocks were studied in the eastern part of the Kolymian Lowland (Duvanny Yar and Plakhinsky Yar in valley of the Kolyma River and Krasivoye, Molotkovsky Kamen' and Stanchikovsky Yar in the lower reaches of the Maly Anyui River) in 2004–2005. The performed isotopic studies of perennially frozen sediments enabled climate-stratigraphic subdivision of the exposed sequence.

According to our data obtained, the basal part of the sequence in section Duvanny Yar was formed at pre-Kazantsevo time (the Taz cold stage? – MIS 6). Isotope results confirmed the Karginsky age (MIS 3) of the basal layers exposed in the Krasivoye and Molotkovsky Kamen' sections. Some pre-Karginsky (Zyryan? MIS 4) sediments are found in the Stanchikovsky Yar section. The oxygen isotope data on ice wedges suggest January temperature range from $-32 \div -34^\circ C$ to $-45 \div -48^\circ C$ in the studied region during the Late Pleistocene – Holocene (the modern January temperature is $-35^\circ C$).

Complex analysis of oxygen and hydrogen isotopes in the ice sampled in the sections provided evidence of the ice wedges being formed of atmospheric water. Structure-forming ice showing massive cryostructure seems to be a product of frost desiccation of the soil during winter (isotope fractionation in a closed system). Analogous process of water mass-transfer in frozen ground has taken a significant place in formation all kinds (with reticulate, schlieren and others cryostructures) of structure-forming ice during Pleistocene cold epochs. In warm periods this process was reduced according isotope data obtained. There existed an isotope exchange between the ice enclosed in organic-rich sediments and some products of the organic matter destruction; the exchange gained in intensity during warm epochs.