

Взаимосвязь строения и химического состава прибрежно-морского и озёрного льда в районе мыса Марре-Сале, Западный Ямал

© 2022 г. В.И. Бутаков^{1*}, Я.В. Тихонравова², Е.А. Слагода³

¹Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия; ²Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия; ³Институт криосферы Земли Тюменского научного центра СО РАН, Тюмень, Россия
*vladbutakov@yahoo.com

Relationship between structure and chemical composition of fast sea and lake ice in the Cape Marre-Sale area, Western Yamal

V.I. Butakov^{1*}, Ya.V. Tikhonravova², E.A. Slagoda³

¹Tyumen Industrial University, Tyumen, Russia; ²Melnikov Permafrost Institute, Yakutsk, Russia;
³Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Tyumen, Russia
*vladbutakov@yahoo.com

Received September 6, 2021 / Revised February 10, 2022 / Accepted April 1, 2022

Keywords: *fast sea ice, lake ice, ionic composition of ice, trace elements of ice, texture and microstructure of ice, hydrosphere clark, europium and cerium anomalies.*

Summary

The texture, structure, ionic and trace element composition of samples of fast (coastal-sea) and lake ice collected in 2014 in the area of Cape Marre-Sale (the North-Western Siberia) were analyzed. The following main types of the ice structure were identified in ice sections: firn ice with randomly oriented small crystals; lake large- and small-crystalline bubble ice; layered fast sea ice with small isometric and vertically elongated crystals. The upper part of the lake ice is formed by recrystallized snow containing marine aerosols and lake water. The coefficient of involvement of the main ions from the solution during the ice formation varies for lake ice from 0.02 to 1.51, for sea ice – from 0.10 to 0.23, and for coastal-marine - from 0.03 to 0.04. The difference in the degree of ion involvement into the lake ice is related to the sources of components entering the process of formation of firn and large ice crystals from lake water. Coastal sea ice has high concentrations of trace elements relative to the clarks of sea waters. The income of trace elements into the coastal sea ice is probably determined by continental runoff. It is established that the mineralization of seasonal ice increases with a decrease in the size of crystals. The dependence of the values of the Europium anomaly on the rate of ice formation was revealed. The Europium anomaly in coastal sea ice is inherited from seawater, and the upper part of lake ice is inherited from precipitation.

Citation: Butakov V.I., Tikhonravova Ya.V., Slagoda E.A. Relationship between structure and chemical composition of fast sea and lake ice in the Cape Marre-Sale area, Western Yamal. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (2): 261–274. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422020131, edn: epfosx.

Поступила 6 сентября 2021 г. / После доработки 10 февраля 2022 г. / Принята к печати 1 апреля 2022 г.

Ключевые слова: *прибрежно-морской лёд, озёрный лёд, ионный состав льда, микроэлементный состав льда, текстура и структура льда, кларк гидросферы, европиевая и цериевая аномалии.*

Проанализированы текстура, структура, ионный и микроэлементный состав озёрного и прибрежно-морского льда, отобранного в районе мыса Марре-Сале (Западный Ямал) в 2014 г. Верхняя часть озёрного льда представляет собой фирнизированный снег, имеющий в химическом составе признаки влияния морского аэрозоля. Прибрежно-морской лёд характеризуется слоистой структурой и высокими содержаниями микроэлементов относительно кларков морских вод, источником которых служит континентальный сток. Установлено, что минерализация сезонных льдов увеличивается с уменьшением размеров кристаллов.

Введение

Криолитологический разрез в районе полярной станции Марре-Сале имеет длительную историю изучения, которая сопровождается дискуссией о происхождении массивных залежей пластового льда [1–3]. Погребение различных

поверхностных сезонных льдов в мёрзлой толще часто встречается в современных условиях, в том числе на севере Западной Сибири. На морские берега выносит прибрежные и припайные морские льды, реже многолетние морские паковые льды, иногда айсберги. Озёра небольших размеров часто промерзают до дна и могут быть

погребены осадками в процессе последующего накопления отложений. Небольшие по протяжённости залежи льда пластовой и линзовидной форм часто представляют собой погребённый лёд водоёмов [4]. На морском берегу наибольшую вероятность включения в мёрзлую толщу и захоронение в береговом обрыве имеет прибрежно-морской лёд. В отличие от морского льда прибрежно-морской лёд имеет иные условия формирования, строение и химический состав. Однако его структурно-текстурные характеристики и химический состав в литературе освещены недостаточно, что усложняет определение генезиса льда для палеорекоkonструкций. Идентификация происхождения и природы подземного льда – сложная задача криолитологии, поскольку разные типы льда трудно различить только на основе полевых наблюдений. Абсолютных методов и критериев диагностики, позволяющих отличить один тип льда от другого, не существует [5]. Для диагностирования льда исследования должны основываться на сочетании двух или более подходов, например, криостратиграфии, геохимии и кристаллографии [6–8].

Изучению кристаллической структуры природного льда посвящено много работ [9–10]. Некоторые авторы отмечают, что минерализация воды – один из факторов, определяющих строение льда [11–12]. Озёра, расположенные в непосредственной близости от моря, подвергаются воздействию морских аэрозолей, попадающих в воду вместе с атмосферными осадками и в меньшей степени – при сухом осаждении. Главный процесс удаления аэрозольных частиц из атмосферы на поверхность – очищение воздуха осадками. Вклад сухого осаждения в общую скорость удаления аэрозолей из атмосферы составляет от 10 до 20% [13]. Концентрирование и перераспределение солей в процессе льдообразования относятся к факторам формирования природных геохимических аномалий. Вовлечение ионов в ледовую фазу изучено главным образом для рассолов с высокой минерализацией [14] и озёрных льдов [15]. Химический состав морских льдов наследуется из морской воды. Однолетний арктический морской лёд наследует хлоридно-натриевый состав морской воды, но с меньшей минерализацией – от 3 до 7 г/дм³ [16]. Химический состав озёрных льдов наследуется из озёрной воды, но с минерализацией примерно в 10 раз

меньшей, коэффициенты вовлечения ионов индивидуальны для разных водоёмов [15, 17]. Минерализация озёрного льда неоднородна по глубине: верхние части льда более минерализованы из-за быстрой кристаллизации воды [18].

Цель исследования – установить взаимосвязь структуры и химического состава сезонных льдов с учётом влияния условий формирования льда на примере прибрежно-морского и озёрного льдов в районе мыса Марре-Сале на Западном Ямале.

Район и методы исследований

По материалам бурения 2014 г. были изучены текстура и структура, ионный и микроэлементный состав прибрежно-морского льда Байдарацкой губы и озёрного льда в районе мыса Марре-Сале на Западном Ямале. Керн озёрного льда мощностью 0,55 м отобран из оз. Сюртав-Малто, находящегося в 5–6 км на юго-востоке от полярной станции. Химический состав вод озера приведён в монографии Л.Н. Крицук [2]. Вода озера имеет минерализацию 130 мг/дм³ и гидрокарбонатно-хлоридный, магниевый состав. Ледяные керны прибрежно-морского льда Байдарацкой губы вертикальным размером до 0,6 м отобраны в 0,9 км от берега в районе мыса Марре-Сале на Западном Ямале между торосами и под снятым рыхлым снежным покровом мощностью 35 см. Также отобран керн в 0,2 км от берега напротив устья ручья. Рельеф дна прибрежной зоны с ложбинами глубиной 3 м разделён сериями подводных вдольбереговых валов, где в период становления припая аккумулируются торосы и стамухи.

Текстура и структура кернов прибрежно-морского и озёрного льдов были изучены в Институте криосферы Земли Тюменского научного центра СО РАН. В исследованиях льда использованы главные принципы петрографического метода [19], дополненные П.А. Шумским [9] и Б.А. Савельевым [10]. Текстура льда изучена в проходящем свете, в шлифе отмечены цвет, слоистость, взаимное расположение воздушных и органоминеральных включений. Для просмотра структуры льда использовался поляроид с диаметром стекла 10 см, оценивались форма и ориентировка кристаллов в шлифе. Кристаллографические параметры определяли по фо-

тографиям структуры льда с масштабом в оригинальной программе «Crystal». В программе были рассчитаны параметры, характеризующие размеры, форму и ориентировку кристаллов в шлифе: а) площади кристаллов – средняя S , максимальная S_{\max} и минимальная S_{\min} ; б) средний диаметр кристаллов D ; в) максимальная диагональ для каждого кристалла l_{\max} ; г) коэффициент различия размеров кристаллов в шлифе или выделенном слое C_{diff} , где $C_{diff} \leq 10$ – кристаллы однородны по размеру, $C_{diff} > 10$ – неоднородны. Монолиты прибрежно-морского и озёрного льда были сохранены в мёрзлом состоянии до проведения химических анализов. Химический анализ выполнен в Лаборатории гидрохимии и химии атмосферы Лимнологического института СО РАН, г. Иркутск. Льды были зачищены, промыты дистиллированной водой, расплавлены и отфильтрованы через мембранные (поликарбонатные) фильтры с диаметром пор 0,45 мкм. Катионы в расплавах льда (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) измеряли методом атомной абсорбции на пламенном спектрофотометре (AAS-30, Karl Zeiss Jena, Германия). Анионы (SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^-) определяли методом высокоэффективной жидкостной хроматографии (Миллихром А-02, Эконова, Россия), гидрокарбонаты (HCO_3^-) – потенциометрическим титрованием. В качестве калибровочных растворов использовали стандарты фирмы Cica-Reagent (Япония). Микроэлементный состав находили масс-спектрометрическим методом с индуктивно связанной плазмой (Agilent 7500ce, Agilent Technologies Inc., США). В качестве калибровочного раствора использовали 68-элементный стандартный раствор фирмы High Purity Standards (США). В программе «Geochem Anomaly» проведён сравнительный анализ результатов исследований 63-х элементов во льду с составом речных и морских вод [20].

По результатам химического анализа рассчитаны коэффициенты вовлечения K_b в ледовую фазу, выраженные как $K_b = M_{\text{лед}}/M_{\text{раскол}}$, где $M_{\text{лед}}$ и $M_{\text{раскол}}$ соответственно концентрации веществ во льду и в льдообразующей воде [14]. Для анализа состава лантаноидов применён метод нормализации к составу в сланце NASC (North American Shale Composite) [21]. Содержания лантаноидов оценены по величинам цериевой Ce_{an} и европиевой Eu_{an} аномалий и соотношению

лёгких и тяжёлых L_{La}/T_{La} элементов, выраженных следующим образом [22, 23]:

$$Ce_{an} = Ce/Ce_{NASC}/(2/3La/La_{NASC} + 1/3Nd/Nd_{NASC});$$

$$Eu_{an} = 2Eu/Eu_{NASC}/(Sm/Sm_{NASC} + Gd/Gd_{NASC});$$

$$(L_{La}/T_{La})_{NASC} = (La/La_{NASC} + 2Pr/Pr_{NASC} + Nd/Nd_{NASC})/(Er/Er_{NASC} + Tm/Tm_{NASC} + Yb/Yb_{NASC} + Lu/Lu_{NASC}),$$

где NASC – Северо-Американский сланец; Ce_{NASC} , La_{NASC} , Nd_{NASC} , Eu_{NASC} , Sm_{NASC} , Gd_{NASC} , Pr_{NASC} , Er_{NASC} , Tm_{NASC} , Yb_{NASC} , Lu_{NASC} – соответственно церий, лантан, неодим, европий, самарий, гадолиний, празеодим, эрбий, тулий, иттербий, лютеций, содержащиеся в NASC.

Текстура и структура сезонных льдов

Озёрный лёд со вскрытой мощностью 0,55 м в верхней части белого цвета имеет слоистую текстуру за счёт распределения скоплений пузырьков воздуха; в нижней части он прозрачный с рассеянными мелкими пузырьками воздуха. Лёд визуально был разделён на четыре горизонтальных слоя (рис. 1, табл. 1).

Слой 1 (0–23 см) – лёд с большим количеством крупных и мелких пузырей воздуха, придающих ему белёсый цвет. Структуру льда слагают хаотично ориентированные мелкие кристаллы ($l_{\max} = 0,1 \div 0,7$ см, $S = 0,04$ см²) округлой и угловатой форм. Визуально выражена дифференциация размеров – в прослоях с большим количеством пузырьков и скоплений воздуха кристаллы льда мельче, чем в более прозрачных прослоях. Нижняя граница слоя волнистая.

Слой 2 (23–25 см) – белёсый лёд с меньшим количеством пузырьков воздуха. Структуру льда слагают вытянутые вертикально более крупные кристаллы ($l_{\max} = 0,2 \div 1,2$ см, $S = 0,1$ см²). Нижняя граница слоя резкая, волнистая за счёт внедрения вертикально удлинённых кристаллов.

Слой 3 (25–30,5 см) – лёд белёсого цвета из-за скоплений и отдельных пузырей воздуха. Структуру льда образуют хаотично ориентированные мелкие кристаллы главным образом изометричной и слабоудлинённой форм ($l_{\max} = 0,1 \div 0,7$ см, $S = 0,03$ см²). На границе с нижележащим слоем отмечены горизонтально вытянутые укрупнённые кристаллы

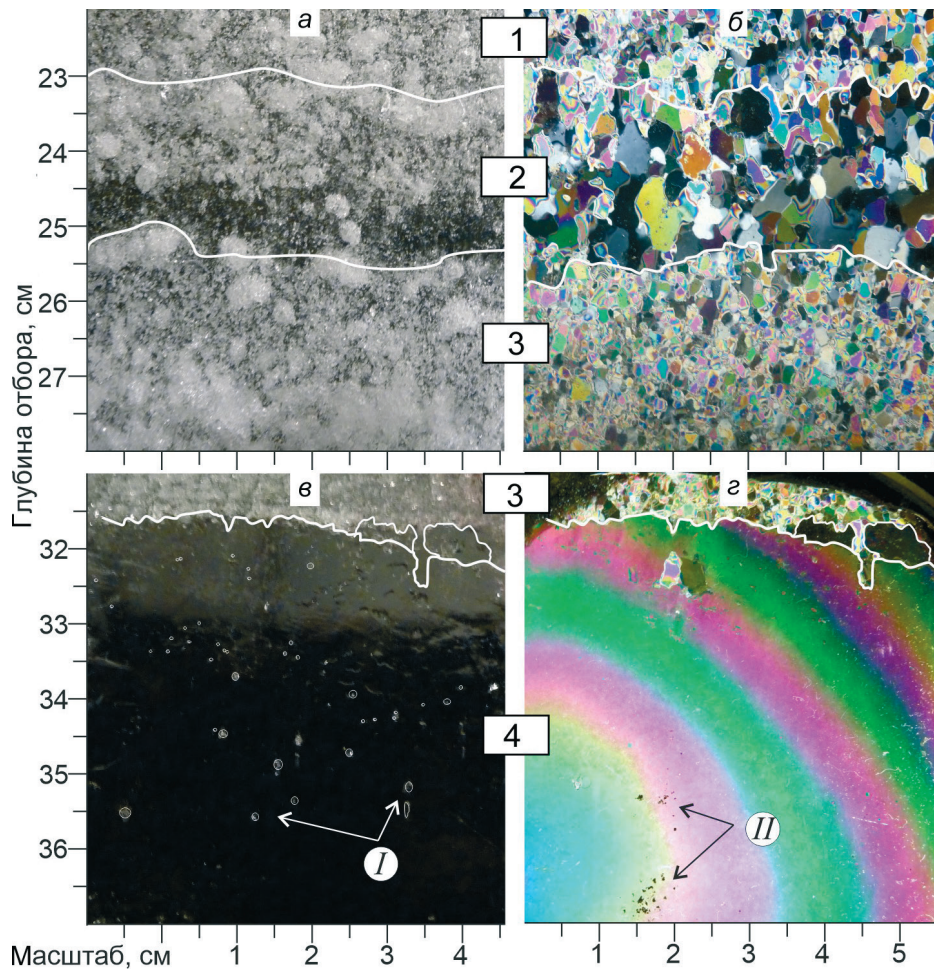


Рис. 1. Текстура (а, в) и структура (б, з) льда оз. Сюртав-Малто: снежно-фирновый (слой 1–2), мелкокристаллический (слой 3) и крупнокристаллический (слой 4) льды: 1–4 – слои озёрного льда, выделенные по строению кристаллов льда (см. табл. 1); I – пузырьки воздуха; II – минеральные и органические включения (источник: материалы бурения мая 2014 г.). Примечание: радужный спектр вызван неровностью поверхности кристалла

Fig. 1. Appearance (a, v) and texture (б, з) of ice from lake Syurtav-Malto: snow-firn ice (layer 1–2), fine crystalline ice (layer 3), and coarsely crystalline ice (layer 4): 1–4 – layers of lake ice identified by difference of ice crystals (see Table 1); I – air bubbles; II – mineral and organic inclusions. (Source: drilling data of May 2014). Note: the rainbow spectrum is caused by the roughness of the crystal surface

($l_{\max} = 0,7 \div 1,5$ см) (см. рис. 1). Нижняя граница слоя резкая, волнистая.

Слой 4 (30,5 см – нижняя граница не обнаружена) – прозрачный лёд с незначительным количеством пузырьков воздуха, организованных в вертикальные цепочки от органических включений. Структура льда представлена крупными кристаллами ($l_{\max} \geq 10$ см, $S \geq 78$ см²; мощность слоя ≥ 23 см).

Прибрежно-морской лёд в 0,9 км от берега – белый из-за большого количества круглых и удлинённых пузырьков воздуха диаметром 0,1–0,3 мм, содержит вертикально ориентированные

дендритные рассольные каналы длиной 5–12 мм (рис. 2, а) и редкие рассеянные минеральные примеси. В строении ледяного ядра мощностью 0,65 м выделено девять горизонтальных слоёв, отличающихся по структуре (см. табл. 1).

Слой 1 (0–6 см) – лёд вертикально-полосчатый за счёт вертикальных цепочек пузырьков воздуха. Структуру льда составляют мелкие кристаллы ($l_{\max} = 0,1 \div 0,6$ см, $S = 0,02$ см²). Нижняя граница слоя выражена только в поляризованном свете.

Слой 2 (6–20 см) – лёд вертикально-полосчатый за счёт вертикальных цепочек пу-

Таблица 1. Количественные параметры кристаллов озёрного и прибрежно-морского льдов

Тип льда	Глубина, см	Слой	Параметры*					
			S_{\min}	S_{\max}	S	l_{\max} , см	D , см	C_{diff}
			см ²					
Озёрный	0–23	1	< 0,1	0,2	< 0,1	0,1–0,7	0,3	4
	23–25	2	< 0,1	0,4	0,1	0,2–1,2	0,5	6
	25–32	3	< 0,1	0,1	< 0,1	0,1–0,7	0,2	5
	32–н.о.**	4	> 80	> 80	> 80	> 10	> 10	–
Прибрежно-морской	3–6	1	< 0,1	0,09	< 0,1	0,1–0,6	0,2	5
	6–12	2 (крупные кристаллы)	< 0,1	1,0	0,2	0,5–2,4	0,7	4
		2 (мелкие кристаллы)	< 0,1	0,2	< 0,1	0,1–0,7	0,3	6
	12–20	2 (крупные кристаллы)	< 0,1	2,2	1,0	1,7–5,6	1,4	3
	20–41,5	3	0,2	3,5	1,6	1,3–5,7	1,8	4
	41,5–50	4	< 0,1	0,3	< 0,1	< 0,1–1,0	0,3	9
	50–57	5	0,1	0,9	0,5	0,7–3,9	1,0	5
	57–58	6	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,1–0,6	0,2	4
	58–59,5	7	< 0,1	0,4	0,1	0,5–1,5	0,5	3
	59,5–61,5	8	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1–0,4	0,1	5
61,5–н.о.	9	< 0,1	0,1	< 0,1	0,1–0,7	0,3	4	

* S_{\min} – минимальная площадь кристалла; S_{\max} – максимальная площадь кристалла; S – средняя площадь кристаллов; l_{\max} – максимальная диагональ кристалла; D – средний диаметр кристаллов в шлифе/в слое; C_{diff} – коэффициент различия размеров кристаллов. **н.о. – не определено (источник: материалы бурения мая 2014 г.)

зырьков воздуха. Структуру льда составляют вертикально ориентированные призматические и игольчатые выклинивающиеся кристаллы ($l_{\max} = 0,5 \div 2,4$ см, $S = 0,2$ см²) и расположенные хаотично мелкие извилистые кристаллы ($l_{\max} = 0,1 \div 0,7$ см, $S = 0,06$ см²).

Слой 3 (20–40,5 см) – лёд вертикально-полосчатый за счёт вертикальных цепочек пузырьков воздуха и дендритных рассольных каналов. Структуру льда образуют крупные выклинивающиеся длиннопризматические, хаотично ориентированные кристаллы ($l_{\max} = 1,3 \div 5,7$ см, $S = 1,6$ см²). Нижняя граница слоя волнистая с рассеянными минеральными частицами.

Слой 4 (40,5–50 см) – лёд в верхней части имеет горизонтальный слой минеральных примесей. Структуру льда образуют хаотично ориентированные неоднородные по размеру ($C_{diff} = 9$) мелкие извилистые и слабоудлинённые кристаллы ($l_{\max} = 0,09 \div 1,0$ см, $S = 0,03$ см²). Нижняя граница ровная, горизонтальная, выражена в поляризованном свете.

Слой 5 (50–57,5 см) – лёд белёсый, вертикально-полосчатый за счёт цепочек пузырьков воздуха. Структуру льда образуют крупные вертикально ориентированные параллельно-шесто-

ватые кристаллы ($l_{\max} = 0,7 \div 3,9$ см, $S = 0,5$ см²). Нижняя граница слоя слабоволнистая, выражена только в поляризованном свете.

Слой 6 (57,5–58,3 см) – лёд белёсый, вертикально-полосчатый за счёт цепочек пузырьков воздуха. Структуру льда образуют мелкие слабоудлинённые субвертикальные кристаллы ($l_{\max} = 0,1 \div 0,6$ см, $S = 0,02$ см²). Нижняя граница слоя слабоволнистая, выражена только в поляризованном свете

Слой 7 (58,3–60 см) – структуру льда образуют вертикально ориентированные параллельно-шестоватые кристаллы ($l_{\max} = 0,5 \div 1,5$ см, $S = 0,1$ см²). Нижняя граница слоя ровная чёткая.

Слой 8 (60–61,7) – лёд белёсый с горизонтально ориентированными цепочками круглых пузырьков воздуха. Структуру льда составляют мелкие изометричные и слабоудлинённые главным образом вертикально кристаллы ($l_{\max} = 0,07 \div 0,4$ см, $S = 0,01$ см²). Нижняя граница подчеркнута горизонтально направленной цепочкой пузырьков воздуха, в поляризованном свете – плавная, слабовыраженная.

Слой 9 (61,5 – нижняя граница не обнаружена) – лёд белёсый с круглыми пузырьками воздуха, выстроенными в цепочки. Структуру льда

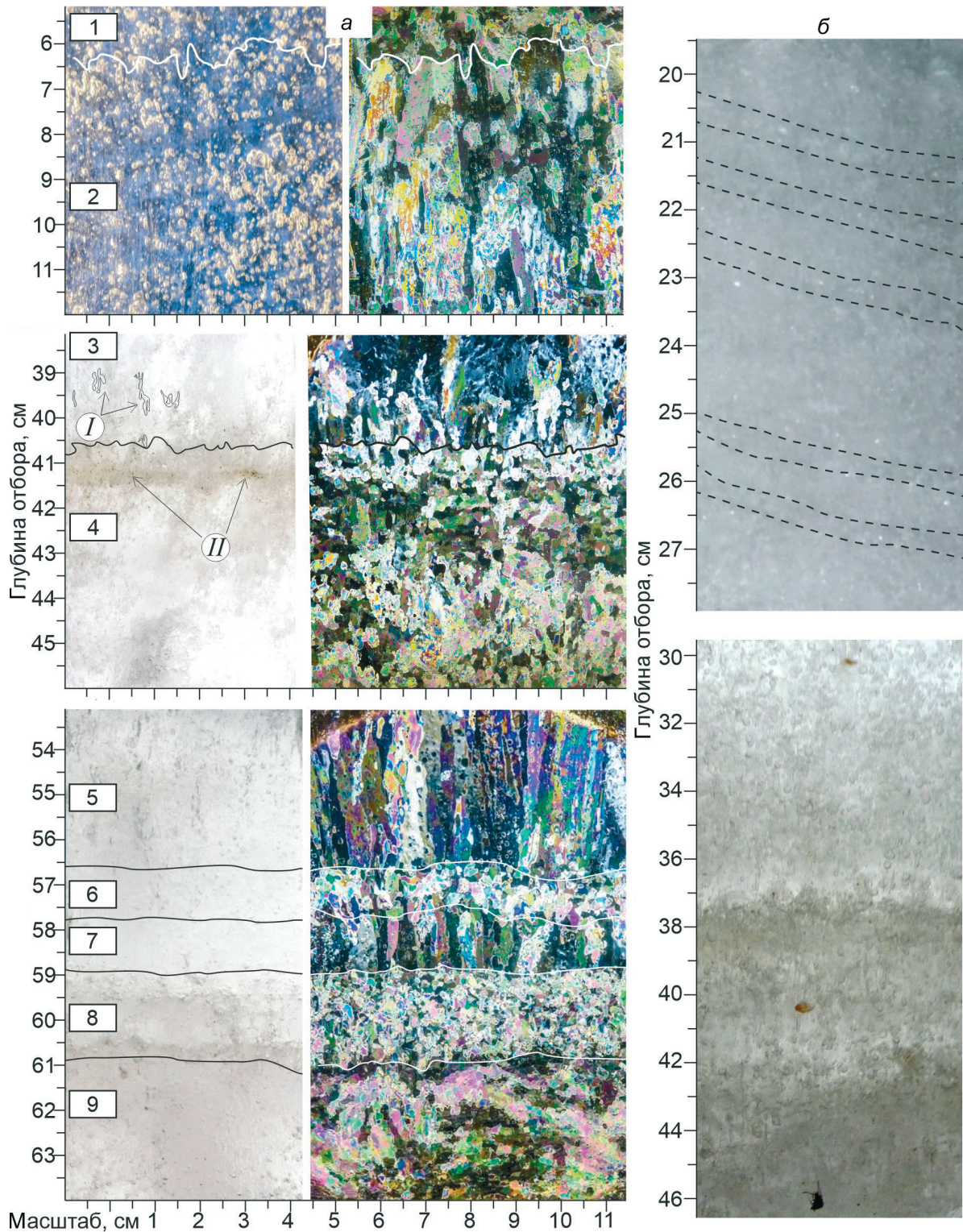


Рис. 2. Строение прибрежно-морского льда Байдаратской губы в 0,9 км от берега (а) и в 0,2 км от берега (б): 1–9 – слои прибрежно-морского льда, выделенные по строению кристаллов льда (см. табл. 1); I – рассольные каналы; II – минеральные и органические включения (источник: материалы бурения мая 2014 г.). На рис. б пунктиром обозначена наклонная текстура из прослоев более прозрачного льда

Fig. 2. Structure of fast sea ice from Baydaratskaya Bay 0.9 km from the coast (a), 0.2 km from the coast (b): 1–9 – layers of fast sea ice, identified by difference of ice crystals (see Table 1); I – brine channels; II – mineral and organic inclusions (source: drilling data of 2014). Fig. b – the dotted line indicates the sloping texture of the interlayers of more transparent ice

Таблица 2. Средние значения концентраций основных ионов льда оз. Сюртав-Малто и прибрежно-морского льда Бай-дарацкой губы в районе мыса Марре-Сале, мг/дм³*

Точка отбора пробы	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Σионов
Лёд озера, 0,0–0,32 м	2,42	8,04	1,88	0,95	1,76	4,94	0,67	20,7
Лёд озера, 0,32–0,55 м	1,65	1,50	0,41	0,43	0,66	0,91	0,17	5,7
Вода озера с 4,5 м [2]	36,2	38,5	14,5	0,8	5,5	30,0	4,5	130
Прибрежно-морской лёд, 0,2 км от берега	1,0	644,6	132,3	12,9	38,6	326,0	12,2	1168
Прибрежно-морской лёд, 0,9 км от берега	0,8	1617	254,3	29,4	91,1	734,6	31,5	2759
Морская вода, 2 км от берега [2]	–	9600	1410	175	680	5539	250	17 654
Морская вода, 0,1 км от берега [2]	–	16 900	2250	310	1080	9303	380	30 223

*Источник: материалы бурения мая 2014 г.

слагают неориентированные кристаллы со слабым удлинением ($l_{\max} = 0,1 \div 0,7$ см, $S = 0,04$ см²).

Прибрежно-морской лёд в 0,2 км от берега (см. рис. 1, б) – белёсый за счёт многочисленных круглых пузырьков, вытянутых в вертикальные цепочки. В верхней половине керна лёд имеет наклонную текстуру из прослоев более прозрачного льда (см. рис. 2, б). Характер наклона сопоставим с направлением надува вблизи берега. В нижней части лёд имеет горизонтальные прослои более прозрачного льда толщиной 1–1,5 см. Лёд содержит единичные свежие растительные остатки и целого жучка. Белёсый цвет и большое количество крупных скоплений пузырьков воздуха, включения детрита и насекомых характерны для снега и фирна, преобразованного инфильтрацией [12].

Химический состав сезонных льдов

Верхняя часть озёрного льда (слой 1–3) имеет сумму ионов 16–23 мг/дм³ (табл. 2). В составе катионов преобладает Na или Mg, в составе анионов – хлорид-ион, его содержание в среднем 77%-экв. С глубиной в составе ионов наблюдается уменьшение доли SO₄²⁻ от 21 до 7%-экв и увеличение доли HCO₃⁻ от 5,4 до 20%-экв. Концентрации микроэлементов уменьшаются с глубиной для Fe – от 67 до 39, I – от 2,5 до 1,5, Se – от 0,38 до 0,14 мкг/дм³ и увеличиваются для W – от 12 до 29 нг/дм³ и Mo – от 0,30 до 0,45 мкг/дм³ (рис. 3). Для основных ионов рассчитаны коэффициенты вовлечения по данным химического состава вод оз. Сюртав-Малто (см. табл. 2) [2]. Коэффициенты для ионов HCO₃⁻, Cl⁻, SO₄²⁻, Na⁺, K⁺ варьируют от 0,03 до 0,24 при среднем значении 0,15; для ионов Mg²⁺ – от 0,08 до 0,59 при среднем значении

0,32. Для ионов Ca²⁺ коэффициент растёт с глубиной от 0,78 до 1,51 при среднем значении 1,19. Озёрный лёд содержит Sc в 30 раз больше, чем кларк речных вод, Cr – в 17 раз, La – в 16 раз, Fe, P, Br, Nb, Sn, Eu, Tb, Ho – в 2 раза больше чем кларк речных вод [20]. Лёд имеет отрицательную Se_{an} (0,03–0,07) аномалию, Eu_{an} аномалия варьирует от 0,77 до 1,11, сумма лантаноидов изменяется от 0,60 до 1,23 мкг/дм³. Содержание лантаноидов имеет отрицательную корреляцию с ионами Mg²⁺ ($R^2 = -1,0$) и коррелирует ($R^2 > 0,7$) с содержанием Li, Be, Mn, Se, Y, Zr, Ag, Sb, I, Tl, Pb.

Нижняя часть озёрного льда (слой 4) имеет низкую минерализацию, которая уменьшается с глубиной от 7,5 до 4,3 мг/дм³. В составе ионов с глубиной наблюдается снижение доли Cl⁻ с 65 до 43%-экв, Na⁺ – с 37 до 29%-экв и рост долей HCO₃⁻ с 26 до 45%-экв и Ca²⁺ с 11 до 24%-экв (см. рис. 3). Концентрации микроэлементов уменьшаются с глубиной для Sn с 0,14 до 0,05, La – с 0,87 до 0,26; Si – с 39 до 28 мкг/дм³ и увеличиваются для W с 14 до 25 нг/дм³, Cd – с 8 до 15 нг/дм³, Zn – с 6 до 11 мкг/дм³. Озёрный лёд обогащён La в 13 раз, Nb, Sn – в 2 раза относительно концентраций в речных водах [20]. Коэффициенты вовлечения для ионов HCO₃⁻, Cl⁻, SO₄²⁻, Na⁺, K⁺ варьируют от 0,02 до 0,06 при среднем 0,04; для ионов Mg²⁺ – от 0,07 до 0,18 при среднем значении 0,12. Для ионов Ca²⁺ коэффициент растёт с глубиной с 0,45 до 0,66 при среднем значении 0,53. Se_{an} аномалия ниже, чем в фирне (0,01–0,03). Eu_{an} увеличивается с глубиной (с 0,65 до 1,39). Содержание лантаноидов уменьшается с глубиной с 0,96 до 0,29 мкг/дм³, имеет отрицательную корреляцию с содержанием HCO₃⁻ ($R^2 = -0,8$) и положительную ($R^2 > 0,7$) с Cl⁻, SO₄²⁻, Na⁺. В соотношении L_{La}/T_{La} преобладают лёгкие лантаноиды (6–22).

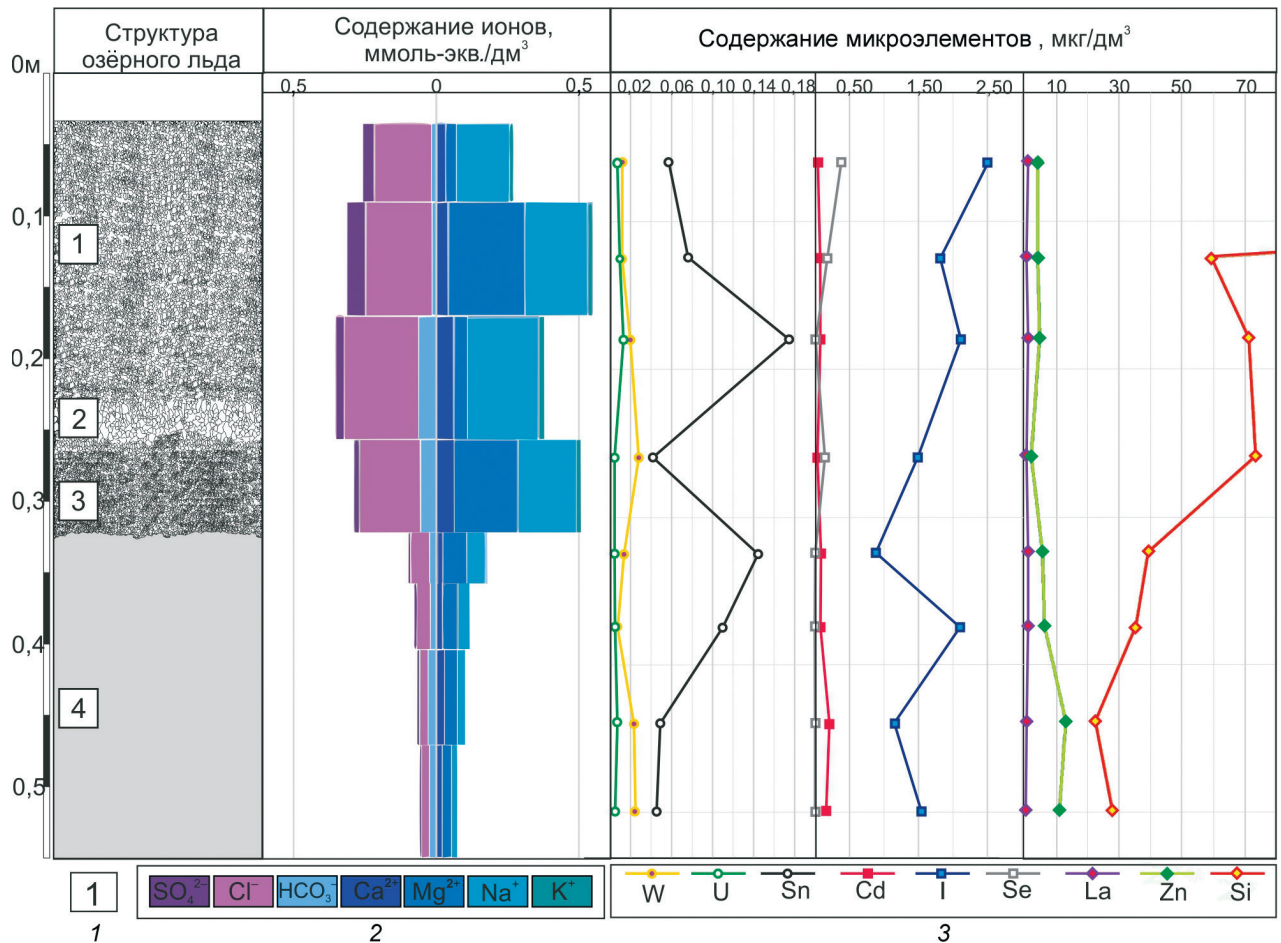


Рис. 3. Структура, ионный состав льда и содержание микроэлементов оз. Сюртав-Малто: 1 – номер слоя (см. табл. 1; см. рис. 1); 2 – наименование иона; 3 – наименование элемента (источник: материалы бурения мая 2014 г.)

Fig. 3. Texture, ionic composition and microelements content of the ice from lake Syurtav-Malto: 1 – layer number (see Table 1; see Fig. 1); 2 – the name of the ion; 3 – element name (source: drilling data of 2014)

Прибрежно-морской лёд в 0,9 км от берега имеет состав ионов, в котором преобладают Cl^- и Na^+ (см. табл. 2). Минерализация увеличивается с глубиной от слоя 1 ($2,1 \text{ г/дм}^3$) к слою 4 ($3,5 \text{ г/дм}^3$) (рис. 4). Эквивалентный состав основных ионов в прибрежно-морском льду по глубине не изменяется и согласуется с данными состава морской воды [2]. Относительно кларков морских вод лёд обогащён: La – в 3327 раз; Mn – в 339 раз; Th, Cr, Ce – в 113–168 раз; Se – в 85 раз; Cu – в 66 раз; Fe, Ni, Zn, Cd, Sn, Al, P, Sb, Sm, Eu, Tb – в 10–44 раза; Ti, V, Co, Zr, Pr, Nd, Gd, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Pb – в 4–8 раз. Содержание микроэлементов растёт с глубиной от слоя 1 к слою 4: для Br – от 4,8 до $7,4 \text{ мг/дм}^3$, Nb – от 4 до 12 нг/дм^3 , I – от 5 до 8 мкг/дм^3 , Se – от 6 до 11 мкг/дм^3 , Fe – от 0,18 до $0,29 \text{ мг/дм}^3$.

Коэффициенты вовлечения для основных ионов рассчитаны по данным химического состава морской воды в 2003 г. в 2 км от берега в районе мыса Марре-Сале (см. табл. 2) [2]. Коэффициенты для Cl^- , SO_4^{2-} и Ca^{2+} варьируют от 0,13 до 0,23 при среднем значении 0,17; для ионов Na^+ , K^+ и Mg^{2+} – от 0,09 до 0,17 при среднем значении 0,13. Суммарная концентрация лантаноидов во льду изменяется от 4 до 32 мкг/дм^3 . Сумма лантаноидов коррелирует ($R^2 > 0,7$) с содержанием Al, Cs, U. Содержание лантана на два порядка превышает содержание остальных лантаноидов. Установлены отрицательная Ce_{an} (0,002) и положительная Eu_{an} (1,65) аномалии. Значение Eu_{an} аномалии распределено по глубине неравномерно. Минимальное значение Eu_{an} (0,40) соответствует прослою минеральных включений

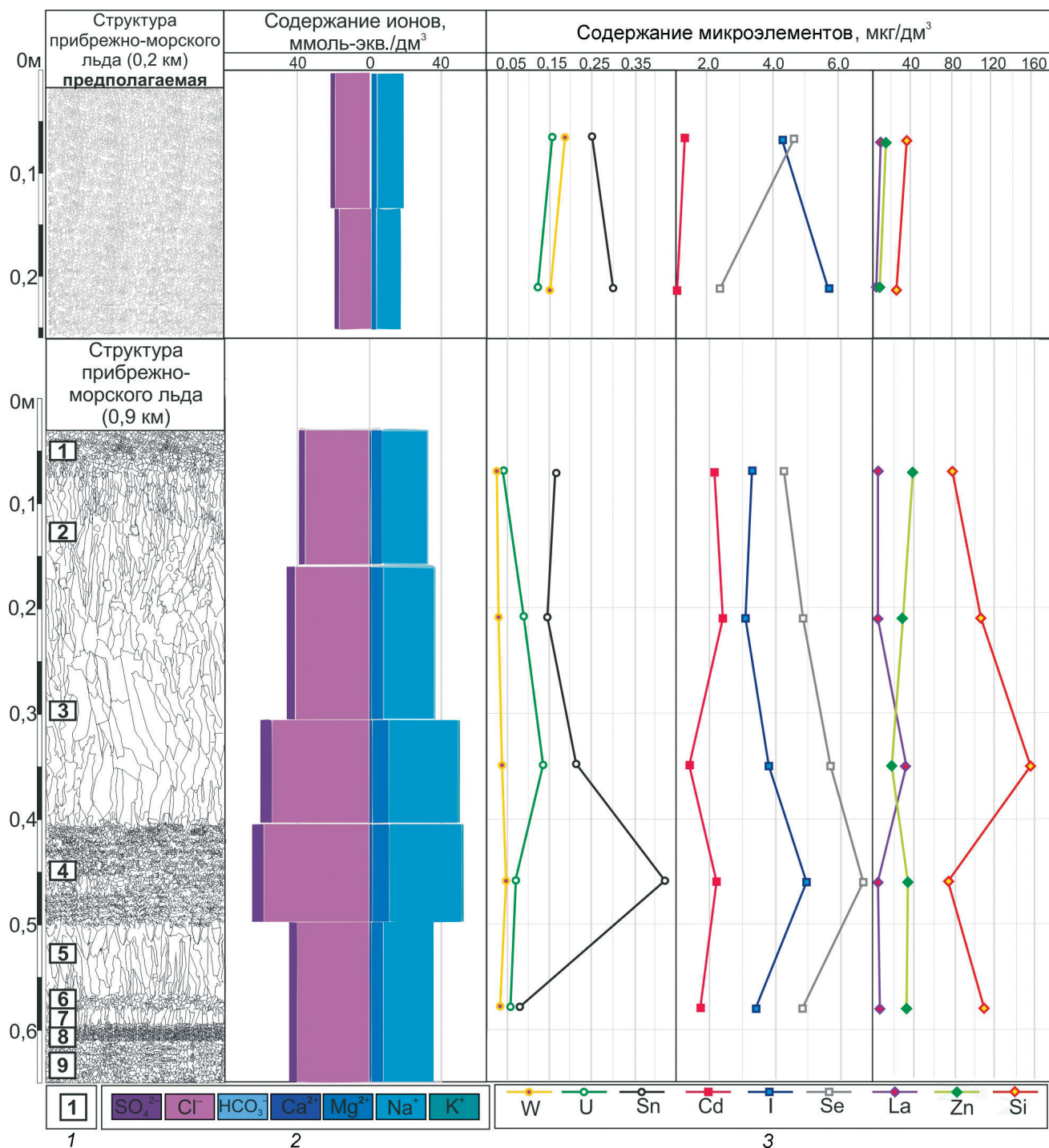


Рис. 4. Структура, ионный состав и содержание микроэлементов прибрежно-морского льда Байдаратской губы: Усл. обозначения 1–3 см. рис. 3

Fig. 4. Texture, ionic composition and microelements content of the fast sea ice of Baydaratskaya Bay: 1–3 see Fig. 3

во льду, максимальные значения (1,6–2,4) выявлены для кристаллов большой площади. В соотношении L_{La}/H_{La} преобладают лёгкие лантаноиды (18–91).

Прибрежно-морской лёд в 0,2 км от берега имеет минерализацию 1,1–1,2 г/дм³ с преобладанием Cl⁻ и Na⁺ (см. табл. 2). Относительно кларков морских вод лёд обогащён La в 2270 раз; Mn

в 594 раза; Th в 172 раза; Ce, Cr, Cu в 50–65 раз; Eu, Se, Sm, Sn, Sb, Zn, Fe, P в 11–36 раз; Gd, Tm, Co, Lu, Tb, Ho, Ni, Yb, Er, Pr, Nd, Cd, Dy, Ti, Pb, Zr, V в 2–9 раз. Коэффициенты вовлечения для основных ионов рассчитаны по данным химического состава морской воды в 2000 г. в 100 м от берега в районе мыса Марре-Сале (см. табл. 2) [2]. Коэффициенты вовлечения для Cl^- , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} варьируют в диапазоне 0,03–0,04, максимальные значения установлены для иона SO_4^{-2} (0,06). Суммарная концентрация лантаноидов во льду уменьшается с глубиной от 9,5 до 4,2 мкг/дм³. Содержание лантана на два порядка превышает содержание остальных лантаноидов. Для льда выявлена отрицательная аномалия Ce_{an} , которая увеличивается с глубиной с 0,0002 до 0,002. Аномалия Eu_{an} возрастает с глубиной от 0,95 до 3,04. В соотношении $\text{La}_{La}/\text{T}_{La}$ преобладают лёгкие лантаноиды (16–47).

Обсуждение результатов

Зависимость химического состава озёрного льда от его структуры. В строении озёрного льда выделено четыре слоя. Слои 1 и 2 соответствуют зернистой структуре фирна [9]. Слои 3 и 4 отвечают двум стадиям замерзания пресной воды (озеро, река и т.д.) [24, 25]. Слой 3 соответствует формированию ледяной корки на озере с объёмным ростом мелких кристаллов, вероятно, частично редуцированных в осенний период накопления снега. Вытянутые горизонтально укрупнённые кристаллы на границе слоёв 3 и 4 (см. рис. 1) указывают на перерывы в льдообразовании на начальной стадии формирования ледяного покрова. Слой 4 соответствует стадии сплошного медленного роста широких крупных кристаллов в условиях стабильного охлаждения [24, 25]. Образованию широких крупных кристаллов способствовали стабилизация условий охлаждения и формирование мощного перекрывающего слоя из первичной корки льда и свежеснежного покрова. Слои 1 и 2 фирна образованы в результате перекристаллизации осеннего снега, пропитанного водой, который накапливался на ледяной корке озера – слой 3. Промежуточная стадия развития удлинённых призматических кристаллов [24] в образце озёрного льда не обнаружена.

Минерализация озёрного льда уменьшается при формировании широких кристаллов с 23 до 4 мг/дм³. С глубиной меняются катионно-анионный состав и содержания микроэлементов. Уменьшается содержание сульфатов, кремния, лантана. Изменение преобладающего катиона с глубиной – результат смены источников вод: источником натрия был снег, а магния – озёрная вода. Сумма ионов многих микроэлементов уменьшается с увеличением площади кристаллов льда. Такое распределение ионов и микроэлементов может отражать повышение концентрации морских аэрозолей в снеге, перекрывающем озёрный лёд [26]. Из озёрной воды от 3 до 24% ионов HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{-2} , Na^+ , K^+ поступают в состав льда; ионы Mg^{2+} – от 8 до 59%, что хорошо согласуется с данными по коэффициентам вовлечения, рассчитанным для льда Онежского озера [15].

Соотношение ионов в нижней части льда (0,32–0,55 м) наследуется из исходной озёрной воды озера, имеющей гидрокарбонатно-хлоридный, магниевый-натриевый состав. В нижней части льда для ионов HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{-2} , Na^+ , K^+ в среднем только 4% ионов из воды вовлекаются в ледовую фазу в результате медленной скорости промерзания и очень крупной кристаллической структурой. В экспериментах Э.Д. Ершова, Е.М. Чувилина и О.Г. Смирновой с искусственно изготовленными льдами показано, что с ростом размера кристаллов суммарное накопление ионов снижается. Это обусловлено уменьшением удельной поверхности кристаллов льда и снижением количества подвижной фазы воды, существующей на границах кристаллов, которая служит ионопроводящей средой [27].

Повышенное содержание La и отрицательная Ce_{an} аномалия в верхней части озёрного льда есть следствие содержания лантаноидов в морском аэрозоле. Положительная Eu_{an} аномалия – следствие преобразования распределений лантаноидов: чем медленнее льдообразование, тем выше значение Eu_{an} .

Зависимость химического состава прибрежно-морского льда от его структуры. В спокойных условиях морской лёд, как правило, претерпевает пять стадий роста [12]. Слоистость в морском льду вызывается колебаниями температуры, в том числе кратковременными. Изученный прибрежно-морской лёд на расстоянии 0,9 км от по-

бережья имеет в своём строении больше слоёв, чем описанные в литературе однолетние морские льды [24]. Прибрежно-морской лёд отличается распределением зажатых между кристаллами льда воздушных пузырьков, рассольными каналами дендритовидной формы и прослойками минеральных частиц. Многослойная структура прибрежно-морского льда обусловлена более динамичными условиями при льдообразовании: сгонно-нагонными колебаниями уровня моря, подводными течениями и волнениями на мелководье. Осенью в начале формирования ледяного покрова движение воды провоцирует снос и взмучивание минеральных частиц с подводных валов. При льдовыделении эти частицы захватываются кристаллами льда. Помимо этого, минеральные частицы и ионы солей способствуют появлению новых ядер кристаллизации и формированию мелкозернистого льда [28]. Сочетание минеральных частиц и подводных течений препятствует образованию в прибрежно-морском льду таких крупных кристаллов, как у озёрного льда [28].

При промораживании рассолов Удачинского горно-обогатительный комбината коэффициенты вовлечения ионов Ca, Mg, Na, Sr, Li, Rb имеют обратную зависимость от концентрации исходной воды. Коэффициенты вовлечения максимальны для проб концентрацией 200 г/дм^3 — от 12 до 15%, для проб концентрацией 130 г/дм^3 — от 6 до 7%, для проб концентрацией 90 г/дм^3 — от 2 до 3%, для проб концентрацией 20 г/дм^3 — от 0,2 до 0,5% [14]. Из морской воды от 10 до 23% ионов задерживается между пластинками кристаллов морского льда, что отличается от значений, полученных в экспериментах с рассолами.

Прибрежно-морской лёд в 0,9 км от берега в районе мыса Марре-Сале наследует соотношение ионов морской воды Карского моря [2] и имеет хлоридный, магниевый-натриевый состав. Минимальная минерализация отмечена в слое 1. Этот слой граничит с поверхностным снежным покровом, который опресняет лёд и характеризует первичную стадию льдообразования — формирование ледяной корки. Максимальная минерализация отмечена в слое 4, который состоит из мелких кристаллов льда с минеральными прослойками. Это указывает на взмучивание минеральных частиц за счёт турбулентности внутриводных течений. Попавшие на границу слоёв минеральные примеси служат новыми очагами кристаллизации.

Быстрое льдовыделение обусловило повышенную минерализацию и насыщение микроэлементами. Содержания многих микроэлементов превышают кларковые значения морских вод, что связано с обогащением вод у побережья микроэлементами континентального стока. Оттаивающие отложения, обогащённые микроэлементами [29], вносят вклад в континентальный сток в прибрежной зоне. Содержание Sn, I, Se увеличивается вместе с минерализацией льда и с уменьшением размеров кристаллов прибрежно-морского льда (см. рис. 4). Значение Se_{an} в прибрежно-морском льду близко к 0 (от 1×10^{-4} до 4×10^{-3}), что характерно для морской воды; Eu_{an} в прибрежно-морском льду в среднем положительная (1,7) и варьирует от 0,4 до 3,0 за счёт разной скорости льдообразования. Значение Eu_{an} аномалии (0,91), рассчитанное по кларковым значениям морских вод [20], отличается от Eu_{an} аномалии в прибрежно-морском льду; вероятно, при расчёте кларков не учитывали прибрежные воды, имеющие низкую минерализацию и насыщенные микроэлементами за счёт континентального стока [23].

Прибрежно-морской лёд в 0,2 км от берега в зоне подводной дельты ручья более пресный, чем прибрежно-морской лёд в 0,9 км, результате опреснения континентальными поверхностными водами. Коэффициент вовлечения ионов в ледовую фазу для прибрежного льда значительно ниже — всего 3–6%. Максимальное значение коэффициента установлено для SO_4^{-2} , источник которого — вытаявающие таберальные отложения. Прибрежно-морской лёд в 0,2 км обогащён микроэлементами, как и прибрежно-морской лёд в 0,9 км, особенно La и Mn. Распределение и состав микроэлементов идентичны, следовательно, льды имеют общие источники поступления микроэлементов (рис. 5), при этом минерализация льда отличается более чем в 2 раза.

Заключение

Установлена зависимость химического состава сезонных льдов от их структуры на примере озёрного и прибрежно-морского льдов в районе мыса Марре-Сале на Западном Ямале. Верхняя часть льда озера Сюртав-Малто представлена мелкокристаллическим фирном. Высокие содержания ионов Na^+ и Cl^- и микро-

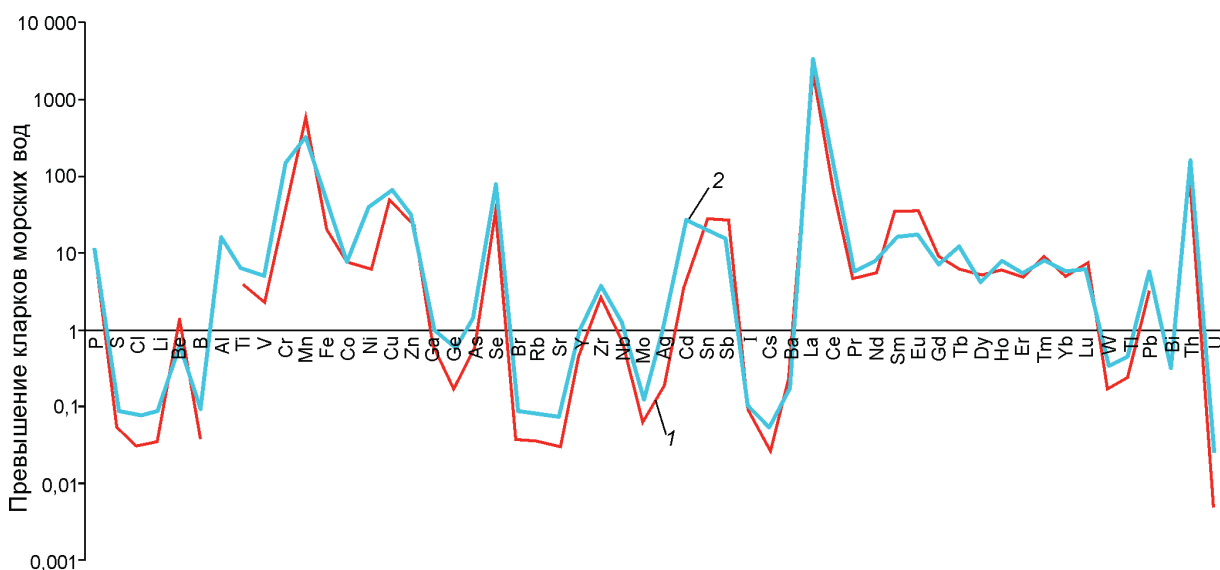


Рис. 5. Превышение кларков морских вод для прибрежно-морского льда Байдарацкой губы в 0,2 км (1) и в 0,9 км от берега (2) (источник: материалы бурения мая 2014 г.)

Fig. 5. Excess trace elements content over sea waters in fast sea ice from Baydaratskaya Bay in 0,2 km from coast (1) and in 0,9 km from coast (2) (source: drilling data of 2014)

элементов, отрицательная цериевая аномалия в фирне позволяют сделать вывод о влиянии морских аэрозолей на состав снега в прибрежной зоне Карского моря. В нижней части озёрного крупнокристаллического льда установлены незначительные концентрации ионов и микроэлементов из-за низкой скорости льдообразования. Слоистое строение прибрежно-морского льда Байдарацкой губы в 0,9 км от берега обусловлено турбулентностью внутриводных течений, взмучивающих минеральные частицы с образованием новых очагов кристаллизации. Высокая минерализация отмечена для слоёв льда с минимальным размером кристаллов. Источник повышенного содержания микроэлементов в прибрежно-морском льду относительно кларков

морских вод — континентальный сток. По величине, составу и распределению микроэлементов, в частности по значению цериевой аномалии, можно различать озёрные и морские льды.

Благодарности. Авторы выражают признательность сотрудникам Лаборатории гидрохимии и химии атмосферы Лимнологического института СО РАН И.В. Томберг и Н.А. Жученко за аналитические исследования.

Acknowledgments. The authors would like to thank the staff of the Laboratory of Hydrochemistry and Atmospheric Chemistry of the Limnological Institute of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences I.V. Tomberg and N.A. Zhuchenko for analytical research.

Литература

1. Каневский М.З., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере района Марре-Сале) // Криосфера Земли. 2005. Т. IX. № 3. С. 16–27.
2. Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. М.: Научный мир, 2010. 352 с.
3. Слагода Е.А., Мельников В.П., Опокина О.Л. Повторно-инъекционные штоки льда в отложениях Западного Ямала // ДАН. 2010. Т. 432. № 2. С. 264–266.

References

1. Kanevskij M.Z., Streleckaja I.D., Vasil'ev A.A. Regularities of the cryogenic structure formation of the Quaternary deposits of the Western Yamal (on the example of the Marre – Sale region). *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2005, IX (3): 16–27. [In Russian].
2. Kritsuk L.N. *Podzemnye ldy Zapadnoj Sibiri*. Ground ice of West Siberia. Moscow: Nauchnyy Mir, 2010: 352 p. [In Russian].
3. Slagoda E.A., Mel'nikov V.P., Opokina O.L. Reinjected ice stocks in sediments of the western Yamal peninsula.

4. Шполянская Н.А. Плейстоцен-голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики «глазами» подземных льдов. Москва—Ижевск: Ижевский институт компьютерных исследований, 2015. 343 с.
5. French H.M., Harry D.G. Observations on buried glacier ice and massive segregated ice, western Arctic coast, Canada // *Permafrost and Periglacial Processes*. 1990. V. 1. P. 31–43.
6. French H.M., Harry D.G. Nature and origin of ground ice, Sandhills Moraine, southwest Banks Island, western Canadian Arctic // *Journ. of Quaternary Science*. 1988. V. 3. P. 19–30.
7. Pollard W.H. The nature and origin of ground ice in the Herschel Island area, Yukon Territory. *Proceedings of the Fifth Canadian Permafrost Conference*. Quebec, 1990. P. 23–30.
8. Murton J.B. Ground-ice stratigraphy and formation at North Head, Tuktoyaktuk Coastlands, western Arctic Canada: a product of glacier-permafrost interactions // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2005. V. 16. P. 31–50.
9. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
10. Савельев Б.А. Руководство по изучению свойств льда. М.: Изд-во МГУ, 1963. 198 с.
11. Голубев В.Н. Зависимость структуры льда от солёности замерзающей воды // II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Т. 4. Якутск: Книж. изд-во, 1973. С. 180–184.
12. Тышко К.П., Черепанов Н.В., Федотов В.И. Кристаллическое строение морского ледяного покрова. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 66 с.
13. Ивлев Л.С., Довгалюк Ю.А. Физика атмосферных аэрозольных систем. СПб.: НИИХ СПбГУ, 1999. 194 с.
14. Зелинская Е.В., Воронина Е.Ю. Теоретические аспекты использования гидроминерального сырья. М.: Акад. естествознания, 2009. 118 с.
15. Сабылина А.В., Ефремова Т.А. Химический состав льда и подлёдной воды Онежского озера (на примере Петрозаводской губы) // *Лёд и Снег*. 2018. № 3 (58). С. 417–428. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-417-428>.
16. Кизяков А.И., Стрелецкая И.Д., Савенко А.В., Крайнюкова И.А., Токарев И.В. Химический, изотопный и газовый состав однолетнего морского льда по данным кернов дрейфующих станций БАРНЕО за 2013–2015 гг. // *Лёд и Снег*. 2019. Т. 59. № 3. С. 363–376. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-387>.
17. Иванов А.В. Криогенная метаморфизация химического состава природных льдов, замерзающих и талых вод. Хабаровск: Дальнаука, 1998. 164 с.
- Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2010, 432 (1): 663–665.
4. Shpolyanskaya N.A. *Pleistotsen-golotsenovaya istoriya razvitiya kriolitozony Rossiyskoy Arktiki glazami podzemnykh l'dov*. Pleistocene–Holocene history of permafrost development of Russian Arctic by eyes of underground ice. Moscow–Izhevsk: Institute of Computer Studies, 2015: 343 p. [In Russian].
5. French H.M., Harry, D.G. Observations on buried glacier ice and massive segregated ice, western Arctic coast, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*. 1990, 1: 31–43.
6. French H.M., Harry D.G. Nature and origin of ground ice, Sandhills Moraine, southwest Banks Island, western Canadian Arctic. *Journ. of Quaternary Science*. 1988, 3: 19–30.
7. Pollard W.H. The nature and origin of ground ice in the Herschel Island area, Yukon Territory. *Proceedings of the Fifth Canadian Permafrost Conference*, Québec, 1990: 23–30.
8. Murton J.B. Ground-ice stratigraphy and formation at North Head, Tuktoyaktuk Coastlands, western Arctic Canada: a product of glacier-permafrost interactions. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2005, 16: 31–50.
9. Shumsky P.A. *Osnovy strukturnogo ledovedeniya*. Fundamentals of ice structure sciences. Moscow: USSR Academy of Sciences, 1955: 492 p. [In Russian].
10. Savelev B.A. *Rukovodstvo po izucheniyu svoystv l'da*. Guide to the study of ice characteristic Moscow: Moscow State University, 1963: 198 p. [In Russian].
11. Golubev V.N. Dependence of Ice Structure on Freezing Water Salinity. II *Mezhdunarodnaja konferencija po merzlotovedeniju*. Proc. of the 2nd Intern. Conf. on Cryolithology. V. 4. Yakutsk: Knizhnoe izd-vo, 1973: 180–184. [In Russian].
12. Tyshko K.P., Cherepanov N.V., Fedotov V.I. *Kristallichesкое stroenie morskogo ledjanogo pokrova*. Crystal structure of sea ice cover. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 2000: 66 p. [In Russian].
13. Ivlev L.S., Davgalyuk Yu.A. *Fizika atmosferynyh ajerozol'nyh sistem* Physics of atmospheric aerosol systems. Physics of atmospheric aerosol systems. St. Petersburg: NIIKH SPbGU, 1999: 194 p. [In Russian].
14. Zelinskaya E.V., Voronina E.Yu. *Teoreticheskie aspekty ispolzovaniya gidromineralnogo syrja*. Theoretical Aspects of Using Hydromineral Raw Materials. Moscow: Akad. Estestvoznaniya, 2009: 118 p. [In Russian].
15. Sabylina A.V., Efremova T.A. The chemical composition of ice and water under ice of Lake Onega (the case of Petrozavodsk Bay). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (3): 417–428. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-417-428>.
16. Kizyakov A.I., Streletskaia I.D., Savenko A.V., Kraynyukova I.A., Tokarev I.V. Chemical, isotopic and gas composition of the first-year sea ice in 2013–2015 from the data of cores taken at the BARNEO drifting stations. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (3): 363–376. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-3-387.
17. Ivanov A.V. *Kriogennaja metamorfizacija himicheskogo sostava prirodnyh l'dov, zamerzajushhih i talyh vod*.

18. Анисимова Н.П. Методы гидрогеохимии в мерзлотоведении. Якутск: Изд-во Ин-та мерзлотоведения СО РАН, 2004. 78 с.
19. Tikhonravova Y.V., Rogov V.V., Slagoda E.A. Genetic identification of ground ice by petrographic method // Geography, environment, sustainability. 2021. V. 14. № 4. P. 20–32. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2021-063>.
20. Соловов А.П., Архипов А.Я., Бугров В.А., Воробьев С.А., Гершман Д.М., Григорян С.В., Квятковский Е.М., Матвеев А.А., Миляев С.А., Николаев В.А., Перельман А.И., Шваров Ю.В., Юфа Б.Я., Ярошевский А.А. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / Под ред. А.П. Соловова. М.: Недра, 1990. 335 с.
21. Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L. The «North American shale composite»: Its compilation, major and trace element characteristics // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1984. V. 48. № 12. P. 2469–2482.
22. Kato Y., Ohta I., Tsunematsu T., Watanabe Y., Isozaki Y., Maruyama S., Imai N. Rare earth element variations in Mid–Archean banded iron formations: implications for the chemistry of ocean and continent and plate tectonics // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. V. 62. P. 3475–3497.
23. Dubinin A.V. Geochemistry of rare earth elements in the ocean // Lithology and Mineral Resources. 2004. V. 39. № 4. P. 289–307.
24. Савельев Б.А. Строение и состав природных льдов. М.: Изд-во МГУ, 1980. 280 с.
25. Rogov V.V. Основы криогенеза. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2009. 203 с.
26. Бутаков В.И., Слагода Е.А., Тихонравова Я.В., Опокина О.Л., Томберг И.В., Жученко Н.А. Гидрохимический состав и редкоземельные элементы в полигонально-жильных льдах ключевых районов криолитозоны Карского региона // Изв. Томского политех. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331. № 2. С. 78–91. doi: 10.18799/24131830/2020/2/2483.
27. Ершов Э.Д., Чувилин Е.М., Смирнова О.Г. Подвижность ионов химических элементов во льдах и мерзлых породах // ДАН. 1999. Т. 367. № 6. С. 796–798.
28. Petrich C., Eicken H. Growth, Structure and Properties of Sea Ice. Oxford: Blackwell Publishing, 2010. P. 23–78.
29. Бутаков В.И., Слагода Е.А., Опокина О.Л., Томберг И.В., Жученко Н.А. Особенности формирования гидрохимического и микроэлементного состава разных типов подземных льдов мыса Марре-Сале // Криосфера Земли, 2020. Т. XXIV. № 5. С. 29–44. doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-5(29-44).
- Cryogenic metamorphization of the chemical composition of natural ice, freezing and melt waters. Khabarovsk: Dalnauka, 1998: 164 p. [In Russian].
18. Anisimova N.P. *Metody gidrogeohimii v merzlotovedenii*. Methods of hydrogeochemistry in permafrost. Yakutsk: Publishing House of the Permafrost Institute SB RAS, 2004: 78 p. [In Russian].
19. Tikhonravova Y.V., Rogov V.V., Slagoda E.A. Genetic identification of ground ice by petrographic method. Geography, environment, sustainability. 2021, 14 (4): 20–32. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2021-063>.
20. Solovov A.P., Arkhipov A.Ya., Bugrov V.A., Vorob'ov S.A., Gershman D.M., Grigoryan S.V., Kiyatovsky E.M., Matveev A.A., Milyaev S.A., Nikolaev V.A., Perelman A.I., Shvarov Yu.V., Yufa B.Ya., Yaroshevsky A.A. *Spravochnik po geohimicheskim poiskam poleznykh iskopaemykh*. Reference book on geochemical prospecting of mineral resources. Moscow: Nedra, 1990: 335 p. [In Russian].
21. Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L. The «North American shale composite»: Its compilation, major and trace element characteristics. Geochimica et Cosmochimica Acta. 1984, 48 (12): 2469–2482.
22. Kato Y., Ohta I., Tsunematsu T., Watanabe Y., Isozaki Y., Maruyama S., Imai N. Rare earth element variations in Mid–Archean banded iron formations: implications for the chemistry of ocean and continent and plate tectonics. Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998, 62: 3475–3497.
23. Dubinin A.V. Geochemistry of rare earth elements in the ocean. Lithology and Mineral Resources. 2004, 39 (4): 289–307.
24. Savelev B.A. *Stroenie i sostav prirodnyh vod*. The structure and composition of natural water. Moscow: MGU, 1980: 280 p. [In Russian].
25. Rogov V.V. *Osnovy kriogeneza*. Fundamentals of Cryogenesis. Novosibirsk: GEO, 2009: 203 p. [In Russian].
26. Butakov V.I., Slagoda E.A., Tikhonravova Ya.V., Opokina O.L., Tomberg I.V., Zhuchenko N.A. Hydrochemical composition and rare-earth elements in ice wedge of the Kara region cryolitozone key areas. *Izvestiya Tomskogo politehnicheskogo universiteta. Inzhiniring georesursov*. Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. 2020, 331 (2): 78–91. doi: 10.18799/24131830/2020/2/2483. [In Russian].
27. Ershov E.D., Chuvilin E.M., Smirnova O.G. Mobility of ions of chemical elements in ice and frozen rocks. *Doklady Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 1999, 367 (6): 796–798. [In Russian].
28. Petrich C., Eicken H. Growth, Structure and Properties of Sea Ice. Oxford: Blackwell Publishing, 2010. P. 23–78.
29. Butakov V.I., Slagoda E.A., Opokina O.L., Tomberg I.V., Zhuchenko N.A. The formation features of the hydrochemical and trace element composition of various types of ground ice at Marre-Sale Cape. *Earth's Cryosphere*. 2020, XXIV (5): 29–44. http://www.izdatgeo.ru/pdf/earth_cryo/2020-5/23_eng.pdf. doi: 10.21782/EC2541-9994-2020-5(23-37).