Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 1, с. 56–70 **http://www.izdatgeo.ru**

УДК 551.345

ГЕОХИМИЯ ПЛАСТОВЫХ ЛЬДОВ ОСТРОВА НОВАЯ СИБИРЬ (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА, РОССИЙСКАЯ АРКТИКА) КАК ОТРАЖЕНИЕ УСЛОВИЙ ИХ ГЕНЕЗИСА

В.В. Иванова

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени И.С. Грамберга, 190121, Санкт-Петербург, Английский пр., 1, Россия; v_ivanova@rambler.ru

Представлены предварительные результаты изучения макро- и микроэлементного состава ископаемых льдов и вмещающих их четвертичных отложений архипелага Новосибирские острова, выполненного в рамках работ экспедиции "Высокоширотная Арктика: природа и человек" (российско-американский междисциплинарный научно-исследовательский проект "Жохов–2000"). Анализируются особенности химического состава пластовых льдов и возможные механизмы формирования залежей. Совокупность полученных данных позволяет сделать предположение об инъекционном происхождении нижнего горизонта пластовых льдов. Верхний горизонт имеет, видимо, внутригрунтовое происхождение вследствие сегрегационного льдообразования.

Пластовые льды, геохимия льда, изотопный состав, дейтериевый эксцесс

GEOCHEMICAL FEATURES OF FORMATION OF MASSIVE GROUND ICE BODIES (NEW SIBERIA ISLAND, SIBERIAN ARCTIC) AS THE EVIDENCE OF THEIR GENESIS

V.V. Ivanova

Gramberg All-Russian Research Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean, 190121, St. Petersburg, Angliisky prosp., 1, Russia; v_ivanova@rambler.ru

This paper presents the preliminary results of the study of macro- and trace element composition of massive ground ice and the enclosing Quaternary sediments at New Siberian Islands, carried out during the expedition "The high-latitude Arctic: Nature and Man" (Russian-American interdisciplinary research project "Zhokhov–2000"). The features of the chemical composition of massive ground ice and possible mechanisms of their formation have been analysed. All these data make possible the assumption about the injected origin of the lower horizon of massive ground ice. The upper horizon is probably of intrasoiled origin as a result of the segregation ice formation.

Massive ground ice, ice geochemistry, isotopic composition, deuterium excess

ВВЕДЕНИЕ

Вопросам генезиса и строения залежей пластовых льдов посвящено большое количество публикаций [*Данилов, 1980, 1986; Каплянская, Тарноградский, 1982; Анисимова, Крицук, 1983; Крицук, 1986; Хименков,1987; Шполянская, 1991, 2005; Фотиев, 1999, 2003; Васильев, Рогов, 2001; Дубиков, 2002; Стрелецкая, Лейбман, 2002; Шполянская, Стрелецкая, 2004; Шполянская и др., 2007*]. В ряде работ обосновывается внутригрунтовый генезис пластовых льдов, инъекционный либо инъекционно-сегрегационный механизмы льдообразования [*Анисимова, Крицук, 1983; Дубиков, 2002; Стрелецкая, Лейбман, 2002*]. Сегрегационный генезис пластовых льдов рассмотрен в работах [*Шполянская, 1999, 2005*]. Н.А. Шполянской и И.Д. Стрелецкой с соавторами [*Стрелецкая и др., 2006; Шполянская и др., 2007*] в результате исследования ряда ледяных залежей на севере Западной Сибири выделено четыре основных генетических типа пластовых льдов: сингенетические субмаринные, сингенетические прибрежно-морские, эпигенетические инъекционные и погребенные (первично-наземные) льды. В основу разделения положены макроструктурные черты залежных льдов (их криогенное строение, текстурные особенности вмещающей толщи, структурные особенности самого льда). Другим генетическим признаком служит химический состав льдов и вмещающих их пород, выявляющий источник воды для образования ледяной залежи и характер миграции поровых растворов в грунтах. Третьим генетическим признаком являются микроструктурные особенности вмещающих лед пород, которые они приобретают в процессе формирования. Эти признаки также отражают конкретные условия осадконакопления и льдовыделения.

Гипотезы о том, что пластовые залежи являются погребенными льдами различного генезиса (глетчерными, наледными, морскими, озерными), также широко представлены в литературе [*Кап-*

© В.В. Иванова, 2012

лянская, Тарноградский, 1982; Соломатин, 1986; Коняхин и др., 2001].

Таким образом, залежи подземных льдов могут иметь различный генезис, причем справедливо и предположение об их многостадийном формировании [*Хименков, Шешин, 2000; Фотиев, 2003; Голубев, 2007*].

Большое число публикаций посвящено изучению изотопного состава ископаемых льдов (зависимости между значениями содержания изотопов кислорода $\delta^{18}O$ и водорода δD) с целью определения генезиса источника влаги и палеоклиматических условий образования залежей подземных льдов [*Деревягин и др., 1999; Васильчук и др., 2006, 2009; Стрелецкая, Васильев, 2009; Siegert et al., 1999; Meyer et al., 2002*].

В настоящей работе представлены предварительные итоги изучения макро- и микроэлементного состава всех типов ископаемых льдов (конституционных, повторно-жильных и погребенных) и вмещающих их четвертичных отложений архипелага Новосибирские острова, выполненного в рамках работ экспедиции "Высокоширотная Арктика: природа и человек" (российско-американский междисциплинарный научно-исследовательский проект "Жохов–2000"). Эти исследования на протяжении ряда лет (с 2000 г.) осуществляются при поддержке благотворительного научного фонда Rock Foundation (Нью-Йорк, США). Аналитическая обработка собранных материалов осуществлялась в Центре контроля качества воды (аналитик Л.А. Пролетарская, Санкт-Петербург), данные по их кислородно-изотопному составу были получены д-ром Х. Мейером (H. Meyer) в Институте Альфреда Вегенера (Германия).

В 2002–2003 гг. изучались четвертичные отложения с пластовыми льдами на северо-западе о. Новая Сибирь в бухте Мира и на его западном берегу на мысе Высокий (рис. 1). Результаты работ освещались в публикациях предварительного характера [*Анисимов, Иванова, 2002; Анисимов и др., 2004*].

На острове Новая Сибирь в береговых обрывах высотой до 35–45 м обнажается сложно построенная толща песчано-глинистых прибрежно-морских отложений с пластовыми льдами (рис. 2, *а*). Видимая мощность пластовых льдов в обрывах достигает первых десятков метров. Отдельные их выходы прослеживаются на протяжении 2–3 км. На некоторых участках в термоцирках обнажения пластовых льдов удалены от морского берега на сотни метров. Обособленные выходы пластовых льдов в береговых обрывах прослеживаются на десятки километров, что позволяет предполагать широкое распространение пластовых льдов на островах.

Пластовые льды Новосибирских островов представлены различными по морфологии и генезису типами. Наиболее распространенными являются матовые слоистые льды мощностью до 20–30 м (см. рис. 2, *а*, разрез НС-03/08). Слоистость обусловлена неравномерным субгоризонтальным распределением пузырьков воздуха и прослоями суглинистых пленок. Кристаллы льда имеют неправильную изометричную и слабо вытянутую форму, размер их в среднем 4–6 см. В протяженных выходах пластовых льдов можно видеть пологоскладчатые деформации, образующие антиклинали и синклинали с амплитудой в несколько метров. Лед разбит наклонными трещинами с амплитудой смещения по ним от первых сантиметров до первых метров. Местами в результате смещений блоков по трещинам относительно друг друга в подошве пластовых льдов выражена ступень. При этом верхний контакт над такими трещинами ровный, слабоволнистый. В приразломных частях первичная слоистость пластовых льдов часто нарушается, изгибаясь в сторону, противоположную смещению. При этом образуются крутые односторонние складки, вплоть до обратного залегания, или лед дробится на блоки. В пластовом льду также отмечены субвертикальные разломы шириной более 0,5 м, выполненные вторичным льдом или грунтом.

По простиранию матовые слоистые льды могут быть представлены двумя подгоризонтами мощностью до 10 м (см. рис. 2, *б*). Нормальное залегание в некоторых случаях нарушено серией смещений с разрывами, образующими обособленные блоки неправильной формы. Отдельные блоки и горизонты пластовых льдов разделяются льдистыми морскими слабо опесчаненными глинами с остатками малакофауны (*Portlandia arctica* и др.). На подошве пластовых льдов они часто образуют конформные контакту слоистые ледогрунты мощностью 1,0–1,5 м. Местами в ледогрунтах

Рис. 1. Обзорная карта района исследований.

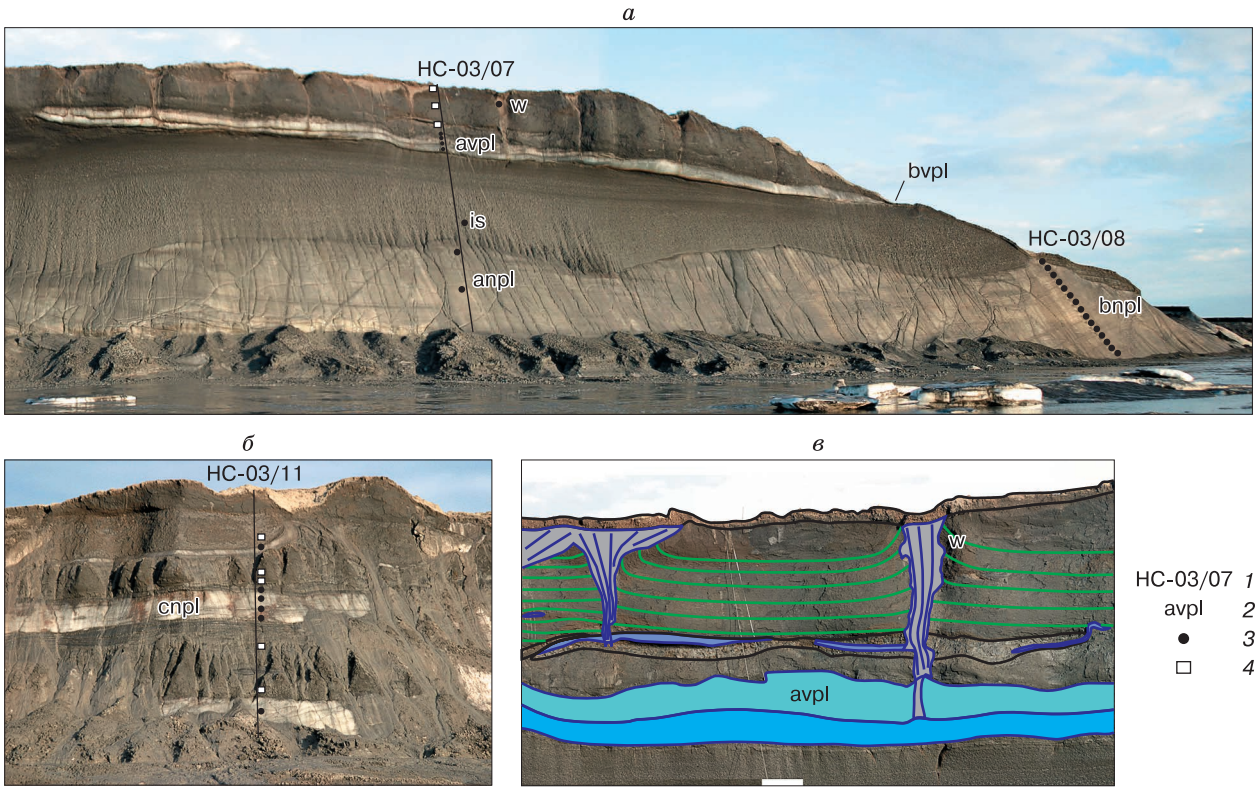

Рис. 2. Обнажение пластовых льдов в бухте Мира на северо-западе о. Новая Сибирь.

а – общий вид обнажения; *б* – восточная часть обнажения (разрез HC-03/11); *в* – строение верхнего горизонта пластовых льдов; *1* – индекс разреза; *2* – генетические типы ископаемых льдов (см. табл. 1); *3* – точки отбора проб льда; *4* – точки отбора проб четвертичных отложений.

можно наблюдать внутренние сложноскладчатые деформации, обычно S-образной формы. Объемная льдистость ледогрунтов составляет от 40–50 до 90–95 %. Минеральная часть может быть представлена пленочными включениями глин и песка и прослоями толщиной до 2–3 см. Это касается как горизонтально залегающих участков, так и складок с небольшим радиусом. Наблюдаемая мощность пачек смятых ледогрунтов не более 2–3 м.

В основании обоих подгоризонтов пластовые льды часто контактируют с прозрачным крупнокристаллическим льдом без примесей, видимой мощностью до 2–3 м. Размер кристаллов в нем достигает 20–30 см. Отмечено переслаивание разных видов льда мощностью 0,1–0,3 м, отличающихся по количеству примесей и кристаллическому строению. Вероятно, такие участки маркируют зоны существовавших сдвиговых или коллизионных дислокаций во льду.

Комплекс матовых слоистых пластовых льдов перекрывается толщей прибрежно-морских суглинков мощностью до 5–10 м с остатками малакофауны. Перекрывающая толща неоднородна и имеет сложное строение. Характер криогенного строения пород показывает, что в приконтактной со льдом зоне их промерзание происходило со стороны тел пластового льда. По мере удаления от контактов с пластовыми льдами криогенные текстуры сменяются сетчатыми и решетчатыми.

К кровле суглинков на участках протяженностью до 200 м приурочены пластовые льды мощностью до 2,5 м, имеющие линзообразное залегание и иной генезис по сравнению с нижним горизонтом льдов. В наиболее полных разрезах на бухте Мира верхний уровень пластовых льдов имеет двухчленное строение (см. рис. 2, *в*). Нижний слой мощностью до 1 м представлен голубовато-серым льдом с относительно небольшим количеством воздушных пузырьков. В его основании, на контакте с нижележащими прибрежно-морскими суглинками, четко выделяется базальный горизонт охристого цвета. Верхний слой представлен серым льдом мощностью до 0,5–1,5 м, неясно-слоистым с большим количеством воздушных пузырьков. Он также перекрыт прибрежно-морскими опесчаненными суглинками. В последних развиты ледяные жилы вертикальной протяженностью 6–7 м, проникающие нижними концами в пластовые льды верхнего уровня.

Морские отложения с пластовыми льдами фрагментарно перекрываются маломощными (2–5 м) субаэральными породами ледового комплекса, сильно редуцированными по мощности. Местами в них вложены линзы голоценовых озерных отложений.

Вопрос о генезисе пластовых льдов Новосибирских островов до настоящего времени остается дискуссионным. Хотя о существовании их известно более ста лет, специальных исследований этих льдов почти не проводилось. Генезис этих залежей рядом авторов рассматривался как ледниковый [*Анисимов и др., 2007, 2008*].

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИСКОПАЕМЫХ ЛЬДОВ АРХИПЕЛАГА НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА

Геохимические поля покровных рыхлых отложений, образующиеся в процессе гипергенеза в криолитозоне, отражают петро- и геохимическую специализацию подстилающих или вмещающих горных пород. Очевидно, что залежам пластовых льдов – специфическим покровным отложениям, сформированным в условиях криолитозоны, – также присущи свои геохимические поля.

Анализ литературных данных [*Питулько, 1977; Макаров, 1998*] позволяет выделить два ведущих фактора, регламентирующих образование криогеохимических полей в пластовых льдах. Первый фактор обусловлен их генезисом, т. е. тем, являются они внутригрунтовыми или первично-поверхностными образованиями. Особенности геохимических полей, связанных с этим фактором, фиксируются на уровне как макрокомпонентного, так и микрокомпонентного состава льда. Эти геохимические поля в большой степени отражают региональные особенности образования залежей пластового льда.

Второй фактор характеризует условия формирования залежей, в частности, температурного режима кристаллизации льда, когда при понижении температуры количество незамерзшей воды уменьшается, а концентрация солей в ней, как правило, анионной составляющей возрастает. По мере достижения раствором эвтектических точек начинается кристаллизация солей тяжелых металлов, что приводит к вариациям содержаний микроэлементов в конкретных залежах пластового льда. Этот фактор имеет локальный характер и отражает температурный режим кристаллизации конкретной залежи в определенном месте ее залегания.

При анализе содержаний химических элементов в ископаемых льдах использовались статистические параметры их распределения: среднее значение, стандартное отклонение, асимметрия и эксцесс. Оценка значимости различий средних содержаний проводилась по *t*-критерию Стьюдента.

Для выявления общности и различий состава и особенностей генезиса ископаемых льдов изучались частные выборки, характеризующие разные генетические типы (табл. 1, рис. 2).

Таблица 1. **Индексация анализируемых образцов льда***

Место отбора образцов	Горизонт, разрез	Описание льда	Индекс
Центральная часть основного обнажения в бухте Мира	Верхний горизонт пластового льда, разрез НС-03/07	Лед горизонтально-слоистый с немногочисленными минеральными включениями по контактам и еще более редкими – внутри льда. Многочисленные воздушные пузырьки круглой или уплощенной формы, размер их в среднем 1,0–1,5 мм, редко до 2–3 мм	avpl
	Нижний горизонт, разрез НС-03/07	Лед, окрашенный по-разному, но в целом светло-бурый, прозрачный. Много воздушных пузырьков разного размера, преобладают 2–3 мм, нередко до 5 мм, большая часть круглых, но есть много продолговатых, бочкообразных и других, ориентированных хаотично	anpl
Западная часть	Верхний горизонт, разрез НС-03/ТС	Лед светло-охристого цвета за счет включений ожелезненного минерального вещества в виде редких амебовидных включений и мути. Муть концентрируется в горизонтальные слои. Воздушных пузырьков немного, они мелкие, до 0,5 мм	bvpl
	Нижний горизонт, разрез НС-03/08	Лед прозрачный, воздушные пузырьки круглые размером 1,0–1,5 мм, редкие минеральные включения (серая глина)	bnpl
Восточная часть	Нижний горизонт, разрезы НС-03/11, НС-03/13	Лед белесый, типичный. Хорошо выражена горизонтальная слоистость за счет воздушных пузырьков и минеральных примесей. Толщина слойков 1–5 см, пузырьки округлые. Присутствуют многочисленные пятна и зоны охристого цвета за счет включений минерального вещества	cnpl
Повторно-жильный лед	Разрез НС-03/07	Лед четко полосчатый, буро-серый. Цвет элементарных ледяных жилок и их серий от белесого до темного буро-серого	w
Шлировый лед	Разрез НС-03/07	Лед шлиров преимущественно прозрачный, содержит небольшое количество вертикальных воздушных пузырьков	is

*Сведения о химическом составе и минерализации льда приведены в табл. 2–4.

Таблица 2. **Средние содержания катионов и анионов в различных типах ископаемых льдов**

Элемент	Индекс образца льда						
	w	avpl	bvpl	is	cnpl	anpl	bnpl
Al	0,72	0,61	1,29	2,27	3,30	1,68	0,27
B	0,03	0,02	0,01	0,08	0,17	0,11	0,02
Ba	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01
Ca	9,11	0,56	0,97	3,37	1,47	2,97	1,54
Cr	0,01	0,01	0,01	–	0,01	0,01	0,01
Cu	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Fe	2,19	0,41	0,88	1,42	6,50	0,94	0,18
Mg	4,75	0,54	1,69	8,31	3,05	4,36	1,75
Mn	0,38	0,02	0,05	0,07	0,10	0,15	0,02
Ni	0,02	0,01	0,01	–	0,02	0,01	0,01
Si	2,28	0,99	2,10	4,05	17,76	3,27	0,48
Sr	0,06	0,02	0,02	0,06	0,02	0,04	0,01
Ti	0,02	0,01	0,03	0,05	0,18	0,04	0,02
V	0,01	0,01	0,01	–	0,02	0,01	0,02
Zn	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,53	0,02
Na	14,22	5,44	15,40	107,03	33,60	43,91	12,46
Li	2,36	2,15	1,37	5,34	10,54	4,26	0,84
Co	1,21	0,29	0,65	1,16	2,56	0,73	0,15
Ga	0,56	0,35	0,47	1,18	4,12	1,11	0,26
Rb	1,60	1,56	2,80	6,02	16,29	4,43	0,92
Zr	4,41	1,31	2,00	–	15,66	2,52	0,71
Cd	0,26	0,22	0,57	0,16	2,42	0,21	0,32
Sb	0,39	0,31	0,19	0,39	0,54	1,04	0,76
Pb	0,80	0,42	1,17	–	2,05	0,22	0,14
Br^-	0,04	0,03	0,05	0,08	0,17	0,33	0,07
Cl^-	10,54	7,86	9,54	18,57	37,30	56,95	15,66
SO_4^{2-}	9,72	0,98	1,97	3,88	11,04	9,40	3,46
HCO_3^-	49,00	2,80	3,57	1,95	14,23	12,95	2,74
M, мг/л	97,4	18,2	33,2	143,2	100,9	130,9	37,7

Примечание. Содержания выделенных жирным шрифтом компонентов приведены в мг/л, остальных – в мкг/л; *M* – минерализация (мг/л). Определение содержаний элементов проведено в Центре контроля качества воды (Санкт-Петербург) методом ICP-MS (аналитик Л.А. Пролетарская). Определение содержаний анионов и катионов проведено там же методом ионного электрофореза (аналитик В.А. Афонин).

С целью установления изменчивости содержаний элементов в зависимости от типа льда, согласно принятой классификации (см. табл. 1), рассчитывались статистические параметры распределения содержаний химических элементов.

Сравнение полученных средних содержаний с кларками для различных типов вод и с содержаниями в природных водах и атмосферных осадках архипелага Новосибирские острова приведено в табл. 2, 3.

Сопоставление кларковых содержаний элементов и содержаний их в различных типах природных вод о. Новая Сибирь показывает, что природные воды (по сравнению с соответствующим кларком) обогащены (за исключением дождевой воды) сидеро- и литофильными элементами. Для речной и морской воды сохраняется основное соотношение распределения элементов: в речной воде выше содержания Si, Ti, Cr, Mn, Al, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, в морской – Li, Na, Mg, Ca, Cl, Br, Rb, Sr, Ba. В основном распределение содержаний катионов и анионов в природных водах отражает геохимическую специализацию этого региона, а именно состав четвертичных отложений, которые дренируются этими водами. Высокое содержание хлора, сульфата, алюминия, железа и других сидерофильных элементов в снеге (ископаемый и современный снег) и в речной воде свидетельствует о присутствии большого количества коллоидной взвеси, видимо, континентального или эолового происхождения.

Анализ изменения средних содержаний элементов по выделяемым совокупностям льдов показывает, что нижний горизонт пластовых льдов западной части обнажения (bnpl) обеднен всеми компонентами по отношению к остальным.

В целом для всех типов льда характерно обогащение дефицитными лито- и сидерофильными элементами. Максимально же по сравнению с природными водами они обогащены марганцем.

Степень минерализации варьирует следующим образом: для шлирового льда минерализация максимальная и составляет 143,2 мг/л. Повторно-жильный лед менее минерализован – 97,4 мг/л. В пластовых льдах минерализация меняется по латерали: для верхнего горизонта увеличивается от центра (avpl, 18,2 мг/л) к западной части обнажения (bvpl, 33,2 мг/л), для нижнего горизонта увеличивается к центру (максимальная для anpl, 130,9 мг/л) и уменьшается в разной степени в западном (bnpl, 37,7 мг/л) и восточном направлениях (cnpl, 100,9 мг/л). В целом верхний горизонт пластовых льдов характеризуется меньшей степенью минерализации по сравнению с нижним.

Сопоставление с помощью *t*-критерия Стьюдента показывает, что максимальное количество статистически значимых различий между средними содержаниями элементов отмечается для жильных и шлировых льдов, льдов из ледогрунта, верхнего и нижнего горизонта пластовых льдов. Эти различия устанавливаются по содержаниям Si, Ti, Cr, Mn, Al, Fe, Co, Ni, Na, Mg, Ca, Rb, Sr, Ba. По солевой компоненте шлировые льды и льды из ледогрунта не различаются, от жильных льдов они отличаются по содержаниям HCO_3^-. Нижние и верхние горизонты пластовых льдов, согласно критерию Стьюдента, различаются по солевой компоненте (анионы), что дает основание предполагать разный их генезис.

Анализ соотношений катионов и анионов в исследуемых образцах льда (табл. 4) показывает, что выделяются два класса льда: гидрокарбонатно-натриевый (жильные льды) и хлоридно-натриевый (все остальные типы). Представленные в табл. 4 разновидности природных вод и атмосферных осадков относятся к хлоридно-натриевому классу, за исключением воды озер и сезонноталого слоя (хлоридно-кальциевый класс) и дождевой воды (гидрокарбонатно-натриевый). По классификации О. Алекина [*1975*] дождевая вода принадлежит к первому типу ($HCO_3^- > Ca^{2+} + Mg^{2+}$), жильные и шлировые льды относятся ко второму типу ($HCO_3^- < Ca^{2+} + Mg^{2+} < HCO_3^- + SO_4^{2-}$), остальные льды и природные воды – к третьему типу ($Ca^{2+} + Mg^{2+} > HCO_3^- + SO_4^{2-}$).

Воды второго типа генетически связаны с различными осадочными породами и являются преимущественно смешанными. К этому типу относится большинство рек, озер и подземных вод малой и умеренной минерализации. Генетически воды третьего типа являются смешанными и значительно измененными (метаморфизованными) в результате катионного обмена, обычно Na на Ca и Mg из почв и пород. К этому типу принадлежат воды океана, морей, лиманов, реликтовых водоемов и многих подземных вод.

На наличие метаморфизации воды указывает коэффициент Na/Cl [*Алекин, 1975*]. При Na/Cl < 1, очевидно, часть натрия была заменена в ходе катионного обмена. Значения отношения Na/Cl в изучаемых типах льдов приведены в табл. 5.

Из табл. 5 следует, что степень метаморфизованности вод минимальна у шлировых льдов (Na/Cl = 6,95) и у нижнего горизонта пластовых льдов восточной части основного обнажения (Na/Cl = 11,97). Жильные льды и верхний горизонт пластовых льдов западной части основного обнажения характеризуются несколько повышенными значениями этого показателя (1,35 и 1,61 соответственно). Остальные льды образовались из вод разной степени метаморфизации (Na/Cl < 1).

При обработке аналитических данных по катионоанионному составу льда использовались тройные диаграммы: Ca–Na (или (Na + K))–Mg и $Cl^- - SO_4^{2-} - Br^-$.

Исходя из формулы химического состава атмосферных вод [*Макаров, 1998*], главным компонентом в залежах льда, образованного за счет атмосферных осадков, является сумма (Na + K). В то же время для морских льдов при доминирующей роли натрия существенное значение имеет магний.

При анализе анионного состава льда использовалась тройная диаграмма в координатах $Cl^- - SO_4^{2-} - Br^-$. Соотношение этих компонентов может служить показателем температурного режима кристаллизации льда [*Абрамов, Кирюхин, 1997*]. При этом следует иметь в виду, что в морской воде отношение концентраций этих компонентов постоянно, и на тройной диаграмме будет наблюдаться компактное поле точек, расположенное в области максимальных содержаний хлора. При значительной роли температурного режима кристаллизации на тройных диаграммах образуются дифференцированные поля точек в направлении SO_4^{2-} –Cl или Cl–Br, отражающие температуру эвтектики в водно-солевых системах при их промерзании.

При криогенных процессах происходят не только фазовые переходы поровой влаги, но, что не менее важно, сложные физико-химические преобразования как поровых (жильных) растворов, так и минерального скелета вмещающих пород. Между незамерзшей поровой водой, породой и льдом существует сложное динамическое равновесие. При понижении температуры количество незамерзшей воды уменьшается, а концентрация солей в ней возрастает. По мере достижения раст-

Таблица 3. **Характеристика концентраций катионов и анионов в различных типах**

№ п/п	Типы природных вод	Al	B	Ba	Ca	Cr	Cu	Fe	Mg	Mn	Ni	Si	Sr	Ti
														Кларковые
1	Речная вода [1]	0,05	0,01	0,02	150	0,001	0,007	0,04	4,1	0,007	0,0004	6,5	0,07	0,003
2	Воды зоны гипергенеза многолетней мерзлоты [2]	0,3	0,1	0,0095	20,8	0,0001	0,0023	0,29	6,36	0,015	0,0007	9,63	0,024	0,004
3	Ледник [3]	0,25	0,0001	0,02	1,6	0,0015	0,003	0,0002	0,6	0,005	0,001	–	–	0,015
4	Океанские воды [4]	0,0008	4,5	0,014	413	0,0002	0,0003	0,00006	1290	0,0003	0,0005	2,8	7,6	0,00096
														Район
5	Дождевая вода	<0,01	<0,0075	0,002	0,107	<0,001	<0,001	<0,01	<0,05	0,0018	<0,001	<0,05	<0,001	<0,001
6	Морская вода	<0,01	1,28	0,022	90,8	<0,001	<0,001	<0,01	312,75	0,00208	0,00105	0,15901	1,71343	<0,001
	Морской лед													
7	верхний горизонт	<0,01	0,180	0,004	14,1	0,001	<0,001	<0,01	46,065	0,0148	0,0013	<0,05	0,267	<0,001
8	нижний горизонт	0,017	0,137	0,005	11,6	<0,001	0,0012	0,0306	37,074	0,0404	0,0022	0,0892	0,2161	<0,001
9	Озерная вода	<0,01	0,024	0,004	10,5	<0,001	<0,001	0,0267	7,974	<0,001	0,0019	<0,05	0,0663	<0,001
10	Речная вода	1,33	0,079	0,017	10,8	0,001	0,0025	0,736	12,783	0,0037	0,0019	2,7778	0,0862	0,0222
11	Воды зоны гипергенеза	0,038	0,21	0,056	66,24	<0,001	0,00445	0,02814	71,284	<0,001	0,00225	1,6027	0,4841	<0,001
12	Снег из ископаемого снежника	1,08	0,016	0,009	1,17	0,004	0,0015	0,756	0,914	0,0036	0,0016	1,9427	0,0088	0,024
13	Снег современный	0,3334	<0,0075	0,0035	0,2967	0,0011	0,0014	0,244	0,267	0,011	0,0014	0,579	0,002	0,009

Примечание. Содержания выделенных жирным шрифтом компонентов приведены в мг/л, остальных – в мкг/л; *M* – минерализация, мг/л. Источник сведений: [1] – [*Справочник..., 1989*]; [2] – [*Шварцев, 1985*]; [3] – [*Макаров, 1998*]; [4] – [*Справочник..., 1990*].

вором эвтектических точек [*Абрамов, Кирюхин, 1997*] начинается кристаллизация солей. В многокомпонентных системах, таких как природные воды, простые эвтектики не образуются, а кристаллизуется более сложный состав солей, зависящий от исходного состава раствора [*Иванов, 1983*].

По мере понижения температуры раствора он обогащается солями с низкими эвтектиками, в первую очередь хлоридными и бромидными солями. Криогидратные точки (эвтектики) можно использовать как палеотермометры гидрохимических условий промерзания гидрогеологических структур при палеогидрогеологических реконструкциях.

Изменение температуры промерзания в направлении SO_4–Cl соответствует интервалу от –1,2 до –9,0 °С, а в направлении Cl–Br – ниже –9,0 до –83 °С (температуры эвтектики $CaBr_2$).

Диаграмма катионного состава льдов о. Новая Сибирь приведена на рис. 3. На рис. 3 отчетливо видно, что для большей части изученных типов льда химический состав определяется ведущей ролью натрия и магния. Для верхнего горизонта пластовых льдов центральной части основного обнажения (avpl), нижнего горизонта пластовых льдов западной части основного обнажения (bnpl), жильных льдов (w) химический состав определяется отношением (Na + Ca) к Mg.

На рис. 4 представлена сводная диаграмма анионного состава изучаемых льдов. Выделяется одно поле точек, локализованное вдоль оси Cl–SO_4, и разброс их определяется соотношением этих компонентов.

Таким образом, образование всех типов изучаемых льдов происходило при промерзании гидрогеологических структур в интервале от –1,2 до –9,0 °С.

природных вод архипелага Новосибирские острова в сравнении с кларковыми значениями

V	**Zn**	**Na**	Li	Co	Ga	Rb	Zr	Cd	Sb	Pb	**Br^-**	**Cl^-**	**SO_4^{2-}**	**HCO_3^-**	*M*, мг/л
концентрации															
0,0009	0,002	6,3	3	0,1	0,09	1	–	0,01	0,07	1	0,02	7,8	8,3	52	228,5
0,001	0,027	9,46	0,005	–	–	–	–	–	–	0,0002	0,018	5,58	5,88	98,8	146,9
0,001	0,005	6,2	–	0,003	0,0005	–	0,003	–	–	0,001	0	1,5	1,6	18,2	29,7
0,0012	0,0004	10 800	170	0,002	0,02	120	0,03	0,08	56	0,002	66	19 350	2710	138	34 767
исследований															
<0,001	<0,001	<0,5	<0,5	0,060	<0,1	<0,5	<0,5	0,617	0,259	<0,1	0,01	0,224	0,31	1	–
<0,001	0,002	3800	61,02	0,324	0,4473	33,87	<0,5	0,209	0,356	<0,1	23,11	5294	753,7	0	10 274
<0,001	<0,001	560	6,907	0,096	<0,1	5,128	<0,5	0,133	0,249	<0,1	2,47	611,5	101,7	0	1336
<0,001	0,006	420	5,61	0,255	0,0697	4,221	<0,5	1,024	0,222	<0,1	2,2	553,9	77,7	0	1102
<0,001	0,002	12,95	1,165	0,116	0,0677	<0,5	<0,5	0,1009	0,315	<0,1	0,098	29,1	6,7	27	94,4
0,0022	0,034	55,96	4,843	0,2212	0,8798	2,599	1,855	<0,05	0,240	0,2374	0,18	62,6	49,1	4,6	195,9
<0,001	<0,001	32	12,59	0,1744	2,097	0,9954	<0,5	0,0746	0,204	<0,1	1,26	196,1	38,9	79	484,8
0,002	0,006	3,53	2,131	0,2413	0,4827	2,656	2,191	<0,05	0,361	0,304	0,07	13,7	2,4	8,4	30,1
<0,001	0,009	1,4	<0,5	0,27	<0,1	1,07	0,67	<0,05	0,27	0,14	0,11	19,0	6	16	43,1

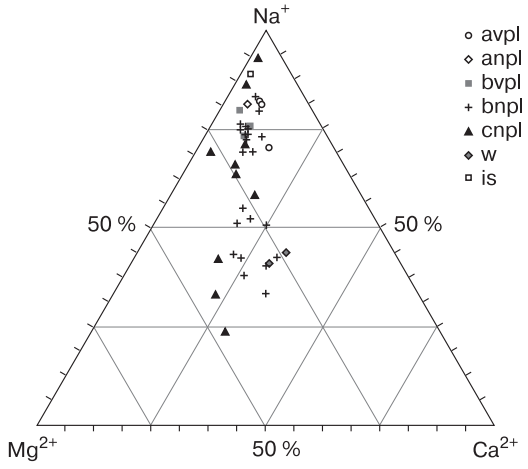

Рис. 3. Диаграмма катионного состава ископаемых льдов.

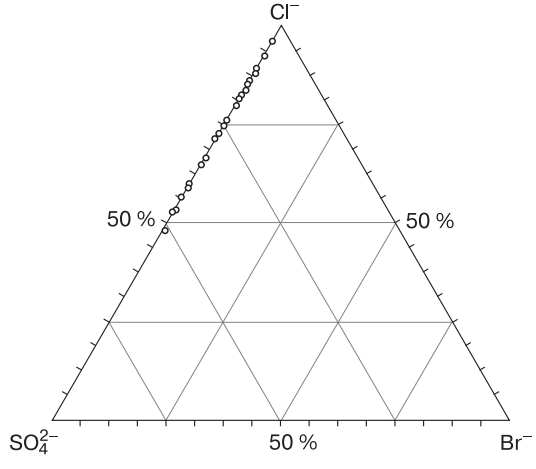

Рис. 4. Диаграмма анионного состава ископаемых льдов.

Таблица 4. **Соотношение катионов и анионов в исследуемых типах ископаемых льдов, природных водах и атмосферных осадках о. Новая Сибирь**

Лед, вода, осадки	*M*, мг/л	Формула Курлова	pH	Результат
w	97,4	$\frac{HCO_3\ 55,7\ SO_4\ 18,5\ Cl\ 25,8}{Na\ 42,3\ Mg\ 31,1\ Ca\ 26,6}$	6,1	Гидрокарбонатно-натриевая
avpl	18,2	$\frac{HCO_3\ 15,9\ SO_4\ 7,1\ Cl\ 77}{Na\ 76,6\ Mg\ 9,1\ Ca\ 14,3}$	7,4	Хлоридно-натриевая
bvpl	33,2	$\frac{HCO_3\ 15,9\ SO_4\ 11,1\ Cl\ 73}{Na\ 68,2\ Mg\ 19,7\ Ca\ 12,1}$	6,3	То же
is	143,2	$\frac{HCO_3\ 5\ SO_4\ 12,7\ Cl\ 82,3}{Na\ 84,6\ Mg\ 3\ Ca\ 12,4}$	6,6	»
cnpl	100,9	$\frac{HCO_3\ 8,4\ SO_4\ 15,2\ Cl\ 76,4}{Na\ 75,9\ Mg\ 12,1\ Ca\ 12}$	6,8	»
anpl	130,9	$\frac{HCO_3\ 10,5\ SO_4\ 9,7\ Cl\ 79,8}{Na\ 79,1\ Mg\ 6,1\ Ca\ 14,8}$	6,6	»
bnpl	37,7	$\frac{HCO_3\ 8\ SO_4\ 12,9\ Cl\ 79,1}{Na\ 71,1\ Mg\ 10,1\ Ca\ 18,8}$	6,6	»
Дождь	2,25	$\frac{HCO_3\ 56,2\ SO_4\ 22,2\ Cl\ 21,6}{Na\ 69,8\ Mg\ 17,1\ Ca\ 13,1}$	6,2	Гидрокарбонатно-натриевая
Морская вода	10 274	$\frac{HCO_3\ 0\ SO_4\ 9,5\ Cl\ 90,5}{Na\ 84,6\ Mg\ 2,3\ Ca\ 13,1}$	6,7	Хлоридно-натриевая
Морской лед (верх. горизонт)	1336	$\frac{HCO_3\ 0\ SO_4\ 10,9\ Cl\ 89,1}{Na\ 84,5\ Mg\ 2,4\ Ca\ 13,1}$	6,3	То же
Морской лед (ниж. горизонт)	1102	$\frac{HCO_3\ 0\ SO_4\ 9,4\ Cl\ 90,6}{Na\ 83,5\ Mg\ 2,6\ Ca\ 13,9}$	6,7	»
Озеро	94,4	$\frac{HCO_3\ 31,6\ SO_4\ 10\ Cl\ 58,4}{Na\ 32,4\ Mg\ 30\ Ca\ 37,6}$	7,2	Хлоридно-кальциевая
Река	195,9	$\frac{HCO_3\ 2,7\ SO_4\ 35,7\ Cl\ 61,6}{Na\ 60,5\ Mg\ 13,4\ Ca\ 26,1}$	7,2	Хлоридно-натриевая
Сезонноталый слой	484,8	$\frac{HCO_3\ 16,9\ SO_4\ 10,6\ Cl\ 72,5}{Na\ 13,2\ Mg\ 31,3\ Ca\ 55,5}$	6,8	Хлоридно-кальциевая
Снежник	30,10	$\frac{HCO_3\ 24\ SO_4\ 8,7\ Cl\ 67,3}{Na\ 53,5\ Mg\ 20,4\ Ca\ 26,1}$	6,3	Хлоридно-натриевая
Снег современный	43,10	$\frac{HCO_3\ 24,5\ SO_4\ 12,5\ Cl\ 63}{Na\ 62,4\ Mg\ 15,2\ Ca\ 22,4}$	6,2	То же

Таблица 5. **Отношение Na/Cl в изученных типах льдов**

Место отбора образца	Горизонт, разрез	Индекс	Na/Cl
Центральная часть основного обнажения	Верхний горизонт, разрез НС-03/07	avpl	0,69
Западная часть	Верхний горизонт, разрез НС-03/ТС	bvpl	1,61
Восточная часть	Нижний горизонт, разрезы НС-03/11, НС-03/13	cnpl	11,97
Центральная часть	Нижний горизонт, разрез НС-03/07	anpl	0,77
Западная часть	Нижний горизонт, разрез НС-03/08	bnpl	0,79
Основное обнажение, повторно-жильный лед	Разрез НС-03/07	w	1,35
Шлировый лед	Разрез НС-03/07	is	6,95

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ИСКОПАЕМЫХ ЛЬДАХ

Геохимические особенности редкоземельных элементов (РЗЭ) служат индикатором окислительно-восстановительных геохимических процессов. Традиционно анализ их геохимии связан с петрогенетическим исследованием магматических пород, а в последние годы активно изучаются закономерности их распределения в различных водных геохимических системах [*Elderfield, Greaves, 1982; Elderfield, 1988; Johannesson et al., 1997*]. Исследование поведения РЗЭ в различных типах поверхностных и грунтовых вод [*Fee et al., 1992; Gosselin et al., 1992*] показало, что в общем случае поверхностные и подземные воды могут наследовать состав и особенности распределения РЗЭ от пород или других водных масс, с которыми они взаимодействуют.

При изучении геохимии РЗЭ обычно используются содержания, нормированные на NASC (North American Shale Composite) [*Gromet et al., 1984*], для того чтобы устранить влияние различной распространенности химических элементов (четные более распространены, чем нечетные). Спектры РЗЭ оцениваются по двум основным критериям.

1. Величины цериевой и европиевой аномалий, выраженные как $Ce^* = (Ce/Ce_{NASC})/((2/3)\times \times La/La_{NASC} + (1/3)Nd/Nd_{NASC})$ [*Дубинин, 2004*] и $Eu^* = 2(Eu/Eu_{NASC})/(Sm/Sm_{NASC} + Gd/Gd_{NASC})$ [*Kato et al., 1998*], выступающие показателями обстановок формирования осадочных образований.

2. Параметр $\Sigma Ce/\Sigma Y$, где $\Sigma Ce(La–Cd)$, $\Sigma Y(Tb–Lu, Y)$, отражающий интенсивность процессов выветривания: при гумидном климате более интенсивно разрушаются калиевые полевые шпаты и акцессорные минералы, содержащие легкие РЗЭ, что приводит к увеличению отношения $\Sigma Ce/\Sigma Y$. Величина $\Sigma Ce/\Sigma Y = 3$ может рассматриваться как граница между гумидными и аридными обстановками [*Шатров и др., 2004*].

В значительной части проб льдов и природных вод о. Новая Сибирь содержание в основном средних (Sm–Gd) и тяжелых (Dy–Lu) редкоземельных элементов оказалось ниже порога определения.

В табл. 6 приведены результаты изучения распределения РЗЭ в частной выборке проб, содер-

Таблица 6. **Содержания РЗЭ во льдах, вмещающих их четвертичных отложениях, в речной воде о. Новая Сибирь и атмосферных осадках; значения цериевой (Ce*) и европиевой (Eu*) аномалий и коэффициента $\Sigma Ce/\Sigma Y$**

Образец	Индекс	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Ce*	Eu*	$\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$
Льды и природные воды													
Речная вода		0,32	0,46	0,28	0,11	0,01	0,05	0,04	0,02	0,03	1,21	0,98	1,86
Ископаемый снежник		0,27	0,46	0,24	0,09	0,01	0,04	0,04	0,03	0,03	0,80	1,88	1,07
Снег современный		0,11	0,18	0,09	0,04	<0,01	0,02	0,02	<0,01	0,01	0,80	–	3,18
07/1л	avpl	0,47	0,82	0,34	0,15	0,01	0,06	0,05	0,03	0,04	0,89	2,45	1,82
07/5л	w	0,73	1,35	0,99	0,52	0,05	0,24	0,19	0,10	0,11	0,97	2,37	1,61
07/7л	is	0,42	0,76	0,45	0,20	0,02	0,09	0,08	0,04	0,04	0,73	0,61	1,74
07/8л	anpl	0,62	1,05	0,49	0,20	0,01	0,07	0,05	0,03	0,03	0,82	0,46	2,65
11/3л	cnpl	14,6	26,3	12,9	5,7	0,5	2,3	1,9	0,96	0,97	0,75	0,76	2,19
11/4л	cnpl	6,97	12,07	5,59	2,31	0,20	0,93	0,59	0,28	0,28	0,83	0,62	2,84
11/6л	cnpl	1,28	2,33	1,13	0,51	0,04	0,19	0,17	0,09	0,10	0,85	0,60	2,08
11/7л	cnpl	1,60	2,90	1,38	0,60	0,05	0,24	0,21	0,11	0,12	0,83	0,59	2,04
13/1л	cnpl	1,22	2,17	1,06	0,49	0,04	0,19	0,17	0,09	0,10	0,79	0,55	2,00
13/2л	cnpl	0,58	0,98	0,50	0,23	0,02	0,09	0,07	0,04	0,05	0,83	0,64	1,98
13/3л	cnpl	0,66	1,19	0,54	0,24	0,02	0,10	0,09	0,05	0,06	0,86	0,51	1,83
ТС/3л	bvpl	0,73	1,29	0,62	0,28	0,02	0,12	0,10	0,05	0,07	0,83	0,39	1,75
Четвертичные отложения													
07/2		40	71	36	14,2	2,7	6,3	4,5	2,4	2,4	0,37	6,33	4,9
07/7		41	72	37	14,3	2,7	6,2	4,4	2,3	2,4	0,36	6,30	5,2
07/11		51	89	45	15,2	3,0	7,8	5,7	3,0	3,1	0,36	6,30	5,2
11/2		49	87	44	15,1	3,0	7,6	5,4	2,9	2,9	0,37	6,28	5,1
11/6		46	81	42	14,6	2,8	6,7	4,6	2,5	2,6	0,36	6,31	5,4
11/7		44	77	39	14,6	2,8	6,8	4,9	2,7	2,7	0,36	6,22	4,8
11/10		49	86	45	15,1	2,9	7,5	5,4	2,9	3,0	0,36	6,27	5,1
11/15		46	82	41	14,9	2,8	7,0	5,0	2,6	2,7	0,37	6,16	5,0

Примечание. Содержания РЗЭ во льдах приведены в мкг/л, в четвертичных отложениях – в мг/кг. 07/1л, 07/2 – номера проб ископаемых льдов и четвертичных отложений (числитель – индекс разреза, знаменатель – номер пробы).

жащих измеримые (выше порога определения) концентрации РЗЭ.

Распределения нормированных содержаний РЗЭ для ископаемых льдов и различных типов природных вод представлены на рис. 5. Исследуемые льды обогащены практически всеми РЗЭ по отношению к морской воде (концентрации РЗЭ в ней ниже порога определения), а по отношению к речной воде и атмосферным осадкам они имеют сопоставимые концентрации РЗЭ. Относительное увеличение доли тяжелых РЗЭ связано с большей устойчивостью их комплексных соединений по сравнению с легкими РЗЭ, имеющими больший ионный радиус.

Фракционирование РЗЭ по составу не связано с типом льда. В целом все образцы обнаруживают преобладание легких РЗЭ над тяжелыми.

В образцах природных вод распределение РЗЭ следующее: для речной воды характерно существенное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми, пробы снега обнаруживают в случае ископаемого снежника отсутствие фракционирования, в случае современного снега – преобладание легких РЗЭ.

Основное свойство морской воды – отрицательная цериевая аномалия ($Ce^* < 1$) – проявлено во всех типах ископаемых льдов (см. табл. 6). Речная вода характеризуется положительной цериевой аномалией ($Ce^* = 1{,}21$), следовательно, она не могла быть основным источником влаги при льдообразовании. Пробы снега характеризуются отрицательной цериевой и положительной европиевой аномалиями (0,8 и 1,88 соответственно). Эта же особенность характерна для образца верхнего пластового льда центральной части основного обнажения и образца льда из ледяной жилы ($Ce^* = 0{,}89$; 0,97, $Eu^* = 2{,}45$; 2,37 соответственно).

Для проб из остальных горизонтов пластового льда характерны отрицательные цериевая и европиевая аномалии. Эти же свойства присущи морской воде [*Справочник..., 1990*]. Следовательно, морскую воду по характеру цериевой и европиевой аномалий можно рассматривать как источник влаги при формировании пластового льда.

Наличие отрицательной европиевой аномалии во льду свидетельствует, видимо, об окислительных условиях на момент образования. Это подтверждают и наблюдаемые концентрации РЗЭ, повышенные по отношению к морской воде бухты Мира, в которой содержания РЗЭ оказались ниже порога обнаружения. Эти значения свидетельствуют об обогащении исходной воды коллоидной взвесью континентального или эолового происхождения. Отмечены также высокие (>0,8) значения парных коэффициентов корреляции между суммой РЗЭ и содержанием микроэлементов в ископаемых льдах.

Практически прямая зависимость наблюдается, с одной стороны, между ΣРЗЭ, Al и сидеро- и халькофильными элементами (Cr, Fe, Ti, Ni и Zn, Cu, Pb), с другой – между ΣРЗЭ и Ba,V. Первая группа элементов характеризует сорбцию РЗЭ, вторая – возможное вхождение РЗЭ как изоморфных примесей в кристаллическую решетку различных минералов (плагиоклаз, барит, апатит), т. е. источником РЗЭ в изучаемых льдах является взвесь.

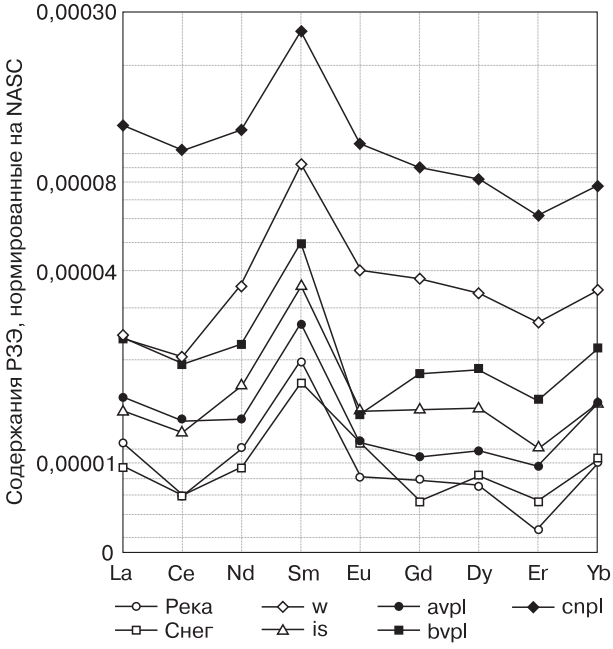

Рис. 5. Распределение нормированных (NASC) содержаний РЗЭ в ископаемых льдах.

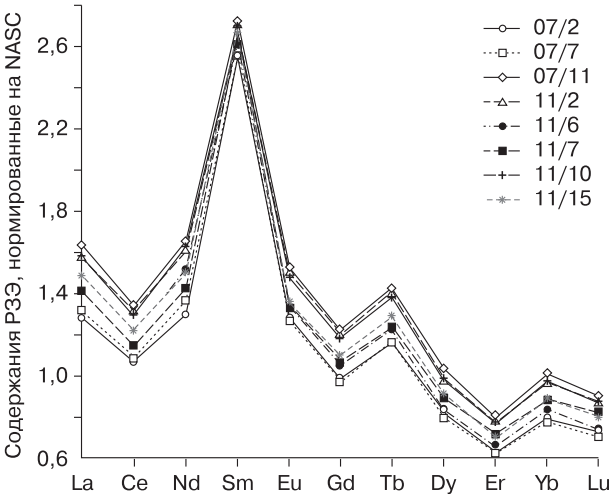

Рис. 6. Распределение нормированных (NASC) содержаний РЗЭ во вмещающих пластовые льды морских глинах.

07/2...11/15 – номера проб четвертичных отложений, где первые две цифры – индекс разреза, цифры после косой черты – номер пробы.

Распределения РЗЭ во вмещающих льды четвертичных образованиях (рис. 6) для всех образцов однотипны, характеризуются избытком легких лантаноидов при дефиците тяжелых, отрицательной цериевой и положительной европиевой аномалиями. Положительная европиевая аномалия свидетельствует о хорошей аэрации палеобассейна в процессе диагенеза осадков (окислительные условия). Аномально высокие содержания европия обусловлены перераспределением вещества в диагенезе при изменении окислительно-восстановительных условий среды осадкообразования [*Шатров, 2007*]. Величина ΣCe/ΣY варьирует от 3,0 до 3,4, что соответствует гумидному типу литогенеза [*Шатров и др., 2004; Шатров, Войцеховский, 2010*]. Среднее значение цериевой аномалии составляет 0,36, что говорит о морских обстановках осадконакопления. Подобное поведение Ce типично для осадков, накапливающихся в проксимальных частях бассейна относительно его источника поступления в морскую воду [*Черкашина, 2009*].

ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА

Образцы льда, отобранные на о. Новая Сибирь, наравне с образцами ископаемых льдов, отобранными участниками проекта "Жохов–2000" в разные годы на островах Новосибирского архипелага и приморских низменностях, были переданы в Институт Альфреда Вегенера (Германия) д-ру Х. Мейеру, согласившемуся провести исследование их изотопного состава. Данные по изотопному составу, любезно предоставленные Х. Мейером, проанализированы автором настоящей работы. Можно заключить, что полученные результаты подтверждают представления о генезисе пластовых залежей льда Новосибирских островов, полученные геохимическими методами.

Таблица 7. **Изотопный состав ископаемых льдов о. Новая Сибирь**

Индекс	Кол-во проб	$^{18}O_{min}$	$^{18}O_{max}$	D_{min}	D_{max}	d_{exc}^{min}	d_{exc}^{max}
avpl	4	–17,83	–15,92	–141,25	–126,53	–0,07	1,65
anpl	1	–16,84	–	–132,12	–	2,63	–
w	1	–29,03	–	–228,38	–	3,90	–
is	1	–16,25	–	–127,47	–	2,56	–
bnpl	20	–27,27	–22,89	–209,75	–178,45	4,65	9,11
cnpl	9	–27,88	–8,93	–215,70	–66,80	3,09	8,79
bvpl	3	–17,35	–16,27	–133,28	–117,81	3,31	12,32

Изотопно-кислородный состав ($\delta^{18}O$) образцов, отобранных из пластовых льдов, варьирует от –8,93 ‰ (относительно стандарта SMOW) до –29,03 ‰. Концентрация дейтерия (δD) изменяется от –66,8 до –228,38 ‰, дейтериевый эксцесс (d_{exc}) – от –0,07 до 12,32 ‰ (табл. 7). Показательно соотношение $\delta^{18}O$ и δD в нижнем и верхнем горизонтах пластового льда, указывающее на различный их генезис. Образцы льда из нижнего горизонта пластовых льдов в западной части обнажения аппроксимируются прямой линией согласно уравнению $\delta D = -3,9 + 7,6\ \delta^{18}O$ (рис. 7, *а*). Здесь все точки по образцам из пластовых льдов лежат ниже глобальной линии метеорных вод (GMWL), что говорит о сравнительно медленном промерзании водонасыщенной толщи. Наклон линии отличается от наклона глобальной, а отрицательный свободный член в уравнении отражает процессы изотопного фракционирования. Содержания изотопов кислорода и водорода связаны коэффициентом 7,6, что соответствует наклону линии, описывающей процессы таяния–замерзания с незначительным изотопным фракционированием.

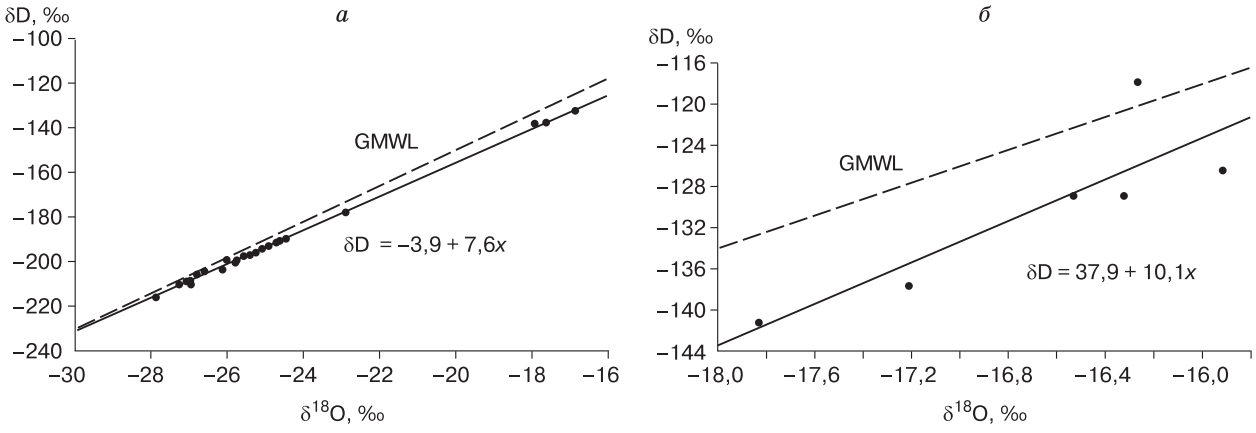

Рис. 7. Соотношение $\delta^{18}O$ и δD в нижнем (*а*) и верхнем (*б*) горизонтах пластового льда.

GMWL – глобальная линия метеорных вод.

Можно сделать вывод, что генетически лед имел не атмосферное происхождение (наклон линии отличается от глобального, характерного для формирования льда из атмосферных осадков), он подвергался таянию и повторному замерзанию, при котором в лед включался материал из нижележащих грунтовых слоев [*Gordon et al., 1988*].

Льды верхнего горизонта по изотопному соотношению имеют резко отличный от атмосферного генезис (см. рис. 7, *б*). Образцы льда из верхнего горизонта пластовых льдов аппроксимируются прямой линией согласно уравнению $\delta D = 37{,}9 + 10{,}1\delta^{18}O$.

Отметим также, что значения d_{exc} практически во всех образцах низкие (менее 10 ‰), что характерно для вод, подвергавшихся испарительному фракционированию.

Приведенные данные по изотопному составу позволяют предположить, что нижние горизонты пластовых льдов в многолетнемерзлых толщах о. Новая Сибирь формировались преимущественно сингенетически в процессе инъекционного льдообразования в результате внедрения и замерзания воды в период общего промерзания вышедших из-под уровня моря областей.

Приуроченность залежи к участку приморской низменности, подвергавшейся морским трансгрессиям, и особенности состава и строения вмещающих отложений указывают на определенную роль динамики морского бассейна в ее формировании. Предположение об инъекционном происхождении льда объясняет особенности его химического состава (ведущая роль натрия и магния, отрицательные цериевая и европиевая аномалии) и различную степень минерализации льда, отобранного по латерали нижнего горизонта пластовых льдов.

Верхний горизонт пластовых льдов имеет, по-видимому, внутригрунтовое происхождение в результате сегрегационного льдообразования.

ВЫВОДЫ

1. Впервые проведен сравнительный анализ ископаемых льдов о. Новая Сибирь на уровне их макро- и микроэлементного состава.

2. Залежи пластовых льдов о. Новая Сибирь характеризуются наличием криогеохимических полей, которые отражают региональные особенности образования залежей пластового льда. В основном распределение содержаний макро- и микроэлементов во льдах отражает геохимическую специализацию вмещающих их отложений. Отмечаются повышенные содержания сидеро- и литофильных элементов.

3. На основе анализа соотношений катионов и анионов в исследуемых образцах ископаемых льдов выделено два класса льдов: гидрокарбонатно-натриевый (жильные льды) и хлоридно-натриевый (все остальные типы льдов).

4. Для большей части изученных типов пластовых льдов химический состав определяется ведущей ролью натрия и магния. Соотношение этих компонентов указывает на условия образования льдов (источник влаги).

5. Анализ соотношения Na/Cl во льдах показывает, что источником влаги служили воды, метаморфизованные в различной степени в ходе катионного обмена.

6. Поведение малых элементов, в частности РЗЭ, определяется условиями образования залежей пластовых льдов. Анализ распределения РЗЭ подтверждает, что источником влаги для нижнего горизонта пластовых льдов обнажения о. Новая Сибирь могли быть морские воды, причем образование льда происходило в окислительных условиях при промерзании водонасыщенных разуплотненных толщ, о чем свидетельствует отрицательная европиевая аномалия. Верхние горизонты пластовых льдов имеют по характеру распределения РЗЭ внутригрунтовое происхождение.

7. Изотопное соотношение $\delta^{18}O$ и δD в нижнем и верхнем горизонтах пластового льда, выражающееся как $\delta D = -3{,}9 + 7{,}6\delta^{18}O$ и $\delta D = 37{,}9 + 10{,}1\delta^{18}O$, указывает на различный их генезис.

Автор считает необходимым поблагодарить М.А. Анисимова (ААНИИ, Санкт-Петербург), В.Е. Тумского (МГУ, Москва), П.А. Никольского и А.Э. Басиляна (ГИН РАН, Москва), на протяжении ряда лет принимавших активное участие в сборе полевых материалов и обсуждении результатов работы. Отдельно хочется выразить признательность д-ру Ханно Мейеру (Институт Альфреда Вегенера, Германия), благодаря которому были получены аналитические данные по кислородно-изотопному составу пластовых льдов о. Новая Сибирь, а также аналитику Л.А. Пролетарской (“Водоканал”, Санкт-Петербург), занимавшейся обработкой геохимических проб. Нельзя не отметить, что вся эта работа была бы невыполнима без поддержки, оказываемой на протяжении ряда лет проекту “Жохов–2000” (руководитель В.В. Питулько, ИИМК РАН, Санкт-Петербург) благотворительным научным фондом Rock Foundation (Нью-Йорк, США). Автор выражает искреннюю признательность руководству и сотрудникам экспедиции “Высокоширотная Арктика: природа и человек”, в том числе агентству “ВИКААР” (Санкт-Петербург) и лично Е.П. Савченко за логистическое сопровождение работ проекта “Жохов–2000”.

Литература

Абрамов В.Ю., Кирюхин В.А. Химическая зональность подземных вод, льдов и минералов как отражение криогенных процессов // Проблемы изучения химического состава подземных вод. VI Толстихинские чтения: Материалы науч.-практ. конф. СПб., СПГГИ (ТУ), 1997, с. 30–35.

Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л., Гидрометеоиздат, 1975, 296 с.

Анисимов М.А., Басилян А.Э., Никольский П.А. Плейстоценовое оледенение Новосибирских островов – сомнений больше нет // Новости МПГ 2007/2008. Информ. бюл., 2008, № 12, с. 7–9.

Анисимов М.А., Иванова В.В. Геохимия позднеплейстоценовых и голоценовых отложений острова Новая Сибирь // Материалы Междунар. совещ. "Экология северных территорий России. Проблемы, прогноз ситуации, пути развития, решения". Архангельск, 2002, т. 2, с. 167–172.

Анисимов М.А., Тумской В.Е., Басилян А.Э., Никольский П.А. Пластовые льды Новосибирских островов – значимый фактор рельефообразования в прошлом и настоящем // Моря высоких широт и морская криосфера: Тез. докл. (С.-Петербург, 25–27 окт. 2007 г.). СПб., ААНИИ, 2007, с. 20–21.

Анисимов М.А., Тумской В.Е., Иванова В.В. Пластовые льды Новосибирских островов как реликт древнего оледенения // XIII Гляциол. симп. "Сокращение гляциосферы: факты и анализ": Тезисы докл. (С.-Петербург, 24–28 мая 2004 г.). СПб., 2004, с. 37–38.

Анисимова Н.П., Крицук Л.Н. Использование криохимических данных при изучении генезиса залежей подземного льда // Проблемы геокриологии. М., Наука, 1983, с. 230–239.

Васильев А.А., Рогов В.В. Пластовые льды в районе Марре-Сале, Западный Ямал // Материалы Второй конф. геокриологов России. М., Изд-во Моск. ун-та, 2001, т. 1, с. 188–194.

Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А. и др. Изотопно-кислородная и дейтериевая индикация генезиса пластовых льдов и их ^{14}C-возраст (Бованенково, Центральный Ямал) // Докл. РАН, 2009, т. 428, № 5, с. 675–681.

Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Папеш В., Буданцева Н.А. Изотопный состав языка ледника Большой Азау в Приэльбрусье // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 1, с. 56–68.

Голубев В.Н. Периодические изменения уровня моря как фактор формирования пластовых залежей льда // Криосфера Земли, 2007, т. XI, № 1, с. 52–61.

Данилов И.Д. О природе дислокаций в плейстоценовых отложениях Севера // Литология и полез. ископаемые, 1980, № 5, с. 114–122.

Данилов И.Д. Дислокации в мерзлых, содержащих пластовые льды, плейстоценовых отложениях севера Западной Сибири // Формирование мерзлых пород и прогноз криогенных процессов. М., Наука, 1986, с. 28–41.

Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Брезгунов В.С. и др. Изотопный состав повторно-жильных льдов мыса Саблера (оз. Таймыр) // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 3, с. 41–49.

Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М., ГЕОС, 2002, 246 с.

Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане // Литология и полез. ископаемые, 2004, № 4, с. 339–358.

Иванов А.В. Гидрохимические процессы при наледеобразовании. Владивосток, ИВЭП ДВО РАН, 1983, 106 с.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Ледниковые образования в районе полярной станции Марре-Сале на п-ове Ямал // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С., 1982, т. 319, с. 77–84.

Коняхин М.А., Михалев Д.В., Николаев В.И. Геосистемные исследования пластовых льдов на востоке п-ова Ямал (район оз. Вайваре-То) // Проблемы общей и прикладной геоэкологии Севера. М., Изд-во Моск. ун-та, 2001, с. 154–163.

Крицук Л.Н. Генезис пластовых залежей подземных льдов Западной Сибири в связи с вопросом их картографирования // Материалы гляциол. исслед., 1986, вып. 54, с. 188–192.

Макаров В.Н. Геохимические поля в криолитозоне. Якутск, ИМЗ СО РАН, 1998, 116 с.

Питулько В.М. Вторичные ореолы рассеяния в криолитозоне. Л., Недра, 1977, 197 с.

Соломатин В.И. Петрогенез подземных льдов. Новосибирск, Наука, 1986, 216 с.

Справочник по геохимии. М., Недра, 1990, 480 с.

Справочник по гидрохимии. Л., Гидрометеоиздат, 1989, 392 с.

Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Изотопный состав полигонально-жильных льдов Западного Таймыра // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 3, с. 59–69.

Стрелецкая И.Д., Каневский М.З., Васильев А.А. Пластовые льды в дислоцированных четвертичных отложениях Западного Ямала // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 2, с. 68–78.

Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О. Криогеохимическая взаимосвязь пластовых льдов, криопэгов и вмещающих их отложений Центрального Ямала // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 3, с. 15–24.

Фотиев С.М. Закономерности формирования ионно-солевого состава природных вод Ямала // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с. 40–65.

Фотиев С.М. Генезис пластов льда в морских отложениях Ямала // Криосфера Земли, 2003, т. VII, № 1, с. 63–75.

Хименков А.Н. Динамические процессы в промерзающих прибрежно-морских осадках (мыс Харасавэй, п-ов Ямал) // Исследования мерзлых грунтов в районах освоения. М., Стройиздат, 1987, с. 13–19.

Хименков А.Н., Шешин Ю.Б. Пластовые льды в морских отложениях Арктики // Материалы гляциол. исслед., 2000, вып. 89, с. 18–22.

Черкашина Т.Ю. Геохимические особенности седиментогенеза фосфатоносных отложений Боксон-Хубсугульского фосфоритоносного бассейна // "Материалы 2-й Междунар. конф. по рентгеноспектральному анализу. Улан-Батор, 2009, с. 199–210.

Шатров В.А. Лантаноиды как индикаторы обстановок образования меловых фосфоритов (на примере Восточно-Европейской платформы) // Докл. РАН, 2007, т. 414, № 1, с. 90–92.

Шатров В.А., Войцеховский Г.В. К проблеме поведения лантаноидов в водах и осадочных образованиях современного мирового океана // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геология, 2010, № 1, с. 73–83.

Шатров В.А., Войцеховский Г.В., Белявцева Е.Е. Литологические и геохимические особенности пород Нельгесинской свиты (Адычанский стратиграфический район, Республика Саха–Якутия) // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геология, 2004, № 2, с. 79–88.

Шварцев С.Л. Геохимия подземных вод зоны гипергенеза. Геохимия природных вод // Тр. Второго Междунар. симп. Л., Гидрометеоиздат, 1985, с. 108–113.

Шполянская Н.А. Строение и генезис пластовых льдов Западной Сибири // Вестн. МГУ. Сер. География, 1991, № 5, с. 73–83.

Шполянская Н.А. Криогенное строение дислоцированных толщ с пластовыми льдами как показатель их генезиса (север Западной Сибири) // Криосфера Земли, 1999, т. IV, № 4, с. 61–70.

Шполянская Н.А. Современные проблемы криолитозоны Арктического шельфа // Изв. РАН. Сер. геогр., 2005, № 1, с. 102–111.

Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д. Генетические типы пластовых льдов и особенности их распространения в Российской Субарктике // Криосфера Земли, 2004, т. VIII, № 4, с. 56–71.

Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д., Сурков А.В. Сравнительный генетический анализ пластовых льдов и вмещающих их плейстоценовых отложений на севере Западной Сибири // Геоэкология: Инж. геология. Гидрогеология. Геокриология, 2007, № 3, с. 212–224.

Elderfield H. The oceanic chemistry of the rare earth elements // Phil. Trans. R. Soc. London A, 1988, vol. 325, p. 105–126.

Elderfield H., Greaves M.J. The rare earth elements in seawater // Nature (London), 1982, vol. 296, p. 214–219.

Fee J.A., Gaudette H.E., Lyons W.B., Long D.T. Rare earth element distribution in the Lake Tyrrell groundwaters, Victoria, Australia // Chem. Geol., 1992, vol. 96, p. 67–93. (spec. iss.).

Gordon J.E., Darling W.G., Whalley W.B., Gelaty A.F. δD–$\delta^{18}O$ relationship and the thermal history of basel ice near the margins of two glaciers in Lyngen, North Norway // J. Glaciol., 1988, vol. 34, No. 118, p. 265–268.

Gosselin D.G., Smith M.R., Lepel E.A., Laul J.C. Rare earth elements in chloride-rich groundwater, Palo Duro Basin, Texas, USA // Geochim. Cosmochim. Acta, 1992, vol. 56, p. 1495–1505.

Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L. The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics // Geochim. Cosmochim. Acta, 1984, vol. 48, No. 12, p. 2469–2482.

Johannesson K.H., Stetzenbach K.J., Hodge V.F. Rare earth elements as geochemical tracers of regional groundwater mixing // Geochim. Cosmochim. Acta, 1997, vol. 61, No. 17, p. 3605–3618.

Kato Y., Ohta I., Tsunematsu T. et al. Rare earth element variations in Mid-Archean banded iron formations: implications for the chemistry of ocean and continent and plate tectonics // Geochim. Cosmochim. Acta, 1998, vol. 62, No. 21/22, p. 3475–3497.

Meyer H., Dereviagin A.Yu., Siegert Ch., Hubberten H.-W. Paleoclimate studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ground ice // Polarforschung, 2002, vol. 70, p. 37–51.

Siegert C., Derevyagin A.Y., Shilova G.N. et al. Paleoclimate indicators from permafrost sequences in the Eastern Taymyr Lowland // Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic. Dynamic and History. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 1999, p. 477–499.

Поступила в редакцию
3 марта 2011 г.