НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ
КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ

Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 4, с. 47–58 **http://www.izdatgeo.ru**

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ОБРАЗОВАНИЯ

УДК 551.345.2

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЛЕДЯНОГО ЯДРА ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВОГО БУЛГУННЯХА НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ПЕСЦОВОЕ В ДОЛИНЕ РЕКИ ЕВОЯХА НА ЮГЕ ТАЗОВСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Ю.К. Васильчук, Н.А. Буданцева, А.К. Васильчук, К. Йошикава*, Е.Е. Подборный, Ю.Н. Чижова**

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический и геологический ф-ты, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; vasilch@geol.msu.ru, vasilch_geo@mail.ru
**Центр исследований водного пространства и окружающей среды Института северной инженерии Университета Аляски, Фэрбенкс, штат Аляска, США; kyoshikawa@alaska.edu*
***ООО Центр гидроэкологических исследований, 199406, Санкт-Петербург, ул. Наличная, 16а, Россия; epodbornyy@yandex.ru*

Исследовано ледяное ядро булгунняха Песцовое, расположенного в долине реки Евояха. Мощность ледяного ядра более 15 м. Значения $\delta^{18}O$ во льду булгунняха варьируются от –11,6 до –15,8 ‰, значения δD – от –93,2 до –123,0 ‰. Выполнено сравнение с распределением значений $\delta^{18}O$ и δD во льду булгунняха (пинго) Уэзер на Аляске, где $\delta^{18}O$ варьируются от –15,5 до –22,0 ‰, а δD – от –132 до –170 ‰. Характер распределения изотопных данных по вертикали во льду булгунняха Песцовое и пинго Уэзер, имеющего вид дугообразной кривой, свидетельствует об изотопном фракционировании в условиях закрытой системы, что выражается в изменении изотопного состава льда по $\delta^{18}O$ на 4–6 ‰ и по δD на 20–25 ‰. Радиоуглеродное датирование торфа, перекрывающего булгуннях в долине реки Евояха на севере Западной Сибири, позволило установить, что пучение происходило в два этапа: началось по периферии бугра около 5000 лет назад и активизировалось в центральной части булгунняха около 2500 лет назад. Скорость пучения была очень высокой – более 2–3 см/год, что привело к формированию булгунняха высотой 17 м.

Булгуннях, изотопы кислорода, изотопы водорода, радиоуглеродный возраст, север Западной Сибири, инъекционный лед

ISOTOPE COMPOSITION OF PINGO ICE CORE IN THE EVOYAKHA RIVER VALLEY, NORTH-WEST SIBERIA

Yu.K. Vasil’chuk, N.A. Budantseva, A.C. Vasil’chuk, K. Yoshikawa*, Ye.Ye. Podborny, Ju.N. Chizhova**

Lomonosov Moscow State University, Department of Geography and Geology, 119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; vasilch@geol.msu.ru, vasilch_geo@mail.ru
**Water and Environmental Research Center of the Institute of Northern Engineering of the University of Alaska, Fairbanks, Alaska, USA; kyoshikawa@alaska.edu*
***Center Hydroecological Research, 199406, Saint-Petersburg, Nalichnaya str., 16a, Russia; epodbornyy@yandex.ru*

Ice core of Pestsovoye pingo in the Evoyakha River valley in North-West Siberia has been studied. Thickness of the pingo ice is more than 15 m. The $\delta^{18}O$ value of the pingo ice varies from –11.6 to –15.8 ‰, δD from –93.2 to –123.0 ‰. Comparison with isotope data of ice core of Weather pingo (Alaska) has been carried out. In Weather pingo ice $\delta^{18}O$ values range from –15.5 to –22.0 ‰, δD values change from –132 to –170 ‰. Both isotope profiles of pingo ice are contrasting and arcuate-shaped as a result of isotope fractionation during freezing of sub-pingo waters in closed system. Fractionation leads to isotopic contrast of ice: by 4–6 ‰ of $\delta^{18}O$ and by 20–25 ‰ of δD values. Radiocarbon dating of the covering peat at Pestsovoye pingo evidences that the heaving occurred in two stages. At the first stage the heaving began at about 5 kyr BP in the distal part of the mound. At the second stage about 2.5 kyr BP the heaving recommenced actively in the central part of the pingo. The heaving rate was very high – more than 2–3 cm per year. As a result a pingo of 17 m high has been formed.

Pingo, oxygen isotope, deuterium, radiocarbon age, North-West Siberia, intrusive ice

ВВЕДЕНИЕ

Булгуннях (называемый в англоязычной литературе pingo – пинго) – выпуклая мезоформа рельефа высотой обычно 10–12 м, реже до 15–20 м, в экстремуме достигающая высоты 50–70 м, и диаметром в десятки, реже в сотни метров, окруженная с нескольких или со всех сторон понижениями и сложенная, как правило, грунтами супесчано-суглинистого состава с прослоями песков.

Булгунняхи возникают при промерзании замкнутых таликов при восходящем развитии многолетнемерзлых пород в закрытой или полузакрытой системе (с незначительной дополнительной подпиткой влагой или в ее отсутствии) с образованием преимущественно инъекционного (инъекционно-сегрегационного) льда или сильно льдонасыщенного ядра.

На территории России закартировано более 6000 булгунняхов [*Grosse, Jones, 2011*]. В Канаде приблизительно 500 пинго (булгунняхов) встречено в районе Юкона, а на п-ове Тактояктак и в дельте р. Маккензи – 1350 пинго – это самая большая концентрация булгунняхов в мире. Около 1250 пинго (булгунняхов) отмечается только на севере Аляски [*Jones et al., 2012*], много их на островах в районе Фрэнклина и Квебека, несколько сотен в Скандинавии, на Тибетском плато в Китае, в Монголии, Антарктиде и Гренландии, на архипелаге Шпицберген. Всего в мире встречено и описано более 11 000 булгунняхов [*Васильчук, Буданцева, 2010; Mackay, 1988, 1998; Grosse, Jones, 2011; Yoshikawa, 2014*].

На севере Западной Сибири отмечается около 1600 булгунняхов [*Grosse, Jones, 2011*]. Авторами был детально исследован булгуннях на юге Тазовского полуострова.

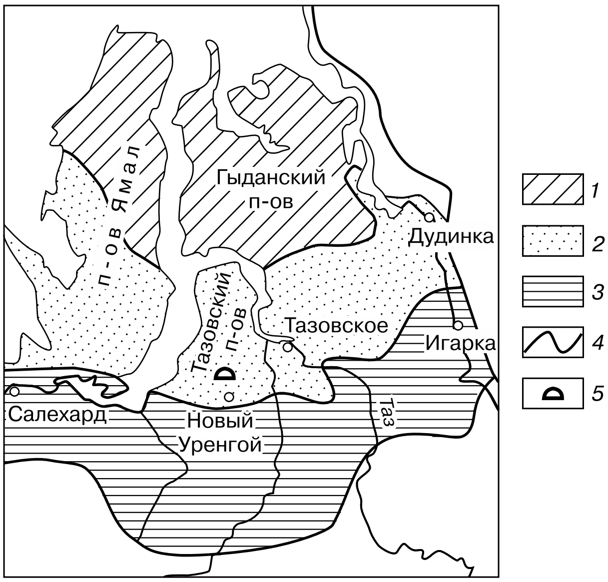


Рис. 1. Карта расположения булгунняхов в районе месторождения Песцовое:

1, 2 – практически сплошное с поверхности распространение многолетнемерзлых пород (северная зона): *1* – низкотемпературные генетически неоднородные многолетнемерзлые породы – сингенетические, подстилаемые эпигенетическими (тундровая подзона), *2* – более высокотемпературные многолетнемерзлые породы – преимущественно эпигенетические (лесотундровая подзона); *3* – массивно-островное и островное с поверхности распространение многолетнемерзлых пород (северотаежная подзона); *4* – границы мерзлотных зон и подзон; *5* – расположение исследуемых булгунняхов на месторождении Песцовое, в 10 км севернее ст. Тундра, 29–30 км после поворота на Песцовое, где отметка 98 км на шоссе, идущего на север от г. Новый Уренгой.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ И ЕГО МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ

На месторождении Песцовое (66°10′ с.ш., 76–77° в.д.), в 10–15 км севернее станции (ст.) Тундра, в 98–103 км от г. Новый Уренгой (рис. 1) авторами встречено более 20 булгунняхов. Высота исследованных булгунняхов колеблется в основном от 15 до 20 м, диаметр составляет 150–200 м. Чаще всего в их профиле выделяется нижняя часть – пьедестал, высотой около 5–7 м, над которым куполообразно возвышается основной бугор (см. рисунок на обложке). На одном из бугров (рис. 2), высотой 17 м, в 10 км севернее ст. Тундра (в 29–30 км после поворота на Песцовое с основного шоссе от г. Новый Уренгой) выполнено более детальное обследование. Для этого из трех шурфов на вершине и склоне булгунняха были отобраны образцы для радиоуглеродных определений, а зимой 2013 г. проведено бурение скважины глубиной до 30 м (рис. 3) для изучения внутреннего строения ледяного ядра.

В разрезе бугра (рис. 4, *а*) вскрыты:

0,0–0,5 м. Торф темно-коричневый.

0,5–0,9 м. Суглинок оторфованный темно-коричневый.

Рис. 2. Булгуннях высотой 17 м в районе месторождения Песцовое, в 10 км севернее ст. Тундра.

На вершине бугра – геологи.

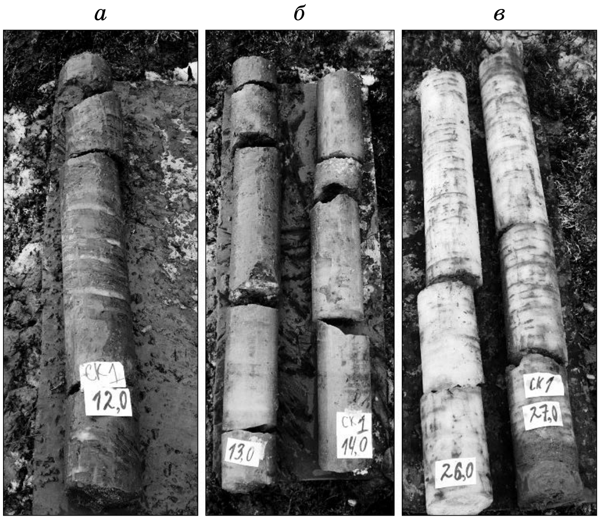


Рис. 3. Ледяной керн в скважине, заложенной на вершине булгунняха высотой 17 м в районе месторождения Песцовое.

Интервал глубин: *а* – 11–12 м; *б* – 12–14 м; *в* – 25–27 м.

0,9–12,0 м. Суглинок темно-серый плотный, с прослоями ожелезнения. Криотекстура массивная. В нижней части с глубины 10,2 м встречены мощные (до 5–7 см) горизонтальные шлиры льда.

12,0–12,7 м. Переслаивание суглинка и льда, толщина слоев льда 5–7 см, суглинка – 10–12 см.

12,7–27,0 м. Переслаивание мутного, прозрачного и молочно-белого льда. В интервале 20,0–22,5 и 26–27 м встречены прослои суглинка толщиной 2–3 см.

27–35 м. Суглинок серый плотный, криотекстура неясно слоистая. На глубинах 27,8, 28,5 и 31,8 м встречены прослои льда толщиной 5–8 см.

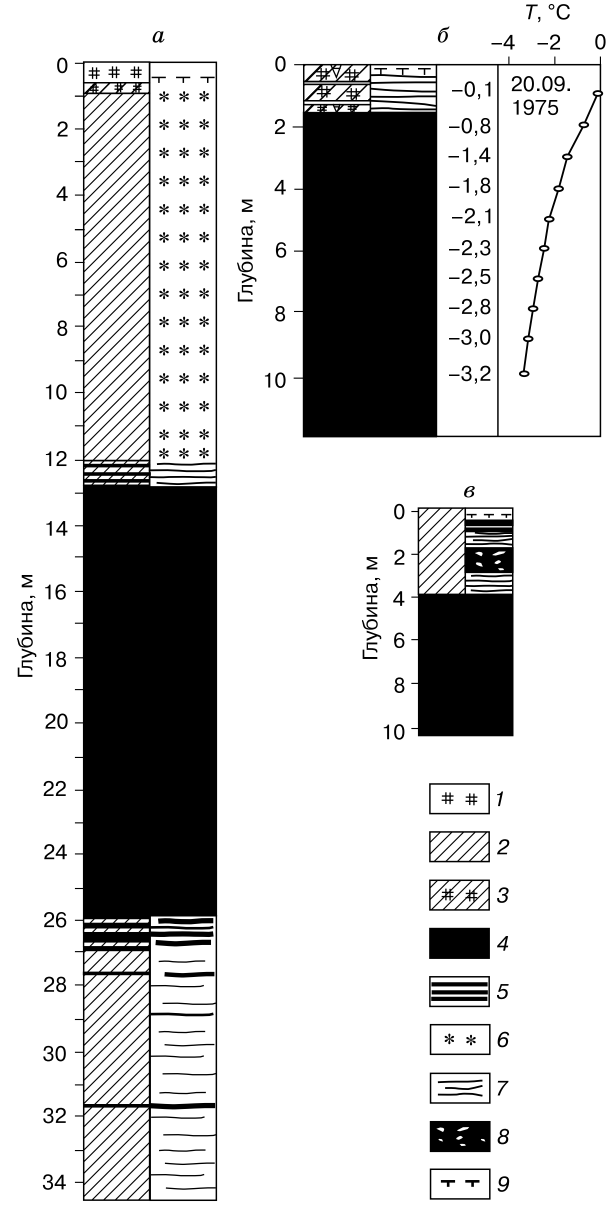


Рис. 4. Криолитологические разрезы скважин, вскрывших мощные слои льда в ядрах булгунняхов на юге Тазовского п-ова.

а – булгуннях высотой 17 м в районе месторождения Песцовое, в 10 км севернее ст. Тундра; *б* – булгуннях высотой около 15 м на левом берегу р. Паровы-Хадуттэ, *в* – булгуннях высотой около 7 м на междуречье Табъяхи и Енъяхи [*Геокриологические условия..., 1983*]; *1* – торф; *2* –суглинок; *3* – растительные остатки в отложениях; *4* – инъекционный лед; *5* – толстые шлиры льда; *6–8* – криогенная текстура сильнольдистых отложений: *6* – массивная, *7* – линзовидная и частошлировая, *8* – базальная; *9* – подошва сезонноталого слоя.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ И РАДИОУГЛЕРОДНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ БУЛГУННЯХА

Результаты радиоуглеродного датирования. Для определения возраста булгунняха на месторождении Песцовое был опробован торф, перекрывающий бугор в центральной части и близ подножия на пьедестале. Радиоуглеродное датирование этого торфа, выполненное в Геологическом институте РАН при участии Л.Д. Сулержицкого, продемонстрировало относительно молодой возраст перекрывающего торфа в разных частях бугра (табл. 1).

В центральной части булгунняха поверхностный торф датирован в 2560 ± 70 лет, торф с глубины 0,3–0,4 м датирован в 5220 ± 50 лет, а с глубины 0,85–0,90 м – в 5080 ± 50 лет. На пьедестале торф с глубины 0,05–0,15 м имеет возраст 5400 ± 40 лет. Интересно, что Э. Олсон и У. Брекер [*Olson, Broecker, 1959*] по образцу Х. Крейга, отобранному в 1955 г. из основания торфа с глубины 0,9 м на вершине пинго в долине р. Телон (64°19′ с.ш.,

Таблица 1. **Радиоуглеродные датировки торфа, перекрывающего булгуннях высотой 17 м в районе месторождения Песцовое**

Полевой номер образца	Глубина, м	^{14}C-датировка, лет	Лабораторный номер образца
Шурф 1			
397-YuV/1	0–0,07	2560 ± 70	ГИН-13329
397-YuV/4	0,3–0,4	5220 ± 50	ГИН-13332
397-YuV/8	0,85–0,90	5080 ± 50	ГИН-13335
Шурф 2			
397-YuV/9	0,05–0,15	5400 ± 40	ГИН-13336

102°41′ з.д.), Северо-Западные Территории Канады, получили ^{14}C-датировку, близкую к нашей, 5500 ± 250 лет (L-428).

Результаты изотопных определений. Вариации стабильных изотопов во льду исследовались в изотопной лаборатории географического факультета МГУ на масс-спектрометре Delta-V со стандартной опцией газ-бенч. Для измерений использовали международный стандарт среднеокеанической воды V-SMOW (значения δ^{18}O = 0 ‰, δD = 0 ‰), международный стандарт GISP (δ^{18}O = –24,76 ‰, δD = –189,5 ‰), лабораторные стандарты МАГАТЭ (IAEA-12, δ^{18}O = –12,10 ‰, δD = –85,9 ‰; IAEA-13, δ^{18}O = –33,35 ‰, δD = = –257,2 ‰), собственный лабораторный стандарт МГУ – снег ледника Гарабаши (δ^{18}O = –15,60 ‰, δD = –110,0 ‰). Точность определений δ^{18}O составила до 0,1 ‰, а δD – до 0,6 ‰.

Самые верхние горизонты льда (на глубине 12 м) булгунняха на месторождении Песцовое, на контакте с перекрывающими отложениями, характеризуются несколько более низкими значениями δ^{18}O (–13,0 ‰) и δD (–106,5 ‰), повышающимися на глубине 15 м (табл. 2, рис. 5, *а*, *г*) до δ^{18}O = = –11,6 ‰ и δD = –97,9 ‰.

В интервале глубин 16–18 м изотопный состав сравнительно постоянный (δD около –105 ‰, δ^{18}O около –12,5 ‰) с незначительными вариациями между образцами (см. рис. 5, *а*, *г*). Значения дейтериевого эксцесса (d_{exc}) в верхних 9 метрах ледяной линзы отрицательные и на глубине 16 м даже составляют –7,36 ‰.

Нижняя часть льда ядра булгунняха характеризуется в целом понижением значений δ^{18}O до

Таблица 2. **Вариации δ^{18}O, δD и d_{exc} в ледяном ядре булгунняха высотой 17 м в районе месторождения Песцовое**

Глубина отбора, м	δ^{18}O, ‰	δD, ‰	d_{exc}	Глубина отбора, м	δ^{18}O, ‰	δD, ‰	d_{exc}
11,5	–12,81	–102,2	0,28	20,9	–12,57	–108,1	–7,54
12,0	–13,05	–106,5	–2,10	21,0	–13,21	–106,9	–1,22
12,3	–12,68	–104,0	–2,56	21,4	–13,25	–110,2	–4,20
12,7	–12,56	–103,6	–3,12	21,6	–11,95	–102,9	–7,30
13,0	–12,91	–104,1	–0,82	21,8	–13,41	–104,0	3,28
13,4	–13,00	–100,5	3,50	22,0	–14,24	–107,2	6,72
13,8	–12,59	–103,6	–2,88	22,3	–13,39	–108,5	–1,38
14,0	–12,38	–101,3	2,26	22,8	–13,59	–106,1	2,62
14,3	–11,66	–98,4	–5,12	23,0	–14,08	–111,4	1,24
14,7	–11,60	–94,6	–1,80	23,2	–13,63	–111,3	–2,26
15,0	–11,61	–97,9	–5,02	23,5	–14,11	–108,5	4,38
15,8	–12,05	–95,3	1,10	23,8	–14,01	–110,9	1,18
16,0	–12,18	–104,8	–7,36	24,0	–14,10	–111,5	1,30
16,3	–11,42	–96,0	–4,64	24,3	–13,60	–104,7	4,10
16,7	–11,87	–93,2	1,76	24,7	–14,56	–109,2	7,28
17,0	–12,46	–104,8	–5,12	24,9	–14,05	–108,1	4,30
17,2	–12,05	–104,7	–8,30	25,0	–14,88	–119,6	–0,56
17,5	–12,00	–96,3	–0,30	25,2	–15,19	–116,5	5,02
17,8	–11,97	–98,4	–2,64	25,8	–15,85	–119,9	6,90
18,0	–12,74	–103,8	–1,88	26,0	–15,23	–120,0	1,84
18,3	–11,71	–96,3	–2,62	26,1	–15,12	–117,8	3,16
18,5	–11,58	–100,2	–7,56	26,5	–15,38	–121,1	1,94
19,0	–12,63	–104,0	–2,96	26,9	–15,31	–120,2	2,28
19,6	–12,70	–98,8	2,80	27,2	–15,31	–123,0	–0,52
19,8	–12,33	–102,6	–3,96	27,8	–15,21	–117,5	4,18
20,0	–13,10	–105,8	–1,00	29,5	–14,57	–115,0	1,56
20,3	–13,20	–104,3	1,30	30,3	–14,09	–111,2	1,52

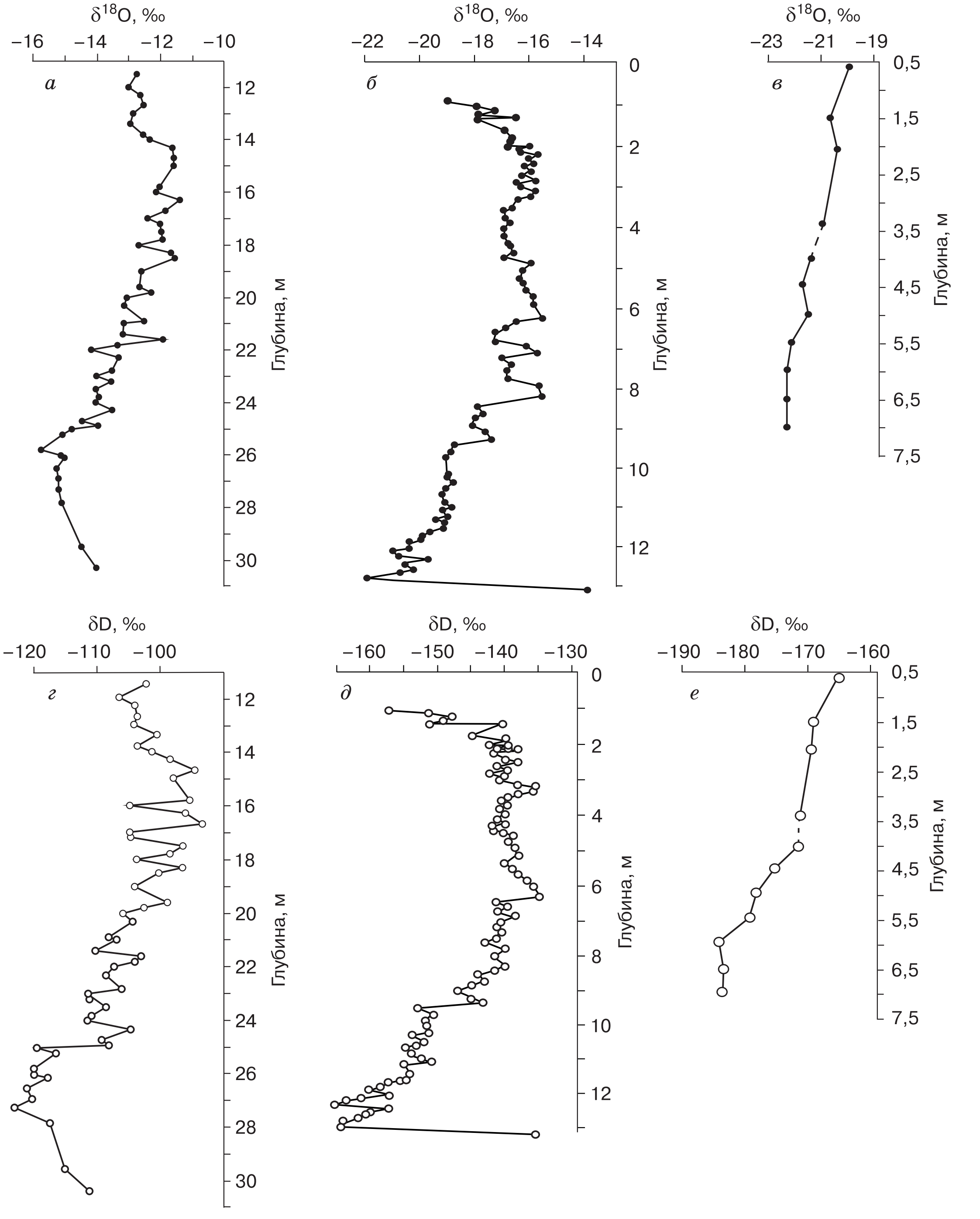


Рис. 5. Распределение по глубине δ^{18}O и δD во льду булгунняхов (пинго).

а, *г* – булгуннях в районе месторождения Песцовое; *б*, *д* – пинго Уэзер в районе Прадо Бэй на Аляске (по данным [*Yoshikawa et al., 2012*]); *в*, *е* – пинго 20, расположенный в 80 км северо-восточнее пос. Тактояктак, Северо-Западные Территории Канады (по данным [*Mackay, 1990*]).

−15,23 ‰ и δD до −120,0 ‰ (см. рис. 5, *а*, *г*). Интересно, что значения d_{exc} здесь увеличиваются и становятся в нижних 4 метрах практически всюду положительными, достигая 6,72 ‰.

Изотопные вариации в ледяном ядре исследуемого булгунняха Песцовое характеризуются большим диапазоном значений δ^{18}O (около 6 ‰) и контрастным распределением в толще 15-метровой ледяной залежи: вначале сверху вниз последовательно убывающим (значения δ^{18}O меняются от −13,0 до −11,61 ‰), а ниже – последовательно возрастающими (значения δ^{18}O меняются от −11,61 до −15,23 ‰). Таким образом, для изотопного профиля льда булгунняха Песцовое можно выделить два тренда: незначительное утяжеление значений δ^{18}O (около 1,5 ‰) и δD (около 9 ‰) в интервале глубин 12–15 м и постепенное облегчение изотопного состава в интервале 15–26 м – на 3,8 ‰ по δ^{18}O и на 23,0 ‰ по δD (см. рис. 5, *а*, *г*). Возможно, это указывает на двухстадийность формирования ледяного ядра булгунняха.

Данные изотопного анализа позволяют обосновать выделение западносибирско-якутского типа булгунняхов, образующихся на дне осушенной или осушающейся озерной впадины (хасырея, аласа) при ее промерзании. Как правило, промерзание происходит в условиях закрытой системы, без дополнительной подпитки водой. Изотопный профиль по вертикали обычно дугообразный (в виде дуги арбалета), при этом изотопные вариации значительные.

ДИСКУССИЯ

Определение изотопного состава пинго выполнено канадскими [*Michel, Fritz, 1982; Mackay, 1983, 1990, 1998; Lacelle, 2011*] и японскими [*Yoshikawa et al., 2012, 2013; Yoshikawa, 2014*] исследователями, изучавшими пинго на севере Канады, на Шпицбергене и в континентальных районах Аляски.

Дж.Р. Маккей [*Mackay, 1983*] считает, что, за исключением небольших пинго, основная часть ледяных ядер бугров пучения относится к нескольким типам. Это может быть сегрегационный, инъекционный лед или любая комбинация этих двух типов. В верхней части пинго с кратерами часто формируется также трещинный лед (дилатантный). В ледяное ядро могут проникать ледяные жилы. Поэтому лед, извлеченный при бурении ядра, может быть комбинацией четырех указанных типов. Например, К. Фуджино и К. Като [*Fujino, Kato, 1978*] привели ряд значений δ^{18}O от −22,2 до −26,0 ‰ для льда, отобранного вблизи вершины бугра пучения, расположенного юго-западнее пос. Тактояктак, но этот лед оказался льдом ледяной жилы. Ф. Майкл и П.П. Фритц [*Michel, Fritz, 1982*] получили значения δ^{18}O от −18 до −28 ‰ во льду в нескольких скважинах, пробуренных на вершинах бугров пучения вблизи Илисарвика, и установили, что по крайней мере часть льда имела инъекционный генезис.

Булгунняхи встречаются в местах осушения озер на террасах и междуречных равнинах, поймах и террасах рек. В пределах севера Западной Сибири булгунняхи весьма детально изучены В.Н. Андреевым [*1936*]. Авторами встречены многочисленные булгунняхи в пределах Бованенковского месторождения, на территории Лаборовской котловины на Ямале. Бурение крупного, хорошо выраженного булгунняха на пойме р. Еръяха на Восточном Ямале было осуществлено до глубины 11 м, и даже на этой глубине льдонасыщенное ядро зафиксировано не было (рис. 6, *а*). Сейчас, с учетом новых данных, в том числе бурения булгунняха на Песцовой площади, можно с уверенностью говорить, что ледяная линза булгунняха на пойме р. Еръяха залегает глубже 12 м.

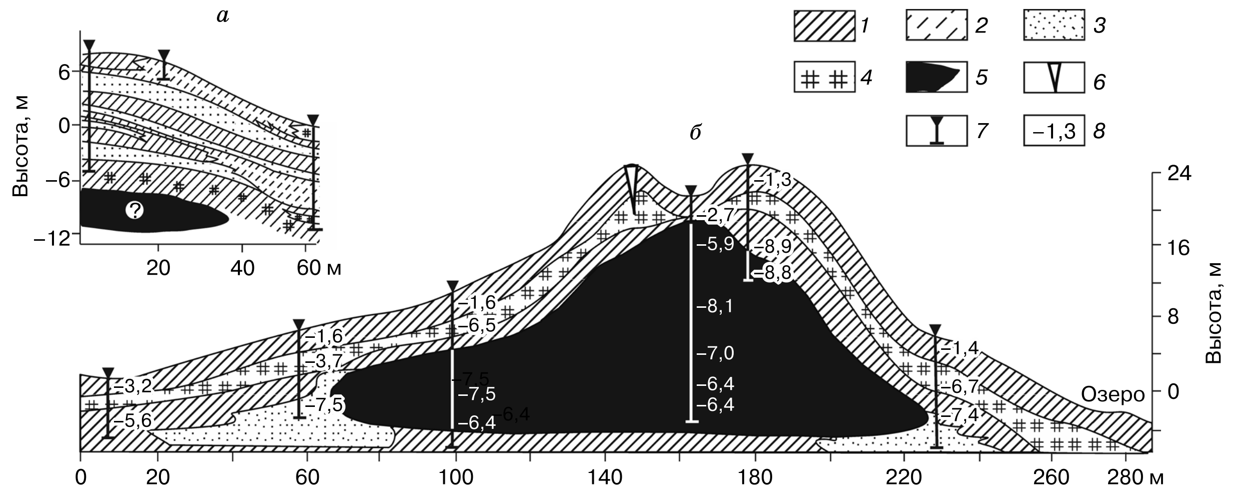


Рис. 6. Геокриологические разрезы булгунняхов на севере Западной Сибири.

а – на пойме р. Еръяха, Восточный Ямал, разбуренный авторами 28 июля 1978 г.; *б* – в 6 км к юго-востоку от пос. Мессояха на междуречье верховьев рек Юпаяха и Верхняя Пендома на дне хасырея длиной 1,8 км, шириной 1 км (по данным [*Анисимова, Карпов, 1978*]); *1* – суглинок, *2* – супесь, *3* – песок, *4* – торф, *5* – лед ядра бугра, *6* – повторно-жильный лед, *7* – скважины, *8* – температурные замеры по скважинам.

Большие скопления булгунняхов на Тазовском п-ове закартированы и изучены сотрудниками МГУ, ВСЕГИНГЕО и ПНИИИСа в бассейнах Надыма, Ямсовея, Евояхи, Табъяхи и Хадуттэ [*Андреев, 1960; Минаев, 1963; Геокриологические условия..., 1983*]. Высота их здесь варьирует от 4–5 до 15–20 м. Диаметр основания бугров увеличивается от десятков до первых сотен метров соответственно. У многих крупных бугров наблюдается "пьедестал" по периферии бугров в виде террасовидной "ступеньки" высотой до 1–2 м. Сейчас здесь происходит не только формирование новых бугров инъекционного и инъекционно-сегрегационного генезиса, но и продолжается рост бугров, сформировавшихся в более ранние этапы голоцена [*Васильчук, 2013*].

Принципиальная возможность прироста ранее образовавшихся бугров в результате последующих инъекций убедительно показана в работе Н.П. Анисимовой [*1981*] на основе исследования химического состава очень крупного бугра пучения в районе пос. Мессояха (см. рис. 6, *б*). Инъекция (и сегрегация) воды при образовании ядра этого бугра пучения была неоднократной; химический состав в промерзающем подозерном талике при этом изменился с гидрокарбонатно-магниево-кальциевого (на ранней стадии пучения) на гидрокарбонатно-натриевый (на более поздних стадиях); верхние слои льда (глубина 2–5 м) образовались при сравнительно быстрой и полной кристаллизации воды, а залегающие глубже – при более медленной. На это указывает незначительное содержание в нижней части ледяной линзы ионов кальция и магния, которые при медленной кристаллизации выпадают из раствора в осадок [*Анисимова, Карпов, 1978; Анисимова, 1981*].

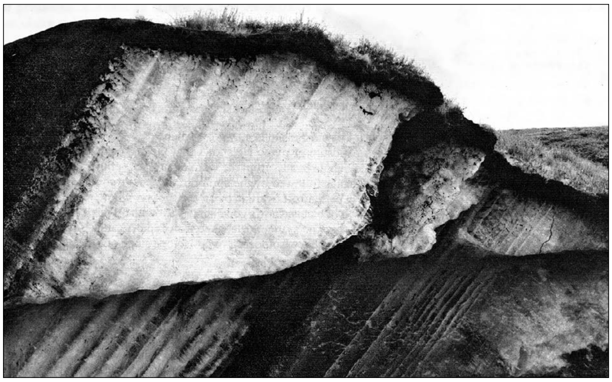
Скорость формирования булгунняхов может быть весьма высокой. По сообщению П.А. Соловьева [*1952, 1975*], имеются свидетельства очевидцев о том, что в обширной аласной котловине Нямчир, в долине р. Суола, в 8 км к юго-востоку от пос. Абалах, около 50 лет назад вследствие высыхания озера и промерзания его дна возникла обширная площадь пучения и начали постепенно формироваться булгунняхи, приращение их высоты составляло около 0,5 м за год. Позднее здесь же возникли многочисленные мелкие бугры пучения. Скважина, пробуренная на площади пучения, прошла толщу суглинистых грунтов мощностью 4,3 м, насыщенную прослойками льда, и в нижележащих среднезернистых песках на глубине около 10 м вскрыла водоносный остаточный подозерный талик.

За ростом и деградацией булгунняхов установлены длительные наблюдения. Так, развитие булгунняха (пинго) на п-ове Перри фиксируется уже более 100 лет: сохранились фотографии этого бугра, выполненные В. Стефансоном в 1908 г., позднее фотографирование было в 1971, 1996 и 2008 гг. [*Mackay, Burn, 2011*].

Интересна динамика пульсирующего булгунняха 15 (по нумерации Дж.Р. Маккея [*Mackay, 1998*]), расположенного в дельте Маккензи, близ пос. Тактояктак. Он вырос в озерной котловине после ее катастрофического осушения в результате эрозии ледяных жил по вытекающим из озера ручьям. Осушенное озеро имело почти круглую форму, приблизительно 650 м в диаметре; в остаточных водоемах, расположенных около центральной части, образовалось два булгунняха. Судя по возрасту ив, выросших в осушенной котловине, осушение озера, вероятно, произошло до 1915 г. К 1935 г. булгуннях 15 был достаточно велик для обнаружения на аэрофотоснимке. В районе булгунняха 15 зимой 1974 г. вырос новый бугор пучения – А, а в 1983 г. рядом с бугром А был обнаружен второй бугор пучения – Б. При бурении бугра 15–25 июня 1976 г., когда льдонасыщенные многолетнемерзлые породы были пройдены до глубины 23 м, из скважины стала бить струя воды с большим количеством песка, что продолжалось в течение трех дней, при этом температура воды была почти постоянной (около −0,2 °С).

Бугор А (близ булгунняха 15), впервые обнаруженный в 1974 г., к этому времени (июнь 1976 г.) достиг высоты приблизительно 2,3 м и перестал расти. Бугор Б (вблизи булгунняха 15) рос с июля 1980 до июля 1983 г. Этот крупный бугор к 1983 г. имел длину около 33 м и ширину от 20 до 25 м, самая высокая точка возвышалась более чем на 2 м над дном озера. Наблюдения показали, что бугор Б оставался неизменным с 1983 по 1992 г. Во время краткого посещения участка в 1996 г. Дж.Р. Маккеем также не было замечено изменений, бугор Б, подобно бугру А, стал мерзлым спутником булгунняха 15. На бугре Б 30 июня 1988 г. были пробурены три скважины до подстилающих инъекционный лед и линзы воды минеральных грунтов [*Mackay, 1998*].

Распределение стабильных изотопов в булгунняхах (пинго). Три образца льда и три образца воды из бугра Б (вблизи пинго 15), расположенного в дельте Маккензи, были проанализированы Дж.Р. Маккеем [*Mackay, 1998*] на содержание тяжелых изотопов. Изотопный состав образцов воды легче, чем образцов льда: значения $\delta^{18}O$ во льду составили −18 и −19 ‰, значения δD примерно −160 ‰, в воде источника значения $\delta^{18}O$ – около −25 и −26 ‰, а значения δD ниже −190 ‰. Угол наклона изотопной линии $\delta^{18}O$ и δD составил около 5,2. По заключению Дж.Р. Маккея, вода и лед в бугре Б подвергались нескольким стадиям фракционирования: а) фракционирование, связанное с нисходящим промерзанием пород и отжатием поровых вод вниз; б) фракционирование в процессе роста инъекционного льда в *а*



б

Рис. 7. Субвертикальная слоистость льда в ядре пинго 20 (*а*) и общий вид бугра (*б*), полуостров Тактояктак, в 80 км северо-восточнее пос. Тактояктак.

Стрелкой показано местоположение обнажения на вершине бугра. Фото Дж.Р. Маккея.

булгунняхе 15 при нисходящем промерзании линзы воды под булгунняхом; в) замерзание воды в бугре Б из линзы воды, расположенной под булгунняхом 15 [*Mackay, 1998*].

Дж.Р. Маккей также изотопически исследовал пинго 20, расположенный в 80 км к северо-востоку от Тактояктака, Северо-Западные Территории Канады [*Mackay, 1990*]. В обнажении льдистого ядра пинго четко видна слоистость льда, представленная чередованием пар прозрачного чистого льда и мутного льда с пузырьками воздуха (рис. 7). Пинго 20, как и большинство пинго на п-ове Тактояктак, является пинго гидростатической системы (закрытой), которые растут на дне осушающихся термокарстовых озер. До осушения озеро было овальной формы длиной около 700 м и шириной 350 м. Осушение озера было очень быстрым, и с первой зимы началось многолетнее промерзание донных озерных отложений.

Отмечено, что 90 % льда в пинго 20 почти чистый инъекционный лед, образовавшийся при промерзании постоянно пополняемой линзы воды под пинго. Дж.Р. Маккей предположил, что каждая пара слоев льда фиксирует один годовой цикл промерзания линзы воды и нарастания ледяного ядра пинго. При этом прозрачный лед формируется в результате быстрого зимнего промерзания, сопровождающего нисходящее продвижение волны низких зимних температур. Лед, насыщенный пузырьками воздуха, по мнению Дж.Р. Маккея, формируется при медленном промерзании в результате распространения волны высоких летних температур. В ледяном ядре пинго 20 насчитано 30 парных слоев льда общей мощностью около 6 м, что указывает, по предположению Дж.Р. Маккея, на то, что на момент исследования этого пинго в 1989 г. его возраст был не менее 30 лет. Отмечено, что по мере роста пинго (увеличение мощности ледяного ядра) толщина ежегодных слоев как прозрачного, так и пузырькового льда снижалась от 25–30 см на начальных этапах роста до 5–15 см в последние годы. Это обусловлено уменьшением скорости промерзания от 20 нм/с в течение 2-го года до 4 нм/с на 31-м году формирования бугра [*Mackay, 1990*].

Изотопный состав льда пинго 20 (см. табл. 3) постепенно облегчался от 2-го к 25-му году (с глубины 0,5 до 6 м), значения $\delta^{18}O$ изменялись от −19,9 до −22,4 ‰, δD – от −165,8 до −184,3 ‰, в интервале 25–31-й год (глубина 6,0–6,75 м) изотопный состав льда оставался постоянным (см. рис. 5, *в*, *е*). Линия соотношения $\delta^{18}O$–δD (рис. 8, *в*) имеет наклон, равный 7,2 [*Mackay, 1990*].

В качестве булгунняха (пинго), сформировавшегося в условиях закрытой системы, рассмотрим детально изотопически исследованный К. Йошикавой булгуннях (пинго) Уэзер в районе Прадо Бэй на Аляске. Как физические свойства льда, так и его изотопный состав (см. рис. 5, *б*, *д*) указывают на то, что формирование льда и рост пинго Уэзер происходили в изменяющихся гидрологических условиях.

Средняя часть льда пинго Уэзер между 2,2 и 4,8 м содержит три песчаных горизонта. Нижняя часть керна между 4,8 и 13 м сложена чистым льдом без включений обломков, кристаллы этой части льда, как правило, самые крупные по сравнению с остальным льдом.

Самые верхние горизонты льда (на глубине 1 м), на контакте с перекрывающими отложениями, характеризуются достаточно низкими значениями $\delta^{18}O$ и δD, повышающимися к глубине 1,4 м (см. рис. 5, *б*, *д*). К. Йошикава интерпретирует эти значения как результат быстрого промерзания воды в донных отложениях озера сразу после его осушения.

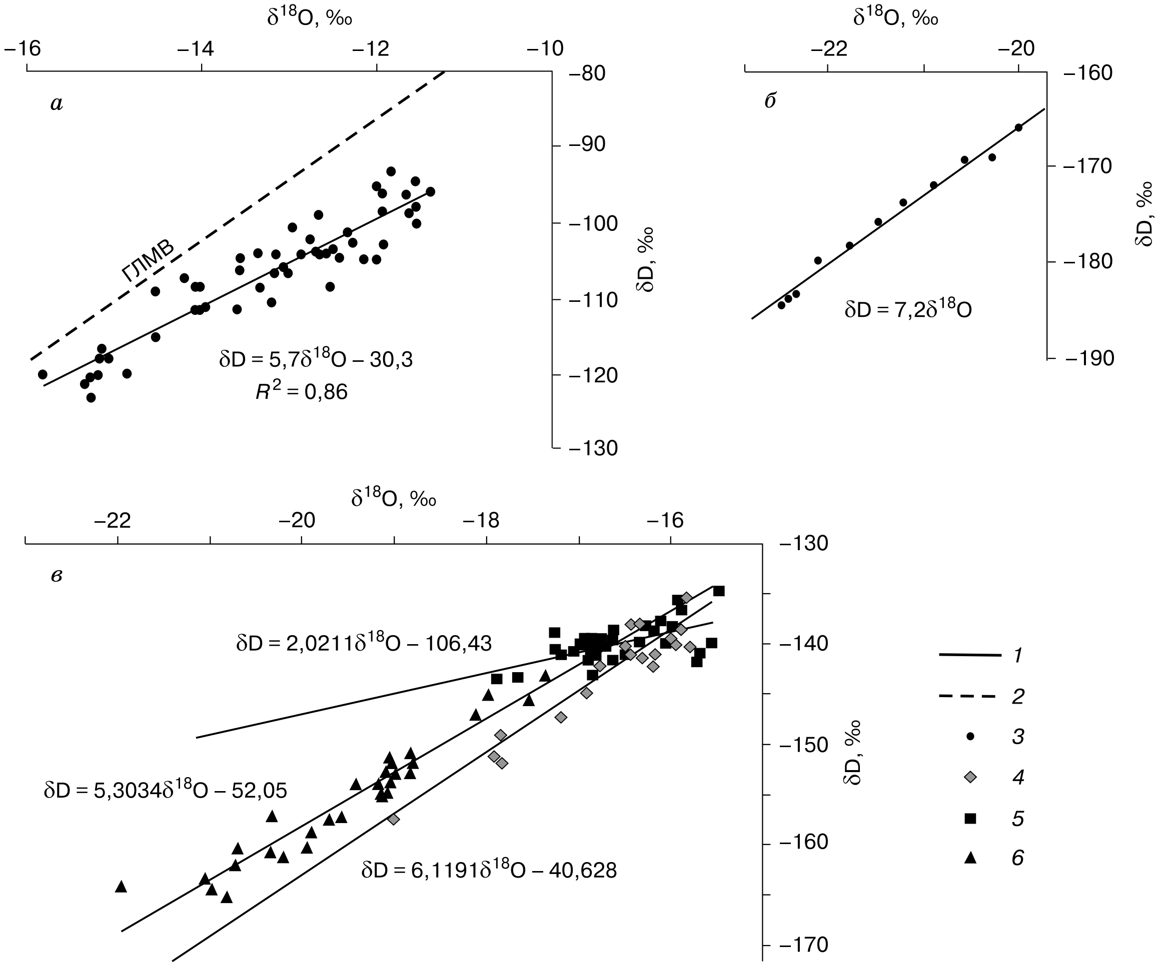


Рис. 8. Соотношение $\delta^{18}O$ и δD во льду булгунняхов (пинго).

а – булгуннях в районе месторождения Песцовое; *б* – пинго 20 [*Mackay, 1990*]; *в* – пинго Уэзер; *1* – локальная линия исследованных булгунняхов (пинго); *2* – глобальная линия метеорных (атмосферных) вод Х. Крейга (ГЛМВ); *3* – изотопные значения для булгунняха Песцовое и пинго 20; *4–6* – изотопные значения для диапазонов глубин пинго Уэзер: *4* – 0–2,2 м, *5* – 2,2–4,8 м, *6* – 4,8–13,0 м.

В интервале глубин 1,4–2,2 м значения $\delta^{18}O$ и δD немного повышаются с глубиной, но при этом отмечаются колебания в сторону как более низких, так и более высоких значений (см. рис. 5, *б*, *д*), которые могут говорить о кратковременных изменениях количества воды или скорости промерзания. Наклон линии регрессии $\delta^{18}O$–δD для этого горизонта составляет 6,1 (см. рис. 8, *в*). В интервале глубин 2,2–4,8 м состав стабильных изотопов достаточно постоянный (значение δD около −140 ‰, $\delta^{18}O$ – около −16,5 ‰) с незначительными вариациями между образцами.

Однако значения d_{exc} варьируют в широком диапазоне (от −5 до −14 ‰), что может свидетельствовать о непрерывной миграции воды из окружающего пространства к линзам воды под пинго.

Самая нижняя часть ядра пинго характеризуется в целом снижением значений $\delta^{18}O$ и δD, за исключением нескольких пиков с высокими величинами (см. рис. 5, *б*, *д*). Например, в интервале глубин 5,3–6,1 м четко выраженное увеличение изотопных значений предполагает возможное изменение изотопного состава мигрирующей воды, в то время как на глубине 8,0–8,3 м облегчение изотопного состава, возможно, указывает на сокращение объема воды, поступающей к фронту промерзания, и фракционирование в процессе промерзания ограниченного объема воды под пинго.

Близ подошвы ледяного ядра булгунняха (пинго) на глубине 13 м значения $\delta^{18}O$ и δD снижаются, становясь сильно облегченными на глубине 11,8 м. Наряду с этим отмечено увеличение d_{exc} с глубиной. В интервале глубин 11,8–13,0 м изотопные значения снижаются достаточно быстро, а значения d_{exc} резко переходят в положительную область (см. рис. 5, *б*, *д*). Нижняя часть льда характеризуется наклоном линии регрессии $\delta^{18}O$–δD, равным 5,3 (см. рис. 8, *в*), что ниже, чем у линии локальных метеорных вод (7–8).

К. Йошикава считает, что на начальной стадии промерзания и формирования верхней части ледяного ядра булгунняха (пинго) изотопное фракционирование почти не происходило, а скорее оно происходило на более поздних стадиях формирования льда. Это результат прекращения поступления напорной воды из талых отложений под дном бывшего озера. В течение более позднего периода миграции воды увеличение объема льда привело к первичному поднятию пинго над окружающей поверхностью. Продолжающееся промерзание озерного бассейна вызвало последовательное уменьшение объема талика, выдавливание избыточной влаги создало гидростатическое давление.

Ниже выполнено сравнение изотопного состава булгунняха Песцовое, пинго Уэзер и пинго 20 (см. рис. 5, 8; табл. 3). Выявлен несколько больший диапазон изотопных значений во льду пинго Уэзер (и более выраженная выгнутость изотопной кривой) по сравнению с диапазоном значений во льду булгунняха Песцовое и пинго 20. Значения $\delta^{18}O$ во льду пинго Уэзер варьируют от −15,5 до −22,0 ‰, значения δD – от −132 до −170 ‰, во льду булгунняха Песцовое $\delta^{18}O$ варьируют от −11,6 до −15,8 ‰, а δD – от −93,2 до −123,0 ‰, во льду пинго 20 значения $\delta^{18}O$ варьируют от −19,9 до −22,4 ‰, значения δD – от −165,8 до −184,3 ‰. Следует также отметить, что для пинго Уэзер и пинго 20 характерны в целом более низкие изотопные значения, чем для булгунняха Песцовое (см. рис. 5).

Таблица 3. **Вариации $\delta^{18}O$, δD и d_{exc} в ледяном ядре пинго (булгунняха) 20 в дельте р. Маккензи, в 80 км северо-восточнее пос. Тактояктак**

Возраст слоя, лет	$\delta^{18}O$, ‰	δD, ‰	d_{exc}
2	−19,9	−165,8	−6,8
4	−20,7	−168,9	−3,3
7	−20,5	−169,3	−5,3
10	−20,9	−172,1	−4,9
13	−21,2	−173,7	−4,1
16	−21,8	−175,6	−1,1
19	−21,7	−178,2	−4,6
22	−22,1	−179,7	−2,9
25	−22,4	−184,3	−5,1
28	−22,4	−183,2	−4,0
31	−22,4	−184,0	−4,8

Примечание. Исследования выполнены 6 июля 1988 г. Дж.Р. Маккеем [*Mackay, 1990*].

Изотопные вариации в ледяном ядре пинго Уэзер характеризуются большим диапазоном значений $\delta^{18}O$ – около 6 ‰ и монотонным распределением в толще 13-метровой ледяной залежи – вначале сверху вниз последовательно убывающим ($\delta^{18}O$ меняются от −19 до −16 ‰), а ниже – последовательно возрастающим ($\delta^{18}O$ меняются от −16 до −22 ‰). Лед пинго Уэзер был разделен на три диапазона по глубине: 0–2,2 м, 2,2–4,8 м и 4,8–13,0 м. Лед выделенных диапазонов отличается по строению, характеру воздушных включений и изотопному составу.

Самые верхние горизонты льда (на глубине 1 м), на контакте с перекрывающими отложениями, характеризуются достаточно низкими значениями $\delta^{18}O$ и δD, повышающимися к глубине 1,4 м, что, по мнению К. Йошикавы, указывает на быстрое промерзание воды сразу после осушения озера.

В интервале 1,4–2,2 м значения $\delta^{18}O$ и δD немного повышаются с глубиной, но при этом отмечаются и колебания в сторону как более низких, так и более высоких значений, которые могут указывать на кратковременные изменения количества воды или скорости промерзания.

В интервале глубин 2,2–4,8 м состав стабильных изотопов относительно постоянный (значение δD около −140 ‰, $\delta^{18}O$ – около −16,5 ‰) с незначительными вариациями между образцами.

Самая нижняя часть ядра пинго (4,8–13,0 м) характеризуется в целом уменьшением значений $\delta^{18}O$ и δD, за исключением нескольких пиков с повышенными значениями. Например, в интервале 5,3–6,1 м четко выраженное увеличение изотопных значений предполагает возможное изменение изотопного состава мигрирующей воды, в то время как на глубине 8,0–8,3 м заметное облегчение изотопного состава, возможно, указывает на сокращение объема воды, поступающей к фронту промерзания, и усиленное фракционирование при промерзании ограниченного объема воды под пинго.

Близ подошвы ледяного ядра пинго на глубине 13 м значения $\delta^{18}O$ и δD снижаются, становясь сильно облегченными на глубине 11,8 м. Наряду с этим отмечено увеличение значений d_{exc} с глубиной. В интервале 11,8–13,0 м изотопные значения снижаются достаточно быстро, а d_{exc} резко переходят в область положительных значений.

Для изотопного профиля льда булгунняха Песцовое можно выделить два тренда: незначительное утяжеление значений $\delta^{18}O$ (около 1,5 ‰) и δD (около 9 ‰) в интервале глубин 12–15 м и постепенное облегчение изотопного состава в интервале 15–26 м (на 3,8 ‰ по $\delta^{18}O$ и на 23 ‰ по δD).

Сравнение распределений изотопных данных по вертикали демонстрирует большую вогнутость дуги изотопной кривой пинго Уэзер по сравнению с булгунняхом Песцовое и близкий характер распределений $\delta^{18}O$ и δD в нижних частях ледяного ядра пинго Уэзер и булгунняха Песцовое с распределением во льду пинго 20. По-видимому, это следствие того, что нижний инъекционный лед образовался при постоянном пополнении линз водой под булгунняхом, на что указывают наблюдения Дж.Р. Маккея за пинго 20. А верхний лед ледяного ядра пинго Уэзер и булгунняха Песцовое формировался при последовательном промерзании сверху замкнутого объема воды, что отразилось в изотопном истощении льда сверху вниз. Значит, можно говорить по крайней мере о двух стадиях формирования ледяного ядра этих бугров. Об этом свидетельствует и наличие пьедестала у бугра Песцовое.

Лед пинго 20 в целом характеризуется небольшим диапазоном изотопных значений, в их распределении отмечается постепенное снижение сверху вниз в основной части ядра и неизменный состав в придонной части льда. Резких выбросов изотопных значений во льду булгунняха Песцовое и пинго 20 не зафиксировано, что, возможно, объясняется более интенсивной (по сравнению, например, с пинго Уэзер) подпиткой влагой снизу.

Следует напомнить, что формирующийся лед всегда изотопически тяжелее исходной воды не менее чем на 1–3 ‰ по кислороду и на 10–25 ‰ по дейтерию, при этом остающаяся вода при последовательном промерзании все более тяжелая, и, соответственно, лед тоже должен в замкнутом объеме становиться тяжелее [*Васильчук, 2011*]. Этой схеме промерзания в полной мере отвечают верхние 5–6 метров ледяного ядра пинго Уэзер и булгунняха Песцовое, где отмечается рост значений $\delta^{18}O$ на 3–5 ‰ и δD на 10–20 ‰ (см. рис. 5). Нижние 6–10 метров почти подобны изотопной кривой пинго 20 и характеризуются снижением значений $\delta^{18}O$ на 4–6 ‰ и δD на 20–25 ‰, что, возможно, отражает большее участие процессов сегрегационного и конжеляционного льдообразования при формировании этих частей ледяных линз.

Для льда пинго Уэзер приведены три линии соотношения $\delta^{18}O$–δD для льда из трех диапазонов глубин: 0–2,2 м, 2,2–4,8 м и 4,8–13,0 м. В верхней части льда наклон линии регрессии $\delta^{18}O$–δD для этого горизонта составляет 6,1, что близко к ГЛМВ. Лед средней части пинго характеризуется наклоном, равным 2. Нижняя часть льда характеризуется наклоном линии регрессии $\delta^{18}O$–δD, равным 5,3, что ниже, чем линии локальных метеорных вод (7–8).

Сравнение графиков соотношения $\delta^{18}O$–δD для трех пинго показывает, что по наклону этой линии лед булгунняха на Тазовском п-ове (см. рис. 8, *а*) близок ко льду из нижней части пинго Уэзер (см. рис. 8, *в*), а лед пинго 20 имеет наклон линии регрессии $\delta^{18}O$–δD, близкий к ГЛМВ (см. рис. 8, *б*).

В целом, сравнивая характер изотопных кривых, можно говорить о том, что степень закрытости системы при формировании льда пинго Уэзер была наибольшая. Пинго 20 формировался, скорее всего, в самой открытой системе с интенсивным подтоком воды, очевидно, и с активным сегрегационным (а может быть, и конжеляционным) льдообразованием, что и определило слабую изогнутость изотопной кривой. Изотопная диаграмма булгунняха на Песцовом отражает совместное участие активного инъекционного и сегрегационного (конжеляционного) льдообразования, поэтому выгнутость кривой средняя между кривыми пинго Уэзер и пинго 20.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

• Впервые получен изотопный вертикальный профиль мощного ледяного ядра булгунняха для территории криолитозоны России.

• Исследованный булгуннях Песцовое образовался на дне осушающейся озерной впадины (хасырея) при ее промерзании; в условиях закрытой системы со слабой дополнительной подпиткой водой он имеет контрастный, изменяющийся по высоте, дугообразный изотопный профиль.

• Формирование ледяного ядра булгунняха, происходившее в условиях закрытой или полузакрытой системы, привело к проявлению эффекта криогенного фракционирования и выражено в изменении изотопного состава льда по $\delta^{18}O$ на 4–6 ‰ и по δD на 20–25 ‰.

• Характер распределения изотопных данных по вертикали демонстрирует большую вогнутость дуги изотопной кривой пинго Уэзер по сравнению с булгунняхом Песцовое и близкий характер распределений $\delta^{18}O$ и δD в нижних частях ледяного ядра пинго Уэзер и булгунняха Песцовое.

• Наклон линии регрессии $\delta^{18}O$–δD по льду булгунняха Песцовое близок ко льду из нижней части пинго Уэзер, а изотопная кривая льда пинго 20 близка к ГЛМВ.

• Нижние части ледяного ядра пинго Уэзер и булгунняха Песцовое и весь лед пинго 20, вероятно, сформировались при постоянном пополнении линз водой под буграми.

• Верхние части ледяного ядра пинго Уэзер и булгунняха Песцовое образовались при последовательном промерзании сверху замкнутого объема воды, что привело к изотопному истощению льда сверху вниз.

• Формирование ледяного ядра бугра Песцовое, возможно, происходило в две стадии; об этом также свидетельствует и наличие "пьедестала" бугра.

• Радиоуглеродное датирование торфа, перекрывающего булгуннях Песцовое, позволило установить, что пучение происходило в два этапа: на первом этапе пучение началось по периферии бугра около 5000 лет назад, а на втором этапе пучение активизировалось около 2500 лет назад в центральной части булгунняха.

• Скорость пучения булгунняха Песцовое была очень высокой – более 2–3 см/год, что привело к формированию бугра высотой 17 м за относительно короткое время.

Авторы выражают благодарность профессору В.В. Рогову за конструктивные замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (№ 14-27-00083).

Литература

Андреев В.Н. Гидролакколиты (булгунняхи) в Западно-Сибирских тундрах // Изв. Гос. геогр. о-ва, 1936, т. 68, вып. 2, с. 40–47.

Андреев Ю.Ф. О связи линейно-грядового рельефа с тектоническими структурами на севере Западной Сибири (в области развития многолетней мерзлоты) // Геология и геохимия. Л., 1960, вып. 3 (IX), с. 76–94.

Анисимова Н.П. Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны / Н.П. Анисимова. Новосибирск, Наука, 1981, 153 с.

Анисимова Н.П., Карпов Е.Г. Химический состав инъекционного льда // Геокриологические и гидрогеологические исследования Якутии. Якутск, Кн. изд-во, 1978, с. 125–137.

Васильчук Ю.К. Экспериментальное изучение изотопного фракционирования при конжеляционном льдообразовании // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 3, с. 51–55.

Васильчук Ю.К. Мерзлотные процессы // Инженерная геология России. Т. 2. Инженерная геодинамика территории России / Под ред. В.Т. Трофимова, Э.В. Калинина. М., Изд-во КДУ, 2013, с. 361–464.

Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А. Радиоуглеродное определение возраста булгунняха на месторождении Песцовое, север Западной Сибири // Инж. геология, 2010, № 4, с. 14–21.

Геокриологические условия Западно-Сибирской газоносной провинции / Под ред. Е.С. Мельникова. Новосибирск, Наука, 1983, 199 с.

Минаев А.Н. Крупные гидролакколиты в Западно-Сибирской низменности // Многолетнемерзлые горные породы различных районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 120–125.

Соловьев П.А. Булгунняхи Центральной Якутии // Исследования вечной мерзлоты в Якутской республике. М., Изд-во АН СССР, 1952, вып. 3, с. 226–258.

Соловьев П.А. Термокарстовые явления и формы многолетнего криогенного (морозного) пучения в Центральной Якутии // Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М., Наука, 1975, с. 23–36.

Fujino K., Kato K. Determination of oxygen isotopic concentration in the ground ice of a tundra area // Joint studies on physical and biological environments in the permafrost. Alaska and North Canada / Ed. by S. Kinishita. Sapporo, Hokkaido Univ., 1978, p. 77–83.

Grosse G., Jones B.M. Spatial distribution of pingos in northern Asia // The Cryosphere, 2011, vol. 5, p. 13–33.

Jones B.M., Grosse G., Hinkel K.M., Arp C.D., Walker S., Beck R.A., Galloway J.P. Assessment of pingo distribution and morphometry using an IfSAR derived digital surface model, western Arctic Coastal Plain, Northern Alaska // Geomorphology, 2012, vol. 138, iss. 1, p. 1–14.

Lacelle D. On the $\delta^{18}O$, δD and D-excess relations in meteoric precipitation and during equilibrium freezing: theoretical approach and field examples // Permafrost and Periglacial Processes, 2011, vol. 22, No. 1, p. 13–25.

Mackay J.R. Oxygen isotope variations in permafrost, Tuktoyaktuk Peninsula area, Northwest Territories // Geol. Surv. Canada. Current Res. Pt B, 1983, pap. 83–1B, p. 67–74.

Mackay J.R. Pingo collapse and paleoclimatic reconstruction // Can. J. Earth Sci., 1988, No. 25 (4), p. 495–511.

Mackay J.R. Seasonal growth bands in pingo ice // Can. J. Earth Sci., 1990, vol. 27, No. 8, p. 1115–1125.

Mackay J.R. Pingo growth and collapse, Tuktoyaktuk Peninsula area, Western Arctic coast, Canada: a long-term field study // Geographie Physique et Quaternaire, 1998, vol. 52, No. 3, p. 271–323.

Mackay J.R., Burn C.R. A century (1910–2008) of change in a collapsing pingo, Parry Peninsula, Arctic coast, Canada // Permafrost and Periglacial Processes, 2011, vol. 22, p. 262–272.

Michel F.A., Fritz P. Significance of isotope variations in permafrost waters at Illisarvik, N.W.T. // Permafrost. Proc. of the 4th Canadian Permafrost Conf. / Ed. by H.M. French. Calgary, National Res. Council of Canada, 1982, p. 173–181.

Olson E.A., Broecker W.S. Lamont natural radiocarbon measurements V // Amer. J. Science, 1959, vol. 257, No. 1, p. 1–11.

Yoshikawa K. Pingos // Treatise on Geomorphology. Vol. 8. Glacial and Periglacial Geomorphology / Ed. by J.F. Shroder, R. Giardino, J. Harbor. San Diego, Acad. Press, 2014, p. 274–297.

Yoshikawa K., Lawson D., Sharkhuu N. Stable isotope composition of ice core in open- and closed-system pingos // Permafrost. Proc. of the 10th Intern. Conf. / Ed. by K.M. Hinkel (Salekhard, 25–29 June, 2012). Salekhard, Russia, The Northern Publ., 2012, vol. 1, p. 473–478.

Yoshikawa K., Sharkhuu N., Sharkhuu A. Ground water hydrology and stable isotope analysis of an open-system pingo in Northwestern Mongolia // Permafrost and Periglacial Processes, 2013, vol. 24, No. 3, p. 175–183.

Поступила в редакцию
3 сентября 2014 г.