

Подземные льды и наледи

УДК 550.4+551.328.2+552.54(571.56)

Геохимические особенности подземных текстурообразующих льдов алмазоносных районов Западной Якутии

© 2014 г. Л.П. Алексеева, С.В. Алексеев, А.М. Кононов

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

lalex@crust.irk.ru

Статья принята к печати 5 июля 2013 г.

Макро- и микрокомпоненты, минерализация расплавов подземных льдов, осадочные породы и кимберлиты, подземные текстурообразующие льды, редкоземельные элементы.

Ground ice salinity, macro-components and trace elements, rare earth elements, sedimentary rock and kimberlites, structure-forming ground ice.

Рассматриваются результаты изучения макро- и микрокомпонентного состава подземных текстурообразующих льдов в осадочных и магматических горных породах алмазоносных районов Западной Якутии. Кроме ранее установленных геохимических типов подземных льдов, обнаружены ещё два – сульфатно- и хлоридно-гидрокарбонатный. Специфика геохимии подземных льдов объясняется эволюцией взаимодействия в системе вода–порода в процессе многолетнего криогенеза горных пород и подземных вод. Промерзание обводнённого разреза приводило к формированию не только гидрокарбонатного, гидрокарбонатно-хлоридного и хлоридного типов льдов, но сульфатно-гидрокарбонатного и хлоридно-гидрокарбонатного. Источником поступления сульфат- и хлор-ионов в подземные воды зоны активного водообмена, которая существовала до похолодания, были вмещающие горные породы. Повышенное содержание микрокомпонентов во льдах по отношению к подземным водам зоны гипергенеза области многолетне-мёрзлых пород даёт основание предположить, что на первичный состав растворов значительно влияло подземное льдообразование. Форма профиля распределения редкоземельных элементов отличается от таковой для вмещающих пород, речных и океанских вод. Полученные результаты существенно расширяют наши знания о процессах льдообразования в скальных горных породах.

Введение

К настоящему времени опубликован обширный материал об общих и частных закономерностях подземного льдообразования. Однако степень изученности отдельных генетических типов льда далеко не одинакова. Особую группу занимают подземные льды, формирующиеся на больших глубинах в осадочных и магматических горных породах. С одной стороны, они представляют собой главный элемент строения многолетне-мёрзлых пород и определяют многообразие криогенных текстур; с другой – физико-химическое состояние подземных льдов отражает существо процессов преобразования состава подземных вод в криотермических условиях. В общем виде процессы льдообразования в породах с жёсткими кристаллическими связями анализируются в работах [5–7, 12, 21, 22]. Сведений об особенностях залегания, строения и химическом составе подземных текстурообразующих льдов достаточно

мало. Первые данные были получены при алмазопроисловых работах, выполненных в центральной части Якутской алмазоносной провинции [1, 2, 17, 23]. В 2004–2010 гг. при доразведке коренных месторождений алмазов был собран уникальный фактический материал, позволивший авторам данной статьи дополнить и расширить представления о подземном льдообразовании в скальных горных породах.

Настоящая работа посвящена индикации и анализу основных геохимических особенностей текстурообразующих льдов. В основу исследований положена концепция о подземных льдах как о сложной физико-химической системе, формирование и эволюция которой представляет собой результат процессов криогенеза горных пород и подземных вод. Объекты исследований – Верхнемунский, Далдыно-Алаkitский и Среднемархинский алмазоносные районы, расположенные на северо-востоке Сибирской платформы (рис. 1).

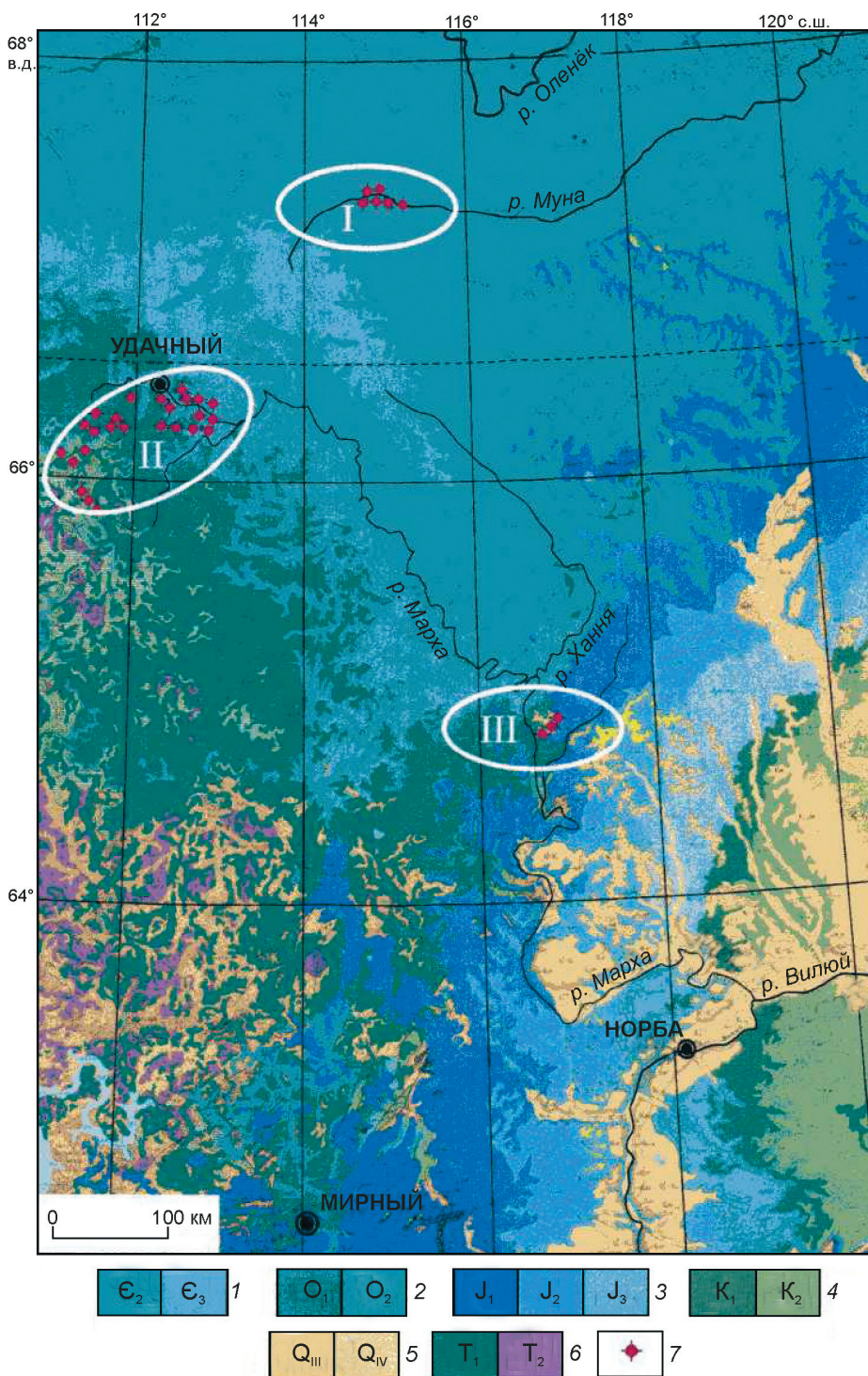


Рис. 1. Положение алмазоносных районов на Сибирской платформе: I – Верхнемунский, II – Далдино-Алакитский, III – Среднемархинский; осадочные отложения: 1 – кембрийские, 2 – ордовикские, 3 – юрские, 4 – меловые, 5 – четвертичные; магматические породы: 6 – траппы, 7 – кимберлиты

Fig. 1. Location of the diamond-bearing regions on the Siberian platform: I – Verkhnemunskiy, II – Daldyno-Alakitskiy, III – Srednemarkhinskiy; sedimentary rocks: 1 – Cambrian, 2 – Ordovician, 3 – Jurassic, 4 – Cretaceous, 5 – Quaternary; igneous rocks: 6 – trapps, 7 – kimberlites

Методы исследования

Подземные льды изучены в пределах кимберлитовых труб и во вмещающих осадочных толщах палеозоя и мезозоя (рис. 2). Данные о криогенном строении горных пород получены при документации керна скважин, пробуренных с продуккой забоя сжатым воздухом, т.е. без примене-

ния промывочных жидкостей. Пробы текстуробразующих льдов отбирались поинтервально с соблюдением методических рекомендаций по их взятию и подготовке к химическому анализу. Оттаивание льда проводилось в специальных полиэтиленовых пакетах, затем раствор фильтровался (Millipore, S 0,22 μm GV), переливался в пластико-

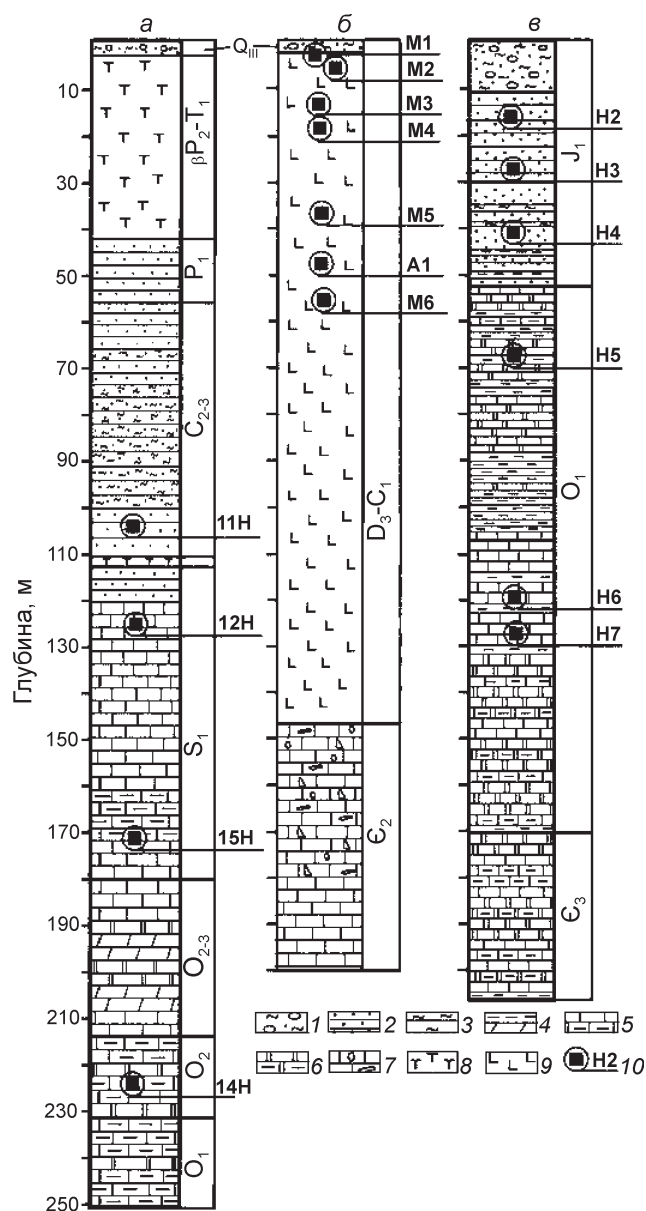


Рис. 2. Литологические колонки скважин, пробуренных в мёрзлых кимберлитах и осадочных породах Далдыно-Алакитского (а), Верхнемунского (б) и Среднемархинского (в) алмазоносных районов:

1 – сулгинки с включением дресвы, щебня карбонатных пород и кимберлитов; 2 – песчаники; 3 – прослой аргиллитов и алевролитов; 4 – глинистые алевролиты и мергели; 5 – известняки и глинистые известняки; 6 – доломиты и глинистые доломиты; 7 – известняки с кимберлитовой брекчией; 8 – долериты; 9 – кимберлиты; 10 – место отбора и название пробы подземного льда (см. табл. 1)

Fig. 2. Lithological columns of wells drilled in the frozen kimberlites and sedimentary rocks of the Daldyno-Alakit'skiy (a), Verkhnemun'skiy (b) and Srednemarkhin'skiy (v):

1 – loam with carbonate and kimberlite gruss; 2 – sandstone; 3 – interlayers of argillite and siltstone; 4 – clayey siltstone and marl; 5 – limestone and clayey limestone; 6 – dolomite and clayey dolomite; 7 – limestone with kimberlite breccias; 8 – dolerite; 9 – kimberlite; 10 – sampling point and name of ground ice sample (see Table 1)

вые бутылки и доставлялся в лабораторию. Макрокомпонентный состав расплавов льда определялся в Институте земной коры СО РАН по стандартным методикам [15, 16], а содержание микроэлементов – в ЦКП Иркутского научного центра СО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS).

Результаты и обсуждение

Геоморфологические особенности и геологическое строение алмазоносных районов. Верхнемунский алмазоносный район расположен в бассейне р. Муна (левый приток р. Лена). Рельеф района – пологоволнистый с абсолютными отметками водоразделов 300–400 м. Верхняя часть геологического разреза представлена терригенно-карбонатными толщами среднего и верхнего кембрия и ордовика, прорванными кимберлитовыми трубками среднепалеозойского возраста, а также пермскими и триасовыми интрузиями траппов. Мощность многолетнемёрзлых пород здесь составляет 240–287 м.

Далдыно-Алакитский алмазоносный район находится в бассейне верхнего течения р. Марха (левый приток р. Вилюй). Здесь рельеф представляет собой расчленённое плато с абсолютными отметками 600–700 м. Отдельные площади с трапповыми массивами и участки локальных поднятий достигают больших высот. Структурно-денудационные равнины господствуют над морфоструктурами аккумулятивного типа. Водоразделы имеют слабоволнистую поверхность; ширина отдельных из них измеряется несколькими километрами. Характерно наличие пологих протяжённых склонов. В платформенном чехле выделяются два структурных яруса, разделённых длительным перерывом в осадконакоплении: венд-нижнепалеозойский и верхнепалеозойско-нижнемезозойский. Первый вмещает кимберлитовые тела, второй их перекрывает. Венд-нижнепалеозойский структурный ярус сложен моноклинально залегающей карбонатной толщей венда, кембрия, ордовика и силура. Верхнепалеозойско-нижнемезозойский структурный ярус образован терригенными отложениями каменноугольно-пермского возраста, которые залегают на размытой поверхности нижнепалеозойского карбонатного цоколя. Магматические образования представлены трубочными, реже дачными и жильными телами кимберлитов среднего палеозоя, а также силлами долеритов пермо-триасового возраста. Мощность многолетнемёрзлых пород в районе изменяется от 70 м в долинах рек до 670 м на водоразделах.

Среднемархинский алмазонасный район приурочен к среднему течению р. Марха — к междуречью притоков Накын и Ханья. Рельеф представляет собой эрозионно-денудационное пологоволнистое слаборасчленённое плато с широкими плоскими водоразделами и пологими склонами. Абсолютные отметки водораздельных пространств изменяются от 220 до 270 м. Глубина вреза составляет 40–60 м. В осадочном чехле, мощностью 3,5–4 км, выделяются венд-палеозойский и мезозойский структурные ярусы. Венд-нижнепалеозойский структурный ярус включает в себя терригенные, а также терригенно-карбонатные породы кембрия и ордовика. Среднепалеозойский структурный ярус представлен траппами и кимберлитами. Терригенные породы мезозойского структурного яруса — нижнеюрские песчаники, глинистые алевролиты и аргиллиты, залегающие на терригенно-карбонатных породах нижнего ордовика и верхнего кембрия. Мощность многолетнемёрзлых пород в районе изменяется от 90 м в долинах рек до 400 м на водоразделах.

Генетические типы подземных льдов. Для формирования подземных льдов в осадочных и магматических горных породах необходимо, чтобы породы до начала промерзания содержали воду, способную кристаллизоваться в условиях естественного охлаждения. Размеры, форму, ориентировку и расположение прослоев льда определяет существующая сеть трещин в массиве горных пород. Установлено, что в Якутской алмазонасной провинции наибольшее развитие получили цементные и инъекционные подземные льды [23]. Они характерны для трещиноватых массивов, промерзавших в условиях полного водонасыщения (обводнения) ниже слоя годовых теплооборотов. Другие генетические типы подземного льда либо отсутствуют, либо имеют подчинённое распространение.

Цементные подземные льды в осадочных породах и кимберлитах формировались за счёт свободных подземных вод, проникавших до глубины 250 и даже 600 м. Этот процесс не ограничивался никакими другими условиями, кроме наличия воды в трещинах и её кристаллизации. При этом ни интенсивность охлаждения, ни его направление не имели принципиального значения. Кристаллизация воды в открытой системе не меняла размеров трещин, а в условиях закрытой системы увеличивала их на 9%. В осадочных породах с ненарушенным залеганием цементные подземные льды сформировались главным образом в горизонтальных и слабонаклонных трещинах напластования. Зафиксированная мощность чередую-

щихся шлиров составляет 1–2 см, иногда достигает 5–10 см (рис. 3, а). В зонах тектонического дробления осадочного чехла и в кимберлитовых трубках цементные льды заполняли также трещины скола и отрыва, многочисленные поры и каверны (см. рис. 3, б, в). Как правило, цементный лёд — чистый и прозрачный, с небольшим количеством автогенных пузырьков воздуха, которые выделялись из воды во время её замерзания. Минеральные примеси в нём практически отсутствуют.

Для развития *инъекционных подземных льдов* необходимо наличие подземных вод, способных передавать гидростатическое давление и внедряться под напором в промерзающие или мёрзлые горные породы. Величина напора должна превышать сопротивление пород изгибу или растрескиванию, тогда при промерзании замкнутого объёма обводнённых пород или водоносного горизонта возникают гидростатические и гидродинамические напряжения. В результате образуются дополнительные трещины за счёт внедрения подземных вод, позднее переходящих в лёд. Существенный фактор, определяющий формирование инъекционных подземных льдов, — наличие системы открытых трещин и полостей, часто находящихся под вакуумом. При прорыве большого количества подземных вод в них могут образовываться линзы инъекционного льда значительной мощности, которые, заполняя трещины в породах, нарушают направление движения подземных вод и создают новые возможности для подземного льдообразования.

Фактические данные показали, что реальные условия для формирования инъекционных льдов существовали в зонах тектонического дробления осадочных пород и в пределах кимберлитовых трубок. Скважинами на глубинах 28, 35, 70, 108 м и более вскрыты жилы льда, мощностью 0,5–3,0, а иногда до 11,5 м, заполняющие вертикальные трещины скола и отрыва, шириной 15–20 см. В апикальных частях жил содержались ксенолиты вмещающих пород и гроздь ксеногенных газовых включений в виде эллипсоидальных, плоских, вытянутых и изогнутых пузырьков. В устье скважин отмечалось интенсивное движение воздуха, свидетельствующее о наличии открытых пустот в горных породах. Такие трещины и пустоты обнаружены авторами и в керне.

Макрокомпонентный состав подземных льдов. Геохимические особенности подземных льдов *Верхнемунского алмазонасного района* изучены в кимберлитах трубки Новинка (табл. 1). До глубины 55 м состав расплавов был преимущественно

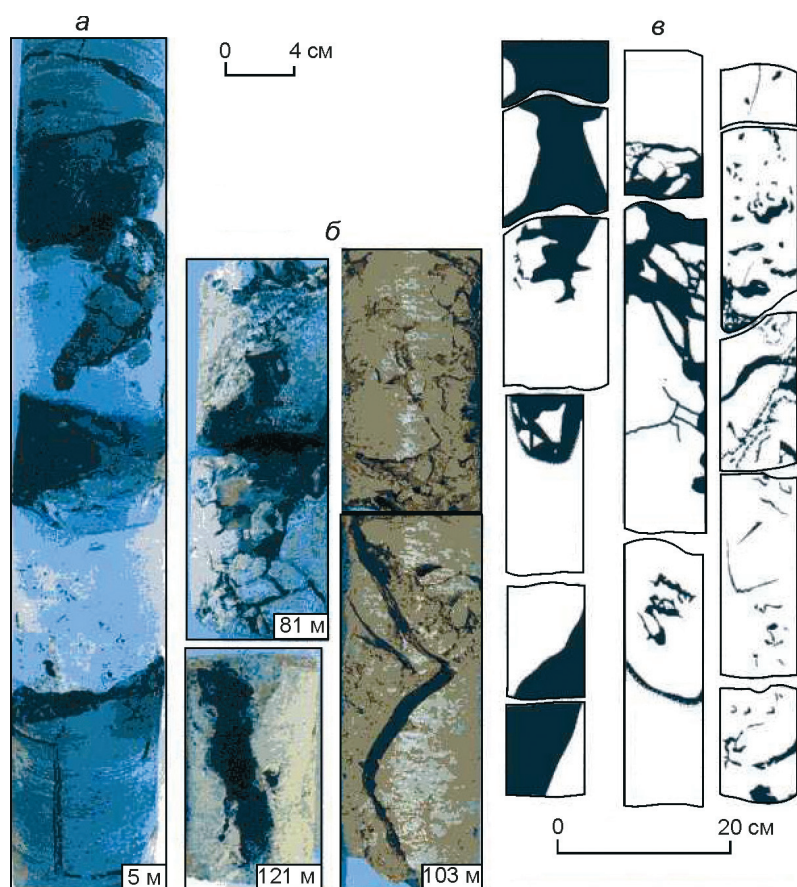


Рис. 3. Цементные льды в осадочных породах (фото) и кимберлитах (зарисовки, чёрным цветом показан лёд) алмазоносных районов Западной Якутии:

а – в трещинах напластования осадочных пород; *б, в* – соответственно в трещинах скола и отрыва зон тектонического дробления осадочных пород и кимберлитов

Fig. 3. Cement ice in sedimentary rocks (photo) and in kimberlite в (sketch, ice is marked with black) in the diamond-bearing regions of Western Yakutia:

a – within the bedding fissures; *б, в* – within the shear fractures in the fault and crush tectonic zones of the sedimentary rocks and within the kimberlite pipes

хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый, реже кальциево-натриевый (по классификации Н.И. Толстихина [14]*). Сульфаты практически отсутствовали. Минерализация изменялась от 63 до 218 мг/дм³. В интервале 55–57 м состав изменился на гидрокарбонатно-хлоридный, а среди катионов стал доминировать кальций (38%-экв). Минерализация расплава составляла 244 мг/дм³. В результате исследований, выполненных в пределах *Далдыно-Алакитского алмазоносного района*, авторами ранее были выделены три геохимических типа подземных льдов: гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный. Катионный состав смешанный – кальциево-магниевый или магниевый-кальциевый [2, 23]. До глубины 130–150 м минерализация расплавов подземных льдов в пределах кимберлитовых трубок Зарница, Якутская, а также во вмещающих терригенно-карбонатных породах верхнего кембрия не превышает 100–400 мг/дм³. С глубины 160–180 м она

увеличивается до 1000, а в интервале 180–220 м достигает 6500–12000 мг/дм³ (рис. 4). Новые данные получены при бурении скважин в терригенно-осадочных каменноугольных породах, а также в карбонатах нижнего силура и ордовика в районе кимберлитовой трубки Юбилейная, среднегодовая температура которых составляла $-4 \div -6$ °С. На глубине 200 м температура горных пород повышается до $-2 \div -4$ °С. Установлено, что подземные льды имеют сульфатно-гидрокарбонатный магниевый-кальциевый состав. Содержание хлоридов не превышает 9 мг/дм³, или 6 %-экв. (см. табл. 1). Минерализация расплавов льда составляет 190–299 мг/дм³ и хорошо согласуется с ранее выявленным трендом (см. рис. 4).

Подземные льды *Среднемархинского алмазоносного района* изучены в терригенно-осадочных толщах нижней юры и нижнего ордовика до глубины 130 м. Среднегодовая температура горных пород изменяется от $-2,7$ до $-5,2$ °С. В интервале глу-

*Наименование ионно-солевого состава подземных льдов даётся в виде двух самостоятельных прилагательных: первое – для анионов, второе – для катионов. В сложном прилагательном компоненты располагаются по принципу «оттенок–цвет», т.е. по возрастанию их содержания: преобладающий ион стоит в конце сложного прилагательного и определяет название химического типа воды или льда [13].

Таблица 1. Химический состав расплавов подземных текстурообразующих льдов алмазоносных районов Западной Якутии*

Номер пробы (см. рис. 2)	Глубина отбора пробы, м	рН	Содержание ионов							Сумма ионов, мг/дм ³	
			K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br ⁻	SO ₄ ²⁻		HCO ₃ ³⁻
<i>Верхнемунский алмазоносный район</i>											
M1	2–2,5	7,35	2,0**	2,0	24,7	4,8	5,7	0,2	Н/п	136,7	176,1
			0,1	0,1	2,0	0,2	0,2	0,0		2,2	
			2,1	3,6	84,3	10,0	6,7	0,1		93,2	
M2	3,8–4,3	7,1	3,6	2,7	26,5	8,8	10,3	0,2	3,0	145,2	200,4
			0,1	0,1	2,2	0,4	0,3	0,0	0,1	2,4	
			3,3	4,1	77,1	15,6	10,6	0,1	2,3	87,0	
M3	12–14	7,2	1,6	1,0	5,5	6,4	3,6	Н/п	Н/п	45,2	63,2
			0,0	0,0	0,5	0,3	0,1			0,7	
			4,7	5,1	52,7	37,5	11,9			88,1	
M4	18,5–20	6,95	4,6	14,5	21,3	13,0	27,3	0,1	4,0	133,0	217,9
			0,1	0,6	1,8	0,7	0,8	0,0	0,1	2,2	
			3,7	20,0	55,6	20,6	25,4	0,1	2,7	71,8	
M5	37,7–39,7	7	3,3	3,1	9,61	13,2	7,1	Н/п	Н/п	90,3	126,7
			0,1	0,1	0,8	0,7	0,2			1,5	
			5,1	8,1	47,3	39,5	11,9			88,1	
M6	55–56,5	7,05	11,6	18,1	15,2	29,1	75,2	0,9	Н/п	94,0	244,0
			0,3	0,8	1,3	1,5	2,1	0,0		1,5	
			7,9	20,8	33,0	38,3	57,8	0,3		42,0	
A1	42–52	9,35	19,0	28,6	0,7	5,6	18,4	0,2	2,0	61,0	143,2
			0,5	1,2	0,1	0,3	0,5	0,0	0,0	1,0	
			23,5	60,1	2,9	13,5	28,7	0,2	2,3	55,1	
<i>Далдыно-Алакитский алмазоносный район</i>											
12Н	103–123,5	7,7	3,3	10,5	15,4	37,1	9,2	Н/п	43,0	180,6	299,2
			0,1	0,5	1,3	1,9	0,3		0,9	3,0	
			2,1	12,6	34,5	50,7	6,3		21,8	71,8	
14Н	221–228	8,15	15,7	1,5	10,2	17,3	5,7	Н/п	18,0	122,0	190,4
			0,4	0,1	0,8	0,9	0,2		0,4	2,0	
			18,4	2,8	38,7	40,1	6,3		14,6	79,1	
<i>Среднемархинский алмазоносный район</i>											
Н2	14–17,5	7,45	4,7	24,3	10,3	30,1	21,6	Н/п	30,5	146,5	267,9
			0,1	1,1	0,9	1,5	0,6		0,6	2,4	
			3,4	29,9	24,1	42,6	16,7		17,4	65,9	
Н3	26,5	7,65	5,6	38,5	15,2	40,1	63,1	Н/п	64,6	119,6	346,7
			0,1	1,7	1,3	2,0	1,8		1,4	2,0	
			2,8	33,1	24,7	39,5	35,0		26,5	38,5	
Н4	41–43	< 8,0	11,2	100,8	50,5	112,2	310,2	Н/п	211,9	83,0	879,8
			0,3	4,4	4,2	5,6	8,8		4,4	1,4	
			2,0	30,4	28,8	38,8	60,3		30,4	9,4	
Н5	59–77	7,8	18,6	74,1	42,6	145,3	221,6	Н/п	257,6	141,6	901,3
			0,5	3,2	3,5	7,3	6,3		5,4	2,3	
			3,3	22,3	24,2	50,2	44,96		38,5	16,7	
Н6	118–119	< 8,0	23,3	131,9	90,0	172,3	615,1	Н/п	207,8	100,1	1340,5
			0,6	5,7	7,4	8,6	17,4		4,3	1,6	
			2,7	25,7	33,1	38,5	74,4		18,6	7,1	
Н7	129–130	< 8,0	43,2	310,0	255,4	430,9	1763,1	21,5	237,5	63,5	3133,9
			1,1	13,9	21,0	21,5	49,7	0,3	4,9	1,0	
			1,9	24,1	36,5	37,4	88,8	0,5	8,8	1,9	

*Н/п – содержание ниже предела определения; **мг·дм⁻³/мг-экв·дм⁻³/%-экв.

бин 14,0–17,5 м состав подземных льдов сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый. Минерализация расплавов составляет 268 мг/дм^3 , а содержание хлора – $30,5 \text{ мг/дм}^3$ (17 %-экв.). Ниже по разрезу минерализация жидкой фазы закономерно растёт и химический состав текстурообразующих льдов изменяется (см. табл. 1). На глубине 26,5 м пробы имеют хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав. Минерализация расплавов составляет 347 мг/дм^3 , содержание сульфат-иона – 64 мг/дм^3 (26 %-экв.). В интервале глубин 41,5–43,5 и 59–77,5 м в составе подземных льдов преобладают сульфаты и хлориды натрия и кальция, магния и кальция. Минерализация увеличивается до $880\text{--}900 \text{ мг/дм}^3$. С глубины 118 м состав проб только хлоридный магниевый-кальциевый. Минерализация расплавов достигает $1340\text{--}3130 \text{ мг/дм}^3$. Содержание сульфат-иона составляет $208\text{--}237 \text{ мг/дм}^3$ (19–9 %-экв.).

В целом геохимические особенности подземных льдов унаследованы от обстановки, существовавшей к началу эпохи похолодания. Об этом свидетельствует обогащённость проб сульфатными и хлоридными солями. Источниками поступления сульфат- и хлор-ионов в подземные воды существовавшей зоны активного водообмена были вмещающие горные породы, что подтверждено результатами анализа водных вытяжек. Наличие в породах этих химических соединений связано с условиями образования осадочных толщ и кимберлитовых трубок. В палеозое и раннем мезозое на Сибирской платформе моря занимали огромные пространства. В процессе испарительного концентрирования в солеродных бассейнах осаждались известняки, доломиты, мергели, а также отлагался терригенный материал (песчаники, алевролиты и т.п.). В соответствии с условиями образования отложения были в значительной степени засолены. В них накапливались соединения, отличающиеся потенциальной способностью перехода в раствор. Это были не только растворимые соединения (карбонаты кальция и магния, гипс и ангидрит, рассеянный галит и т.д.), но и растворы, пропитывающие породу, а также обменные катионы, находящиеся в поглощённом состоянии. Кимберлитовая магма при её внедрении в осадочный разрез также была насыщена сульфатными и хлоридными солями. Их привнос в подземные воды обеспечили процессы выщелачивания и растворения.

Процессы многолетнего промерзания платформенного чехла в позднем кайнозое обусловили формирование подземных льдов в горных по-

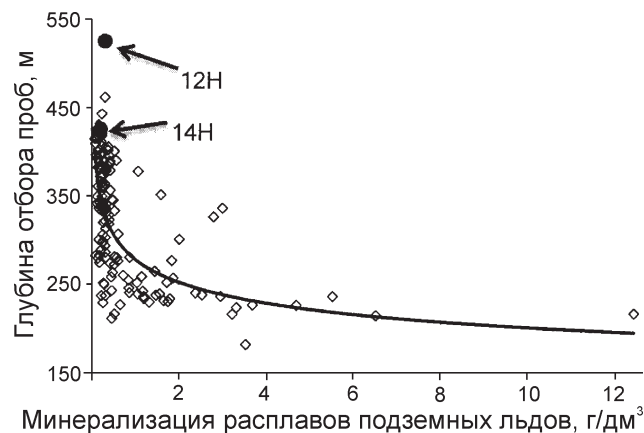


Рис. 4. Изменение минерализации расплавов подземных льдов с глубиной в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе

Fig. 4. Change of ground ice salinity with depth in the Daldyno-Alakitskiy diamond-bearing region

родах и перестройку гидрогеохимического разреза зоны активного водообмена. В период сартанского климатического минимума температура мёрзлых пород была ниже современной на $8\text{--}12 \text{ }^\circ\text{C}$ [4]. В условиях устойчивого во времени, сурового и резко континентального климата формировалась низкотемпературная ($-11 \div -21 \text{ }^\circ\text{C}$ и ниже) криолитозона [19]. События позднеплейстоценового криохрона, несомненно, вызвали изменение минерализации и ионного состава подземных вод зоны активного водообмена. При промерзании водонасыщенных горных пород ряд растворённых солей достигал состояния криоэвтектики. Осаждение карбонатов кальция и магния было связано с изменением состояния карбонатной системы и сдвигом равновесий в сторону монокарбонатов. Кристаллизация гексагидрита и мирабилита могла происходить в результате существенного снижения их растворимости при отрицательной температуре.

Эвтектическая температура кристаллогидрата сульфата натрия составляет $-3,5 \div -8,2 \text{ }^\circ\text{C}$, сульфата магния – $-4,8 \text{ }^\circ\text{C}$, сульфат кальция выпадает в осадок в интервале температур $-15 \div -17 \text{ }^\circ\text{C}$. Следовательно, охлаждения водонасыщенных пород в сартанскую криохрону было достаточно для роста концентрации сульфатных солей и полного перехода в твёрдую фазу мирабилита и гексагидрита. Накопление же сульфата кальция могло происходить в результате отжатия более концентрированного раствора при продвижении фронта промерзания вниз по разрезу. Аналогичным образом в подземных водах увеличилось содержание хлоридов натрия, магния и кальция.

Микрокомпонентный состав подземных льдов.

Для оценки уровня содержания микрокомпонентов в подземных льдах и выявления закономерностей их распределения необходимо сравнить концентрации компонентов с их кларковыми содержаниями. Воспользуемся имеющимися сведениями о микрокомпонентном составе подземных вод зоны гипергенеза области распространения многолетнемёрзлых пород [20], которые и примем за эталон (табл. 2), поскольку источником формирования подземных льдов были воды, насыщающие горные породы различного генезиса. Значения концентраций микроэлементов в подземных льдах на различной глубине осреднены для построения кривых распределения среднего содержания микрокомпонентов в составе подземных льдов (рис. 5). Анализ кривых показал, что в целом во всех районах для подземных льдов характерны высокие содержания Li, B, Si, S, Br, Sr при дефиците Sc, Ge, Y, Nb, Th. При этом для каждого района характерны свои особенности, указывающие на специфику условий накопления определённых микрокомпонентов в жидкой фазе, из которой формировались подземные льды.

Так, в подземных льдах осадочных пород *Среднемархинского района* содержание S, Mn, Ni, As, Sr, Hf превышает содержание этих элементов в подземных льдах других районов в 6–40 раз, Br и U – более чем в 80 раз, а Cs – почти в 7000 раз. В то же время здесь зафиксированы очень низкие содержания Al, Ti, Fe, Zr, Nb – в десятки раз, а Ba – в десятки тысяч раз меньше, чем в двух других районах. Для подземных льдов в терригенно-карбонатных породах *Далдыно-Алакитского района* ха-

рактерны наиболее высокие содержания Al, Ti, Cd и Sb, в минимальном количестве содержится только Zn. В подземных льдах кимберлитов *Верхнемунского района* установлено наибольшее количество микрокомпонентов, которыми, по сравнению с карбонатными и терригенными породами, обеднён химический состав текстуробразующих льдов. Это – Li, B, S, Sc, Co, Ga, Ge, As, Se, Rb, Cs, Hf, Re, U, причём в районе зафиксирован наибольший дефицит Hf (более чем в 200 раз) и Cs (почти в 7000 раз).

Что касается подземных вод зоны гипергенеза области многолетнемёрзлых пород, то подземные льды здесь обогащены литофильными (Li, B, V, Br, Rb, Sr, Mo, Ba, U) и некоторыми сидерофильными элементами (Co, Ni, As). При этом содержание Rb во льдах превышает его содержание в подземных водах, принятое нами за кларковое, в десятки раз, Sr – в сотни, Br – в тысячи раз. При сравнении с речными водами области криолитозоны (бассейн р. Оленёк) [11] в подземных льдах установлены пониженные содержания Al, Cr, Fe, Ga, Zr, Ag и Th и повышенные концентрации Mn, Ni, Rb, Sr, U.

Содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в подземных льдах изменяется от 0,1 нг/дм³ для тяжёлых РЗЭ до 380 нг/дм³ для лёгких (табл. 3). В среднем содержание лёгких РЗЭ в подземных льдах на два порядка, а тяжёлых РЗЭ – на порядок больше, чем в океанских водах. Если сравнивать с речными водами, то подземные льды только Далдыно-Алакитского района обогащены редкими землями, а общая закономерность для всех районов – высокое содержание европия, в десять раз превышающее таковое в речных водах. Профиль

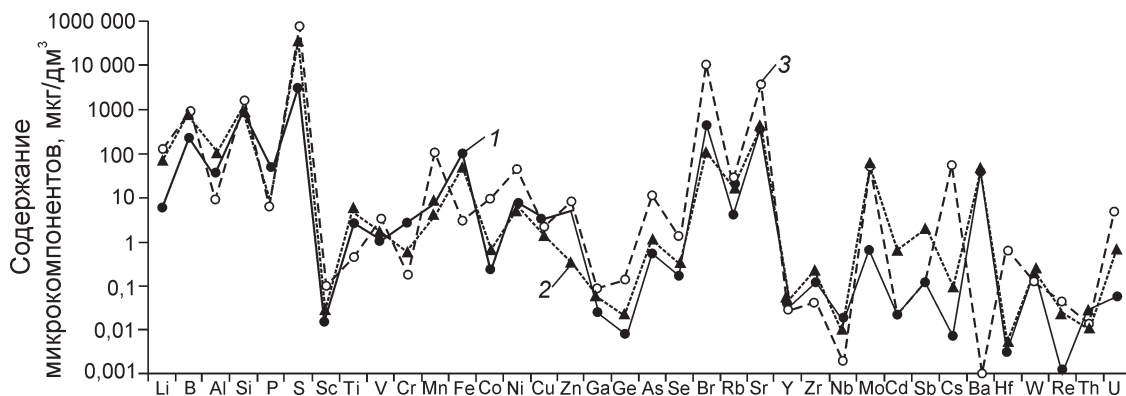


Рис. 5. Среднее содержание микрокомпонентов (логарифмическая шкала) в подземных льдах алмазоносных районов Западной Якутии:

1 – Верхнемунского; 2 – Далдыно-Алакитского; 3 – Среднемархинского

Fig. 5. Mean trace element content (logarithmic scale) in the ground ice of the diamond-bearing regions of Western Yakutia:

1 – Verkhnemunskiy; 2 – Daldyno-Alakitskiy; 3 – Srednemarkhinskiy

Таблица 2. Среднее содержание микрокомпонентов (мкг/дм³) в подземных текстуробразующих льдах Западной Якутии и природных водах*

Микроком- поненты	Алмазоносный район			Речные воды бассейна р. Оленёк [11]	Подземные воды зоны гипер- генеза области развития мно- голетнемерзлых пород [20]		
	Верхне- мунский	Далдыно- Алакитский	Средне- мархинский				
Li	6,9	72,6	129,1	–	4,08		
B	221,1	751,5	882,4		20,2		
Al	34,5	110,7	9,5	1260	216		
Si	791,4	1097,1	1611,7	–	–		
P	48,8	9,7	7,4		22,6		
S	3328	32175	75352		–		
Sc	0	0	0,094		0,1		
Ti	2,9	5,6	0,5	2	4,09		
V	1,3	1,8	3,3	2	0,64		
Cr	2,8	0,6	0,2	2,33	2,34		
Mn	7,8	4,7	104,6	3	12,7		
Fe	104,3	50,0	3,3	400	328		
Co	0,2	0,7	10,4	–	0,29		
Ni	7,6	6,6	45,6	1,5	1,84		
Cu	3,7	1,65	2,22	2	2,44		
Zn	5,1	0,4	7,9	4	22,4		
Ga	0,02	0,06	0,1	0,4	0,27		
Ge	0,0082	0,023	0,144	–	–		
As	0,58	1,1	11,5	0,5	0,86		
Se	0,18	0,32	1,38	–	–		
Br	437,3	115,0	9914,7		8,46		
Rb	4,4	19,6	23,6	0,2	1,52		
Sr	391,1	464,7	3446,4	16	20,8		
Y	0,038	0,052	0,03	–	–		
Zr	0,13	0,23	0,043	1,07	1,13		
Nb	0,017	0,011	0,002	–	0,48		
Mo	0,69	65,57	56,85	0,25	0,78		
Ag	0,012	0,0036	He опр.	0,3	0,24		
Cd	0,024	0,68	0,024	–	–		
Sn	He опр.	He опр.	0,023		0,29		
Sb	0,138	2,203	0,1419		0,91		
Cs	0,009	0,106	62,29		–		
Ba	46,5	47,65	0,001		9,09		
Hf	0,003	0,006	0,73	–	–		
Ta	0,0005	He опр.	He опр.				
W	0,223	0,25	0,137			0,03	
Re	0,0012	0,027	0,049			–	–
Au	0,015	He опр.	He опр.				
Tl	0,048		0,118				
Pb	1,8		0,048				
Bi	0,034		0,016				
Th	0,028	0,012	0,015	0,1	0,07		
U	0,06	0,84	5,28	0,07	0,25		

*Прочерк – нет данных; He опр. – не определялось.

Таблица 3. Содержание РЗЭ (нг/дм³) в подземных текстуробразующих льдах алмазоносных районов Западной Якутии, речных и океанских водах*

Глубина, м	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
<i>Верхнемунский алмазоносный район – магматические породы (кимберлиты)</i>														
2,25	160	380	38	160	32	10	38	5,9	36	6,5	17	2,6	16	2,3
4	49	80	7,6	28	5,2	4,5	5,2	0,7	3,8	0,7	1,7	0,3	1,6	0,3
13	26	39	4,5	13	2,2	1,1	2,6	0,4	2,2	0,4	0,8	Н/п	0,9	Н/п
19,3	62	100	11	42	5,5	4,3	7,3	1	4,4	0,7	1,8	0,3	1,8	0,3
38,7	39	56	5,9	21	3,8	11	4,2	0,6	3,4	0,5	1,5	0,2	1,6	Н/п
47	40	64	5,4	17	3	3,3	3,3	0,5	2,5	0,5	0,7	0,2	1,2	0,2
55,75	47	79	7,8	24	4,8	11	5,1	0,3	3,6	0,5	1,7	0,3	1,6	0,3
<i>Далдыно-Алакитский алмазоносный район – осадочные породы (песчаники, известняки)</i>														
113	Н/п	Н/п	0,4	7,7	Н/п	1,3	0,3	1,2	2,8	1,2	4,4	0,7	4,4	0,9
167	28	63	5,7	27	6,8	1,7	1,1	6,9	6,8	1,3	4	0,7	3,9	0,9
171	39	100	11	50	11	3,7	2,1	12	10	1,8	5,5	0,6	4,4	0,8
224,5	50	110	15	59	15	12	2,2	16	13	2,1	4,8	0,8	3,8	0,7
<i>Среднемархинский алмазоносный район</i>														
Осадочные породы (песчаники)														
15,75	7,9	11	1,5	6,4	3	12	1,3	0,6	2,3	1,1	1,6	0,6	1,4	0,4
26,5	6,1	4,7	0,6	Н/п	11	Н/п	1,1	0,7	0,9	0,4	0,8	0,4	0,8	0,4
42,5	9,1	7,8	0,9	4,5	1,1	5,9	0,9	Н/п	0,9	Н/п	1,1	0,2	0,8	Н/п
Осадочные породы (известняки, доломиты)														
68	11	3,2	Н/п	3,1	Н/п	4,5	0,7	Н/п						
118,5	19	19	1,8	10	1,1	5,8	1,9	0,3	1,6	0,3	1	0,3	1,1	0,3
130	15	8,9	1,2	14	1,3	6,4	1,5	0,2	1,4	0,5	2,6	0,5	1,9	1
<i>Речные воды [8]</i>														
	50	8	7	40	8	1	8	1	–	1	4	1	4	1
<i>Океанские воды [9]</i>														
	3	1,2	0,64	2,5	0,45	0,12	0,1	0,7	–	0,22	0,74	0,15	0,82	0,15

*Прочерк – нет данных; Н/п – содержание ниже предела определения.

распределения РЗЭ, состав которых нормализован на состав Северо-Американского сланца (NASC) [24], в подземных льдах имеет ярко выраженную положительную европиевую аномалию и характерный Λ-образный вид (рис. 6). Средняя величина $Eu_{an} = Eu^{NASC}/1/2 (Sm^{NASC} + Gd^{NASC})$, рассчитанная для трёх районов, довольно значительная: 0,94 – в Далдыно-Алакитском; 1,3 – в Верхнемунском; 5,79 (максимальная) – в Среднемархинском районе.

Подобный профиль распределения РЗЭ с чёткой европиевой аномалией характерен для гидротермальных флюидов [10, 25]. Следовательно, высокая положительная европиевая аномалия может быть косвенным признаком высокотемпературной среды в период формирования жидкой фазы, хотя

не исключено, что обогащение европием происходило в процессе диагенеза осадков в условиях хорошей аэрации. Вместе с тем, учитывая огромные масштабы щелочно-ультраосновного (кимберлитового) и щелочного (траппового) магматизма в период палеозойско-мезозойской активизации Сибирской платформы, логичнее предположить, что накопление РЗЭ и европия в растворах связано с переработкой пород как основного, так и ультраосновного состава в ходе гидротермального процесса. При этом прогрев водосодержащих осадочных пород в тепловом поле интрузивных тел составлял 200–800 °С [18]. Европий в гидротермальном флюиде при температуре 300–400 °С находится в степени окисления Eu^{2+} , может замещать кальций в структуре плагиоклаза и других

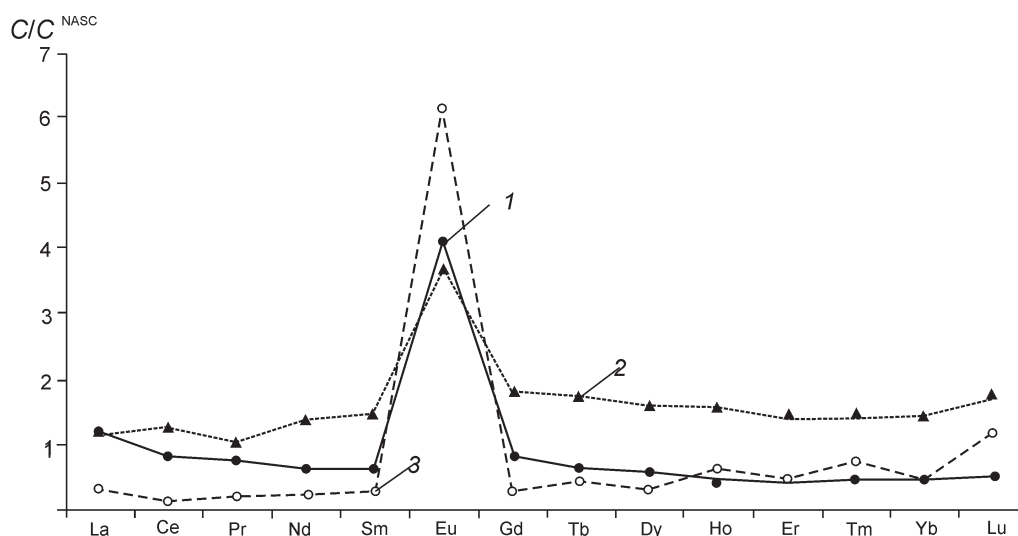


Рис. 6. Распределение нормализованных (на NASC) содержаний РЗЭ в подземных льдах алмазоносных районов Западной Якутии:

1 – Верхнемунского; 2 – Далдыно-Алакитского; 3 – Среднемархинского

Fig. 6. Rare earth element distribution (NASC-normalized) in ground ice of the diamond-bearing regions of Western Yakutia:

1 – Verkhnemunskiy; 2 – Daldyno-Alakitskiy; 3 – Srednemarkhinskiy

кальцийсодержащих минералов и вместе с кальцием переходить в раствор [10]. Кроме того, для щелочных базальтов характерно повышенное содержание европия в составе РЗЭ [3], поэтому аномалия Eu в подземных льдах может быть обусловлена поступлением этого элемента в жидкую фазу при взаимодействии с внедряющимися траппами.

Поведение лёгких и тяжёлых РЗЭ в подземных льдах, которое характеризуется отношением La/Yb, выражается небольшим увеличением доли лёгких элементов на глубине до 100 м; отношение La/Yb изменяется в пределах 1,10–3,36. В остальной части изученного разреза в подземных льдах не наблюдается дефицита тяжёлых РЗЭ, что, вероятно, объясняется понижением устойчивости их комплексных соединений при снижении температуры среды после завершения периода траппового и кимберлитового магматизма.

Выводы

1. Глубокое промерзание платформенного чехла в Якутской алмазоносной провинции привело к формированию в осадочных толщах и кимберлитах подземных льдов различных генетических типов. Наибольшее развитие получили цементные и инъекционные льды.

2. Специфика геохимических особенностей подземных льдов – результат взаимодействия в системе вода–порода, сопровождавшегося выщелачиванием и переходом в раствор карбонатных,

сульфатных и хлоридных солей до начала эпохи похолодания. Многолетний криогенез горных пород определил современные черты гидрогеохимической зональности алмазоносных районов, вызвал дифференциацию солей между фазами в период промерзания обводнённого разреза, а также концентрирование природных растворов и формирование гидрокарбонатного, сульфатно-гидрокарбонатного, хлоридно-гидрокарбонатного, гидрокарбонатно-хлоридного и хлоридного типов подземных текстурообразующих льдов.

3. Подземные льды обогащены Li, B, Si, S, Br, Sr при дефиците Sc, Ge, Y, Nb, Th. Они характеризуются повышенным содержанием микрокомпонентов (кроме Si, Fe и Zn) относительно подземных вод зоны гипергенеза области многолетнемерзлых пород, что свидетельствует о возможно существенном преобразовании первичного состава растворов при подземном льдообразовании.

4. Распределение РЗЭ в подземных льдах своеобразно и не наследует характер распределения РЗЭ ни во вмещающих породах, ни в речных водах криолитозоны, ни в океанских водах. Концентрация РЗЭ в подземных льдах на 2–4 порядка ниже, чем в кимберлитах и осадочных породах, на 1–2 порядка превышает содержание РЗЭ в океанских водах и приблизительно равна содержанию РЗЭ в речных водах. Для профилей распределения РЗЭ в составе подземных льдов характерны: однотипный Λ-образный вид; ярко выраженная

европиевая аномалия; примерно одинаковое содержание лёгких и тяжёлых РЗЭ; более высокие концентрации элементов (за исключением европия) в подземных льдах осадочных пород Далдыно-Алаakitского алмазоносного района.

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотрудникам Института земной коры СО РАН А.С. Гладкову, Д.А. Кошкарёву, И.А. Потехиной, а также главным геологам Айхальского, Нюрбинского и Удачинского ГОКАК «АЛРОСА» И.В. Маковчуку, М.А. Карпенко и Г.П. Шмарову за помощь и содействие при проведении полевых исследований в алмазоносных районах Западной Якутии.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-01075) и Междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 110.

Литература

1. Алексеев С.В., Борисов В.Н. Химический состав подземных льдов трубки Северная // Гляциол. исследования в Восточной Сибири. Иркутск, 1985. С. 129–137.
2. Алексеев С.В., Пиннекер Е.В. Геохимия подземных льдов в осадочных толщах Якутии // ДАН. 2000. Т. 373. № 5. С. 660–662.
3. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
4. Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. Новосибирск: Наука, 1991. 192 с.
5. Вельмина Н.А. О происхождении инъекционных льдов // Подземный лед. Вып. 11. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1965. С. 83–90.
6. Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975. 213 с.
7. Втюрина Е.А., Втюрин Б.И. Льдообразование в горных породах. М.: Наука, 1970. 279 с.
8. Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 160 с.
9. Гордеев В.В., Лисицын А.П. Микроэлементы // Химия океана: Т. 1. Химия вод океана. М.: Наука, 1979. С. 337–375.
10. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
11. Косолапова М.Н. Микроэлементы в природных водах бассейна р. Оленёк // Геохимические исследования золота и редких элементов в Якутии. М.: Наука, 1963. С. 56–74.
12. Кривоногова Н.Ф. Анализ типов льдообразования в скальных породах при инженерно-геологической характеристике // Мерзлотные исследования: Вып. 15. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. С. 147–149.
13. Основы гидрогеологии: Общая гидрогеология. Новосибирск: Наука, 1980. 225 с.
14. Посохов Е.В., Толстихин Н.И. Минеральные воды (лечебные, промышленные, энергетические). Л.: Недра, 1977. 340 с.
15. Резников А.А., Муликовская Е.П., Соколов И.Ю. Методы анализа природных вод. М.: Недра, 1970. 488 с.
16. Справочник по гидрогеохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 392 с.
17. Устинова З.Г. К геохимии кимберлитов трубок Якутии // Вопросы геохимии подземных вод. М.: Недра, 1964. С. 237–252.
18. Феоктистов Г.Д. Петрология и условия формирования трапповых силлов. Новосибирск: Наука, 1978. 168 с.
19. Фотиев С.М. Современные представления об эволюции криогенной области Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (сообщение 2) // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 2. С. 3–26.
20. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998. 366 с.
21. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
22. Шумский П.А. Строение мерзлых пород // Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов: Сб. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1957. С. 52–71.
23. Alexeev S.V., Alexeeva L.P. Ground ice in the sedimentary rocks and kimberlites of Yakutia, Russia // Permafrost and Periglacial Processes. 2002. V. 13. P. 53–59.
24. 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. et Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. № 12. P. 2469–2482.
25. Haas J.R., Shock E.L., Sassani D.S. Rare earth elements in hydrothermal systems: Estimates of standard partial molar thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 4329–4350.

Summary

The unique research results of macro-components, trace elements and rare earth elements (REEs) in the structure-forming ground ice in sedimentary and igneous rocks of the diamond-bearing regions of Western Yakutia are presented. It has been found that deep freezing of sedimentary cover in the Yakutian diamond-bearing province gave rise to formation of ice-cement and intrusive ice in the sedimentary strata and kimberlites. Water-rock interaction before the glacial epoch and perennial cryogenesis in the Late Cenozoic resulted in current hydrogeochemical zonality in the diamond-bearing regions and stipulated formation of hydrocarbonate, sulfate-hydrocarbonate, chloride-hydrocarbonate, hydrocarbonate-chloride and chloride types of structure-forming ground ice. Ground ice is enriched in Li, B, Si, S, Br, Sr and is depleted in Sc, Ge, Y, Nb, Th. Concentration of the REE in ground ice is 2–4 orders of magnitude less than in kimberlites and sedimentary rocks, 1–2 orders of magnitude exceed the REE content in the ocean water and approximately equal to the REE content in the river waters. The profiles of REE distribution in the ground ice is characterized by the similar of Λ -shape, strongly marked Eu anomaly and approximately equal content of light and heavy REE.