

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ РАЙОНА ОЗ. ЛАБАЗ (Таймыр)

А.Б. Чижов, А.Ю. Деревягин, Е.Ф. Симонов*, Х.-В. Хуббертен**, К. Зигерт**

Московский государственный университет, геологический ф-т

* *Московский государственный университет, химический ф-т, 119899, Москва, Воробьевы горы, Россия*

** *Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера, 14473, Потсдам, Телеграфенберг А43, Германия*

Изучены концентрации изотопов ^3H , ^2H и ^{18}O в подземных льдах позднечетвертичных (абсолютные датировки от 900 до более 40 тыс. лет) мерзлых отложений (около 250 образцов). Тритий (^3H) был обнаружен на глубинах до 4—5 м, в концентрации от 8—11 ТЕ до более 100 ТЕ. Это свидетельствует о высоком содержании молодой влаги и интенсивных процессах современного льдообразования в приповерхностном слое.

Содержание стабильных изотопов (^{18}O , ^2H) в подземных льдах изменяется от $-30,7\%$ до $-12,6\%$ ($\delta^{18}\text{O}$), и от $-233,6\%$ до $-111,3\%$ ($\delta^2\text{H}$). Наиболее тяжелый изотопный состав наблюдался в текстурообразующих льдах голоценовых торфяников, наиболее легкий — в реликтовых сингенетических ледяных жилах. Оценки $\delta^{18}\text{O}$ реликтовых пластовых льдов лежат между $-29,5\%$ и $-24,6\%$.

На основе анализа изотопных данных уточняются палеоклиматические условия формирования подземных льдов и их генезис.

Подземные льды, изотопный состав, тритий, стабильные изотопы, палеоклиматические условия

ISOTOPIC COMPOSITION OF GROUND ICES AT THE LABAZ LAKE REGION (Taymyr)

A.B. Chizhov, A.Yu. Dereviagin, E.F. Simonov*, H.-W. Hubberten**, Ch. Siegert**

Moscow State University, Department Geology

* *Moscow State University, Department Chemical, 119899, Moscow, Vorobjovy Gory, Russia*

** *Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Telegrafenberg A43, 14473 Potsdam, Germany*

The concentrations of ^3H , ^2H and ^{18}O in ground ices from Late Quaternary frozen sediments (C^{14} -dating since 0, 9 to more than 40 ka) have been studied (about 250 samples).

Tritium (^3H) was found at depths down to 4-5 m. Tritium concentration in the samples varies within the range of 8—11 TU to more than 100 TU. This is the evidence of high recent water content in ice and intensive of modern ice formation processes.

Stable isotopes (^{18}O , ^2H) values in ground ice are vary within the range of $-30,7\%$ to $-12,6\%$ ($\delta^{18}\text{O}$) and from $-233,6\%$ to $-111,3\%$ ($\delta^2\text{H}$). The heaviest isotopic composition was observed in texture ice in Holocene peat bogs, and the lightest — in relict syngenetic ice veins. The ^{18}O values of relict ice sheet ices vary within the range of $-29,5\%$ to $-24,6\%$ ($\delta^{18}\text{O}$).

Paleoclimatic conditions of ground ice formation and their genesis are refined on the basis of analysis of isotopic composition.

Ground ice, isotopic composition, tritium, stable isotopes, paleoclimatic conditions

В основу статьи положены результаты исследований, выполненных в рамках Российско-Германского проекта „Late Quaternary Environmental Development of Middle Siberia“ и проекта РФФИ-ННИО № 96-05-00034 Г „Изотопный состав подземных льдов криолитозоны Сибири“. Целью исследований является изучение изотопного состава подземных льдов Таймыра как показателя изменения палеогеографичес-

кой обстановки, особенностей формирования многолетнемерзлых толщ. Полевые исследования проводились в районе оз. Лабаз в 1994—95 гг. Было отобрано около 250 образцов подземных льдов, по которым в лабораториях Института Полярных и Морских Исследований им. А. Вегенера (Германия) и Московского Государственного Университета им. М.В. Ломоносова проводились определения содержаний изотопов

кислорода (^{18}O), дейтерия (^2H) и трития (^3H). Такой комплекс исследований выполнен в криолитозоне Евразии впервые.

УЧАСТОК ИССЛЕДОВАНИЯ

Озеро Лабаз расположено в восточной части Таймыра ($72^\circ 20'$ с.ш. и 99° в.д.) в междуречье рек Хета и Новая. Среднегодовая температура воздуха составляет около $-13,4^\circ\text{C}$, амплитуда среднемесячных температур 46°C . Осадков выпадает $200\text{—}250$ мм из них $120\text{—}150$ мм в зимний период.

Район относится к зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород с температурами от -9°C до -12°C . Глубина сезонного протаивания варьирует от $0,4$ м в торфе до $1,2\text{—}1,5$ м в песчаных грунтах.

Берега озера, высота которых достигает $25\text{—}35$ м, сложены песчано-глинистыми отложениями верхнечетвертичного возраста, перекрытых современными солифлюкционными, озерно-болотными и аллювиальными отложениями. В основании разреза непосредственно у уреза воды залегают валунные суглинки и глины зырянского (муруктинского) оледенения [Антропоген Таймыра, 1982], перекрытые озерно-ледниковыми глинами и суглинками мощностью до 30 м. К этим отложениям приурочены ледяные массивы и пласты мощностью до 20 м. Песчано-глинистые озерные отложения каргинского интерстадиала (III kr) выполняют гляциодепрессии древнего рельефа. К началу каргинского времени, по-видимому, относятся образования типа „ледового комплекса“ с сингенетическими полигонально-жильными льдами мощностью до 10 м. Для каргинских отложений получены радиоуглеродные датировки абсолютного возраста в диапазоне от $43,9$ до $28,5$ тыс. лет назад.

Район оз. Лабаз не покрывался последним плейстоценовым (сартанским) оледенением. К отложениям этого времени относятся преимущественно песчаные отложения фрагментов I и II надпойменных террас малых рек, а также ниж-

ние части разреза покровных образований в возрастном диапазоне от $12,3$ до $24,2$ тыс. лет назад.

В составе современных (голоценовых) отложений преобладают пески, супеси и суглинки, а также торфяники. Общая мощность покровных отложений, включая сартанские, обычно не превышает $3\text{—}4$ м. К ним приурочены клинья полигонально-жильных льдов, ледогрунтовые ядра бугров пучения, высота которых может достигать $10\text{—}15$ м, а также ледяные тела мощностью $0,8\text{—}2$ м. Последние вскрыты рядом скважин на контакте глинистых отложений с песками и предположительно отнесены к пластовым льдам сегрегационного или сегрегационно-инъекционного генезиса. Более подробное описание геологических и геокриологических условий района дается в работе [Деревягин и др., 1996].

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПРИРОДНЫХ ВОД

Среднегодовое значение $\delta^{18}\text{O}$ в атмосферных осадках для района исследований оценивается в -20% (Ферронский и др., 1989). Близкое к этому значение ($-19,3\%$) следует из уравнения регрессии (2), связывающего концентрации ^{18}O в годовой сумме осадков со среднегодовой температурой воздуха (t) [Брезгунов и др., 1987]:

$$\delta^{18}\text{O} = 0,4t - 13,9\%. \quad (1)$$

С учетом данных наблюдений в других районах Арктики можно предположить, что средние значения $\delta^{18}\text{O}$ в летних осадках составляют около -16% , в зимних — около -24% .

Сезонные различия в изотопном составе осадков находят отражение в изотопном составе водного и снегового покровов, приведенные в табл. 1.

Известно, что связь $\delta^2\text{H}\text{—}\delta^{18}\text{O}$ в атмосферных осадках описывается линейным уравнением:

$$\delta^2\text{H} = a\delta^{18}\text{O} + b. \quad (2)$$

В глобальном масштабе соотношению $\delta^2\text{H}\text{—}\delta^{18}\text{O}$ соответствует уравнение регрессии вида (2) с коэффициентами $a = 8$, $b = 10$ (линия Крейга). Для поверхностных вод и снежников нашего

Таблица 1. Содержание изотопов ^{18}O и ^2H в поверхностных водах и снежниках района оз. Лабаз (по 18 определениям)

№	Место отбора проб	$\delta^{18}\text{O}, \%$			$\delta^2\text{H}, \%$		
		мин.	макс.	сред.	мин.	макс.	сред.
1	оз. Лабаз			$-18,1^1$			$-139,7^1$
2	р.Толгон	$-22,8$	$-19,1$	$-19,8$	$-143,8$	$-143,3$	$-143,5$
3	Малые озера	$-18,8$	$-13,8$	$-16,6$	$-149,4$	$-115,4$	$-132,6$
4	Болотные и надмерзлотные воды	$-19,9$	$-17,2$	$-18,4$	$-145,8$	$-131,7$	$-138,7$
5	Снежники	$-26,0$	$-23,4$	$-24,0$	$-187,3$	$-176,8$	$-182,0$
	Среднее			$-20,3$			$-143,2$

Примечание. Индекс 1 означает, что данные получены по одному образцу.

участка соответствующее уравнение регрессии имеют вид:

$$\delta^2\text{H} = 6,5^{18}\text{O} - 22,8; \quad (3)$$

$$\delta^2\text{H} = 7,5^{18}\text{O}. \quad (4)$$

Тритий фиксируется в природных водах и льдах, образовавшихся из атмосферных осадков не моложе 1953 г. Как и для других регионов, пиковые значения его концентраций приурочены к 1962—1964 г. (до 4000 ТЕ), после чего наблюдается тенденция к их снижению и стабилизации на уровне 30—40 ТЕ. Средняя его концентрация в атмосферных осадках за период 1953—1995 г. с учетом радиоактивного распада составила 73 ТЕ.

Для концентраций трития в атмосферных осадках характерна сезонная изменчивость: средняя концентрация в снеге составляет 0,8—0,9 среднегодового значения, в дожде — 1,3—1,4. По нашим данным пробы из реки Толтон показали концентрации трития от менее 15 до 48—55 ТЕ. Пробы из снежников также дают большой разброс значений: от 25—43 ТЕ до 76 ТЕ. В одной из проб снега концентрация трития достигла 420 ТЕ, что, вероятно, связано с его поступлением из местных источников (Норильский промышленный район).

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ

В обобщенном виде изотопный состав подземных льдов исследуемого района участка представлен в табл. 2.

Как видно из таблицы 2 содержание изотопов в льдах различного типа и возраста весьма дифференцировано. Даже по осредненным данным разброс значений $\delta^{18}\text{O}$ достигает 11‰, $\delta^2\text{H}$ — около 87‰. Концентрации трития изменяются от нулевых до 5—6 кратных значений их содержания в осадках последнего десятилетия.

Для всей совокупности опробованных подземных льдов (158 образцов) уравнение регрессии $\delta^2\text{H}—\delta^{18}\text{O}$ выражено зависимостью (1) с

коэффициентами $a = 7,1$, $b = -10,8$, при коэффициенте корреляции $r = 0,96$. По отдельным типам подземных льдов коэффициент a уравнения регрессии варьирует от 4,9 до 8,3, b — от -49,5 до +8,6, значение r от 0,8 до 1. Минимальные значения обоих коэффициентов получены для текстурных льдов в голоценовых торфяниках. Наиболее близки к уравнению Крейга данные зависимости $\delta^2\text{H}—\delta^{18}\text{O}$ для текстурных льдов в минеральных грунтах и полигонально-жильных льдах. При этом отметим, что в диапазоне имеющих значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ линии на графике, показывающей связь между этими изотопами, располагаются очень близко к линии Крейга, за исключением льдов в торфяниках.

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ В ПОКРОВНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ГОЛОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА

Специфической особенностью изотопного состава подземных льдов является присутствие во всех образцах трития в количествах от 8—10 ТЕ до 150—230 ТЕ. Это указывает на участие в формировании ледяных включений влаги моложе 1953 г. Исходя из генетической принадлежности содержащих тритий подземных льдов, можно заключить, что поступление „молодой“ влаги в мерзлую толщу связано с процессами ее миграции из слоя сезонного протаивания (сегрегационные льды), морозобойного растрескивания (повторно-жильные льды), инъекций (ледогрунтовые ядра бугров пучения) и захоронения снежников.

Максимальные концентрации трития (свыше 100—150 ТЕ) характерны для зон интенсивного морозобойного растрескивания по границам полигонов. Это свидетельствует о присутствии в них влаги атмосферных осадков середины 60-х гг. В связи с этим отметим, что в других пунктах Таймырского региона концентрации трития в погребенных снежниках достигали 300 ТЕ, что соответствует их среднему содержанию в атмосферных осадках 1962—

Таблица 2. Изотопный состав подземных льдов (236 анализов $\delta^{18}\text{O}$, 158 анализов $\delta^2\text{H}$, 126 — ^3H)

№	Геол. индекс пород	Тип льда	^3H , ТЕ пределы вариаций	$\delta^{18}\text{O}$, ‰			$\delta^2\text{H}$, ‰		
				мин.	макс.	сред.	мин.	макс.	сред.
1	IV	Тектурный	8—230	-23,6	-12,6	-19,0	-175,4	-114,3	-143,8
2		Полигонально-жильный	11—80	-25,5	-19,8	-23,0	-194,4	-143,6	-172,2
3		Пластовый(?)	10—148	-28,5	-22,6	-26,1	-218,5	-165,2	-194,3
4	IIIkr	Тектурный	<4—36	-20,6	-18,2	-19,6	-161,8	-132,0	-147,6
5		Полигонально-жильный	<15	-30,7	-29,4	-30,2	-233,6	-224,7	-230,6
6	IIIzr	Тектурный		-25,1	-24,2	-24,4	-190,2	-183,1	-186,7
7		Инъекционный(?)	<15—62	-26,9	-22,4	-24,6	-201,0	-172,1	-185,9
8		Пластовый (погребенный глетчер?)	<15—92	-29,5	-24,6	-27,5	-225,6	-188,3	-210,2

1966 г. с учетом радиоактивного распада ко времени взятия проб.

В целом по данным тритиевого анализа в составе рассматриваемого криолитологического комплекса преобладает современная влага атмосферного происхождения, возраст которой оценивается от нескольких десятков до сотен лет. Более подробное рассмотрение вопросов интерпретации тритиевых данных приводится в работах А.Б. Чижова [Чижов, 1991; Чижов и др., 1996].

Содержание стабильных изотопов (^{18}O и ^2H) в подземных льдах комплекса отличается большим разбросом значений: $\delta^{18}\text{O}$ от $-28,5\%$ до $-12,6\%$, $\delta^2\text{H}$ от $-218,5\%$ до $-114,3\%$. Наиболее тяжелой изотопный состав свойственен ледяным включениям в торфяниках: $\delta^{18}\text{O}$ от $-19,4\%$ до $-12,6\%$ при среднем значении $-17,5\%$. Большинство исследователей объясняет это явление фракционированием в результате испарения с поверхности болотных массивов, обогащением болотных вод стабильными изотопами при разложении растительной массы и некоторыми другими причинами. Изотопный состав и уравнение регрессии $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ обнаруживает большое сходство с водами болот и озер, что указывает на генетическую связь между ними.

Изотопный состав текстурообразующих льдов в минеральных грунтах в среднем легче чем в торфе примерно на 3% для $\delta^{18}\text{O}$. Далее в этом ряду следуют полигонально-жильные и пластовые льды (см. табл. 2).

Для изотопного профиля разрезов, сложенных минеральными грунтами, включающих пластовые льды характерно быстрое уменьшение содержания тяжелых изотопов с глубиной: сдвиг $\delta^{18}\text{O}$ в интервале глубин от $0,4-0,7$ до $2-2,5$ м от поверхности достигает $7-8\%$. Формирование такого изотопного профиля, вероятно, происходит под влиянием криогенного фракционирования. Этот процесс, особенно в грунтах с сегрегационным льдообразованием, мало изучен. Имеющиеся данные теоретических и экспериментальных исследований [Michel, 1982] показывают, что криогенное фракционирование интенсивно протекает на последнем этапе медленного промерзания закрытой системы. Присутствие трития в ледяных включениях указывает на участие в их формировании современной влаги, мигрирующей из слоя сезонного протаивания. Это также может способствовать обогащению ледяных тел легкими изотопами.

В минеральных грунтах без крупных ледяных тел тренд в изменении изотопного состава выражен значительно слабее, а в торфяниках он часто отсутствует или имеет обратный знак. Вероятно, интенсивность криогенного фракционирования прямо связана с интенсивностью сегрегационного льдообразования.

Отсутствие тренда в содержании изотопов ^{18}O и ^2H показало детальное опробование бугра пучения высотой около $6,5$ м, расположенного вблизи двух небольших озер. Изотопный профиль в интервале глубин $0,5-5,7$ м достаточно однороден: $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от -18% до $-20,9\%$. Концентрации трития в ледогрунтовом ядре (интервал $1,5-6,0$ м) составляет $11 \pm 2 + 13 \pm 2$ ТЕ, образуя пики у его кровли ($29 \pm 3 + 80$ ТЕ) и подошвы (до 36 ± 3 ТЕ). Среднее содержание ^3H по разрезу бугра около 18 ТЕ.

Отсутствие следов криогенного концентрирования в изотопном профиле этого бугра пучения объясняется большой открытостью системы, интенсивным водообменом с озерными водами, а также большими скоростями промерзания (температура пород на глубине 6 м равна -12°C). Участие озерных вод в формировании ледогрунтового ядра бугра пучения подтверждается сходством их изотопного состава и линий регрессии $^2\text{H} - ^{18}\text{O}$. Данные тритиевого анализа указывают на молодой возраст бугра и большую скорость его формирования [Чижов и др., 1996].

Изотопный состав полигонально-жильных льдов голоценовых отложений близок к составу снежников, что указывает на преобладание в них талых снеговых вод. Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ в них численно близко к среднезимним температурам воздуха, а с коэффициентом $1,5$ — к средней температуре января, что соответствует выводам Ю.К. Васильчука [Васильчук, 1992].

ЛДЫ В ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$) льдов в отложениях верхнего плейстоцена отражает основные события палеогеографии этого периода. Наибольшее содержание тяжелых изотопов характерно для текстурных льдов из обнажения ЛАО-6 озерных суглинков и глин (см. табл. 2, № 4), датированных временем каргинского интерстадиала. Абсолютный возраст этих отложений по данным радиоуглеродного анализа от $34,5$ до 38 тыс. лет. Это соответствует наиболее теплой эпохе каргинского времени — малохетскому климатическому оптимуму, второй его половине [Антропоген Таймыра, 1982]. Изотопный состав текстурообразующих подземных льдов близок к средним данным для льдов этого типа в голоценовых отложениях и к современным атмосферным осадкам.

По данным опробования обнажения ЛАО-6 глубина распространения трития составляет около 4 м от поверхности из которых $1,1$ м приходится на голоценовый торфяник. Средняя концентрация трития в интервале $3,4-4,0$ м около 30 ТЕ (от 29 ± 3 ТЕ до 36 ± 3 ТЕ). В шлере льда на контакте с торфом концентрация ^3H достигает

38 ± 2 ТЕ. В интервале, содержащем ^3H (современную влагу), отмечается незначительное увеличение среднего содержания дейтерия и кислорода-18 соответственно на 2,9‰ и 0,5‰, что составляет 2—2,5‰. Характерно отсутствие в изотопном профиле заметных признаков криогенного фракционирования.

Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ текстурного льда в озерных каргинских глинах близ г. Игарка и г. Норильск по [Карпов и др., 1996] равны соответственно -14,1‰ и -16,8‰. Вместе с нашими данными (-19,6‰) обнаруживается хорошо выраженная тенденция к уменьшения $\delta^{18}\text{O}$ в северо-восточном направлении. Соответствующее понижение температуры воздуха на отрезке Игарка — оз. Лабаз по уравнению (1) составляет примерно 13°C (в настоящее время около 6°C). Расчеты указывают, что такое увеличение температурного градиента в каргинскую эпоху связано со значительным потеплением климата в районе Игарки (на 7°C) и Норильска (около 2,5°C), в то время как в районе оз. Лабаз климат оставался близким к современному.

На значительно более холодные палеоклиматические условия указывает изотопный состав отложений ледового комплекса (см. табл. 2, №5). Возраст их на основании датировки растительного детрита из обнажения LAO-15 составил 43,9 тыс. лет. Отложения включают сингенетические полигонально-жильные льды, мощностью до 10 м. Среднезимние температуры в период формирования этих льдов были примерно на 7°C холоднее современных.

Отложения ледового комплекса залегают на глинах и валунных суглинках времени зырянского оледенения. В разрезе 23-метровой толщи озерно-ледниковых отложений обнажением LAO-8 вскрыты ленточноподобные глины с линзовидно-слоистыми и мелкосетчатыми криотекстурами, сменяющимися в верхней части разреза суглинками с валунами, с поясковыми криотекстурами и жилами льда высотой до 4 м.

Изотопный состав текстурных льдов обнажения LAO-8 по 28 образцам достаточно однороден (см. табл. 2, № 6). Верхний 6-метровый слой сильнольдистых валунных суглинков имеет немного более легкий состав чем нижележащие отложения: $\delta^2\text{H}$ на 4‰, $\delta^{18}\text{O}$ на 0,4‰. Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ на 5‰ меньше, чем в текстурных льдах озерных каргинских отложений. Если допустить, что льды образовались при эпигенетическом промерзании седиментационных озерных вод, то из уравнения (1) получим среднюю температуру воздуха порядка -26—-30°C. Вполне вероятно, что основным источником питания озера являлся сток талых ледниковых вод, т.е. полученные температуры характеризуют климатические условия зырянского ледникового покрова. По оценке О.П. Чижова [Чижов, 1976]

среднегодовая температура в Арктике во время зырянского покровного оледенения опускалась до -33°C, а летняя — до -12°C.

Пластовые льды в ледниковых и озерно-ледниковых зырянских отложениях вскрываются в обнажениях по бортам оз. Лабаз [Деревягин и др., 1996]. Ледяное тело в обнажении LAO-24 изометричной формы и имеет видимую мощность около 20 м. На изотопный анализ было отобрано 11 образцов льда (см. табл. 2, № 7). По одному образцу из текстурного льда, вмещающих ледяную залежь алевритов, получено значение $\delta^{18}\text{O} = -22,4\text{‰}$. Лед залежи содержит тритий. Для 5 образцов с концентрацией ^3H менее 15 ТЕ значения $\delta^{18}\text{O}$ составили в среднем 23,7‰. В образцах с концентрацией ^3H от 17 до 62 ТЕ — -24,9‰. Уравнение регрессии ^2H — ^{18}O образцов из ледяной залежи обнажения LAO-24 весьма близко к таковому для льдов бугра пучения и поверхностных вод (3).

В обнажении LAO-29 вскрывается типичная залежь пластового льда видимой мощностью до 20 м и протяженностью около 100 м. По изотопному составу она значительно легче ледяного массива обнажения LAO-24 (см. табл. 2, № 8). Уравнение регрессии ^2H — ^{18}O для льда из обнажения LAO-29 ближе всего отвечает соотношению этих изотопов в современных снежниках (4). Тритий в концентрации более 15 ТЕ обнаружен в одном образце (92 ТЕ).

В комплексе с другими признаками данные изотопного анализа указывают на различное происхождение двух ледяных залежей. Для ледяного тела в обнажении LAO-24 наиболее вероятно внутригрунтовое происхождение, в то время как пласт подземного льда в обнажении LAO-29 возможно является погребенным фрагментом нижнезырянского глетчера. Если последнее справедливо, то глетчерный лед района оз. Лабаз холоднее погребенного нижнезырянского ледника в обнажении Ледяная Гора южнее Игарки, значения $\delta^{18}\text{O}$ в котором колеблются от -20,0‰ до -22,7‰ [Vaikmäe et al., 1985]. Палеотемпературы по уравнению (1) равны -34°C (оз. Лабаз) и -19°C (Ледяная Гора).

Следует подчеркнуть, что приведенные здесь оценки палеотемператур по вполне очевидным причинам носят сугубо ориентировочный характер. Они отражают некоторые тенденции пространственно-временной изменчивости климата верхнего плейстоцена-голоцена и удовлетворительно согласуются с другими данными по этой проблеме. Однако дальнейшие исследования могут внести в них существенные коррективы и дополнения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. Подземные льды в приповерхностном слое отложений мощностью до 3—5 м содержат тритий в количествах 8—230 ТЕ. Это свидетельствует о присутствии в них современной (моложе 1953 г.) влаги, интенсивном влагообмене с поверхностью. Характерной особенностью этого слоя является криогенное фракционирование стабильных изотопов ^{18}O и ^2H , среднее содержание которых в подземных льдах близки к таковым в современных осадках, поверхностных водах и снеге.

2. Для подземных льдов района характерна значительная амплитуда колебаний содержания стабильных изотопов. Наиболее тяжелый изотопный состав отличает текстурные льды в голоценовых торфяниках ($\delta^{18}\text{O}$ в среднем $-17,5\%$), наиболее легкий — в верхнеплейстоценовых жильных льдах ($-30,2\%$). Это связано, как с различием в климатических условиях формирования и генезиса подземных льдов, так и с процессами фракционирования изотопов.

3. Текстурные льды в озерных отложениях вероятно отражают изотопный состав вод бассейнов седиментации и могут использоваться для палеоклиматических реконструкций. Кислородно-дейтериевый анализ текстурных льдов в разновозрастных озерных и озерно-ледниковых отложениях дает возможность проследивать не только временные, но и пространственные изменения палеоклимата. С этих же позиций большой интерес представляют погребенные глетчерные льды при условии, что их генезис установлен с достаточной определенностью.

4. При отборе образцов на анализ ^{18}O и ^2H из мелких (до 5 м) скважин и обнажений рекомендуется применять параллельное определение содержания трития как индикатора возможного загрязнения образцов современной влагой.

5. Подтверждается перспективность анализа зависимости между значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в подземных льдах с целью определения их

генезиса, источника влаги и палеогеографических условий формирования.

Литература

- Антропоген Таймыра. М., Наука, 1982, 184 с.
- Брезгунов В.С., Есиков А.Д., Якимова Т.В. и др. Распределение среднегодовых концентраций кислорода-18 и дейтерия в атмосферных осадках на Европейской территории СССР // Мат-лы метеорологических исследований. М, 1987, № 12, с. 54—58.
- Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов. Т.1, М., РИО Мособлупрополиграфиздат, 1992.
- Деревягин А.Ю., Зигерт К., Трошин Е.В., Шилова Г.Н. Новые данные о четвертичной истории и криогенном строении мерзлых толщ Таймыра (район оз. Лабаз) // Мат-лы I Конференции геокриологов России. М, 1996.
- Карпов Е.Г., Барановский Е.П. Палеогеографические условия формирования льдистости разновозрастных ленточных глин опорных разрезов Енисейского Севера // Мат-лы I Конференции геокриологов России. М., 1996, с. 223—232.
- Ферронский В.И., Брезгунов В.С., Романов В.В. и др. Исследование процессов водообмена на основе изучения изотопного состава природных вод // Водные ресурсы, 1989, № 5, с. 49—61.
- Чижов А.Б. Изучение современного льдообразования в горных породах с применением тритиевого анализа // Верхний горизонт толщи мерзлых пород. Новосибирск, Наука, 1991, с. 20—31.
- Чижов А.Б., Деревягин А.Ю., Власова Л.С., Симонов Е.Ф. Тритиевый анализ подземных льдов: результаты и перспективы. // Мат-лы I Конференции геокриологов России. М., 1996.
- Чижов О.П. Оледенение северной полярной области. М., Наука, 1976.
- Michel F.A. Isotope investigations of permafrost water in Northern Canada., Waterloo. Thesis presented to the university of Waterloo in partial fulfilment of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy in Earth Sciences. Ontario, 1982.
- Vaikmäe R.A., Karpov Y.G. Study of massive ground ice bodies from the Ledyanaya Gora section in the Yenisey Valley using the oxygen isotope method // Data of Glaciological Studies, 52, 209—214, 1985.

Поступила в редакцию
3 июня 1997 г.