

РОЛЬ КРИОГЕНЕЗА В ФОРМИРОВАНИИ СОСТАВА ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ МЕРЗЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОАЗИСОВ АНТАРКТИДЫ И СЕВЕРО-ВОСТОКА ЯКУТИИ

Д.Г. Шмелев

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; shmelevdenis_msu@mail.ru
Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
142290, Московская область, г. Пущино, Россия*

Проанализированы ранее не публиковавшиеся материалы лаборатории криологии почв ИФХиБПП РАН, полученные в ходе работ на северо-востоке Якутии и в оазисах Антарктиды. На основе анализа современного термического режима сезонноталого слоя и состава отложений выделено два разных механизма криогенного выветривания. Детальными исследованиями позднечетвертичных отложений Северо-Восточной Якутии и оазиса Ларсеманна (Антарктида) установлена циклическая природа криолитогенных толщ, обусловленная характером изменения природных условий в процессе накопления отложений. Установлено, что наиболее благоприятные условия для криогенного выветривания пород приурочены к рубежу позднего плейстоцена и голоцена для рассматриваемых районов.

Криогенез, плейстоцен, голоцен, оазисы Антарктиды, северо-восток Якутии

ROLE OF CRYOGENESE IN THE FORMATION OF COMPOSITION OF THE LATE QUATERNARY DEPOSITS IN ANTARCTIC OASIS AND NORTH EAST YAKUTIA

D.G. Shmelev

*Lomonosov Moscow State University, Department of Geography,
119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; shmelevdenis_msu@mail.ru
Institute of Physicochemical and Biological Issues in Soil Science, RAS, 142290, Moscow region, Puschino, Russia*

The pioneer data obtained by the Cryology Laboratory of the Institute of Physicochemical and Biological Issues in Soil Science from Antarctic oasis and North East Yakutia are analyzed in the paper. Two different types of cryogenic weathering have been distinguished on the basis of analyzes of current temperature regime of active layer and features of deposit composition. The detailed investigations of the Late Quaternary deposits of North East Yakutia and Larsemann Oasis (Antarctica) have ascertained the cyclic structure of cryolithogenic strata caused by the changes in the environmental conditions during sedimentation. It was established that the most favorable conditions for cryogenic weathering had occurred at the Late Pleistocene–Holocene terms for the examined regions.

Cryogenese, Pleistocene, Holocene, Antarctic oasis, North East Yakutia

ВВЕДЕНИЕ

В криолитозоне превращение осадка в породу сопровождается специфическими процессами криогенеза. Основным из них является криогенное выветривание – избирательное разрушение минералов в результате повторяющихся геологически длительного время циклов промерзания–оттаивания. В результате этого породы приобретают своеобразные черты минерального состава, что позволяет говорить о специфике криолитогенных толщ [Конищев, 1981].

Селективное разрушение минералов, происходящее при переходах температуры через 0 °С и смене процессов промерзания–оттаивания, подробно рассмотрено в ряде работ [Конищев, 1981, 2006; Рогов, 2000]. В процессе криогенеза происходит разрушение минеральных зерен за счет изменений толщины пленок воды, давления льда и га-

зово-жидкостных включений. Повышение устойчивости наиболее распространенных минералов к криогенному выветриванию может быть представлено следующим образом [Конищев, 1981]: кварц → пироксены → амфиболы → полевые шпаты → слюды.

В результате многократно повторяющихся процессов промерзания–оттаивания в деятельном слое формируется специфическое распределение минералов по гранулометрическим фракциям. Степень криогенной трансформации осадка оценивается коэффициентом криогенной контрастности (ККК) [Конищев, 1981]:

$$\text{ККК} = Q_1/F_1 : Q_2/F_2, \quad (1)$$

где Q_1, F_1 – содержание кварца и полевых шпатов соответственно во фракции 50–10 мкм; Q_2, F_2 – со-

держание кварца и полевых шпатов соответственно во фракции 100–50 мкм.

В первом приближении значения $KKK > 1$ говорят об активном криогенезе в момент накопления осадка, и чем больше это значение, тем суровее условия были в период осадконакопления. Значения $KKK < 1$ свидетельствуют о формировании отложений вне вечной мерзлоты. Этот подход был успешно использован для восстановления палеомерзлотных условий в различных районах Евразии [Конищев, 1981, 2006, 2013; Шмелев и др., 2013; Schwamborn et al., 2007].

Цель работы – определить роль криогенеза в формировании состава рыхлых отложений на рубеже плейстоцена и голоцена на примере северо-востока Якутии и Восточной Антарктиды. Для этого необходимо решить следующие задачи: выявить особенности развития процессов криогенеза в оазисах Антарктиды и на северо-востоке Якутии в позднем плейстоцене и голоцене; оценить влияние особенностей процессов криогенеза на формирование состава позднечетвертичных отложений оазисов Антарктиды и северо-востока Якутии.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПРОЦЕССОВ КРИОГЕННОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ В ОАЗИСАХ АНТАРКТИДЫ И НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЯКУТИИ

Материалы и методы исследований

Данные о температурном режиме деятельного слоя районов исследований были получены с помощью термических логгеров Novo Onset, которыми измеряли температуру грунта на мониторинговых площадках на различных глубинах каждые 2–6 ч. Верхний датчик устанавливали не-

посредственно на поверхность почвогрунтов под растительным покровом, в случае отсутствия растительного покрова (Антарктида) – на глубину 1–2 см под поверхностным мелкоземом. Образцы были отобраны в ходе полевых работ 57-й и 58-й Российской антарктической экспедиции, а также в экспедиции “Берингия” летом 1991 г. (мыс Чукочий) и 2000 г. (п-ов Быковский) (рис. 1). Результаты этих исследований публикуются впервые. Отбор образцов проводился с помощью колонкового бурения установками УКБ-12/25 (завод им. Воровского, Екатеринбург) и МГБУ-800 “Термит” (НПО ООО “Геммаш”, Истра). Бурение производилось “всухую”, без использования промышленных жидкостей, диаметр керна составлял 70–120 мм. Образцы в воздушно-сухом виде доставляли в лабораторию для проведения аналитических работ. Определение гранулометрического состава было выполнено с помощью лазерного гранулометра “Analysette 22”. Минеральный состав в гранулометрических фракциях 100–50 и 50–10 мкм определялся с помощью рентгенофазового анализа на приборе Дрон-3м [Шлыков, 1991]. Изучение морфологии частиц скелета фракции 250–100 мкм производилось с помощью электронных микроскопов LEO 1410 и Tesla. Для анализа использовались выборки из 30–40 зерен. Окатанность частиц кварца проводилась по пяти градациям, аналогично шкале Хабакова, где 0 – остроугольные формы, 1 – угольные, 2 – угольно-окатанные, 3 – окатанные, 4 – хорошо окатанные. Для оценки использовались среднее значение и наиболее встречаемое (мода). Выбор этой фракции обусловлен преобладанием здесь процессов разрушения минералов при криогенезе, прежде всего

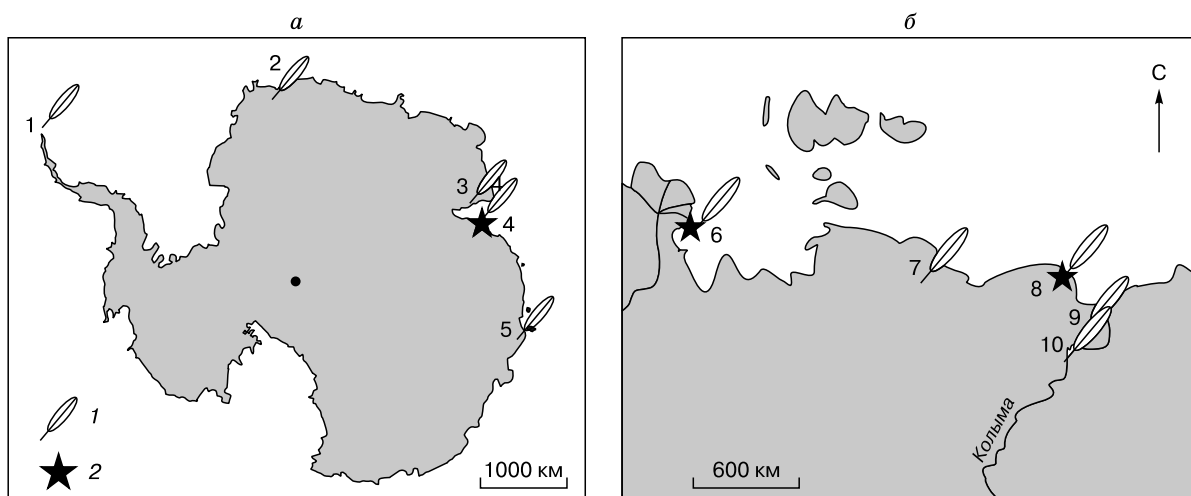


Рис. 1. Схема расположения точек мониторинга температурного режима (1) и мест изучения строения мерзлых отложений (2) в Антарктиде (а) и на северо-востоке Якутии (б):

1 – о. Кинг-Джордж; 2 – оазис Ширмахера; 3 – полевая станция Дружная-4; 4 – оазис Ларсеманна; 5 – оазис Бангера; 6 – п-ов Быковский; 7 – Аллаиха; 8 – мыс Чукочий; 9 – оз. Ахмело; 10 – устье р. Омолон.

кварца и полевых шпатов [Конищев, 2006]. Разделение тяжелой и легкой фракций минералов производилось на центрифуге с помощью тяжелой жидкости (бромформ, плотность 2,89 г/см³). На основе полученных данных рассчитан коэффициент тяжелой фракции (КТФ) – отношение содержания тяжелой фракции минералов в гранулометрической фракции 50–10 мкм и фракции 100–50 мкм. Основные расчетные показатели обстановки седиментации и интенсивности криогенеза – ККК и КТФ [Конищев, 1981].

Этот комплекс исследований был применен к отложениям Восточной Антарктиды и северо-востока Якутии – районам с наиболее суровыми геокриологическими условиями в позднечетвертичное время.

Условия развития процессов криогенеза в оазисах Антарктиды

В Антарктиде возникновение многолетне-мерзлых пород произошло одновременно с формированием ледникового щита в эоцене–олигоцене [Hambrey et al., 1989; Ehrmann, Mackensen, 1992]. Дальнейшее разрастание Антарктического ледника продолжается в позднем плицене (3,2–2,4 млн лет назад) [Naish et al., 2007]. Развитие вечной мерзлоты в Антарктиде тесно связано с динамикой системы “ледник–океан”, и наиболее ярко выражена эта взаимосвязь в плейстоцене–голоцене. Колебания в краевой части Антарктического ледника и изменения уровня океана приводили к тому, что на протяжении этого периода прибрежные оазисы закрывались ледником, затапливались морем или существовали в свободном ото льда и моря состоянии. К концу позднего плейстоцена в Антарктиде размеры ледникового щита были мак-

симальными за все четвертичное время [Verleyen et al., 2011]. Свободными ото льда оставались только ряд прибрежных оазисов в Восточной Антарктиде (оазисы Ларсеманна и Бангера) и Сухие Долины [Веркулич, 2011; Verleyen et al., 2011]. В специфических условиях низких температур происходило разрушение, транспортировка и накопление рыхлых отложений. Эти породы формировались при доминировании процессов криогенного выветривания и преобразования. С началом голоцена в Антарктиде происходит сокращение ледника, освобождаются ото льда многие приморские оазисы, при этом наблюдаются значительные колебания уровня моря. Имеют место короткие периоды похолоданий, сопровождающиеся разрастанием ледникового покрова [Веркулич, 2011; Verleyen et al., 2011].

Современная среднегодовая температура пород в антарктических оазисах составляет: –0,6...–1,0 °С для севера Антарктического полуострова; –7,0...–8,0 °С для оазисов Ларсеманна, Бангера, полевой станции Дружная-4; ниже –8,0 °С для оазиса Ширмахера; самые низкие температуры приурочены к внутриконтинентальным оазисам (Сухие Долины) и нунатакам [Абрамов и др., 2011]. Средняя многолетняя глубина сезонного протаивания на всех площадках мониторинга не превышает 1 м и сильно зависит от даты схода снежного покрова и влияния талых вод. Промерзание деятельного слоя начинается в середине февраля, причем сначала оно идет от кровли мерзлоты. Смыкание и полное промерзание деятельного слоя происходит в конце февраля – начале марта. Влажность его невелика, часто исчисляется первыми процентами. На поверхности и в приповерхностных горизонтах (5–10 см) за счет

Таблица 1. Температурные условия криогенного выветривания в сезонноталом слое в оазисах Антарктиды

Район	Годы наблюдений	Характеристики дневной поверхности почвогрунтов				μ _{эф}	μ		
		T _{ср.г}	τ _{хол}	A _{max}	T _{ср.м}		0 см	20 см	ALD
О. Кинг-Джордж	2009–2010; 2011–2012	–1,6	264	24,6	+2,8 (январь)/–6,3 (авг.)	7	32	н/д	н/д
Оазис Ширмахера	2009–2012	–9,5	268	66,1	+6,0 (дек.)/–21,9 (авг.)	32	111	н/д	н/д
Дружная-4	2011–2013	–12,3	308	46	+1,8 (дек.)/–21,1 (май)	48	114	н/д	н/д
Оазис Ларсеманна (моренный вал)	2012–2013	–11	296	43,2	+2,6 (дек.)/–19,8 (июль)	25	52	н/д	н/д
Оазис Ларсеманна (дно долины)	2011–2013	–9,8	303	46,3	+2,0 (дек.)/–17,2 (май)	63	81	10	1
Оазис Бангера (склон долины)	2011–2014	–10,5	342	39,3	–0,6 (январь)/–16,9 (июнь)	6	30	н/д	н/д

Примечание к табл. 1, 2. T_{ср.г} – среднегодовая температура дневной поверхности почвогрунтов, °С; τ_{хол} – продолжительность холодного периода со среднесуточной температурой дневной поверхности почвогрунтов менее 0 °С, сут; A_{max} – максимальная амплитуда температуры на дневной поверхности почвогрунтов, зафиксированная датчиками за период наблюдений, °С; T_{ср.м} – многолетние (за период наблюдений) среднемесячные температуры самого теплого и самого холодного месяцев, °С; μ_{эф} – количество эффективных циклов промерзания–оттаивания на дневной поверхности почвогрунтов; μ – количество переходов через 0 °С; ALD – подошва деятельного слоя; н/д – нет данных.

изменения дневной инсоляции распространено суточное оттаивание–промерзание [Абрамов и др., 2011].

В оазисах Антарктиды среднегодовые температуры поверхности составляют $-7...-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ (за исключением о. Кинг-Джордж), амплитуды могут достигать $60\text{ }^{\circ}\text{C}$ (табл. 1). Наблюдается большое количество переходов температуры через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ – до 100 и более за год на поверхности, что связано с суточным ходом освещенности во время полярного дня (полевая станция Дружная-4, оазисы Ширмахера, Ларсеманна). Другим фактором криогенного выветривания является снег: так, датчики в оазисе Бангера расположены в долине водотока, который большую часть времени закрыт снежником. В результате этого за три года наблюдений среднесуточная температура поверхности выше $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ наблюдалась лишь в течение 75 дней. Суровыми условиями характеризуется оазис Ширмахера, для него характерны наибольшие амплитуды между летними и зимними месяцами, при этом за счет хорошей инсоляции поверхность в течение лета длительно прогревается (температура может достигать $+20\text{ }^{\circ}\text{C}$ и более). Минимальное число (около 30) переходов через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ зафиксировано для о. Кинг-Джордж и оазиса Бангера. В первом случае это связано с морским климатом и малыми амплитудами температур, во втором – с влиянием снежного покрова. Наблюдается большое количество эффективных циклов промерзания–оттаивания (от $+2$ до $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$) [Matsuoka, 1990] от 30 (оазис Ширмахера) и до 50–60 (Дружная-4, оазис Ларсеманна) на дневной поверхности, в менее суровых условиях этот показатель равен 6–7 (о. Кинг-Джордж, оазис Бангера) (см. табл. 1). С глубиной этот параметр уменьшается и на глубине 20 см равен нулю.

Плейстоцен-голоценовые отложения в оазисе Ларсеманна

Оазис Ларсеманна находится в Восточной Антарктиде на побережье залива Прудс. Общая площадь его составляет около 120 км^2 . Полученные значения датировок возраста из озерных осадков позволяют предположить, что как минимум часть оазиса не была затронута оледенением в последние 40 тыс. лет. На протяжении МИС 3–МИС 2 уровень океана был выше современного на 30–40 м и часть оазиса была затоплена морем [Демидов и др., 2013; Hodgson et al., 2009; Verleyen et al., 2011]. Здесь в ходе экспедиционных работ в 2011–2013 гг. на озерной перемычке Рейд-Нелла бурением был вскрыт наиболее мощный разрез рыхлых отложений в Антарктиде (рис. 2).

Разрез сложен двумя пачками и представляет собой конечную морену, перекрывающую озерно-лагунные отложения возраста МИС 2–3, с вклю-

чениями подземных льдов толщиной до 1 м. Верхняя толща представлена крупно- и среднезернистыми песками с массивной криотекстурой и включениями обломков скальных пород. На поверхности эти отложения образуют вал высотой до 5–7 м и шириной 30–50 м, пересекающий перемычку между озерами [Демидов и др., 2013]. Нижняя пачка состоит из ритмично чередующихся прослоев супеси и песка с включениями дресвы и гравия. Хорошо выражена косая слоистость с углами падения $30-45^{\circ}$, которая в супеси подчеркивается ледяными шлирами толщиной до 2–3 см и расстояниями между ними 5–10 см, а в песках – отдельными косыми шлирами льда (толщиной до 1–2 см) и четко выраженными наклонными прослоями гранатов (толщиной до 2–5 см). Мощности супесчаных пачек от 0,5 до 3,0 м, мощности песчаных пачек 2–4 м. Контакты выполнены в виде секущих горизонтальных несогласий с включением большого количества гравия.

Значение ККК для нижней пачки отложений меняются от 0,4 до 1,8, за исключением самого нижнего образца из скв. 5б, где эта величина равна 3,5. Меньшие значения характерны для более дисперсных (супесчаных) отложений – от 0,5 до 0,8, для более грубых – от 0,8 до 1,6. По скважине ККК закономерно увеличивается снизу вверх, достигая 1,8 на глубине 2,2–2,4 м в супесчаной пачке, непосредственно под слоем подземного льда. В скв. 2 значения ККК также увеличиваются к кровле нижней пачки, достигая 1,6. Значения КТФ говорят о наличии сортировки потоком на протяжении всего осадконакопления, причем для песков КТФ несколько больше (до 2,5), чем для супесей (1,0–1,2). В то же время низкие значения КТФ (0,8) и высокие значения ККК (3,5) для песков с глубины 13,9–14,3 м позволяют предположить для них несколько отличную природу, чем для вышележащей толщи. Содержание тяжелых минералов значительно: во фракции 100–50 мкм – от 12 до 28 %, во фракции 50–10 мкм – от 13 до 55 % (гранат, марказит, роговая обманка, гроссуляр, сидерит, пирит). Их состав не меняется по всей толще, что говорит о едином источнике поступления материала.

Форма частиц кварца изменяется от угловатой в верхней части разреза (среднее 1,4–1,7, мода 1) до угловато-окатанной и даже окатанной в средней (супесчаной) части (среднее 1,9–2,5, мода 2–3) и вновь угловатой в нижней части. Более остроугольные и менее окатанные частицы характерны для образцов с высокими значениями ККК независимо от литологии. На частицах наблюдается большое количество сколов (рис. 3, а), трещин (см. рис. 3, б, г, д), небольших каверн (см. рис. 3, в). В образце с глубины 13,9–14,3 м на поверхностях частиц обнаружены кристаллы солей призматичной формы (см. рис. 3, е).

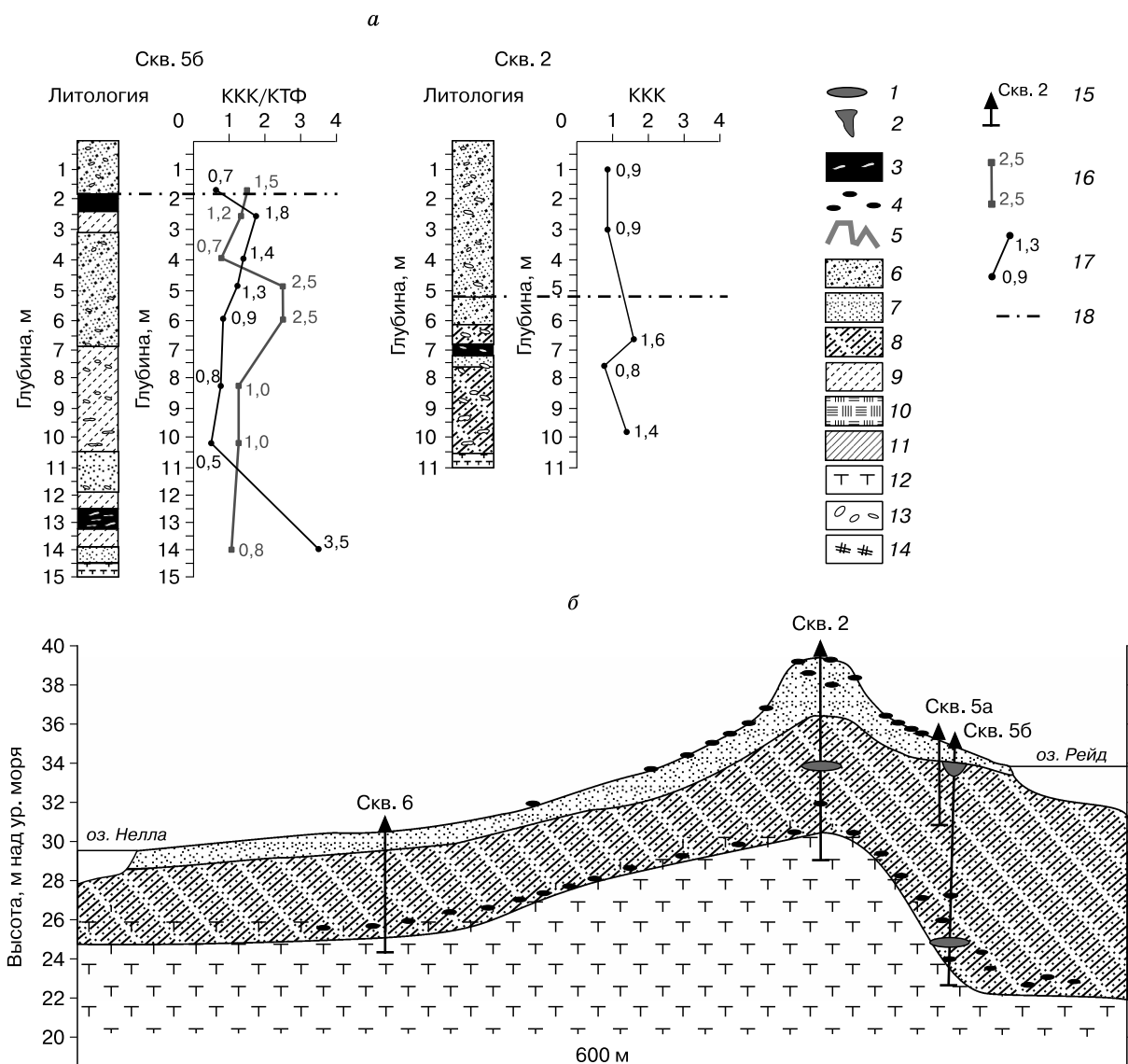


Рис. 2. Результаты исследований отложений в оазисе Ларсеманна:

а – криолитологическое строение скв. 2, 5б; б – исследуемый разрез четвертичных отложений; 1 – линзы подземного льда, 2 – полигонально-жильный лед, 3 – ледогрунт, 4 – валуны, 5 – байджерахи, 6 – крупнозернистый песок, 7 – мелкозернистый песок, 8 – переслаивание песков и супесей, 9 – супесь, 10 – оторфованная супесь, 11 – суглинок легкий, 12 – коренные породы, 13 – включения гальки, 14 – растительные остатки и включения торфа, 15 – скважина, 16 – коэффициент тяжелой фракции (КТФ), 17 – коэффициент криогенной контрастности (ККК), 18 – стратиграфические границы.

Условия развития процессов криогенеза на северо-востоке Якутии

Формирование мерзлых толщ на северо-востоке Якутии началось в конце неогена, что подтверждается наличием криотурбаций, подземных льдов, грунтовых жил и псевдоморфоз в различных горизонтах [Шер, 1971]. На протяжении плейстоцена территория не подвергалась покровным оледенениям, и лишь в устьевых частях современных рек происходили трансгрессии морского бассейна. Современный рельеф сформирован льдис-

тыми синкриогенными отложениями с мощными полигонально-жильными льдами – ледовым комплексом (ЛК) верхнего плейстоцена. Накапливался ЛК в условиях уникальных криоаридных тундростепных ландшафтов, которые отличались высокой биопродуктивностью и разнообразием [Шер, 1971; Архангелов и др., 1979; Schiermeister et al., 2011]. В современном устье Колымы накапливались дельтовые пылеватые пески, ныне слагающие аккумулятивную дельтовую равнину. На границе плейстоцена и голоцена происходит фор-

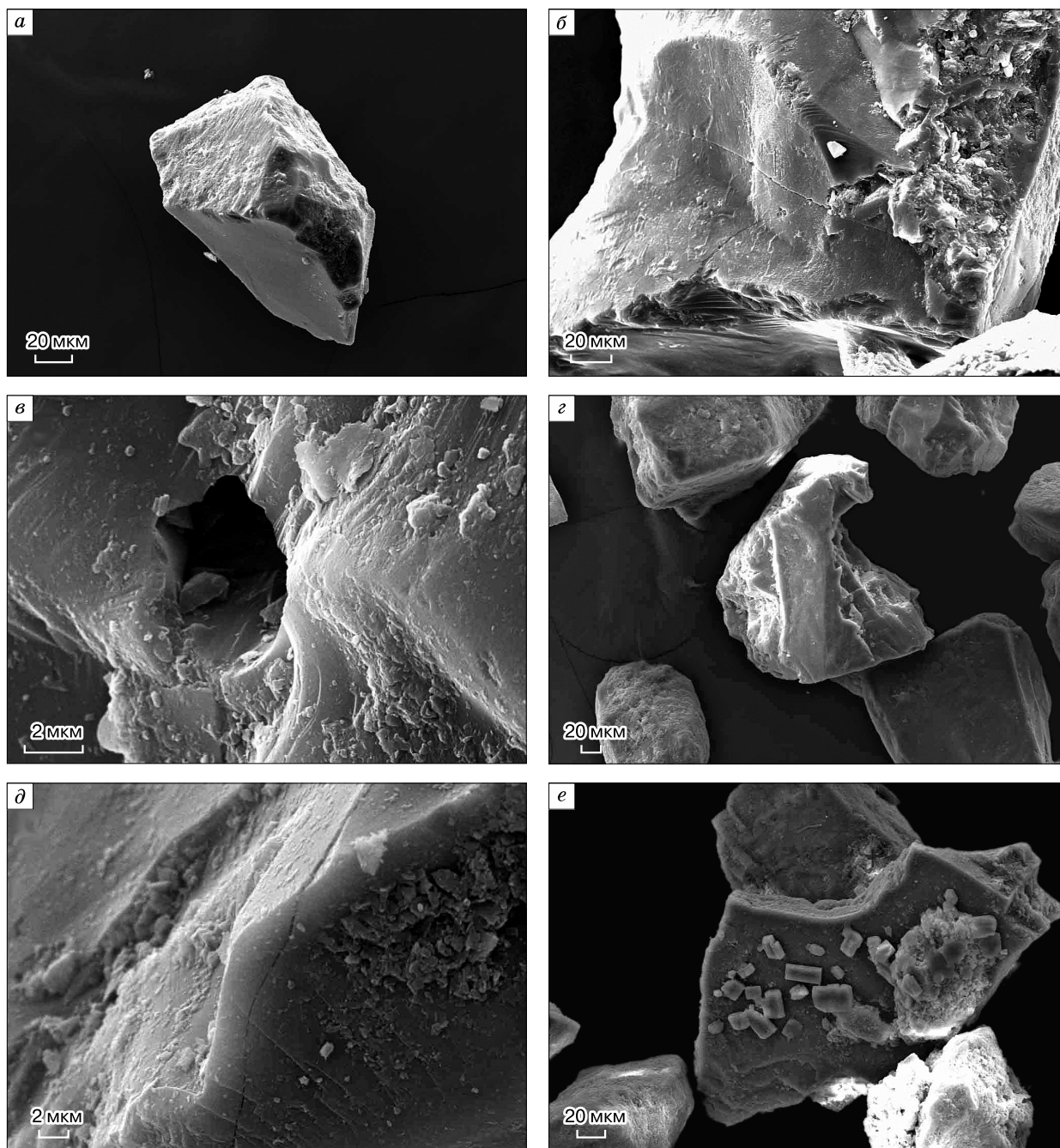


Рис. 3. Морфология зерен кварца (оазис Ларсеманна):

a – общий вид частицы со свежим сколом, *б* – трещины на поверхности частицы кварца (*a, б* – образец с глубины 2,2–2,4 м); *в* – каверна на поверхности кварца, *з* – скол на поверхности частицы (*в, з* – образец с глубины 5,8 м); *д* – трещины на поверхности кварца, *е* – кристаллы соли на поверхности частицы (*д, е* – образец с глубины 13,9–14,3 м).

мирование отложений покровного слоя (ПС). В начале голоцена наблюдалась высокая активность термокарста. Оттаивание ЛК привело к образованию термокарстовых озерных котловин и формированию отложений аласного комплекса (АК) [Каплина, 2009].

В современное время северо-восточные территории Якутии характеризуются сплошным распространением многолетнемерзлых пород. Температуры пород составляют $-4...-11\text{ }^{\circ}\text{C}$ в зависимости от ландшафтных условий и понижаются к северу [Romanovsky et al., 2010]. Наименьшие тем-

Таблица 2. Температурные условия криогенного выветривания в сезонноталом слое на северо-востоке Якутии

Район	Годы наблюдений	Характеристики дневной поверхности почвогрунтов				H _{эф}	μ		
		T _{ср.г}	τ _{хол}	A _{max}	T _{ср.м}		0 см	20 см	ALD
Быковский (едома, тундра)	2008–2011	-9,5	250	58,1	+6,5 (июль)/-23,8 (фев.)	5	22	2	3
Быковский (алас, тундра)	2009–2010	-9,4	254	39,8	+8,3 (июль)/-22,6 (фев.)	3	4	1	1
Аллаиха (едома, тундра)	2008–2013	-9,3	246	66,3	+9,6 (июль)/-25,3 (фев.)	5	32	3	4
Устье Омолона (едома, лес)	2008–2010; 2012–2013	-3,4	233	40	+7,0 (июль)/-14,9 (фев.)	5	15	8	14
Ахмело (тундра)	2012–2013	-5,3	246	43,6	+8,8 (июль)/-23,3 (фев.)	5	14	2	1
Мыс Чукочий (едома, тундра)	2006–2010	-8,8	250	60,6	+5,8 (июль)/-23,9 (март)	3	31	6	3

пературы пород (около -10 °С) наблюдаются в тундровой зоне (мыс Чукочий, п-ов Быковский, Аллаиха). Для тундровой и лесной зоны Колымской низменности температуры пород меняются от -3 °С (устье р. Омолон) до -5 °С (оз. Ахмело) [Romanovsky et al., 2010]. Для северных тундровых площадок (мыс Чукочий, п-ов Быковский, Аллаиха) глубина сезонного протаивания составляет от 30 до 50 см, для южных тундровых участков и районов редколесий (район оз. Ахмело) – от 60 до 100 см, для северной тайги (устье р. Омолон) – порядка 50–60 см [Федоров-Давыдов и др., 2004]. Промерзание деятельного слоя начинается в конце сентября – начале октября и может продолжаться до 1,5 месяцев, в это время температура колеблется около 0 °С. Влажность деятельного слоя меняется достаточно сильно от года к году и между площадками. Пики влажности приходятся на приповерхностные горизонты и подошву деятельного слоя, где весовая влажность не менее 30 %.

Среднегодовая температура поверхности меняется от -6 до -10 °С при амплитуде самого холодного и теплого месяцев от 30 до 35 °С (табл. 2). Количество переходов через 0 °С на поверхности меняется от 4 на площадке на аласе (п-ов Быковский) до 50 на едоме в отдельные годы (мыс Чукочий). Число их зависит как от ландшафтных условий (растительный покров), так и от условий каждого года (на площадке мыс Чукочий – от 16 до 52 в разные годы). С глубиной их количество уменьшается (вместе с вариациями от года к году). Количество эффективных циклов на поверхности составляет от 3 (мыс Чукочий, п-ов Быковский (алас)) до 5 (Аллаиха, оз. Ахмело).

Отложения ледового комплекса на полуострове Быковский

Обнажение Мамонтова Хайта на Быковском полуострове считается наиболее полным разрезом

ЛК для побережья моря Лаптевых [Schirmeister et al., 2002, 2011; Sher et al., 2005]. С останца едомы в 2001 г. была пробурена скважина 1/01, образцы с которой и послужили материалом для анализа (рис. 4).

Интерпретация возраста образцов была выполнена согласно данным Л. Ширмейстера [Schirmeister et al., 2002], который предположил связь между абсолютной высотой отложений и возрастом для толщи ЛК. Согласно исследованиям Л. Ширмейстера [Schirmeister et al., 2002], А.В. Шера [Sher et al., 2005] и строению вскрытых бурением отложений, внутри толщи ЛК можно выделить следующие горизонты:

- нижняя часть толщи сформировалась примерно между 60 и 50 тыс. лет назад (МИС 5–МИС 4) и представлена суглинками и супесями с прослоями заиленного песка с горизонтальной слоистостью. Криотекстуры – сетчатые, линзовидно-сетчатые, атакситовые, корковые и массивные, льдистость меняется от 50 до 100 %;

- средняя часть формировалась между 50 и 25 тыс. лет назад (МИС 3) и состоит из переслаивающихся супесей с массивной и тонкошлировой криотекстурой, ледогрунта, автохтонного торфа и погребенных почв. Для этих слоев характерны линзовидная и невыдержанная слоистость, ритмичность строения, высокая льдистость;

- верхняя часть ЛК накапливалась между 25 и 12 тыс. лет назад (МИС 2) и представлена переслаивающимися супесями, суглинками и песками с единичными зернами гравия, со слоистой и мелкошлировой криотекстурой, с льдистостью не более 100 %.

В течение процесса накопления толщи ЛК поступление вещества шло со склонов хр. Хараурлах [Siegert et al., 2000; Schirmeister et al., 2002].

На протяжении всего периода формирования толщи ЛК роль криогенного преобразования материала значительно различалась. Выделяется

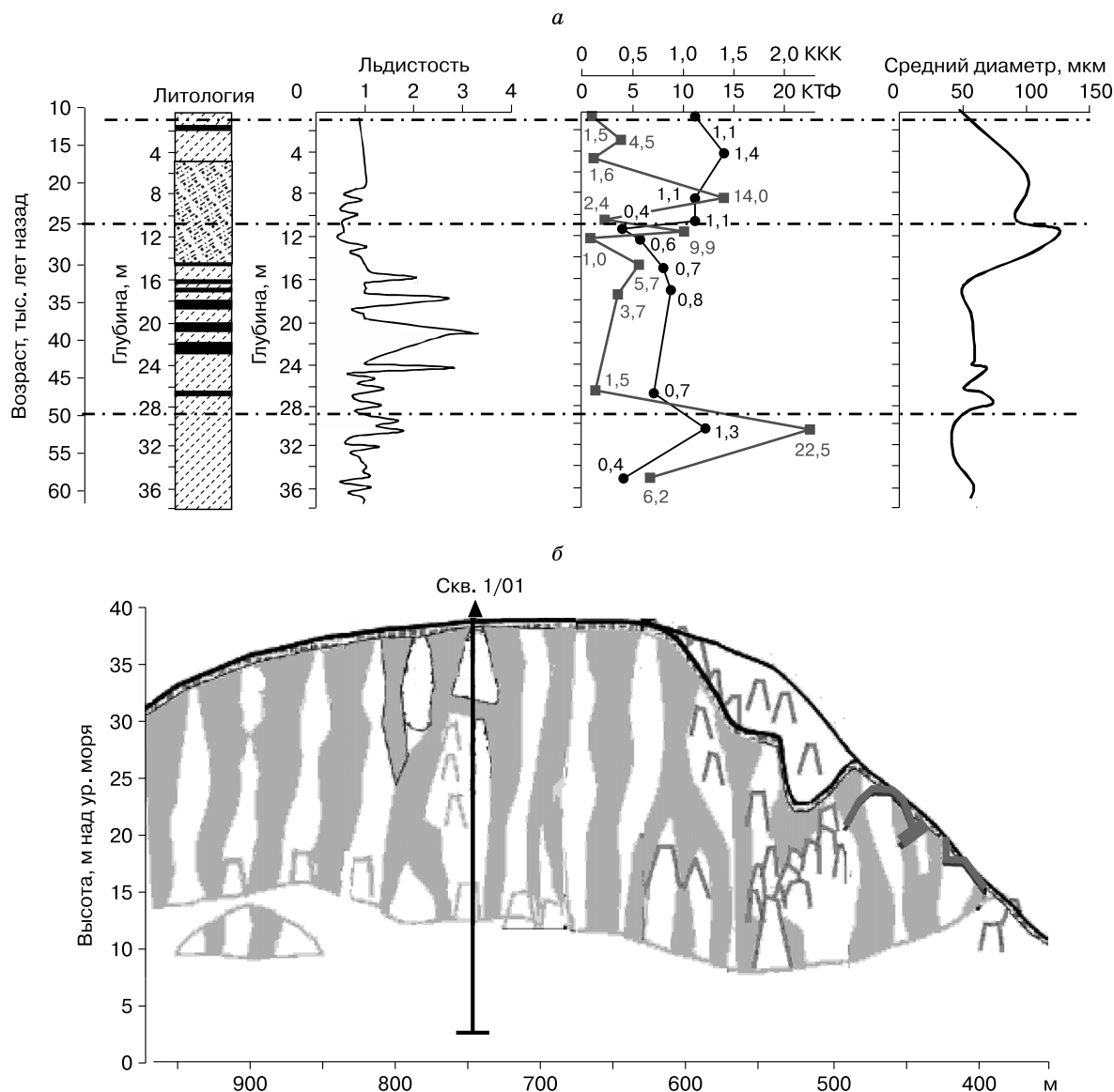


Рис. 4. Результаты исследований отложений на полуострове Быковский.

а – криолитологическое строение скв. 1/01; *б* – схематическое строение разреза Мамонтова Хайта [Sher et al., 2005] с обозначением местонахождения скв. 1/01. Усл. обозн. см. рис. 2.

верхняя пачка, которую Л. Ширмейстер [Schirmeister et al., 2002] относит к МИС 2, со значениями ККК от 1,1 до 1,4 и средняя пачка (МИС 3) со значениями ККК < 1. С нижней пачки получено два значения ККК – 1,3 и 0,4, ее можно отнести к нижней толще ЛК возраста МИС 4–МИС 5. Содержание тяжелых минералов во всей толще ЛК менее 1,5 % (пирит, роговая обманка, сидерит). Значения КТФ говорят о хорошей сортировке отложений в течение всего процесса осадконакопления, при этом предполагаемые стратиграфические границы между пачками ЛК отмечены высокими значениями КТФ (14,0; 9,9; 22,5). По грануломет-

рическому составу верхняя пачка ЛК гораздо менее дисперсна (средний диаметр около 100 мкм), чем подстилающие ее отложения, стратиграфические границы отмечены пиками увеличения размерности отложений. Ход кривых гранулометрического состава также показывает различие между верхней и средней пачкой отложений (рис. 5). Для образцов со значениями ККК > 1, несмотря на более грубый состав, который подчеркивается пиком 500–100 мкм, четко выражен второй пик, смещенный к фракциям 100–10 мкм, а иногда только один пик и приходится на эту фракции. В то же время для средней пачки отложений кривые более сгла-

жены, схожи между собой, пик находится вблизи значений 100–50 мкм.

Форма частиц кварца меняется от угловато-окатанной в верхней пачке (среднее 1,6–2,0, мода 2) до окатанной в средней пачке (среднее 2,1–2,8, мода 3). Большое количество криогенных агрегатов, часто они имеют “выколы” (рис. 6, в). В верхней пачке отложений ЛК встречены характерные для криогенного выветривания деформации зерен кварца – трещины на поверхности (см. рис. 6, б) и разорванные “изнутри” частицы (см. рис. 6, з). Встречаются зерна со свежими сколами (см. рис. 6, а). В средней толще преобладают криогенные агрегаты (см. рис. 6, д), но и здесь были отдельные зерна кварца со следами явного криогенного выветривания (см. рис. 6, е). В целом результаты согласуются с полученными ранее данными по морфологии зерен ЛК и подтверждают вывод о роли криогенеза в формировании отложений, особенно верхней пачки [Siegert et al., 2000].

Отложения ледового и аласного комплексов на мысе Чукочий

Обнажение на мысе Чукочий было описано А.А. Архангеловым с соавторами [1979], Ю.В. Кузнецовым [1979]. В нем представлены толщи как ЛК, так и АК. В обнажении выделяется верхний горизонт коричневых алевритов (рис. 7, горизонт а) мощностью 10–13 м, с горизонтальной слоистостью и ритмичностью. Следующий горизонт имеет мощность 8–9 м, его верхняя граница проводится по песчаному прослою (мощность 0,20–0,45 м) на высоте 14–15 м над урезом реки (см. рис. 7, горизонт б). В разрезе отмечается постепенный переход от коричневых алевритов к прослою песков. Хорошо видно ритмичное чередование пачек разной степени оторфованности и опесчаненности, встречаются погребенные маломощные ледогрунтовые и ледяные жилы. Пески буровато-желтого цвета. Под песками залегают темно-серые алевриты, местами опесчаненные с большим количеством автохтонных корешков. Мощность 2–4 м. Криотекстура массивная или микрошлировая, встречены погребенные сингенетические и эпигенетические ледяные жилы. Средний горизонт подстилается сильнольдистым горизонтом желто-зеленых алевритов (см. рис. 7, горизонт в). В нем содержатся линзы и прослой плохо разложившегося торфа. Слоистость не выражена. Криотекстуры – линзовидная и сетчатая с толстыми параллельными шлирами, прослеживаются ледогрунтовые прослой мощностью до 10 см [Архангелов и др., 1979].

По радиоуглеродному датированию были получены даты: для среднего горизонта – 39 000 лет, верхние коричневые алевриты – $33\,200 \pm 200$ лет, для озерных отложений аласной котловины – 8400 ± 100 лет [Кузнецов, 1979].

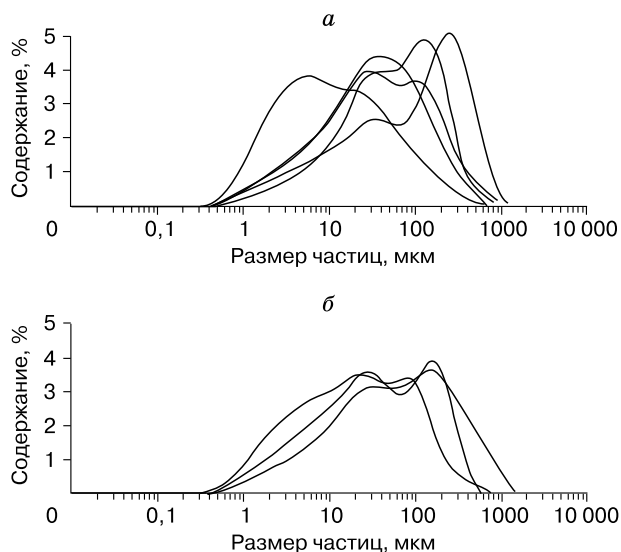


Рис. 5. Гранулометрический состав отложений ЛК (п-ов Быковский).

а – верхняя пачка с ККК > 1; б – средняя пачка с ККК < 1.

В ходе бурения летом 1991 г. были опробованы отложения ЛК (горизонт а) и АК. Аласные отложения представлены в верхней части алевритами с прослоями торфа и органики, со следами криотурбаций, со слоистой и сетчатой криотекстурой (озерно-болотные отложения – горизонт в, см. рис. 7), которые подстилаются опесчаненными алевритами и тонкими песками с фрагментами древесины, следами криотурбаций и солифлюкционного течения, с массивной и косослоистой криотекстурой (таберальная часть – горизонт д, см. рис. 7).

Для всех образцов характерен достаточно однородный минеральный состав. Около 90 % в составе легкой фракции приходится на кварц и полевые шпаты, содержание тяжелых минералов не превышает 5 %, в среднем же составляет 1–2 % (роговая обманка, сидерит и пирит).

Были получены следующие значения ККК для верхней пачки отложений ЛК (горизонт а): 0,9 – серо-бурый оторфованный алеврит под линзой льда; 2,3 – серо-бурый оторфованный льдистый алеврит, залегающий над прослоем ледогрунта; 0,7 – алеврит серый опесчаненный с массивной криотекстурой, залегающий под ледяным прослоем. Таким образом, в горизонте а значения ККК меняются циклично и имеют большой разброс (от некриогенных до типичных криогенных значений), что связано с цикличностью изменения ландшафтов и условий перехода отложений в многолетнемерзлое состояние.

Аласный комплекс был изучен по двум скважинам. Одна из них (скв. 10/91) расположена не-

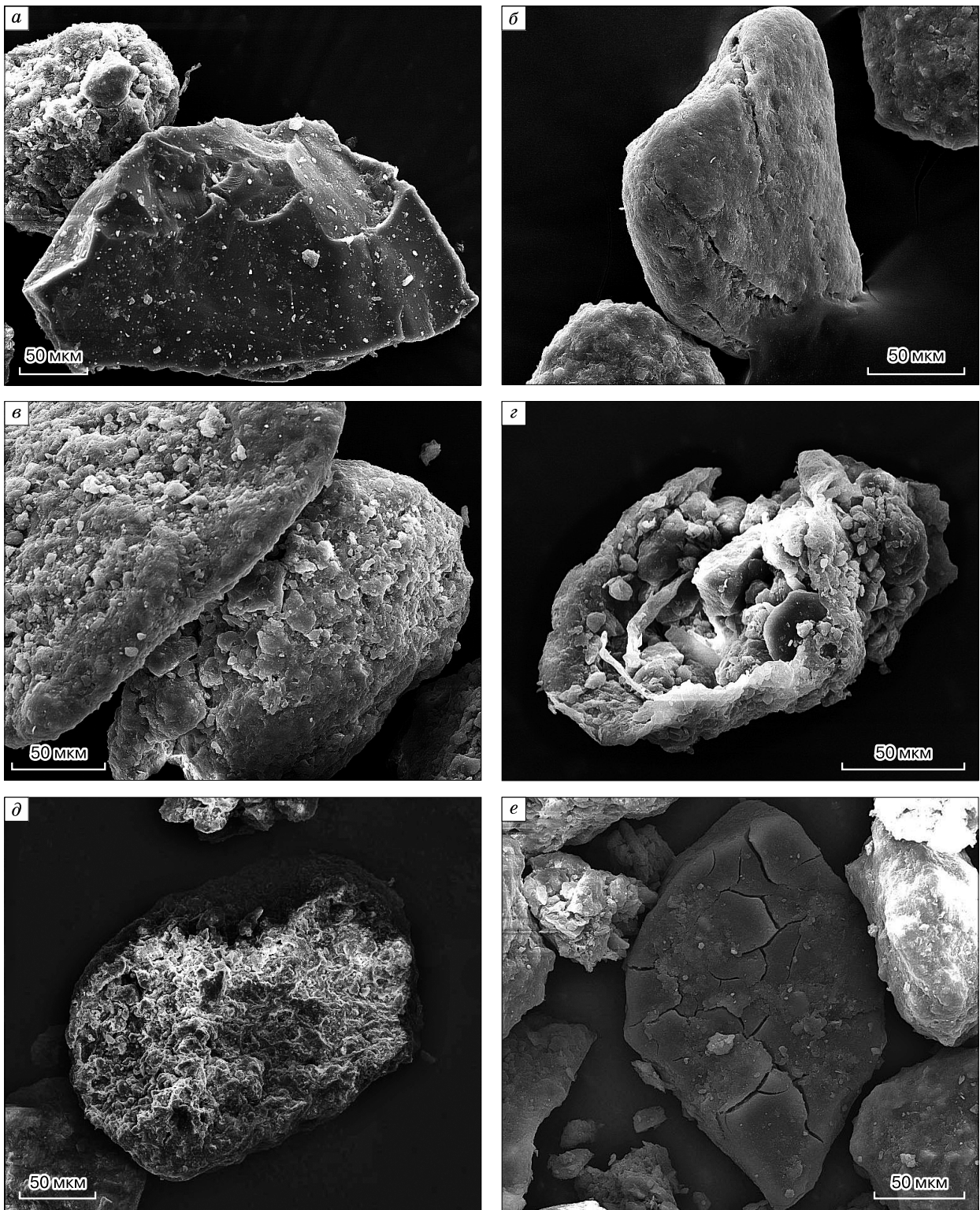


Рис. 6. Морфология зерен кварца (п-ов Быковский):

a – свежие сколы на поверхности кварца (гл. 0,5–0,7 м); *б* – трещины на поверхности зерна кварца (гл. 4,8 м); *в* – “выколы” агрегата (гл. 10,5 м), *г* – “разорванное” зерно кварца (гл. 10,5 м); *д* – криогенный агрегат (гл. 11,5 м); *е* – трещины на поверхности частицы (гл. 15 м).

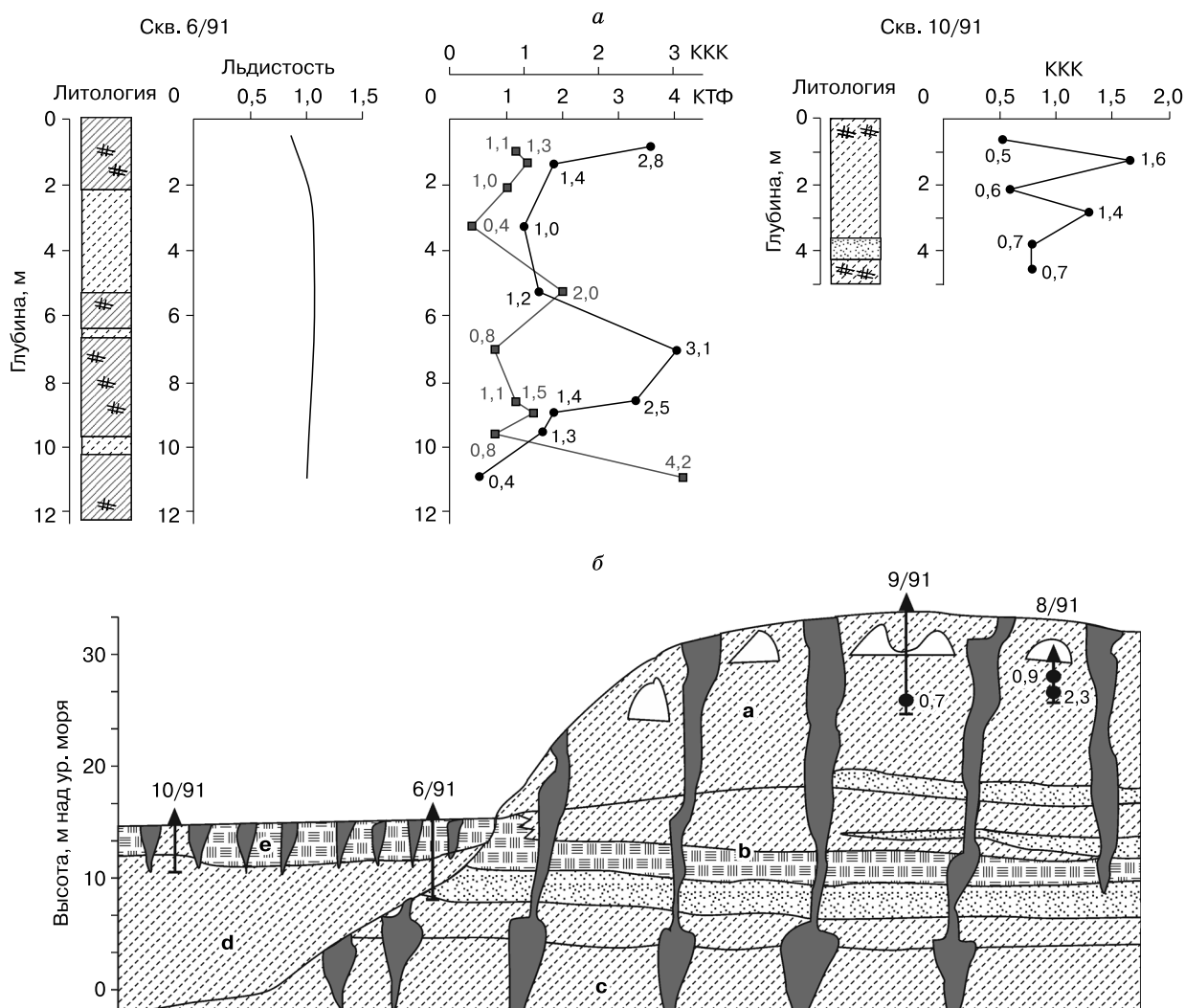


Рис. 7. Результаты исследований отложений на мысе Чукочий.

а – криолитологическое строение скв. 6/91, 10/91; *б* – строение разреза на мысе Чукочий [Архангелов и др., 1979] по полевым материалам экспедиции “Берингия”. *а, б, с, d, e* – литологические горизонты (пояснения в тексте). Усл. обозн. см. рис. 2.

посредственно в аласной котловине между двумя термокарстовыми озерами, вторая (скв. 6/91) – недалеко от едомного склона. Для первой скважины характерен достаточно разнообразный литологический состав – от песчаных прослоев до алевроитов и оторфованных горизонтов, при этом на 5 м значения ККК циклично меняются от 0,5 до 1,6. Скважина 6/91 характеризуется более однородным составом: чередование легкого суглинка и супеси, со следами оторфованности и криотурбаций и льдистостью 0,9–1,1. По значениям ККК можно выделить два горизонта: верхний (до 6 м) – от 1,0 до 2,8 (среднее арифметическое 1,6) и нижний (6–10 м) – от 1,3 до 3,1 (среднее арифметическое 2,1), в самом низу значение ККК – 0,4. Для

толщи аласных отложений КТФ составляют около 1, изменяясь от 0,8 до 2,0.

Общий вид гранулометрических кривых для отложений ЛК и аласов весьма схож, что говорит о генетической преемственности между ними. В то же время хорошо видна разница между кривыми образцов с малыми и большими ККК (рис. 8). Отложения, подвергшиеся активной криогенной переработке, более дисперсны и лучше сортированы, пик приходится на фракцию 50–10 мкм, кривая более симметрична. Для образцов со значениями ККК < 1 кривая асимметрична, ход ее более пологий.

Для отложений с большими значениями ККК преобладают угловатые и угловато-окатанные

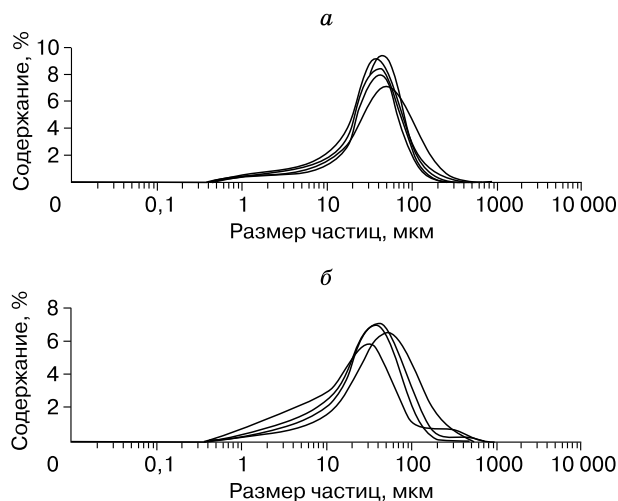


Рис. 8. Гранулометрический состав отложений аласного и ледового комплексов (мыс Чукочий).

a – отложения с ККК > 1; *б* – отложения с ККК < 1.

формы зерен (среднее 1,6–2,2, мода 1), но встречаются также окатанные и хорошо окатанные (23 % всех зерен). Для отложений со значениями ККК < 1 (включая образец с глубины 10,8–11,5 м) характерны окатанные формы (среднее 2,0–2,3, мода 3), при этом угловатые формы составляют 26 %. Встречено большое количество зерен кварца со свежими сколами, часто одна поверхность покрыта агрегатами, другая полностью чистая (рис. 9, *a, б*). Большое количество подобных частиц было обнаружено в образцах скв. 6/91 с глубины 0,8–1,1 м. Много сколов и трещин (см. рис. 9, *з*), они часто рассекают частицу на несколько частей (см. рис. 9, *в*). В образцах, отобранных из озерно-болотных отложений, встречено большое количество криогенных агрегатов (см. рис. 9, *д, e*) окатанной формы, однако попадают агрегаты с “выколами” (см. рис. 9, *д*). Для образцов с малыми значениями ККК характерна большая сохранность зерен кварца, чем для образцов с высокими ККК.

ВЛИЯНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ПРОЦЕССОВ КРИОГЕНЕЗА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ НА СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ

Современные природные условия районов и их влияние на развитие криогенеза

Районы исследований характеризуются суровыми геофизиологическими условиями, благоприятными для развития процессов криогенного выветривания. На северо-востоке Якутии хорошо выражен теплый период (продолжительностью до 100–120 дней), промерзание деятельного слоя идет дольше, чем в оазисах Антарктиды. Для рассматриваемых районов характерно значительное количество переходов через 0 °С – от нескольких

десятков до сотни. В Антарктиде распространено достаточно выраженное и быстрое промерзание снизу, на северо-востоке Якутии в нижней части профиля достаточно долго может наблюдаться “нулевая завеса”, а на глубинах до 20 см осенью отмечается до 10 циклов промерзания–оттаивания. В оазисах Антарктиды и на северо-востоке Якутии наблюдается разное количество эффективных циклов промерзания–оттаивания, что обусловлено как климатическими, так и ландшафтными факторами. В Антарктиде основное преобразование минеральной части идет в приповерхностных горизонтах за счет объемно-градиентных напряжений в системе “частица–пленка воды–лед”, возникающих при резких перепадах температуры (эффективные циклы промерзания–оттаивания). На северо-востоке Якутии трансформация материала связана с “нулевой завесой” при длительном промерзании. Эти различные механизмы преобразования минерального состава отражены в морфологии минеральных зерен. В образцах из оазиса Ларсеманна встречено большое количество остроугольных частиц (10 % всех просмотренных). В них распространены следующие виды деформаций: сколы, острые грани, линейные трещины. На северо-востоке Якутии криогенная дезинтеграция связана с разрывом газовой-жидкостных включений и разрушений криогенных агрегатов. Широко распространены каверны, полости, различного рода “выколы” и трещины кольцевого характера, при этом форма зерен более сглаженная, окатанная.

Цикличность строения разрезов позднечетвертичных пород как результат изменения условий накопления и промерзания отложений

Цикличность в строении отложений ледового комплекса северо-востока Якутии выделяли многие авторы. Ритмичность литологии и строения полигонально-жильных льдов была отмечена Е.М. Катасоновым [2009] при описании обнажения Мус-Хая, А.А. Архангеловым с соавт. [1979] на мысе Чукочий. Ю.К. Васильчуком [2006] подробно рассмотрена гетероцикличность в строении полигонально-жильных льдов ЛК и выделены три уровня циклов: микро (изменения глубины сезонного протаивания), мезо (колебания уровня водоемов) и макро (климатические изменения и связанные с ними коренные перестройки процессов седиментации). Цикличность в строении ЛК на уровне криогенной переработки минерального вещества, связанная с колебаниями климата, отмечена В.Н. Конищевым [2013].

Комплексные исследования отложений в оазисе Ларсеманна, на мысе Чукочий и Быковском полуострове позволили также выделить несколько видов циклов.

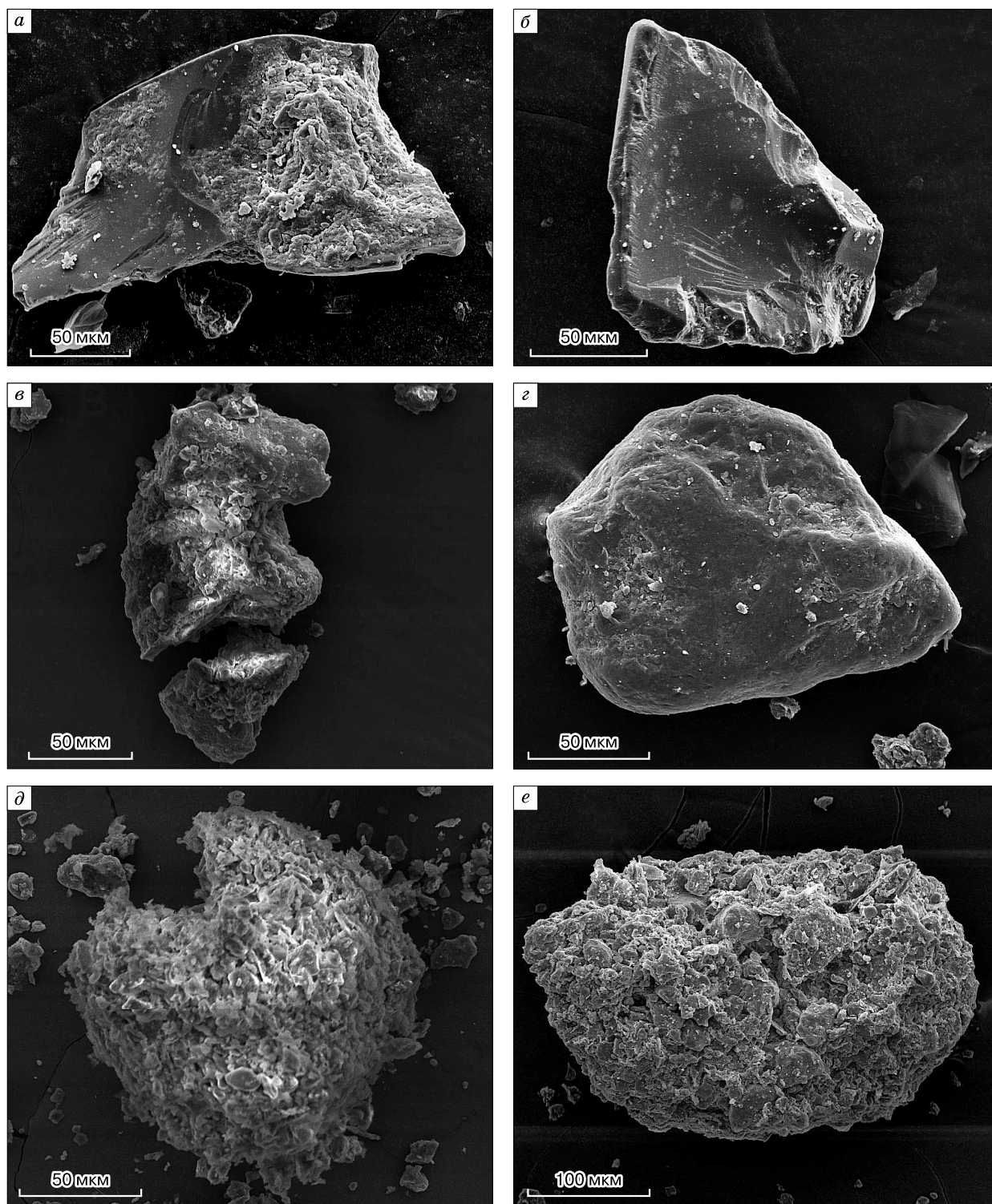


Рис. 9. Морфология зерен кварца (мыс Чукочий):

а, б – свежие сколы на поверхности кварца (скв. 6/91, гл. 0,8–1,1 м); *в* – “разломанное” на две части зерно кварца (скв. 6/91, гл. 7,5 м); *г* – окатанное зерно кварца (скв. 6/91, гл. 10,8–11,3 м); *д* – “выкол” в окатанном агрегате (скв. 10/91, гл. 1,8–2,5 м); *е* – криогенный агрегат (скв. 10/91, гл. 4,0–4,5 м).

1. *Циклы, обусловленные изменением климатических эпох.* Наиболее ярко они выражены в отложениях ЛК п-ова Быковский. Можно выделить среднюю пачку, которая может быть отнесена к МИС 3, и верхнюю пачку – к МИС 2 [Schirmeister et al., 2002]. Осадконакопление в МИС 3 происходило в условиях теплого интерстадиала. Летом почвы прогревались до высоких значений, при этом зимние температуры оставались холоднее современных [Schirmeister et al., 2002; Sher et al., 2005]. Широко были развиты торфяники [Schirmeister et al., 2002]. Лдистость отложений свидетельствует о большом увлажнении деятельного слоя. Термический режим почв был близок к современному режиму на аласах в районе исследований (см. табл. 2), когда наблюдалось минимальное число переходов через 0 °С в течение года. Широко развиты процессы почвообразования. Эти условия находят отражение в малых значениях ККК (0,4–0,7), которые свидетельствуют о том, что поступающий материал не успевает пройти криогенную переработку до перехода в многолетнемерзлое состояние. Период 25–12 тыс. лет назад (МИС 2) характеризуется как экстремально холодный и сухой [Schirmeister et al., 2002]. При этом летние температуры остаются более высокими, что обеспечивает глубокое протаивание [Каплина, 2009]. Термический режим деятельного слоя сходен с современными едомными участками в этом районе (см. табл. 2), более благоприятными для криогенеза, что отражается в значениях ККК (от 1,1 до 1,4). Грубый гранулометрический состав позволяет предположить более динамичные условия осадконакопления. Эти условия сохраняются на протяжении всего периода накопления верхней пачки ЛК.

2. *Циклы, обусловленные изменением уровня моря.* Они наиболее ярко выражены в оазисе Ларсеманна, где подчеркиваются литологически в виде переслаивания песков и супесей. Накопление озерно-лагунной толщи непосредственно связано с изменением уровня моря в позднем плейстоцене (за исключением самого низа толщи (см. рис. 2), накопление которого происходило в аэральнх или субаэральнх условиях, он представляет собой криогенный элювий, о чем говорят значения ККК, КТФ и форма частиц). Супесчаная часть нижней пачки (до глубины 7,0 м) формировалась при более высоком уровне моря в эпоху МИС 3 [Hodgson et al., 2009; Verleyen et al., 2011], при смешении морских и галых ледниковых вод [Демидов и др., 2013]. Промерзание имело синкриогенный субаквальный характер – от берегов и снизу [Романовский, 1993]. Процесс шел достаточно медленно, какие-либо колебания температуры практически отсутствовали. Отсюда совпадение литологической слоистости и криогенных текстур.

Окончательное промерзание этой пачки произошло уже на следующем этапе.

Накопление верхней песчаной части отложений связано с постепенным понижением уровня моря [Verleyen et al., 2011]. Промерзание идет уже по синкриогенному субаэральному типу, возрастает роль криогенеза. Прекращается связь с морем, уменьшается привнос вещества тальми водами с ледника, повышается базис эрозии. Это приводит к седиментации в более спокойных условиях, что отражается в понижении значений КТФ и увеличении дисперсности осадков, при этом они наиболее сильно перерабатываются криогенезом. В дальнейшем эта толща перекрывается ледниковой мореной, образование которой, скорее всего, связано с событиями конца МИС 2 или голоцена [Демидов и др., 2013; Verleyen et al., 2011].

3. *Циклы, обусловленные спуском и наполнением термокарстовых озер.* Колебания уровня водоемов (спуск и наполнение) наиболее ярко выражены на примере отложений АК мыса Чукокий. Значения ККК в скв. 10/91, расположенной непосредственно в днище аласной котловины между озерами, отражают стадии обводнения и обмеления озер. В гидроморфных условиях формировались отложения с малыми значениями ККК, а при обмелении, зарастании озер и выходе их в субаэральные условия – с большими значениями ККК. Четко выражена ритмичность в накоплении озерно-болотной пачки отложений АК.

Скважина 6/91 расположена на высоком аласном уровне, формирование ее происходило в начале голоцена, при первой волне термокарста. Анализ радиоуглеродных датировок позволяет установить эту дату для данного района на рубеже 10,5–10,0 тыс. лет назад [Каплина, 2009]. Нижняя часть толщи, представленная наиболее низкими значениями ККК, является таберальной пачкой, т. е. протаявшим, переотложенным и заново промерзшим ЛК, и отражает наиболее холодную эпоху его формирования. При этом различия в значениях ККК были нивелированы в ходе термокарста. Повторное промерзание таберальной пачки шло по эпигенетическому или парасингенетическому типу за очень короткий срок (несколько десятилетий). Вышележащая пачка с меньшими, хотя и криогенными значениями ККК (т. е. ККК > 1), состоит из озерно-болотных отложений. Значения ККК отражают общие более теплые условия голоцена, при этом некоторые из них (1,0–1,2) можно приурочить ко времени существования термокарстового озера, когда воздействие криогенеза было минимальным. Дальнейшее повышение ККК вверх по скважине обусловлено спуском озера и переходом поверхности в субаэральные и аэральные условия, более благоприятные для криогенеза. Значение ККК, равное 2,8,

с глубины 1,1 м (ПС), соответствует условиям на рубеже голоцена и плейстоцена.

4. Циклы, обусловленные межгодовыми колебаниями глубины сезонного протаивания. Еще одним фактором, определяющим степень криогенной переработки отложений, являются межгодовые колебания глубины сезонного протаивания и связанные с ними криогенные ритмы – чередование слоев с повышенной и пониженной льдистостью, различающихся криотекстурами. При субаэральном синкриогенном промерзании нижней части деятельного слоя возможен либо медленный переход в мерзлое состояние с образованием массивной криотекстуры, либо скачкообразное повышение кровли многолетнемерзлых пород за счет сегрегационного льдовыделения. При этом могут образовываться шпирь толщиной до 10–12 см [Романовский, 1993]. Этот процесс наиболее ярко выражен в отложениях ЛК на мысе Чукочий – горизонты с большей льдистостью за счет сегрегационного льдовыделения имеют большие значения ККК (до 2,3). Отложения же, залегающие под ними, переход которых в мерзлое состояние происходил путем скачкообразного промерзания, имеют меньшие значения ККК (порой некриогенные, т. е. менее 1).

Эволюция криогенеза в плейстоцене–голоцене в Восточной Антарктиде и на северо-востоке Якутии

В Северном полушарии, на территории Колымской низменности и Чукотки обнаружены следы существования мерзлых пород (псевдоморфозы, криотурбации) начиная с плиоцена [Шер, 1971]. В Южном полушарии их возникновение произошло одновременно с формированием антарктического ледникового щита, которое началось в эоцене–олигоцене [Hambrey et al., 1989; Ehtmann, Mackensen, 1992]. Несмотря на более длительный период развития многолетнемерзлых пород в Антарктиде, наибольшие значения ККК характерны для северо-востока Якутии (до 3,1). Это связано с тем, что значительную часть времени антарктические оазисы были либо покрыты ледниковым щитом, либо заняты морем, в результате чего процессы криогенного выветривания были подавлены. Криогенез приурочен лишь к эпохам, когда оазис уже свободен от моря, но еще не занят ледником. Северо-восток Якутии на протяжении всего периода существования мерзлых пород был свободен от покровных оледенений и трансгрессий моря. При этом надо отметить, что на мысе Чукочий для отложений ЛК значения ККК гораздо больше, чем на Быковском полуострове, что связано с более медленной седиментацией и более суровыми геокриологическими условиями в позднем плейстоцене.

Наиболее холодным в четвертичную эпоху является конец позднего плейстоцена (МИС 2) – последний ледниковый максимум (ПЛМ) [Shakun, Carlson, 2010]. По данным содержания стабильных изотопов в жильных льдах зимние температуры воздуха в Арктике были ниже современных на 10–15 °С [Васильчук, 2006]. Именно на этот период приходится формирование специфических льдистых синкриогенных толщ на Северо-Востоке Азии – отложений ЛК едомного надгоризонта [Шер, 1971; Schirmer et al., 2011]. В Антарктиде размеры ледникового щита были наибольшими за весь кайнозой. Свободными ото льда оставались только ряд прибрежных оазисов в Восточной Антарктиде и Сухие Долины [Веркулич, 2011; Verleyen et al., 2011].

Несмотря на различную палеогеографическую обстановку в плейстоцене в оазисах Антарктиды и на северо-востоке Якутии, во всех разрезах наблюдается увеличение значений ККК по разрезу к концу позднего плейстоцена. На мысе Чукочий наибольшие значения можно отнести к ПС (2,8), таберальной части АК (3,1) и коричневым алевритам ЛК (2,3). На Быковском полуострове также наблюдается увеличение значений ККК от средней пачки ЛК (МИС 3 – от 0,4 до 0,7) к верхней пачке (МИС 2 – от 1,1 до 1,4). В оазисе Ларсеманна максимальные значения ККК также приурочены к верхней супесчаной части озерно-лагунной пачки и достигают 1,8. Подобные закономерности можно отметить и в морфологии минеральных зерен – наиболее угловатые, разрушенные частицы приурочены к отложениям ПЛМ. Эта особенность прослеживается во всех типах отложений независимо от состава и генезиса. Она не зависит от литологии: так, на п-ове Быковский верхняя пачка гораздо менее дисперсная, чем средняя часть ЛК, а в оазисе Ларсеманна – наоборот.

Полученные результаты о распределении значений ККК и изменении роли криогенеза в формировании отложений согласуются с другими подобными исследованиями с применением метода расчета ККК: на Чукотке [Schwamborn et al., 2007], Яно-Индибирской низменности [Конищев, 1981, 2013], Колымской низменности [Конищев, 2013; Шмелев и др., 2013], в Большеземельской тундре [Конищев, 1981], Средней Европе, Русской равнине [Конищев, 2006]. Во всех районах Северного полушария отмечают наибольшие значения ККК в отложениях, относящихся к концу позднего плейстоцена, причем эта тенденция соблюдается и для районов, находящихся вне криолитозоны в современное время (Средняя Европа и Русская равнина). Таким образом, на протяжении всего четвертичного периода происходило увеличение роли криогенеза в формировании состава отложений, достигшее максимума на границе

плейстоцена и голоцена, что связано с глобальным похолоданием климата в этот период [Shakun, Carlson, 2010].

ВЫВОДЫ

Исследования условий и результатов криогенного разрушения минерального вещества в плейстоцен-голоценовое время в оазисе Ларсеманна (Антарктида) и на северо-востоке Якутии позволяют сделать следующие выводы.

Установлено два механизма криогенного разрушения минерального вещества. Для оазисов Антарктиды наиболее активно выветривание идет в приповерхностной зоне (верхние 20 см) в условиях большого количества переходов через 0 °С (до 100 и более) и эффективных циклов промерзания–оттаивания (до 50–60) и связано с возникающими объемно-градиентными напряжениями в системе “частица–пленка воды–лед”. В результате формируются остроугольные частицы с грубыми и прямыми сколами. На северо-востоке Якутии выветривание идет при длительном промерзании сезонноталого слоя, во время которого происходят изменения толщины пленок связанной воды и разрывы газовой-жидкостных включений. В результате преобладают разрушенные криогенные агрегаты и зерна с “выколами”.

В позднечетвертичных отложениях оазисов Антарктиды и северо-востока Якутии выделена цикличность по разрезу в степени криогенной переработки материала. Эта цикличность обусловлена изменениями условий накопления и промерзания пород: изменения климата и уровня моря в разные геологические эпохи, спуск и наполнение термокарстовых озер, межгодовые вариации глубины сезонного протаивания.

Несмотря на более длительное время существования многолетнемерзлых пород в Антарктиде, наибольшей криогенной трансформации подверглись отложения на северо-востоке Якутии (ККК до 3,1), что связано с отсутствием покровных оледенений и трансгрессий моря в четвертичный период. На Быковском полуострове из-за быстрой седиментации и более мягких геокриологических условий в процессе накопления ЛК значения ККК гораздо меньше (от 0,4 до 1,4), чем в ЛК на мысе Чукочий (от 0,7 до 2,3).

Во всех трех изученных разрезах наиболее высокие значения ККК приурочены к отложениям, формирующимся на границе плейстоцена и голоцена. Несмотря на разные особенности развития природной обстановки в позднечетвертичное время в Северном и Южном полушарии, наиболее благоприятные условия для криогенеза на северо-востоке Якутии и в Антарктиде относятся к концу МИС 2.

Автор благодарит за помощь в экспедиционных работах и редактировании рукописи, а так-

же за предоставленные материалы В.В. Рогова, А.А. Абрамова, [Д.А. Гиличинского], Н.Э. Демидова, С.В. Губина, Е.М. Ривкину, В.А. Сорокиной, Д.Г. Федорова-Давыдова, А.Л. Холодова.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 12-05-31125; 12-05-01085), гранта Президента РФ для ведущих научных школ (НШ-1097.2012.5), ПП4.

Литература

- Абрамов А.А., Слеттен Р.С., Ривкина Е.М., Миронов В.А., Гиличинский Д.А. Геокриологические условия Антарктиды // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 3, с. 3–19.
- Архангелов А.А., Кузнецова Т.П., Карташова Г.Г., Коняхин М.А. Генезис и условия формирования верхнеплейстоценовых льдистых алевролитов Колымской низменности (на примере Чукочьего яра) // Проблемы криолитологии: Сб. статей / Под ред. А.И. Попова. М., Изд-во Моск. ун-та, 1979, вып. VIII, с. 110–136.
- Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность / Ю.К. Васильчук. М., Изд-во Моск. ун-та, 2006, 404 с.
- Веркулич С.Р. Последний ледниковый максимум и дегляциация в краевой зоне Антарктиды: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 2011, 46 с.
- Демидов Н.Э., Веркулич С.Р., Занина О.В. и др. Конечная морена и озерно-лагунные отложения в разрезе четвертичных отложений оазиса Холмы Ларсеманна, Восточная Антарктида // Проблемы Арктики и Антарктики, 2013, № 3(97), с. 79–90.
- Каплина Т.Н. Аласные комплексы Северной Якутии // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 4, с. 3–17.
- Катасонов Е.М. Литология мерзлых четвертичных отложений (криолитология) Янской низменности / Е.М. Катасонов. М., ОАО “ПНИИИС”, 2009, 176 с.
- Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере / В.Н. Конищев. Новосибирск, Наука, 1981, 197 с.
- Конищев В.Н. Криогенез современных и позднечетвертичных отложений Алтая и перегляциальных областей Европы / В.Н. Конищев, М.П. Лебедева-Верба, В.В. Рогов, Е.Е. Сталина. М., ГЕОС, 2006, 128 с.
- Конищев В.Н. Природа циклического строения ледового комплекса Восточной Сибири // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 1, с. 3–16.
- Кузнецов Ю.В. О вещественном составе верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений в обнажении Чукочьем // Проблемы криолитологии: Сб. статей / Под ред. А.И. Попова. М., Изд-во Моск. ун-та, 1979, вып. VIII, с. 136–144.
- Рогов В.В. Особенности морфологии частиц скелета криогенного элювия // Криосфера Земли, 2000, т. IV, № 3, с. 67–73.
- Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы: Учеб. пособие / Н.Н. Романовский. М., Изд-во Моск. ун-та, 1993, 336 с.
- Федоров-Давыдов Д.Г., Давыдов С.П., Давыдова А.И. и др. Пространственно-временные закономерности сезонного протаивания почв на севере Колымской низменности // Криосфера Земли, 2004, т. VIII, № 4, с. 15–26.
- Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки / А.В. Шер. М., Наука, 1971, 310 с.

- Шлыков В.Г.** Рентгеновские исследования грунтов: Учеб. пособие / В.Г. Шлыков. М., Изд-во Моск. ун-та, 1991, 184 с.
- Шмелев Д.Г., Рогов В.В., Губин С.В., Давыдов С.П.** Криолитогенные отложения правобережья низовий Колымы // Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 2013, № 3, с. 66–72.
- Ehrmann W.U., Mackensen A.** Sedimentological evidence for the formation of an East Antarctic ice sheet in Eocene/Oligocene time // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1992, vol. 93, No. 1–2, p. 85–112.
- Hambrey M.J., Larsen B., Ehrmann W.U.** Forty million years of Antarctic glacial history yielded by Leg 119 of the Ocean Drilling Program // *Polar Record*, 1989, vol. 25, p. 99–106.
- Hodgson D.A., Verleyen E., Vyverman W. et al.** A geological constraint on relative sea level in Marine Isotope Stage 3 in the Larsemann Hills, Lambert Glacier region, East Antarctica (31366–33228 cal yr BP) // *Quatern. Sci. Rev.*, 2009, doi:10.1016/j.quascirev.2009.06.006.
- Matsuoka M.** The rate of bedrock weathering by frost action: field measurements and predictive model // *Earth Surf. Process. and Landforms*, 1990, No. 15, p. 73–90.
- Naish T., Powell R., Levy R. et al.** A record of Antarctic climate and ice sheet history recovered // *EOS: Trans. Amer. Geophys. Union.*, 2007, vol. 88(50), p. 555–557.
- Romanovsky V.E., Drozdov D.S., Oberman N.G. et al.** Thermal state of permafrost in Russia // *Permafrost and Periglacial Processes*, 2010, vol. 21, p. 136–155.
- Schirrmeister L., Siegert C., Kuznetsova T. et al.** Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of northern Siberia // *Quatern. Intern.*, 2002, No. 89, p. 97–118.
- Schirrmeister L., Kunitsky V., Grosse G. et al.** Sedimentary characteristics and origin of the Late Pleistocene Ice Complex on north-east Siberian Arctic coastal lowlands and islands // *A Review. Quatern. Intern.*, 2011, No. 241, p. 3–25.
- Schwamborn G., Fedorov G., Schirrmeister L., Meyer H., Hubberten H.-W.** Periglacial sediment variations controlled by lake level rise and Late Quaternary climate at El'gygytgyn Crater Lake, Arctic Siberia // *Boreas*, 2007, doi: 10.1111/j.1502-3885.2007.00011.x.
- Shakun J.D., Carlson A.E.** A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change // *Quatern. Sci. Rev.*, 2010, No. 29(15–16), p. 1674–1690.
- Sher A.V., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D.** New insights into the eichselian environment and climate of the East Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants, and mammals // *Quatern. Sci. Rev.*, 2005, No. 24, p. 533–569.
- Siegert C., Schirrmeister L., Babiy O.** The sedimentology, mineralogy and geochemical composition of Late Pleistocene deposits from the Ice Complex on the Bykovsky peninsula, Northern Siberia // *Polarforschung*, 2000, No. 70, p. 3–11.
- Verleyen E., Hodgson D.A., Sabbe K. et al.** Postglacial climate variability along the east Antarctic coastal margin – evidence from shallow marine and coastal terrestrial records // *Earth Sci. Rev.*, 2011, No. 104(4), p. 199–212.

Поступила в редакцию
22 мая 2014 г.