

ОСОБЕННОСТИ КРИОЛИТОГЕНЕЗА В ЛАГУННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОСТРОВА ЖОХОВА

канд. геол.-минерал. наук В.В.ИВАНОВА¹,
науч. сотр. М.А.АНИСИМОВ²

¹ – ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, e-mail: v_ivanova@rambler.ru

² – ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: aaricoor@ari.ru

Материалом данного сообщения послужили результаты изучения лагунных отложений острова Жохова. Работа выполнена при финансовой поддержке российско-американского археологического проекта «Жохов-2000».

В работе обсуждаются особенности литофациального и химико-минерального состава мерзлых лагунных отложений о. Жохова. Рассмотрены физико-химические и механические процессы в промерзающих породах, установлены особенности аутигенного минералообразования, закономерности формирования и развития толщ мерзлых пород и особенности их состава и свойств.

Ключевые слова: субмаринный криолитогенез, макро- и микроструктурные черты, градуломинералогический анализ, люминесценция.

ВВЕДЕНИЕ

Механизм промерзания донных отложений в арктических морях предложен и подробно рассмотрен Н.А.Шполянской [10, 11]. Возможность промерзания донных морских отложений зависит от соотношения между соленостью и температурой поровых вод осадков. Охлаждение порового раствора представляет собой сложный процесс, сопровождающийся выделением льда (в той или иной степени содержащего соли) и концентрированием остающегося раствора, в котором происходят химические реакции и осаждение солей. Концентрация порового раствора является функцией температуры, но физико-химические и особенно химические процессы при изменениях температуры не всегда являются обратимыми. Изменение концентрации порового раствора вниз по разрезу донных отложений и вариации солевого состава являются косвенным показателем температурных условий литогенеза.

Изначальной целью работ, организованных в 2000–2006 гг. в рамках программы археологических исследований Жоховской стоянки [7], было уточнение характеристики природных условий до, во время и после периода пребывания древнего человека на о. Жохова (около 8000 л.н.), а также получение информации об изменении уровня Восточно-Сибирского моря в позднем плейстоцене и голоцене как фактора, непосредственно влиявшего на возможность посещения острова в прошлом. Помимо решения локальных прикладных задач, предполагалось получить результат, востребованный в палеогеографических реконструкциях, поскольку район исследований расположен в наиболее удаленной области Новосибирского архипелага, не обеспеченной подобными данными.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Остров Жохова (рис. 1) входит в группу островов Де-Лонга архипелага Новосибирских островов. Он расположен на шельфе Восточно-Сибирского моря под 76° с.ш. Размеры острова примерно 7×11 км. Он представляет собой конусообразную возвышенность (вулканический аппарат центрального типа), сложенную базальтовыми лавами, вулканическими агломератами и туфами. Основными вулканическими

породами на о. Жохова являются оливиновые базальты и оливиновые трахибазальты. Среди вулканитов крайне редко встречаются обломки осадочных пород, вынесенных на поверхность потоком лавы. Среди последних отмечаются обломки, похожие на песчаник среднего ордовика соседнего о. Беннета, и обломки кремнистого известняка с фауной среднего – верхнего карбона. Время формирования базальтов о. Жохова относится к миоцену, в интервале от 10 до 20 млн лет [6].

Центральную часть острова занимают холмы с высотами до 120 м, являющиеся останцами вулканической постройки. Поверхность острова перекрыта маломощным чехлом четвертичных отложений, мощность которых возрастает в направлении от вершин холмов вниз по склону. В строении чехла участвуют коллювиальные, аллювиально-пролювиальные и морские отложения. Местами выражены террасовые уровни. Отложения находятся в многолетнемерзлом состоянии и содержат подземные льды, в том числе полигонально-жильные.

Вокруг острова глубины небольшие, незначительно превышающие двадцать метров, морское дно – полого-наклонное. Сплошная изобата 20 метров проходит в шестидесяти километрах южнее о. Жохова, в районе о. Вилькицкого. Этот же уровень отмечался и около других Новосибирских островов [2]. По батиметрической карте вокруг о. Жохова выделяются выположенные участки дна между двадцатой и десятой изобатами.

На о. Жохова располагаются три лагуны, отделенные от моря галечными косами (рис. 1). Две из них находятся в южной части острова. Они имеют незначительный размер, глубины менее двух метров и в зимний период промерзают до дна. Их отложения криотурбированы и нарушены ледовой экзарацией. Северная лагуна значительно больше. Ее размер превышает три с половиной километра по длинной оси, а глубина достигает 11,5 м.

СЕВЕРНАЯ ЛАГУНА О. ЖОХОВА

Лагуна сформировалась на краю морской террасы в результате намыва прибрежными течениями галечных кос по ее периметру. Соединенные между собой косы отделили затопленную часть террасы от моря. Смыкаясь, они образуют северо-восточную оконечность о. Жохова – мыс Галечный (рис. 1).

С юга в лагуну впадает ручей с относительно большим водосбором. Осадочный материал, поступающий из этого ручья, откладывается в приустьевой части

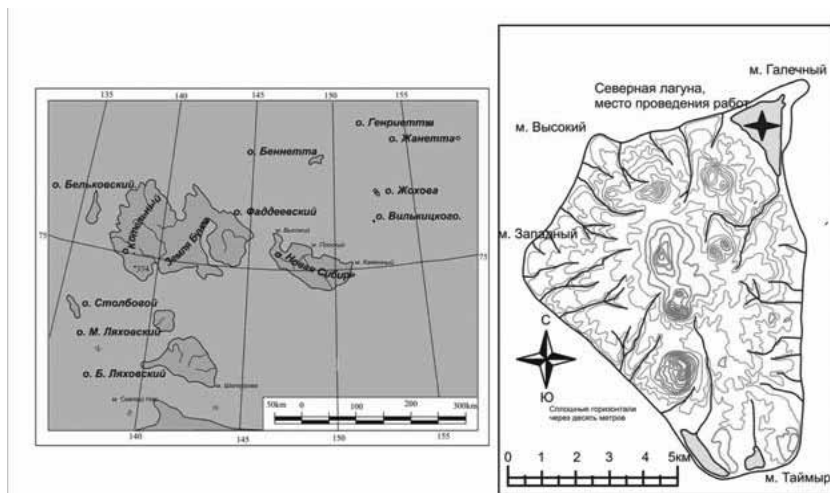


Рис. 1. Обзорная карта района работ

лагуны, образуя конус выноса. В результате ее южная часть мелководна и промерзает в зимний период до дна. Временные водотоки и небольшие ручьи, впадающие в лагуну с прибрежных склонов, имеют небольшие водосборы и вносят незначительный вклад в формирование отложений. В северной части, почти под берегом, глубины достигают 6 м, постепенно возрастая до 10 м к северо-восточной части лагуны. Подводные склоны галечной косы со стороны лагуны крутые. Дно ее имеет общий уклон в северо-северо-восточном направлении. Максимальная глубина (11,5 м) зафиксирована в четко обозначенном понижении, с практически плоским дном и размером около 80×90 м. Изменение глубины от 10 до 11 м происходит на отрезке протяженностью около 20 м. Фактически это хорошо выраженная корытообразная депрессия с четкими бортами и относительно плоским дном, которая, скорее всего, является унаследованной формой рельефа (рис. 2).

Сток из лагуны в периоды отливов или сгонов осуществляется через промоину, расположенную в ее восточной части. Во время сильных нагонов или приливов через нее же поступает морская вода. Осенью промоина часто замыкается штормами, но в летний период образуется вновь на одном и том же месте. В годы, когда осенними штормами промоина замыкается, а незначительный сток из лагуны не может сформировать глубокого русла, образование льда происходит в условиях бессточного режима. Толщина льда в лагуне по многолетним наблюдениям — около 2 м. Зимой около трети ее площади оказывается покрытой примороженным ко дну льдом. При образовании льда, по толщине соизмеримого с глубиной, возрастает концентрация солей в изолированном объеме лагуны, так как значимую часть объема занимает пресный лед. Ледовый покров полностью разрушается не каждый год, в результате чего волновое воздействие на донные отложения незначительно или отсутствует. В отдельные годы лед в лагуне только отделяется от берега узкими закраинами. Гидродинамический режим северной лагуны, высокая степень изоляции от моря, значительная глубина 6–11 м, обеспечивающая толщину незамерзающей воды в зимнее время, особенности ледостава создают условия спокойного осадконакопления лагунных отложений.

Полевые работы на лагуне проводились с 2000 по 2006 г. в весенне-летний период. Отбор лагунных отложений в первые годы осуществлялся с помощью стандартной гравитационной трубки ГОИН 1,5-метровой длины.

Максимальная мощность колонки, отобранной этой трубкой, составила 50 см. В 2006 г. удалось с помощью модифицированной гравитационно-ударной трубы отобрать колонку длиной 210 см. В верхней части поднятой колонки, выше монолитных отложений, находилась смесь кристаллов, ила и воды. Эта смесь заполняла пробоотборную трубу почти на 20 см. Кристаллы имели размеры до трех-четырех сантиметров по большей оси, они заполняли около 50 % объема верхней части колонки (рис. 3).

Остальной объем был заполнен кристаллами меньшего размера и малым количеством черного ила.

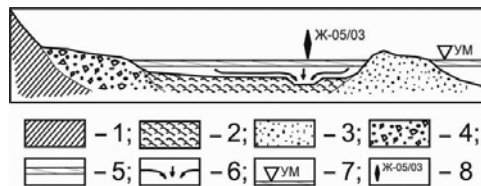


Рис. 2. Лагуна острова Жохова:

1 — коренные породы; 2 — лагунные отложения — илы, глинистые алевриты; 3 — песчаная коса; 4 — склоновые отложения; 5 — лагунный и морской лед; 6 — направление стока холодных лагунных вод; 7 — уровень моря; 8 — места отбора колонки лагунных отложений

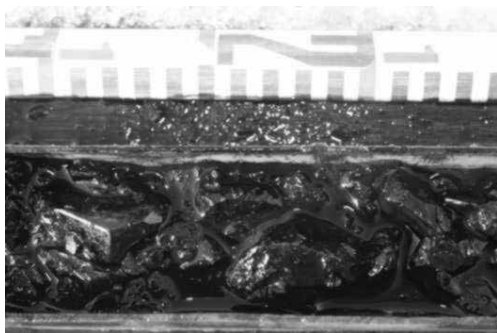


Рис. 3. Кристаллы, обнаруженные в лагунных отложениях



Рис. 4. Образец 1 (мирабилит)



Рис. 5. Образец 2 (гипс)

Для изучаемых отложений AMS-методом получены радиоуглеродные определения возраста, выполнены диатомовый и геохимический анализы, которые дали хорошо согласующиеся результаты [1].

Отложения охарактеризованы тремя датировками: с уровня 8–10 см от поверхности дна (5280 ± 40 р.л.н., Beta 204885), с уровня 48–50 см (7730 ± 40 р.л.н., Beta 204886) и 98–100 см (10950 ± 60 р.л.н., Beta 204887).

Результаты диатомового и геохимического анализов дают основания утверждать, что до 11000 л.н. отложения формировались при низких температурах в континентальных условиях.

В теле отобранной колонки было выявлено пять пятен новообразований диаметром 2–4 см на глубинах 103–105, 121–122, 148–150, 197–199, 201–203 см. Эти образования представляют собой отдельные кристаллы и минеральные агрегаты (рис. 4–5).

В этих материалах методом ICP-MS (лаборатория НПО «Водоканал-Санкт-Петербург») определено содержание макро- и микроэлементов, проведено кристаллооптическое изучение обнаруженных минералов. Проведен гранулометрический анализ лагунных отложений (лаборатория НПО «Водоканал-Санкт-Петербург»), минералогическое описание тяжелой фракции, анализ глинистых минералов (СПбГУ).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обнаруженные минеральные образования диагностировались нами по химическому составу и кристаллооптически.

Элементный состав минералов приведен в табл. 1. Пересчитанное на оксиды содержание Ca, Na, S и отношения Na/S, Ca/S в изученных новообразованиях приведены в табл. 2.

Таблица 1

Состав минеральных образований (ppm)

	Образец 1	Образец 2		Образец 1	Образец 2
Al	1735	1383	Nb	0,74	0,42
Ba	11	13	Mo	0,286	<0,1
Ca	765	180400	Ag	2,36	1,74
Fe	1633	1212	Cd	0,493	0,256
K	655	930	Sn	6,49	0,92
Mg	1542	6530	Sb	0,122	0,161
Na	490000	705	W	0,213	0,204
S	340500	148350	Pb	1,92	1,37
Sr	11	1114	Bi	0,030	0,017
P	84	190	Be	0,04	0,07
Co	1,40	0,71	Cr	4,0	2,9
Ga	0,95	0,58	Cu	2,6	2,3
Ge	0,022	0,006	Li	4,2	12
As	5,6	5,7	Mn	18	33
Se	18,9	23,8	Ni	11	2,9
Rb	2,5	2,1	Ti	154	92
Yb	0,5	1,1	V	2,75	2,60
Zr	1,84	2,11	Zn	24	22

Аналитик: Е.Л.Пролетарская

Таблица 2

Содержания макрокомпонентов (%)

Образец 1	Na	S	Na ₂ O	SO ₃	Na/S
	13,97515	9,711305	18,84246	24,25386	1,44
Образец 2	Ca	S	CaO	SO ₃	Ca/S
	23,22049	19,09512	32,48675	47,68653	1,22

По химическому составу однозначно диагностируются мирабилит (образец 1) и гипс (образец 2). Справочные данные для этих минералов следующие:

Мирабилит						
Na	Na ₂ O	S	SO ₃	O	H ₂ O	Na/S
14,27	19,24	9,95	24,85	69,52	55,9	1,44
Гипс						
Ca	CaO	S	SO ₃	O	H ₂ O	Ca/S
23,28	32,57	18,62	46,5	55,76	20,93	1,25

Мирабилит Na₂SO₄·10H₂O образуется в виде призматических кристаллов моноклинной сингонии, вытянутых по [010] или [001], прозрачный. Твердость 1,5–2 (царапается ногтем), очень хрупкий. Размеры отдельных кристаллов мирабилита составляют 3×3×3 см (рис. 6).

В массе желтоватого поликристаллического агрегата (рис. 5) резко преобладает гипс, но достаточно много и кальцита. Желтоватая окраска обусловлена механическими примесями.

Среди гипсовых кристаллов резко преобладают удлинённые (рис. 7).

Большинство кристаллов гипса имеет на своей поверхности разного рода углубления, возможно, следы от кристаллов льда. Во многих случаях грани углублений закруглены, что, возможно, указывает на их «подрастворенность» во время вытаивания ледяных кристаллов. Некоторые углубления располагаются на гранях кристаллов нерегулярно, образуя своеобразную «пористость», и, возможно,



Рис. 6. Кристаллы мирабилита



Рис. 7. Кристаллы гипса в проходящем свете. Ув. 40

связаны с процессами растворения, имевшими место в пленке талой воды на поверхности ледяного натека.

Кальцит «обрастает» кристаллы гипса небольшими ромбоэдрическими кристаллами, достаточно однородными по виду и размеру (более мелкими, чем гипсовые). Кальцитовые зерна-кристаллы как бы «обсыпают» большие гипсовые кристаллы, но встречаются также и внутри гипсокристаллических сростков. Факт преобладающе наружной (на поверхности гипсовых кристаллов) локализации кальцита, возможно, указывает на то, что сначала кристаллизовался гипс, а потом кальцит.

Кальцит отличается яркой радужной интерференционной окраской. Гипс обнаруживает бледно-желтую интерференционную окраску, а также обладает люминесценцией. Цвет люминесценции в длинноволновом диапазоне ультрафиолета – сине-фиолетовый. Люминесценция гипса обусловлена, вероятно, примесными ионами марганца.

Данные отложения по гранулометрическому составу представлены глинистыми алевритами (рис. 8). Цветовая окраска их (серые и темно-серые до черных) определяется наличием черного гидротроилита.

Характерен в основном бимодальный тип кривых распределения, отражающих гранулометрический состав, с максимумами в мелкоалевритовой (0,05–0,01 мм) и в пелитовой (< 0,001 мм) фракциях.

Основные минералы тяжелой фракции представлены пироксенами, амфиболами, группой эпидота-цоизита, черными рудными и гранатом. Остальные минералы имеют подчиненное значение.

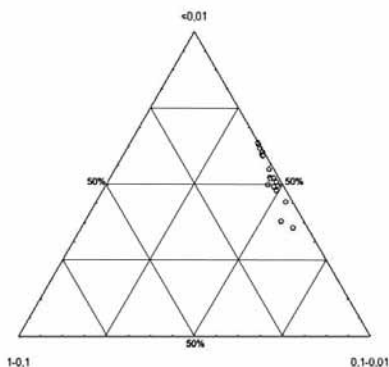


Рис. 8. Гранулометрический состав лагунных отложений

Распределение минералов тяжелой фракции

Минерал	Min	Max
Моноклинные пироксены	0,0	28,2
Обыкновенная роговая обманка	3,4	41,5
Группа эпидота-цоизита	0,0	21,0
Апатит	0,0	4,8
Гранат	2,2	34,8
Циркон	0,0	8,7
Титанистые неопределимые	0,0	11,9
Черные рудные	0,0	30,7
Выход тяжелой фракции	0,3	21,0

Изучение состава тяжелой фракции показывает, что в период накопления осадка ситуация оставалась относительно стабильной и процесс седиментогенеза проходил единообразно на протяжении всего периода осадконакопления (табл. 3).

Замедленность химических и биологических процессов в арктических морях приводит к тому, что аутигенные образования встречаются редко и в незначительных количествах. В изученных образцах поверхностных отложений они представлены гидроокислами железа (0–38,6 %, среднее содержание – 5,6 %), агрегатами глауконита, сидеритом.

Обогащение поверхностных и грунтовых вод криолитозоны растворимым и коллоидным органическим веществом, преобладающие восстановительные условия среды приводят к увеличению миграционной способности соединений железа. В подводных условиях выделяющийся в результате редукции сульфатов морской воды сероводород вступает в реакцию с подвижным железом осадка, что приводит к образованию гидротроилита, а возникающий в процессе сульфатредукции гидрокарбонат-ион при наличии достаточного количества железа образует аутигенные карбонатные агрегаты [4]. Общее содержание их варьирует от 0 до 33,3 %, среднее – 0,88 %.

Осадки лагуны по глинистым минералам хлорит (15–30 %) – гидрослюдистые (> 60 %) (рис. 9). Верхний горизонт (до 7 см) характеризуется каолинит-хлорит-гидрослюдистыми отложениями. Повышение содержания хлорита при его значительной флотационной способности указывает на возможный размыв рыхлых отложений. Повышенные содержания смектита обусловлены поступлением его

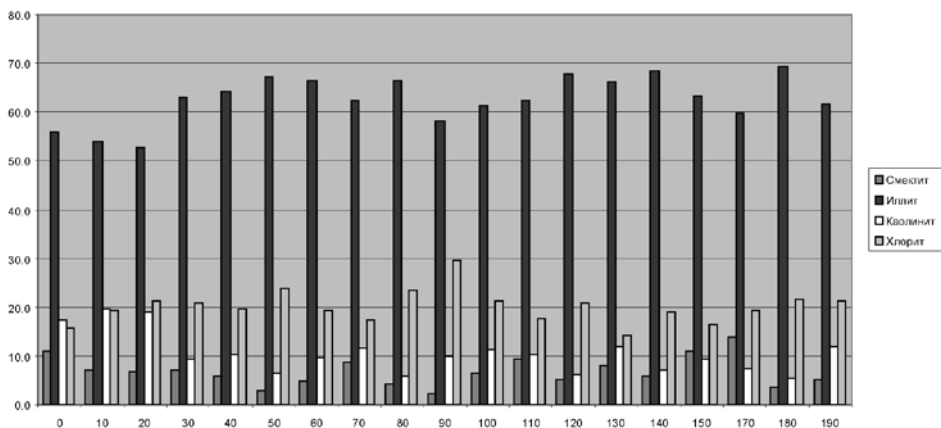


Рис. 9. Состав лагунных отложений по глинистым минералам

от размыва на дне терригенных пород, обогащенных этим минералом. Анализ распределения глинистых минералов показывает, что осадкообразование происходило при довольно сходных условиях осадконакопления за счет терригенного материала участков размыва дна.

В Мировом океане в современную эпоху распределение глинистых минералов контролируется соотношением терригенного стока и процессами их новообразования. В Северном полушарии, где преобладает континентальный сток, более выражена ведущая роль среди глинистых минералов иллита по сравнению со смектитом (монтмориллонитом). Для высокоширотных зон характерна ассоциация иллита и хлорита. Последний выступает как наиболее стабильный продукт суровых климатических обстановок с преобладанием процессов физического выветривания.

Химический состав порового раствора засоленных мерзлых пород определяется их происхождением. На Арктическом побережье эти породы обычно представляют собой морские осадки, поэтому состав солей близок к морскому. Морская вода отличается почти постоянным химическим составом, сформировавшимся в течение длительного геологического времени. Средний химический состав морской воды следующий [8]: Cl – 19,7 г/кг; Na – 10,8; SO₄ – 2,7; Mg – 1,3; Ca – 0,4; K – 0,4; HCO₃ – 0,1; Br – 0,07; Sr – 0,08. При понижении температуры кристаллизуется лед. Остающийся по мере выделения льда раствор становится более концентрированным.

Если температура понижается до –8,2 °C (или –7,3 °C по Гиттерману), из рассола кристаллизуется глауберова соль (мирабилит) – Na₂SO₄ × 10H₂O, а при –22,9 °C – NaCl. При температуре –36,8 °C из рассола выпадает KCl, при –43,2 °C – MgCl₂ × 12H₂O и при –54 °C CaCl₂ × 6H₂O. Наконец, при температуре –55 °C замерзает весь раствор.

Однако при отложении морских осадков происходят процессы вытеснения ионов, ионного обмена, адсорбции и бактериального воздействия, в результате чего состав поровой влаги может значительно отличаться от морского. При этом наблюдается изменение концентраций Mg²⁺, SO₄²⁻, K⁺, снижение pH. Нередко оказывается, что минерализация поровых вод донных осадков выше, чем придонного слоя воды. Но в целом в растворе морской воды преобладают ионы Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, CO₃²⁻, которые содержатся примерно в том же соотношении и в поровой влаге. Постепенно в осадках может уменьшаться содержание сульфат-иона за счет сульфатредуцирующих микроорганизмов. При протаивании может происходить выщелачивание засоленных пород, увеличение в растворе Ca²⁺, Na⁺, SO₄²⁻ или HCO₃⁻. При промерзании происходит накопление бикарбонатов и карбонатов в растворе, частичное осаждение карбонатов, криогенное концентрирование – «криогенная метаморфизация».

Известно, что соленость воды на мелководных участках морей претерпевает значительные сезонные колебания [3]. Для выяснения роли криогенных факторов в изменении солевого состава морской воды, насыщавшей рыхлые отложения, были проведены химические анализы водных вытяжек пород.

В породах, слагающих колонку, по всей вскрытой глубине (2 м) преобладали, как и в морской воде, хлориды натрия (табл. 4). Содержание прочих солей вниз по разрезу донных отложений по мере понижения концентрации порового раствора несколько изменялось.

Солевой состав верхнего слоя донных отложений близок к составу морской воды. Однако уже на глубине 0,4–0,5 м появляются некоторые различия, выражающиеся в большем относительном содержании сульфатов магния и кальция, тогда как на глубине 1,95 м они в породах отсутствуют. Вместе с тем здесь значительно повышается относительное содержание хлоридов, а также гидрокарбонатов.

Основываясь на отмеченных различиях в солевом составе пород, можно предположить, что высокое содержание хлоридов в породах на глубине 1,95 м при низ-

**Ионный состав морской воды (Восточно-Сибирское море)
и водных вытяжек из лагунных отложений о. Жохова**

	Минерализация, мг-экв/100 г породы	% экв						
		Na	K	Mg	Ca	Cl	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Морская вода	23,3	91,69	2,55	4,73	1,03	82,26	13,74	4,0
0–10	27,17	68,06	2,17	18,00	11,77	79,71	8,74	10,42
40–50	31,30	72,37	1,57	14,05	12,02	81,92	7,45	9,46
90–100	9,96	50,30	2,24	29,99	17,48	69,98	9,87	19,15
120–130	8,37	54,71	1,11	27,25	16,94	85,49	2,37	10,91
150–155	3,05	41,67	3,07	25,35	29,91	87,25	1,30	10,20
190–195	2,17	32,71	3,07	32,12	32,09	83,28	0,00	15,53

кой общей концентрации солей (до 3 г/л), очевидно, является следствием миграции из вышезалегающих отложений высокоминерализованных растворов, содержащих соли с низкой температурой кристаллизации, тогда как сульфат кальция выпадает в осадок при $-17\text{ }^{\circ}\text{C}$. При этом до температуры $-17\text{ }^{\circ}\text{C}$ (и выше) основная масса солей (99,65 %) находится в растворе, за исключением мирабилита. При взаимодействии высокоминерализованного порового раствора с глинистым алевролитом ионы натрия частично переходят в поглощенный комплекс пород, вытесняя в раствор ионы магния и кальция, которые обуславливают повышение в растворе соответствующих хлоридов. Происходят химические реакции. В частности, около $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ раствор насыщается серноокислым кальцием, и при дальнейшем охлаждении происходит превращение серноокислого натрия в сульфат кальция. Следует отметить, что экспериментальные исследования в этой области весьма сложны и не всегда обеспечивают воспроизводимость результатов [9]. Так, по В.Рингеру температура полного отвердевания раствора соответствует эвтектической температуре выпадения из раствора хлористого кальция, то есть $-55,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, тогда как по Гиттерману она равна $-36\text{ }^{\circ}\text{C}$ и обусловлена выпадением из раствора хлористого магния. Хлористый кальций при этом в результате реакции обмена переходит в серноокислый кальций. Ввиду того, что в морской воде и в рассоле молярное содержание Ca^{2+} меньше SO_4^{2-} , конечная точка замерзания раствора соответствует температуре выделения $\text{MgCl}_2 + 12\text{H}_2\text{O}$. Серноокислый кальций кристаллизуется при $-17\text{ }^{\circ}\text{C}$. Соли выпадают в осадок при охлаждении раствора преимущественно в виде кристаллогидратов.

Охлаждение порового раствора представляет собой сложный процесс, сопровождающийся выделением льда (в той или иной степени содержащего соли) и концентрированием остающегося раствора, в котором происходят химические реакции и осаждение солей. Концентрация порового раствора является функцией температуры, но физико-химические и особенно химические процессы при изменениях температуры не всегда являются обратимыми.

Можно заключить, что сам факт снижения концентрации порового раствора вниз по разрезу дисперсных пород, слагающих дно лагуны, и отсутствие в солевом составе сульфатов является косвенным показателем температурных условий литогенеза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученная совокупность данных позволяет реконструировать историю формирования лагунных отложений северной лагуны о. Жохова в позднем плейстоцене.

Результаты анализа аутигенных минералов дают основания утверждать, что до 11000 л.н. отложения формировались при низких температурах в континентальных условиях. Отложения промерзали при регрессии моря в континенталь-

ных условиях, сохраняя морские седиментационные соли, что согласуется с результатами диатомового и геохимического анализов [1].

Как представляется, полученные результаты имеют исключительно важное значение для уточнения палеогеографических реконструкций региона Новосибирских островов, предложенных в последнее время [5, 12]. Будучи расположен ближе к склону континентального шельфа, с которым сопоставляется граница поверхности, экспонированной в Сартанском криохроне вследствие глубокой регрессии Полярного бассейна, район исследований предоставляет уникальные данные, позволяющие оценить ранние этапы развития послеледниковых изменений уровня моря в северной области Лаптевско-Восточносибирской зоны Арктического шельфа Евразии.

Авторы благодарят научного сотрудника кафедры бурового оборудования Санкт-Петербургского Горного университета В.М.Зубкова за участие в разработке и практическое участие в создании бурового оборудования, с помощью которого удалось получить публикуемые результаты, а также сотрудников химико-аналитической лаборатории ИИМК РАН за помощь в проведении кристаллооптических исследований минералов. Авторы считают необходимым поблагодарить также В.Е.Тумского, на протяжении ряда лет принимавшего активное участие в сборе полевых материалов. Нельзя не отметить, что вся эта работа была бы невыполнима без щедрой поддержки одного из благотворительных научных фондов (Нью-Йорк, США). Авторы благодарят также агентство «ВИКААР», Санкт-Петербург и лично Е.П.Савченко за логистическое сопровождение работ проекта «Жохов-2000».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анисимов М.А., Тумской В.Е., Иванова В.В., Пушина З.В.* Новые данные по изменению уровня моря в районе Новосибирских островов. Научная конференция «Моря высоких широт и морская криосфера. Тезисы докладов. СПб., 2007. С. 21–22.
2. *Анисимов М.А., Тумской В.Е., Саватюгин Л.М.* К вопросу об изменениях природных условий Новосибирских островов в позднем плейстоцене и голоцене // Изв. РГО. 2002. Т. 134. Вып. 5. С. 32–37.
3. *Анисимова Н.П.* Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. Новосибирск: Наука. 1981. 153 с.
4. *Бондаренко С.А.* Донные отложения Лаптевоморского шельфа // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. Вып. 3. С. 93–103.
5. *Гаврилов А.В., Романовский Н.Н., Хуббертен Х.-В.* Палеогеографический сценарий послеледниковой трансгрессии на шельфе моря Лаптевых // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 1. С. 39–50.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-53-55 – Новосибирские острова. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 208 с.
7. *Питулько В.В.* Жоховская стоянка. СПб.: Изд-во «Дм. Буланин». 1997. 186 с.
8. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.
9. *Хименков А.Н., Брушков А.В.* Океанический криолитогенез. М.: Наука, 2003. 336 с.
10. *Шполянская Н.А.* Современные проблемы криолитозоны Арктического шельфа // Изв. РАН. Сер. геогр. 2005. № 1. С. 102–111.
11. *Шполянская Н.А.* Строение и генезис пластовых льдов Западной Сибири // Вестн. МГУ. Сер. геогр. 1991. № 5. С. 73–83.
12. *Bauch H.F., Muller-Lupp T., Taldenkova E. et al.* Chronology of the Holocene transgression at the Northern Siberia margin // Global and Planet. Change. 2001. Vol. 31. P. 125–139.

**CHARACTER OF CRYOLITHOGENESIS IN LAGOONAL DEPOSITS
AT ZHOKHOV ISLAND**

The base of this article are the results of studies of lagoonal deposits at Zhokhov Island. This study was conducted and supported by the Russian-American archeological project "Zhokhov-2000".

Features of lithofacial and chemical-mineralogical composition of frozen lagoonal deposits at Zhokhov Island are discussed in this report. Physicochemical and mechanical processes in frozen deposits have been considered, features of authigenic minerals formation and mechanism of forming of frozen deposits, features of their composition and properties have been established.

Keywords: Submarine cryolithogenesis, macro and microstructure properties, granulomineralogical analysis, luminescence.