

ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.345

АЛАСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОЙ ЯКУТИИ

Т.Н. Каплина

ОАО Производственный и научно-исследовательский институт по инженерным изысканиям в строительстве,
105187, Москва, Окружной пр., 18, Россия, tianakaplina@mail.ru

Сопоставление более сотни радиоуглеродных датировок из верхних слоев ледового комплекса и из аласного комплекса на территории Северной Якутии показывает, что прекращение накопления ледового комплекса и начало озерного термокарста и образования аласов совпадают во времени и относятся к диапазону примерно 13–12 тыс. лет назад. Этому времени соответствует фундаментальная перестройка природных условий и ландшафтов – от криоксеротических “тундростепей” до влажных кустарниковых тундр (на севере низменностей и арктических островах) и лесотундр (в южных районах). Процесс озерного термокарста прошел достаточно быстро (“волной”), и уже 11–10 тыс. лет назад в некоторых аласах накопление озерных отложений сменилось накоплением торфяников. К рубежу 10–8,5 тыс. лет назад аласный рельеф был сформирован. Причиной массового появления озер и прохождения по территории “волны” термокарста явилось в первую очередь не повышение температур (потепление климата), а изменение водного баланса – от дефицитного к избыточному. Просмотр аэрофото- и спутниковых снимков убеждает в том, что подавляющее большинство озер в аласах носят характер остаточных, многие озера замещены болотами. Рельеф приморских низменностей находится в настоящее время в состоянии, близком к равновесному, и термокарст в регионе не развивается.

Ледовый комплекс, аласный комплекс, термокарст, ¹⁴C-возраст, сингенез, эпигенез

ALAS COMPLEX OF NORTH YAKUTIA

T.N. Kaplina

Industrial and Research Institute for Engineering Survey in Construction,
105187, Moscow, Okrzhnoi pr., 18, Russia, tianakaplina@mail.ru

Comparison of over one hundred radiocarbon dates from the upper layers of the Ice Complex with the oldest dates from alas profiles has demonstrated that the accumulation of the Ice Complex finished simultaneously with the commencement of alas formation approximately 13–12 thousand years B.P. This was the time of abrupt fundamental change in paleoenvironmental conditions – from criocserotical “tundrastepes” to humid shrub tundra (northern areas of the lowlands and arctic islands) and foresttundra (southern areas of the lowlands). The lake thermokarst had occurred fast enough in a “wave-like” manner, and already 11–10 thousand years B.P., sedimentation of lake deposits in some of alases was succeeded by peat accumulation. 10–8.5 thousand years B.P. alas relief was formed. Mass emergence of lakes and the thermokarst “wave” have been caused first and foremost not by the increase in temperatures (climate warming) but by changes in water balance – from deficit to overabundant. Aero photo and satellite imagery of the North Yakutia revealed that most of the lakes in alases have residual character and many of lakes were replaced by bogs. The relief of the coastal lowlands is currently in the near-to-equilibrium state and thermokarst is not developing in the region.

Ice Complex, Alas Complex, termokarst, ¹⁴C age, syngenes, epigenes

ВВЕДЕНИЕ

Основные площади приморских низменностей Якутии занимают массивы и холмы так называемой едомы¹ и термокарстовые котловины и депрессии – аласы. Едома сложена с поверхности ледовым комплексом (ЛК) – ультральдистой толщей, включающей огромные массы полигонально-жильных (ПЖЛ) и сегрегационных льдов. Мощ-

ность ЛК в разных районах Северной Якутии колеблется от нескольких метров до 40 м. ЛК перекрывает сложный, существовавший до начала его накопления рельеф, о чем свидетельствует установленная радиоуглеродным датированием одновозрастность толщ ЛК на разных гипсометрических уровнях [Васильчук, 2006; Schirrmeister et

¹ Здесь и далее термином “едома” мы обозначаем только формы рельефа.

al., 2008a]. ЛК занимает как большие плоские территории, так и пологие склоны возвышенностей.

Степень пораженности территории приморских низменностей аласами различна, как различна и морфология аласов. На территориях, испытавших в новейшее время опускания, располагаются обширные аласные равнины; уровень едомы здесь в значительной степени уничтожен и представлен отдельными редкими останцами. На территориях, испытавших поднятия, заозеренность значительно меньше, аласы ограничены по площади и более или менее глубоко врезаны в едому. Наконец, на многих сохранившихся массивах едомы развит своеобразный рельеф “зачаточных” аласов, которые, однажды возникнув, были быстро дренированы. Судя по аэроснимкам, такие аласы свойственны массивам едомы, расположенным вдоль рек, и территориям арктических островов, где преобладает рельеф денудационного типа.

Разрезы едомы и аласов встречаются по рекам и протягиваются вдоль побережий морей Лаптева и Восточно-Сибирского на многие десятки километров.

На начальном этапе изучения новейших отложений Северной Якутии существовали представления о том, что отложения аласов являются нерасчлененными верхнечетвертичными–голоценовыми. Однако уже в 70-х гг. прошлого столетия были сформированы представления о голоценовом возрасте отложений аласов.

Со времени первых обобщений по голоцену приморских низменностей Якутии [Каплина, Ложкин, 1979, 1982б; Каплина, 1981] поступило много новых данных о строении и возрасте аласов. Добавилось большое количество радиоуглеродных датировок (сейчас их значительно больше сотни). Поступило много новых данных о развитии ландшафтов Северной Якутии в конце плейстоцена и в голоцене [Макеев и др., 1989; Украинцева и др., 1989; Фартышев, 1993; Кременецкий и др., 1998; Андреев и др., 2007; Schirmeister et al., 2002a,b; Andreev et al., 2004b, 2009].

Появились данные об изотопно-кислородном составе как плейстоценовых, так и голоценовых ПЖЛ, которые позволяют реконструировать зимние условия времени их формирования. Изучены остатки жесткокрылых насекомых, раковинных амёб, комаров, позволяющие реконструировать летние температуры. Произведены расчеты времени, необходимого для формирования аласов и таликов под ними [Тумской, 2002].

Имеющиеся данные позволяют утверждать, что при переходе от плейстоцена к голоцену на территории североякутских низменностей произошла кардинальная перестройка природных условий [Томирдиаро, 1976, 1980; Киселев, 1995; Шер, 1997а,б].

Важнейшими геологическими и геоэкологическими событиями, связанными с этой перестройкой, были: а) прекращение накопления толщ ЛК; б) существенное преобразование толщ ЛК и рельефа огромных территорий “волной” термокарста. Мощные толщ ЛК с ПЖЛ (шириной по верху несколько метров и вертикальной протяженностью несколько десятков метров) сформировались в конце позднего плейстоцена и больше уже не накапливались. Осадконакопление переместилось с едомного уровня в аласы [Томирдиаро, 1980; Каплина, 1987].

Информация о природных изменениях, обусловивших эту смену типов осадконакопления, содержится в следующих геологических объектах: в ледовом комплексе и особенно в его верхних слоях; в слое отложений, залегающем над ЛК; в отложениях аласов.

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА

До 1970–1980-х гг. господствовали представления о том, что накопление ЛК происходило при избыточном увлажнении – в условиях обводненной полигональной тундры на поймах рек. Эти взгляды основывались на чрезвычайно высокой льдистости отложений. В обоснование приводились также несколько списков флоры из обнажения на правом притоке Колымы р. Омолон и в разрезе м. Летяткин на побережье Восточно-Сибирского моря [Соловьев, Станищева, 1983]. Однако подробное рассмотрение указанных разрезов позволяет сделать заключение о том, что исследованные О.Н. Станищевой образцы, в которых она обнаружила только водные и влаголюбивые растения, не типичны для толщ ЛК в целом. Омолонские образцы происходили из пачки отложений в средней части разреза ЛК (мощностью всего 1,0–1,5 м), обогащенной растительными остатками и носящей явные следы водной переработки [Колесников, Рыбакова, 1985]. Образцы с мыса Летяткин были отобраны из скважины с глубины 28 м и, вероятно, относятся к отложениям, подстилающим ЛК.

За последние годы были получены данные, в основном подтвердившие представления об условиях накопления ЛК, предложенные С.В. Томирдиаро [1976, 1980], который развил концепцию резко континентального и аридного климата конца позднего плейстоцена применительно к приморским низменностям Якутии.

В пользу такой концепции свидетельствовали многочисленные палинологические данные [Каплина, 1979; Каплина и др., 1978а, 1980б, 1983; Томирдиаро, 1980; Втюрин и др., 1984; Гитерман, 1985; Томирдиаро, Черненко, 1987]. Но особую роль для подтверждения континентального и преимущественно засушливого климата в эпоху на-

АЛАСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОЙ ЯКУТИИ

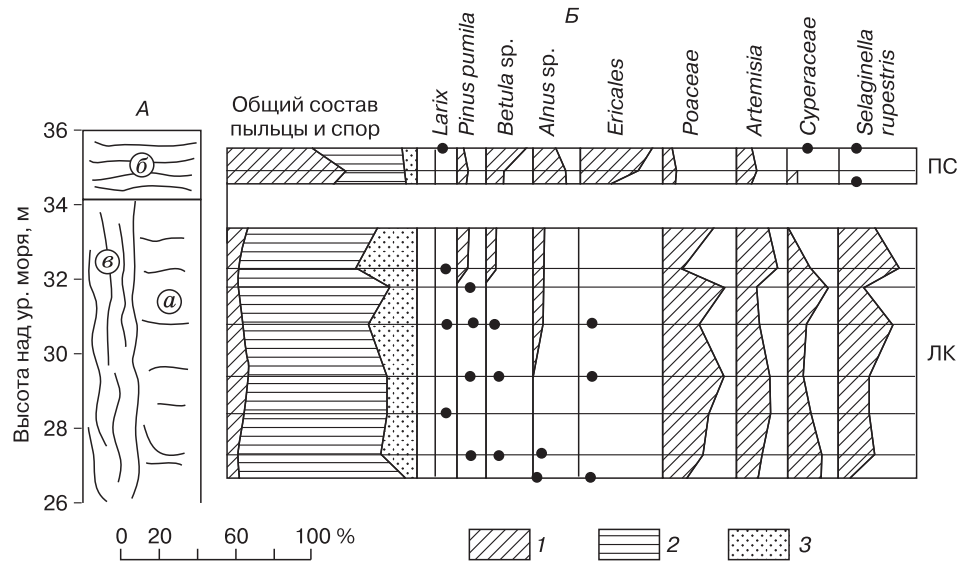


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма верхней части обнажения ледового комплекса Дуваный яр на Колыме (фрагмент, аналитик Р.Е. Гитерман).

А – литология: а – алевриты, б – льдистые алевриты, в – ледяная жила; Б – спорово-пыльцевая диаграмма (руководящие таксоны): 1 – пыльца деревьев и кустарников, 2 – пыльца трав, 3 – споры. Точками показано содержание таксонов менее 2%. ЛК – ледовый комплекс, ПС – покровный слой.

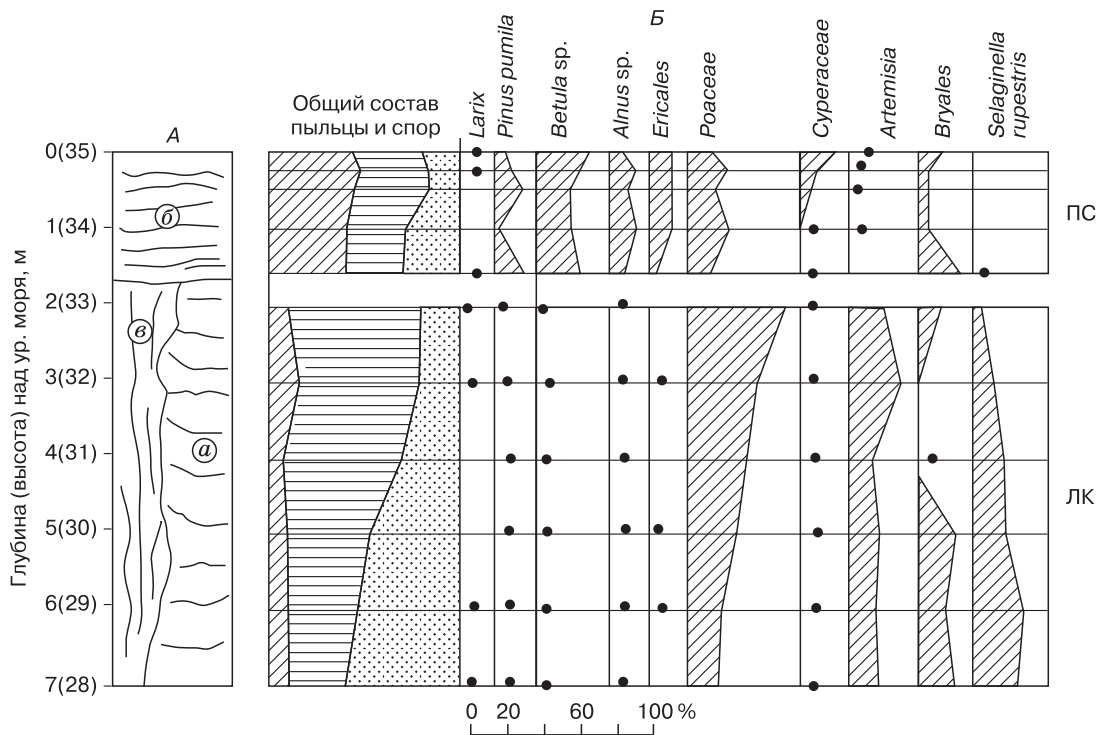


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма верхней части обнажения ледового комплекса на мысе Малый Чукочий (фрагмент, аналитик Л.Л. Казачихина [Томирдиаро, Черненко, 1987]).

Пересчет содержания зерен от общего числа выполнен автором. Обозн. см. на рис. 1.

копления ЛК сыграли исследования энтомофауны [Киселев, 1995; Берман и др., 2001; Кузьмина, 2001; Алфимов и др., 2003; Sher et al., 2005]. Подтвердили тот же взгляд новые данные о семенной и листовой флоре [Kienast et al., 2005], о погребенных почвах [Губин, 1998, 2002], а также данные об изотопном составе ледяных жил и сегрегационных льдов [Архангелов и др., 1987; Васильчук, 1992, 2006; Михалева и др., 2006; Schirrmeister et al., 2002a,b, 2008b].

Данные по наиболее полным разрезам ЛК показывают, что природные условия, в которых шло накопление ЛК, менялись со временем. В частности, по данным С.А. Кузьминой, менялись условия летнего прогрева [Sher et al., 2005]. В настоящей работе нас интересует переход от накопления ЛК к его переработке термокарстом, соответственно, далее рассматриваются условия накопления верхних слоев ЛК. Природные условия завершающего этапа накопления ЛК были следующими.

- Вся территория приморских низменностей Якутии, как на севере, так и на юге (как следует из спорово-пыльцевых диаграмм), была практически лишена не только деревьев, но и кустарников. Абсолютно преобладала травянистая растительность с большим участием полыней, а также мхов,

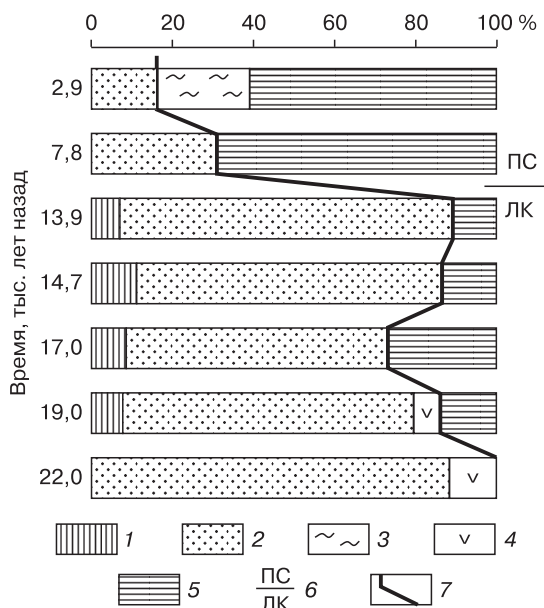


Рис. 3. Растительность завершающего этапа накопления ЛК и голоцена (разрез Мамонтовий-Хаята на Быковском п-ове) (данные Ф. Кинаста [Kienast et al., 2005]).

1 – термофилы, обитатели сухих песчаных почв; 2 – криоксерофильная пионерная и тундростепная растительность; 3 – обитатели снежных пятен; 4 – галофиты; 5 – растения тундровых болот, водоемов и их отмелей берегов (генерализовано автором); 6 – граница ледового комплекса и покровного слоя; 7 – линия, разделяющая индикаторы сухих и влажных условий.

преимущественно *Bryales*; существенную роль, особенно в восточной приколымской части низменностей, играл обитатель специфических “осочковых пустошей” плаунок *Selaginella rupestris* (рис. 1, 2).

- Растительный покров представлял мозаику различных растительных ассоциаций. Существенное место занимала несомкнутая пионерная арктическая растительность, преобладали сухие местообитания и в значительной мере степные ассоциации. Встречались луга с засоленными почвами; влажные тундровые и луговые участки были сильно ограничены по площади (рис. 3) [Берман и др., 2001; Алфимов и др., 2003; Kienast et al., 2005].

- Вся эпоха накопления ЛК и особенно ее конечная фаза, судя по изотопному составу полигонально-жилых льдов ($\delta^{18}\text{O}$ от -29 до -33 ‰) и по значительной ширине формировавшихся элементарных ледяных жилок, характеризовалась чрезвычайно суровыми зимами с температурами на 10 – 12 °C ниже современных [Каплина, Кузнецова, 1975; Васильчук, 1992; Meyer et al., 2002].

- Зимы в течение всей эпохи накопления ЛК были малоснежными, о чем свидетельствуют специфические виды жуков (*Morichus viridis*) и обилие фауны травоядных животных, среди которых преобладали хионофобы. Звери должны были не только передвигаться, но и находить корм зимой.

- Для всего года была характерна малая облачность, которая летом в результате высокой инсоляции обеспечивала относительно высокие температуры воздуха. По палинологическим материалам температура июля могла быть выше современной на 2 – 4 °C, по макроостаткам флоры и по энтомофауне – на 10 – 12 °C [Алфимов и др., 2003; Андреев и др., 2007; Kienast et al., 2005].

- Высокие летние температуры обуславливали большое испарение, сильный летний прогрев почвы [Алфимов, Берман, 2004], значительную мощность и плотность (твердость) слоя сезонного протаивания. Прочность этого слоя обеспечивала возможность свободного передвижения животных мамонтовой фауны [Шер, 1997a,b; Величко, Зеликсон, 2001].

- В конце эпохи накопления ЛК ($16,0$ – $12,5$ тыс. лет назад) территория характеризовалась сильно выраженным отрицательным балансом влаги, сопоставимым с балансом полупустынь нижнего Поволжья [Берман и др., 2001; Алфимов и др., 2003; Sher et al., 2005]. Предполагается снежный покров толщиной от 2 до 8 см с его сильным перевесом.

- Накопление ЛК, особенно его верхних пачек, осуществлялось высокими темпами (более метра за тысячу лет). Верхние пачки характеризуются малым содержанием органики (обычно это только корешки трав), относительно пониженным содержанием сегрегационных льдов. Почвы,

встречающиеся в отложениях этой эпохи, определяются как слабобразованные – криопедолиты [Губин, 1998, 2002].

Из приведенных выше данных следует, что ЛК и особенно его самые верхние слои накапливались в условиях резко континентального засушливого климата с растительностью тундростепей и очень холодными зимами. В этих природных условиях формировались крайне низкие температуры горных пород. Тремя разными методами были сделаны попытки определить среднегодовые температуры многолетнемерзлых пород [Каплина, Кузнецова, 1975; Васильчук, 1992; Конищев, 1999]. Эти построения (несмотря на их явную приближенность) дали сходные результаты – для пессимума сартанского криохрона были получены среднегодовые температуры пород $-20...-25^{\circ}\text{C}$ (т. е. ниже современных на $6-10^{\circ}\text{C}$) и среднегодовые температуры воздуха от -25 до -28°C . Поскольку толщи пород были слабо защищены как растительным, так и снежным покровом, среднегодовые температуры пород мало отличались от температур воздуха.

ПОКРОВНЫЙ СЛОЙ

На ЛК, между ним и слоем сезонного протаивания, лежит слой мерзлых отложений, имеющий мощность от 0,5 до 1,5 м, изредка до 2,0–2,5 м. Этот слой был назван автором покровным (ПС) [Каплина, 1981]. В отличие от криогенных текстур в верхних слоях ЛК, которые имеют обычно линзовидный характер, криотекстуры в покровном слое приобретают облик “поясковых” с преимущественно атакситовыми текстурами в “поясках” (рис. 4). На 70–80 % слой состоит из льда. Подошва покровного слоя срезает ледяные жилы и криогенные текстуры в грунтовых блоках ЛК. Таким образом, между ЛК и ПС наблюдается несогласие, которое можно назвать криогенным. Сам покровный слой или не содержит ПЖЛ, или содержит жилы малых размеров совершенно иной системы, не имеющей отношения к ПЖЛ ледового комплекса. В отличие от верхних слоев ЛК покровный слой обычно содержит много органики.

Покровный слой был описан Б.И. Втюриным [1975] как делювиальный. С.В. Томирдиаро [1980] и Т.Н. Каплиной [1981] слой рассматривался как результат более глубокого сезонного протаивания во время голоценового климатического оптимума. Ю.Л. Шур [1988] назвал слой промежуточным и считал его результатом квазисингенеза, под которым понимается увеличение мощности слоя за счет накопления в нем льда при подъеме границы многолетнемерзлых пород снизу, практически без накопления минерального вещества. В последние годы точка зрения Ю.Л. Шура поддерживается и развивается М.З. Каневским [2004].

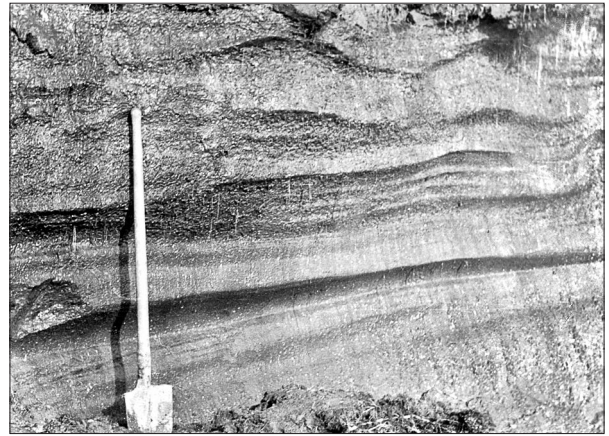


Рис. 4. “Поясковая” криотекстура покровного слоя в обнажении ледового комплекса на р. Аллаиха (приток Индигирки).

Светлые полосы – максимально льдистые “пояски”, выступающие на стенке обнажения вследствие замедленного протаивания.

Покровный слой присутствует в большинстве разрезов ЛК. Он отмечен в разрезах Мус-Хая [Втюрин, 1975], Дуванный яр [Каплина и др., 1978a], Аллаиха [Каплина и др., 1980b] и многих других, изучен в горных выработках хр. Кулар [Шур, 1988; Каневский, 2004]. Отметим, что в самых северных разрезах ЛК, таких как Ойгосский яр и разрезы арктических островов, ПС не зафиксирован, на что, по-видимому, имеются особые причины, которые пока никем не рассматривались.

ИЗМЕНЕНИЕ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ НА РУБЕЖЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА

На границе ЛК с ПС происходит резкое изменение палинофлоры, семенной флоры и других индикаторов природных условий. Тундростепные палиноспектры, характерные для ЛК, на этой границе сменяются спектрами со значительным участием или преобладанием пыльцы древесно-кустарниковой группы. Это обычно пыльца карликовых и кустарниковых берез, ольховника; в южных районах низменностей часто обильна пыльца кедрового стланика, присутствуют зерна лиственницы. Пыльца полыней и споры *Selaginella rupestris* из спектров исчезают (см. рис. 1, 2). Такие палиноспектры можно считать спектрами южной кустарниковой тундры и даже лесотундровыми (на юге). Впечатляет изменение состава растительных остатков, содержащихся в почвах верхних слоев ЛК: преобладание криоксерофитов и степных видов, которое отмечается в верхних слоях ЛК, в покровном слое сменяется господством водных и влаголюбивых растений (см. рис. 3). На той же границе происходит замена бедного комплекса

почвенных раковинных амёб на более богатый комплекс видов влажных местообитаний [Бобров и др., 2003].

На границе ЛК–ПС резко изменяется содержание изотопа ^{18}O в текстурообразующих льдах. Если в текстурных льдах ЛК в верхних горизонтах Дуванного яра содержание $\delta^{18}\text{O}$ составляет $-30\text{...}-33\text{‰}$, то там же в ПС эти значения составляют $-21\text{...}-22\text{‰}$ [Архангелов и др., 1987; Михалев и др., 2006]. Не менее существенной является разница в содержании стабильных изотопов в ледяных жилах. Так, на Быковском п-ове ПЖЛ в верхних слоях ледового комплекса характеризуются значениями $\delta^{18}\text{O}$ от -28 до -32‰ , а в ледяных жилах покровного слоя, которые датируются периодом 9–7 тыс. лет назад, значения $\delta^{18}\text{O}$ находятся в диапазоне от -23 до -28‰ [Schirmeister et al., 2002a,b]. Значительный сдвиг в содержании стабильных изотопов кислорода отражает зимние условия, резко изменившиеся в сторону смягчения.

В настоящее время весьма правдоподобным нам представляется предположение о главенствующей роли квазисингенеза в формировании ПС. Оно приводит к выводу о том, что в слое зафиксирован новый этап принципиально иного, преимущественно “ледяного”, очень медленного осадко-

накопления, в измененных природных условиях сменившего быстрое накопление ЛК.

Таким образом, сочетание геологических тел “ЛК + ПС” содержит информацию о коренном изменении природных и геоэкологических условий. За короткое время открытые ландшафты с господством травянистых (часто разреженных “тундростепных”) сообществ сменились крупнокустарниковой березово-ольховниковой тундрой на севере низменностей с присутствием ольховника на островах и лесотундровыми сообществами из лиственницы даурской с участием крупноствольной березы на юге. Резко континентальный климат сменился климатом морского типа. Причиной этих изменений большинство исследователей считает трансгрессию Северного Ледовитого океана [Томирдиаро, 1976, 1980; Шер, 1997a,b]. Ясно, что именно трансгрессия океана является исходной причиной прекращения накопления ЛК и замены этого процесса развитием термокарста.

Впечатляющие размеры ПЖЛ (вертикальная протяженность до 40 м, ширина до 4–5 м) первоначально заставляли исследователей предполагать очень длительное время накопления толщ ЛК, а именно средний–верхний плейстоцен. Автором ранее было показано, что накопление в ЛК поли-

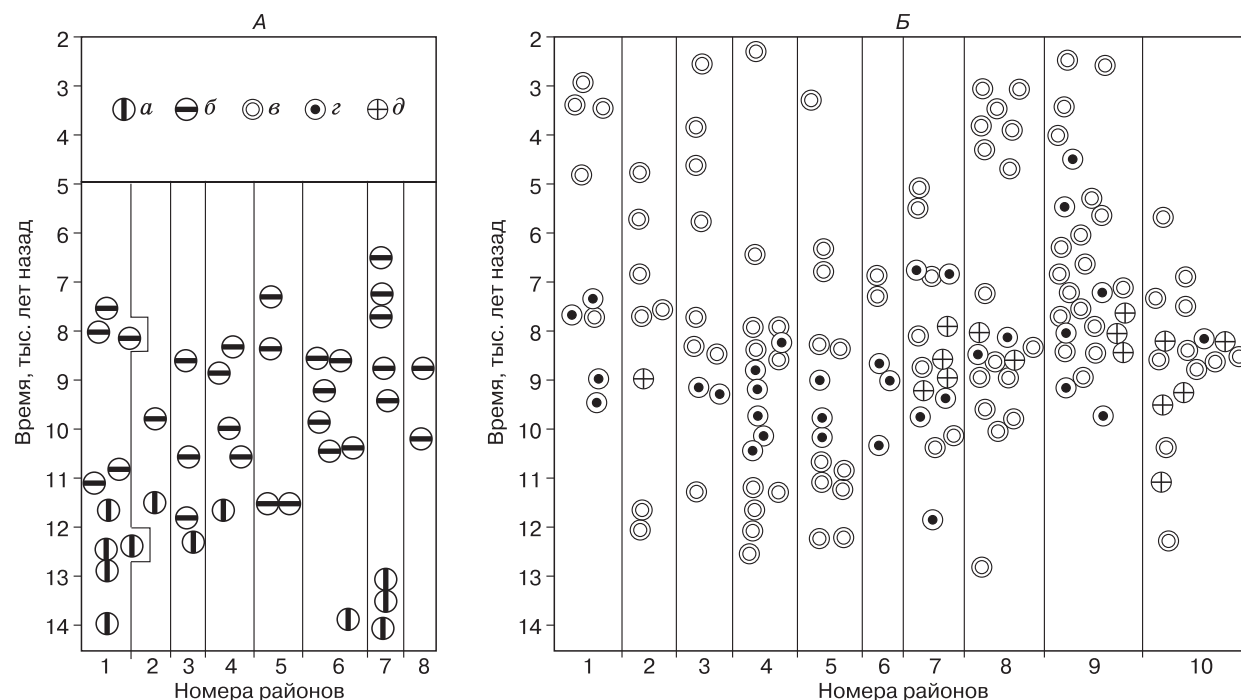


Рис. 5. Радиоуглеродные даты (некалиброванные) на еdomах (А) и в аласах (Б).

Даты: а – из верхних слоев ЛК; б – из покровного слоя; в – по торфу (из торфяников); г – по древесине; д – по березе. А – районы: 1 – Быковский п-ов; 2 – Мус-Хая; 3 – Ойгосский яр, о-ва Котельный и Новая Сибирь; 4 – Хапташинский яр, реки Волчья, Керемесит, Шандрин; 5 – р. Хрома; 6 – р. Куропаточья и м. Мал. Чукочий; 7 – долина Колымы; 8 – Амбарчик, о. Айон. Б – районы: 1 – Быковский п-ов; 2 – п-ов Буор-Хая, пос. Казачье, Ванькина губа; 3 – район горы Урюнг-Хастах; 4 – о. Бол. Ляховский; 5 – о-ва Котельный, Жохова, Новая Сибирь; 6 – Хапташинский яр; 7 – долины рек Хрома, Индигирка, Берелеха, Уяндина; 8 – долины рек Шандрин, Хомус-Юрях, Керемесит, Куропаточья, Алазея и м. Мал. Чукочий; 9 – бассейн низовьев Колымы; 10 – о-ва Роутан и Айон, берег в районе устья р. Рауча.

гонально-жильных льдов шириной до нескольких метров при ультрахолодных зимах укладывается в первые десятки тысяч лет [Каплина, 1978].

В 1970-х гг. из отложений ледового комплекса были получены первые радиоуглеродные датировки, из которых следовало, что накопление рельефообразующего² ЛК, слагающего едому, происходило на протяжении 30–40 тыс. лет. Оно началось более 50 тыс. лет назад и продолжалось до конца сартанского криохрона [Каплина, Ложкин, 1982a]. Эти датировки в свое время были подвергнуты сомнению, как омоложенные [Шер, Плахт, 1988]. Однако многочисленные даты, полученные позднее по ряду обнажений на Колымской низменности и на побережье моря Лаптевых [Томирдиаро, Черненький, 1987; Губин, 2002; Васильчук, 2006; Fukuda et al., 1997], подтвердили молодой возраст ЛК Северной Якутии. Вопрос был окончательно решен в результате обобщения многих десятков дат, полученных в ходе работ Российско-германской экспедиции из разрезов ЛК на побережье моря Лаптевых [Schirrneister et al., 2002a,b, 2008a,b; Andreev et al., 2009; Wetterich et al., 2008]. Сейчас уже можно считать установленным, что ЛК Северной Якутии, слагающий едомные холмы и массивы, накапливался между 60 и 13–12 тыс. лет назад (каргино-сартанское время). В то же время определено, что на отдельных участках накопление ЛК началось позднее, а на некоторых отсутствуют самые верхние (сартанские) слои ЛК. Так, в последних работах сотрудников Российско-германской экспедиции приводятся данные о том, что накопление ЛК на арктических островах закончилось 28 тыс. лет назад [Schirrneister et al., 2008b]. Анализ районов работ экспедиции показывает, что определения возраста производились на тех участках островов, где к берегу подходит эрозионно-денудационный рельеф; здесь значительные по мощности более молодые слои ЛК могли быть снесены склоновыми процессами.

На рис. 5 приведены даты из самых верхних слоев ЛК и ПС на участках “полного” разреза ЛК. Их количество ограничено, тем не менее они дают основание для ряда выводов. Даты из ЛК группируются в интервале 14,0–11,5 тыс. лет назад, а наиболее древние даты из ПС относятся к периоду 11,7–11,0 тыс. лет назад. Делая скидку на не всегда четкие описания разрезов, в которых отбирались образцы, а также различные способы определения возраста (как традиционный, так и метод ускорительной масс-спектрометрии), мы можем считать, что возрастная граница ЛК–ПС находится в диапазоне 13–12 тыс. лет назад.

² Кроме рельефообразующего ЛК, в Северной Якутии известны более древние пачки ЛК, перекрытые более молодыми отложениями.

³ В литературе встречались попытки очень дробного расчленения аласных отложений на фации [Романовский, 1961], однако мы не считаем такое разделение целесообразным, так как многие признаки выделяемых фаций пересекаются.

⁴ Ранее некоторые исследователи описывали таберальные образования как отложения глубоких озер [Романовский, 1961; Оспенников, Труш, 1974].

Резкие изменения палиноспектров и ряда других параметров на рассматриваемой границе позволяют считать, что кардинальное изменение природных условий произошло в очень сжатые сроки.

СТРОЕНИЕ АЛАСНОГО КОМПЛЕКСА

Аласам свойственно специфическое строение разрезов. Впервые в качестве самостоятельных геологических образований аласные отложения были выделены Е.М. Катасоновым [1960]. В его работе содержалось весьма важное положение, которое потом часто упускалось из вида, что льдистые отложения в аласах подстилаются малольдистыми породами, представляющими собой часть толщи, которая подверглась термокарсту. В дальнейшем на этой особенности аласных разрезов остановился С.В. Томирдиаро [1976], который подчеркнул существование в аласных разрезах зоны оттаявших в подозерном талике и затем вновь замороженных непереотложенных грунтов первичной равнины. В публикации 1963 г. Л.М. Демидюк предложила для таких пород удачный термин “таберальные образования” (от лат. *tabere* – таять). Термин получил широкое применение в криолитологических исследованиях и теперь является общепринятым.

Автору удалось провести исследования разрезов аласов в бассейнах рек Колыма, Индигирка, Хрома, Алазея и др. [Каплина и др., 1978a,b, 1980a, 1983; Каплина, Гутерман, 1983]. В настоящей работе использованы также данные по строению аласных разрезов Н.Н. Романовского [1961], Т.П. Кузнецовой [1965, 1978], Е.Н. Оспенникова и Н.И. Труш [1974], А.А. Архангелова с соавт. [1981], Е.М. Катасонова [1960, 1982], С.Ф. Колесникова [Колесников, Рыбакова, 1985], С.В. Томирдиаро [1980], А.Н. Котова [1998], В.Е. Тумского [2002] и ряда других исследователей.

Все образования, связанные с последствиями термокарста и выполняющие аласные формы рельефа, вслед за Е.М. Катасоновым мы объединяем под названием аласный комплекс (АК). По своему широкому распространению в Северной Якутии и инженерно-геологическому значению АК сопоставим с ЛК.

АК разделяется на ряд основных горизонтов (рис. 6)³. Нижний горизонт представляет собой протаявшие, уплотненные, в некоторой части перемещенные породы – дериват ледового комплекса⁴. Как уже говорилось, эти образования, принято

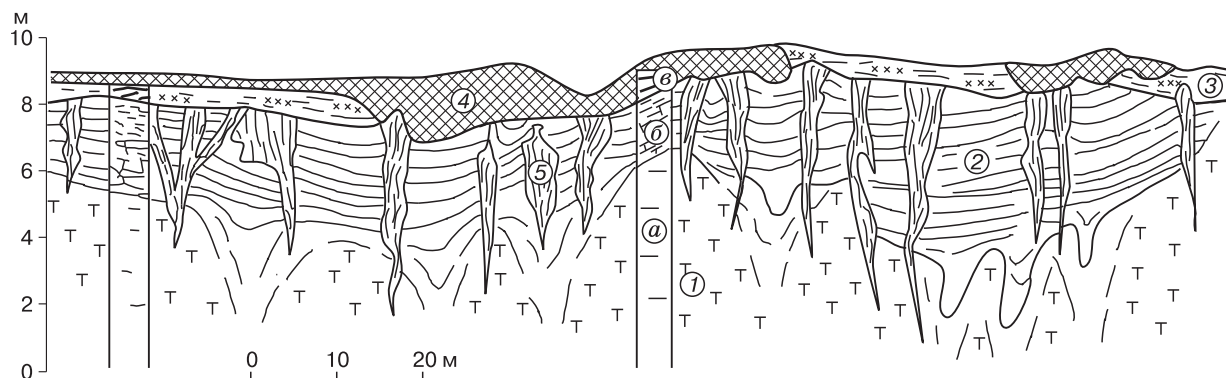


Рис. 6. Разрез аласа обнажения Красивое на р. Малый Аной (зарисовка О.В. Лахтиной).

1 – таберальные образования, 2 – озерные отложения, 3 – аласные отложения; 4 – торфяник, 5 – ПЖЛ. В колонках-врезках показаны криотекстуры: а – массивная и линзовидная; б – сетчатая; в – слоистая и атакситовая.

называть *таберальными*. Таберальные образования не следует называть, как это делают некоторые исследователи, отложениями, поскольку накопление минерального и органического веществ в них происходило в очень ограниченных масштабах, а в основном совершалось лишь уплотнение прежде разуплотненных льдистых осадков. Поэтому к ним предпочтительнее применять термин “образования”. При этом под таберальными обра-

зованиями можно понимать отложения любого возраста, содержавшие ранее значительные количества льда и протаявшие с уплотнением, но в действительности в Северной Якутии характерный (“таберальный”) облик имеют лишь протаявшие под озерами пачки ЛК.

Гранулометрический состав таберальных образований, являющихся дериватами ЛК, очень близок к составу грунтовых блоков ЛК в близле-

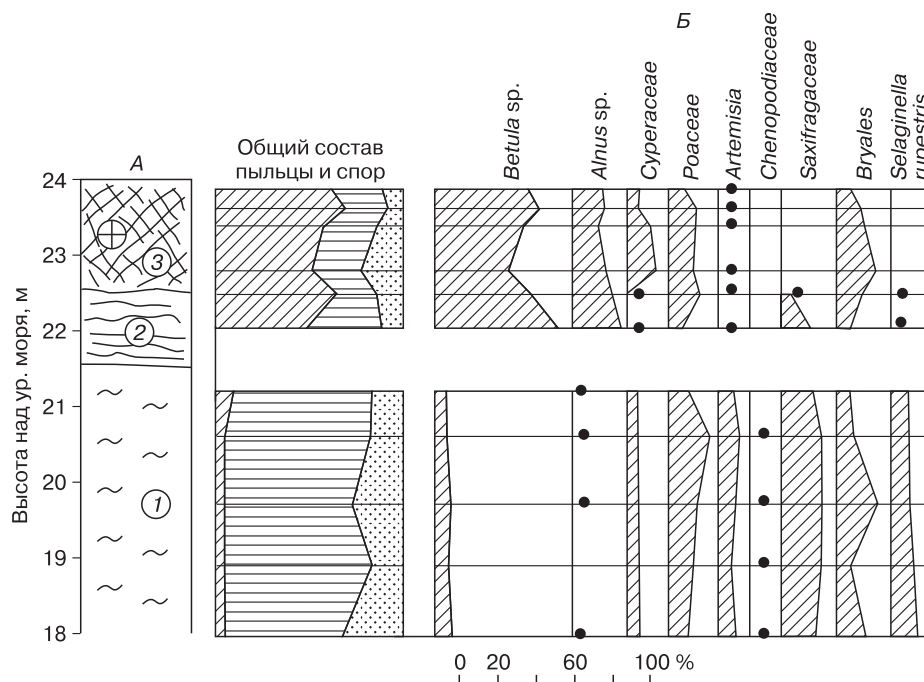


Рис. 7. Спорово-пыльцевая диаграмма верхней части разреза аласа в обнажении Станчиковский яр на р. Малый Аной (фрагмент, анализик Н.О. Рыбакова).

А – литология: 1 – таберальные образования, 2 – озерные отложения, 3 – торфяник (крестиком показана точка отбора торфа с радиоуглеродной датой $7100 \pm$ (МГУ-424)); Б – спорово-пыльцевая диаграмма (руководящие таксоны). Остальные обозн. см. на рис. 1.

жащих разрезах [Оспенников, Труш, 1974; Томирдиаро, Черненький, 1987]. Слоистость, как правило, отсутствует или имеет неясный характер. Таберальные образования имеют сизовато-серый цвет, являющийся результатом закисных процессов в подозерных таликах. Среди других пород таберальные образования отличаются пониженной льдистостью и соответственно повышенной плотностью. Породам свойственны массивные или разреженные линзовидные криотекстуры, свидетельствующие об их последующем (после завершения озерного термокарста) эпигенетическом промерзании.

Следует отметить важное обстоятельство – таберальные образования в качестве дериватов ЛК сохраняют содержащиеся в нем палеоиндикаторы, в частности палинофлору, им обычно свойственны палиноспектры, практически лишенные пыльцы деревьев и кустарников (рис. 7).

Вторым горизонтом аласного комплекса являются *озерные осадки*, практически везде залегающие непосредственно на таберальных образованиях. Граница озерных отложений и таберальных образований часто отмечается системами псевдоморфоз; это преимущественно крупные структуры облекания, образованные по жилам ЛК. В псевдоморфозах обычно содержится большое количество растительного детрита и обломки крупных кустарников – преимущественно ольховника (вплоть до арктических островов), реже березы (почти до 73° с.ш.).

Озерные осадки в аласах бывают представлены двумя разновидностями. Первая – неясно-слоистые супеси с раковинами пресноводных моллюсков, для которых характерны сетчатые и сетчато-слоистые криотекстуры, вторая – ленточные суглинки или даже глины с сетчатой криотекстурой. Порода распадается при протаивании на мелкие уплотненные агрегаты типа плиток. Эти текстуры носят отчетливо эпигенетический характер.

На границе таберальных образований и озерных отложений происходит смена содержащихся в них палиноспектров, комплексов насекомых и т. п. “Тундростепные” комплексы замещаются комплексами с преобладанием или существенным участием пыльцы древесно-кустарниковой группы (см. рис. 7) и жуками – обитателями кустарников и прибрежных участков водоемов [Киселев, 1995; Кузьмина 2001; Kuzmina, Sher, 2006].

Таким образом, граница таберальных образований и озерных отложений является не только генетической, но и стратиграфической границей; она отличается высокой степенью сходства с границей ЛК–ПС на едомах. Только в аласах эта граница опущена на значительно более низкий гипсометрический уровень.

Таберальные образования и озерные отложения присутствуют в разрезах аласных котловин и аласных равнин везде. Первые обычно имеют мощ-

ность от нескольких метров до 10–15 м, вторые – не более 1 м. Она зависит от длительности существования озера, а озерное осадконакопление осуществляется достаточно медленно. В частности, в оз. Николай в дельте Лены за 10 тыс. лет накопилось всего 0,8 м озерных осадков [Andreev et al., 2004b].

На озерных отложениях залегают *собственно аласные отложения*. Они представлены слоистыми пылеватыми супесями (алевритами) с включением линз и прослоек торфа и торфяниками. Мощность супесей, как правило, составляет 1,5–2,0 м. Их наиболее важные характеристики – обилие растительных остатков и очень высокая льдистость, обусловленная слоистыми и даже “поясковыми” криотекстурами. Такие криотекстуры связаны с сингенетическим промерзанием отложений (как настоящим, так и “квазисингенетическим”).

Торфяники, которые обычно завершают разрезы аласов, имеют очень широкое, но не повсеместное распространение, так как в быстро дренированных аласах накопление озерных осадков и торфа ограничивалось буквально первыми десятками сантиметров. В развитых аласах торфяники имеют мощность от 0,5 до 5,0 м и характеризуются высокой льдистостью. Торфяники преимущественно автохтонные, в их основании залегает торф низинного типа, вверху – верхового типа. На огромных территориях аласов болотный режим и накопление торфа продолжают и в настоящее время.

Сингенетическое промерзание накапливающихся аласных отложений происходит наряду с эпигенетическим промерзанием подозерного талика снизу и с боков, от многолетнемерзлых пород. В результате смыкания фронтов промерзания в АК формируется еще одна очень важная граница – эпикриогенных и синкриогенных образований.

В основании торфяников, как и в структурах облекания на подошве озерных осадков, даже на арктических островах часто можно видеть стволы крупного ольховника, а на севере континента и березы. В составе флоры там же содержится целый ряд растений, которые в настоящее время произрастают лишь значительно южнее – в лесотундре и северной тайге [Украинцева и др., 1989].

АК повсеместно включает решетку ледяных жил, которые в озерные отложения и таберальные образования проникают как эпигенетические, а выше в аласных отложениях и особенно в торфяниках часто растут как сингенетические. Наибольших размеров жилы достигают на северных окраинах якутских низменностей [Кузнецова, 1965]; на юге (например, в районе пос. Среднеколымск) жилы в аласах имеют относительно небольшие размеры (ширина 0,3–0,5 м). Объяснение этому следует искать в зональном уменьшении к югу скорости накопления полигонально-жильного льда.

Ледяные жилы в аласах неизменно имеют изотопный состав, резко отличающийся от изотопного состава ПЖЛ ледового комплекса. Если в ЛК $\delta^{18}\text{O}$ составляет $-28...-32\%$, то для голоценовых ПЖЛ характерны значения $-21...-27\%$, т. е. на $6-10\%$ тяжелее, чем в ЛК, что свидетельствует о гораздо более мягких зимах [Васильчук, 1992, 2006; Котов, 1998; Meyer et al., 2002; Schirrmeister et al., 2002a].

Заканчивая описание строения АК, мы должны еще раз отметить присутствие в их разрезах двух важных границ: 1) таберальных образований и вышележащих накоплений, которая является границей стратиграфической; 2) эпикриогенных и синкриогенных отложений, которая является границей криогенной. Первая из этих границ обычно легко распознается в разрезах, тем более что она отмечена системой псевдоморфоз по ледяным жилам. Выявление этой границы – важный шаг в определении возраста аласного расчленения древней аккумулятивной равнины с помощью радиоуглеродного анализа. Вторая граница является предметом изучения с позиций истории промерзания аласных комплексов. Указанные границы не совпадают друг с другом.

ВОЗРАСТ АЛАСНОГО КОМПЛЕКСА (РАДИОУГЛЕРОДНОЕ ОБОСНОВАНИЕ)

В 1979 г. автор совместно с А.В. Ложкиным [Каплина, Ложкин, 1979] подробно рассмотрели 38 дат из аласных отложений Северной Якутии, которые позволили однозначно утверждать, что аласные отложения, залегающие у поверхности, относятся к голоцену. В последующем количество радиоуглеродных датировок из аласов возросло [Гравис, 1981; Воскресенский, Плахт, 1982; Катасонов, 1982; Каплина и др., 1983; Ложкин, Прохорова, 1983; Галабала, 1987; Ложкин, Важенина, 1987; Овандер и др., 1987; Макеев и др., 1989; Украинцева и др., 1989; Фартышев, 1993; Котов, 1998; Анисимов и др., 2002; Тумской, 2002; Вартамян, 2007; Васильчук, 2007; Fukuda et al., 1997; Schirrmeister et al., 2002a, 2008a,b; Andreev et al., 2009]. Сейчас в распоряжении автора имеется более 100 дат. К сожалению, многие даты опубликованы без четкого описания разрезов, из которых они получены.

На рис. 5 представлены радиоуглеродные даты из аласных отложений на территории Приморских низменностей Северной Якутии от Быковского п-ова на западе до о. Айон (Чукотка) на востоке. Как видно на рис. 5, датировки заключены в диапазоне от 12,4 тыс. лет назад практически до современности. Таким образом, прежний вывод о голоценовом возрасте аласных отложений находит убедительное подтверждение. Нигде в пределах Северной Якутии не отмечены более древние аласные отложения, залегающие у поверхности.

Наиболее древние даты получены из псевдоморфоз в нижних слоях озерных отложений. Несколько дат порядка 11–10 тыс. лет назад поступило из оснований торфяников. Такие даты свидетельствуют не только о завершении формирования аласов, но и о завершении озерного осадконакопления и о смене его болотным. Выше при рассмотрении возраста смены ЛК покровным слоем мы выяснили, что эта смена произошла ориентировочно 13–12 тыс. лет назад.

Дата 12,5 тыс. лет назад для северо-востока России является реперной. Именно она отражает резкое преобразование растительности из безлесной в крупнокустарниковую в колонках из донных отложений озер Левинсон-Лессинг и Лама на Таймыре [Andreev et al., 2003, 2004a]. На Берелёхском кладбище мамонтов слои с тундростепными палиноспектрами получили датировки 13,7–12,9 тыс. лет назад, а древесные макроостатки, свидетельствующие о появлении в современной тундре крупных кустарников, были датированы 11,9–10,3 тыс. лет назад [Ложкин, 1977]. Временем 12,5 тыс. лет назад датируются глубокие природные изменения, зафиксированные в непрерывных записях колонок из озер Крайнего Северо-Востока [Ложкин и др., 2000].

Таким образом, весь комплекс данных, полученных за последние годы, подтвердил высказанное нами ранее утверждение, что преобладающая часть аласных котловин на территории низменностей сформировалась между 12,5 и 10 тыс. лет назад. Подтвердилось и заключение о небольшом промежутке времени, которое занял этот процесс. К такой же датировке термокарстового расчленения северных равнин пришли и другие исследователи [Макеев и др., 1989; Вартамян, 2007; Schirrmeister et al., 2002a].

В.Е. Тумской [2002] с помощью моделирования определил, что под озером, глубина которого превосходит зимнее намерзание льда, для протавивания ЛК мощностью 20 м с объемной льдистостью 0,8 достаточно 800 лет, а при мощности ЛК в изученных разрезах составляет 40–50 м. Результаты моделирования подтверждают приведенный выше вывод, полученный геологическими методами, что основная “волна” аласообразования могла пройти по территории низменностей за относительно короткий период от 12,5 до 10 тыс. лет назад.

Итак, мы имеем все основания утверждать, что начало накопления озерных отложений в аласах совпало во времени с прекращением накопления ЛК на поверхности едомы и с кардинальным изменением природной обстановки.

Датировки в интервале 10–7 тыс. лет назад имеются в аласных отложениях уже в массовом количестве. Они относятся преимущественно к торфяникам, т. е. отражают этап болотного осадко-

накопления в аласах. Этих датировок особенно много в связи с тем, что к этому времени относится массовое захоронение в аласных отложениях древесных и кустарниковых макроостатков, в частности березы, которые бросались в глаза и потому в первую очередь отбирались исследователями.

Именно остатки крупноствольной березы и ольховника, продвинувшихся в высокую Арктику, фиксируют “климатический оптимум” голоцена. Несколько южнее к этим породам присоединились лиственница, ель, возможно, кедровый стланик и ряд других более южных растений [Украинцева и др., 1989; Кременецкий и др., 1998; Pisaric et al., 2001]. Эти события относятся ко времени 9–8 тыс. лет назад, т. е. к европейскому бореалу [Канлина, Ложкин, 1979, 1982б; Павлова и др., 2009].

Оптимальные датировки органики из аласных отложений находятся обычно в нижней части разреза и перекрыты пачками торфяников мощностью от 1 до 5 м. Такие разрезы показывают, что к бореальному времени аласный рельеф уже был сформирован и во многих аласах уже закончилось накопление озерных отложений. Оптимум уже застал на низменностях аласный рельеф, близкий к современному, и после оптимума в аласных депрессиях накопилось несколько метров озерных и аласных отложений. Как озерное, так и болотное осадконакопление продолжают в аласах и в настоящее время.

ПРИРОДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ, ОБУСЛОВИВШИЕ ТЕРМОКАРСТ

Как отмечалось ранее, в Северной Якутии за достаточно короткий интервал времени (от 13 до 12 тыс. лет назад) произошло существенное изменение природных и геокриологических условий. Имеющиеся материалы позволяют сопоставить изменения природных условий, зафиксированные на двух границах: ЛК–ПС и таберальные образования–аласные отложения. Эти изменения практически одновременны и аналогичны. Они заключаются в том, что открытые безлесные ландшафты с преобладанием травянистых, преимущественно ксерофитных сообществ были замещены влажной крупнокустарниковой березово-ольховниковой тундрой, а на юге – лесотундровыми ландшафтами с лиственницей даурской. Следует отметить, что палеоботаники не исключают, что голоценовое продвижение крупных кустарников в Арктику было связано не столько с повышением летних температур, сколько с ростом увлажнения [Kienast et al., 2005].

В рассматриваемый временной интервал произошло выпадение из состава энтомофауны обитателя злаково-осоковых пустошей жука *Morichus viridis*, который был обилен в отложениях ледового комплекса (особенно в прикольымском секторе низменностей), а также выпадение степных и лу-

гостепных форм жуков [Киселев, 1995; Кузьмина, 2001; Sher et al., 2005]. Исчезли из палиоспектров споры криоксерофитного плаунка *Selaginella rupestris*, резко сократилось количество пыльцы полыней.

Для развития термокарста были наиболее важны следующие моменты.

- Существенно повысились температуры воздуха зимнего периода, что фиксируется по изменению изотопно-кислородного состава голоценовых ледяных жил и текстурообразующих льдов. Не исключено, что по причине относительно высоких зимних температур в сочетании со значительной заозеренностью рост ПЖЛ на больших территориях некоторое время не происходил.

- За счет увеличения облачности сократилась солнечная инсоляция и уменьшилось испарение.

- В сумме среднегодовые температуры воздуха повысились.

- Значительно увеличилось количество летних и зимних осадков.

- В результате водный баланс территории из дефицитного превратился в избыточный.

- Вместо разреженного травяного напочвенного покрова возник тундровый – влажный, с преобладанием мхов и полукустарничков (понижающий температуры пород на несколько градусов и существенно уменьшающий глубину сезонного протаивания).

- Прежде сухие плотные грунты сезонноталого слоя превратились во влажные и даже переувлажненные, утратившие несущую способность, что стало одним из факторов, способствующих вымиранию мамонтовой фауны.

Все эти признаки, которые восстанавливаются по информации, содержащейся в рассмотренных выше геологических телах, свидетельствуют о преобразовании резко континентального засушливого климата во влажный морской. Сейчас уже общепризнано, что изменение водного баланса было связано с глобальным потеплением и трансгрессией моря, в результате которой сильно сократилась площадь суши. Существует мнение, что столь кардинальной перестройки природных условий, как в это время, не было ни в одной предшествующей эпохе плейстоцена [Томирдиаро, 1980; Киселев, 1995; Шер, 1997а,б].

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ “ВОЛНЫ” ТЕРМОКАРСТА

Изменение природных условий привело к изменению условий геокриологических. Последние изменялись под действием комплекса факторов, причем ясно, что не все факторы действовали однонаправленно (например, возрастание снежного покрова и появление моховых покровов). По-видимому, суммирование перечисленных выше изменений привело к некоторому повышению сред-

негодовых температур мерзлых пород, однако оно не привело к переходу этих температур в область положительных значений, о чем говорит сохранение ЛК едомных холмов вплоть до южных пределов приморских низменностей и далее – в Центральной Якутии.

Соответственно, констатируя некоторое повышение среднегодовых температур как воздуха, так и горных пород, мы должны признать, что эти температурные изменения не были *причиной* “волны” термокарста в Северной Якутии. Они лишь изменили температурное поле многолетнемерзлых пород и создали для термокарста несколько более благоприятный фон теплообмена. Произошедших температурных изменений для столь массового термокарста было недостаточно. Изучение разрезов аласов показывает, что главной причиной развития “волны” термокарста стало появление на территории Северной Якутии множества озер, обусловленное кардинальным изменением водного баланса. Водный баланс из отрицательного стал положительным и даже резко избыточным.

Механизм озерного термокарста на фоне суровых геокриологических условий известен [Томурдиаро, 1980; Perlstein et al., 2005]. Ясно также, что кроме резкого увеличения количества влаги из атмосферных источников, огромную роль играло подпитывание возникших озер водами тающих внутригрунтовых жильных и сегрегационных льдов. Быстрому развитию термокарста способствовало также малое количество кластогенного материала, поступавшего на дно озер из ЛК. Соответственно, слой таберальных образований имел незначительную мощность и слабо препятствовал протаиванию под озерами.

Следует отметить, что вывод о ведущей роли влаги в развитии термокарста подтверждается наблюдениями в Центральной Якутии, обладающей значительно более мягкими геокриологическими условиями, чем Северная Якутия. Образование новых просадок и расширение существующих озер в районе Якутска всегда приурочены только к годам с повышенным увлажнением [Босиков, 2007].

Озерный термокарст создал прерывистость верхних слоев многолетнемерзлых пород, которая ранее (в конце позднего плейстоцена) была весьма ограничена. Вновь созданная прерывистость определялась существованием таликов под озерами, и, вероятно, талики в большинстве не были сквозными. Характерна была прерывистость, которую можно назвать динамической, так как подошвенные талики в случае перемещения или сокращения площади озер (а эти явления были широко распространены) также перемещались или сокращались. Глубина таликов зависела от глубины и времени стабильного существования того или иного озера на одном месте. Глубина вреза аласов определялась мощностью протаявшего ЛК.

В тех случаях, когда алас после кратковременного существования озера был дренирован, под ним остается ЛК, хотя фиксируется и неглубокая чаша протаивания, как бы выполненная таберальными образованиями. Такие неглубокие аласы блюдцеобразной формы обычно без современных озер можно назвать “зачаточными” или “незавершенными”. Они представляют собой образования начальных стадий термокарста и приурочены к дренированным увалам едомы по бортам речных долин (Хромы, Алазеи) или к быстро дренированным реками и ручьями пьедесталам горных массивов (например, на о-вах Ляховских и Анжу).

На другом полюсе развития находятся территории, на которых таберирование ЛК на больших площадях полностью завершено – их можно назвать “предельно аласированными” (например, в низовьях р. Селлях). Представляется, что такие территории могут служить явным признаком современных опусканий.

Таким образом, на низменностях Северной Якутии преобладают два типа территорий, на которых термокарст не имеет условий для развития: 1) дренированные (преимущественно реками) массивы и останцы едомы, где не скапливаются водные массы, в связи с чем возникновение на них новых термокарстовых озер затруднено или даже невозможно; 2) не дренированные, но предельно аласированные равнины, где ЛК уже практически весь таберирован.

Просмотр аэрофото- и спутниковых снимков территории Северной Якутии убеждает в том, что в настоящее время рельеф приморских низменностей находится в состоянии, близком к равновесному, и термокарст в рассматриваемом регионе практически не развивается.

Существующие озера в преобладающем большинстве являются остаточными и занимают лишь незначительную часть как обширных аласных равнин, так и малых аласов. В большинстве аласов озера замещены болотами, что хорошо дешифрируется по контурам бывших озер, превратившихся в болота. Озерное осадконакопление в существующих озерах продолжается. До настоящего времени продолжается и нарастание аласных торфяников. Таким образом, в аласах осуществляется процесс, который можно назвать “моделированием”, но основной этап термокарстового преобразования рельефа уже давно завершен.

ВЫВОДЫ

1. Радиоуглеродное датирование позднеплейстоценовых и голоценовых отложений Северной Якутии показывает, что прекращение накопления ЛК и начало образования аласов совпадают во времени и относятся к диапазону от 13 до 12 тыс. лет назад. К этому времени относится начало “волны” озерного термокарста, которая прошла по тер-

риториям приморских низменностей Якутии, преобразовала их рельеф и создала особый аласный комплекс отложений. Уже к 11–10 тыс. лет назад озерное осадконакопление во многих аласах сменилось болотным, т. е. аласный рельеф был на больших пространствах сформирован.

2. “Волна” термокарста была следствием фундаментальной перестройки природных условий и ландшафтов, от криоксеротических “тундростепей” до влажных кустарниковых тундр (на севере низменностей и на арктических островах) и лесотундр (в южных районах низменностей), т. е. “волна” термокарста была климатогенной. Изменение климата было связано с трансгрессией Северного Ледовитого океана.

3. Причиной массового появления озер и прохождение по территории “волны” термокарста явилось в первую очередь не повышение температур (потепление климата), а изменение водного баланса – от дефицитного к избыточному.

4. По отношению к криолитогенезу роль “волны” термокарста состояла в том, что она на больших площадях преобразовала синкриогенные отложения ледового комплекса в талые. В дальнейшем (после исчезновения озер) отложения в таликах промерзли и стали таберальными эпикриогенными. Последующий синкриогенный литогенез создал на этих площадях слой аласных отложений (с учетом торфяников) мощностью до 5–7 м.

5. В разрезах АК присутствуют две важные границы. Первая – граница таберальных образований и аласных накоплений является стратиграфической. Вторая – граница озерных отложений и собственно аласных отложений (включая торфяники) является криолитологической (эпигенез–сингенез).

6. Подавляющее большинство современных озер в аласах Северной Якутии носят характер остаточных; очень многие озера замещены болотами. Рельеф приморских низменностей находится в настоящее время в состоянии, близком к равновесному, и термокарст по ЛК на территории низменностей не развивается.

Литература

Алфимов А.В., Берман Д.И. Распространение термофитных тундростепей и климат последнего ледникового максимума на северо-востоке Азии // Криосфера Земли, 2004, т. VIII, № 4, с. 78–87.

Алфимов А.В., Берман Д.И., Шер А.В. Тундростепные группировки насекомых и реконструкция климата позднего плейстоцена низовий Колымы // Зоол. журн., 2003, т. 82, № 2, с. 281–300.

Андреев А.А., Ширмайстер Л., Гроссе Г. и др. Растительность и климат в районе моря Лаптевых в позднем плейстоцене и голоцене по пыльцевым данным // Материалы V Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода “Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований” (Москва, 7–9 нояб. 2007 г.). М., ГЕОС, 2007, с. 12–13.

Анисимов М.А., Тумской В.Е., Саватюгин Л.М. К вопросу об изменениях природных условий Новосибирских островов в позднем плейстоцене и голоцене // Изв. Рус. геогр. о-ва, 2002, т. 134, № 5, с. 32–37.

Архангелов А.А., Вайкмяэ Р.А., Михалев Д.В. и др. Стратификация разрезов многолетнемерзлых пород Колымской низменности изотопно-кислородным методом // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М., Наука, 1987, с. 143–149.

Архангелов А.А., Кузнецова Т.П., Льянос-Мас А.В., Михалев Д.В. Криолитогенез аласных отложений (на примере мыса Чукочий) // Пробл. криолитологии, 1981, вып. IX, с. 125–138.

Берман Д.И., Алфимов А.В., Мажитова Г.Г. и др. Холодные степи северо-восточной Азии. Магадан, ИБПС ДВО РАН, 2001, 183 с.

Бобров А.А., Зигерт К., Ширрмейстер Л., Андреев А.А. Раковинные амебы (Protozoa: Testaceae) в четвертичных многолетнемерзлых отложениях полуострова Быковский, Арктическая Якутия // Изв. РАН. Сер. биол., 2003, № 2, с. 236–253.

Босиков Н.П. Ритмы увлажнения территории и озерный термокарст в центральной Якутии // Междунар. конф. “Криогенные ресурсы полярных регионов”: Материалы. Салехард, 2007, т. 1, с. 259–262.

Вартанян С.Л. Остров Врангеля в конце четвертичного периода: геология и палеогеография. СПб., Изд-во Ивана Лимбаха, 2007, 160 с.

Васильчук А.К. Палинология и хронология полигонально-жильных комплексов в криолитозоне России. М., Изд-во Моск. ун-та, 2007, 472 с.

Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). М., РИО Мособлупролиграфиздата, 1992, 420 с.

Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М., Изд-во Моск. ун-та, 2006, 392 с.

Величко А.А., Зеликсон Э.М. Ландшафтно-климатические условия и ресурсная основа существования мамонтов // Мамонт и его окружение. М., ГЕОС, 2001, с. 188–199.

Воскресенский К.С., Плахт И.Р. Возраст аласных отложений прибрежных равнин севера и геоморфологический метод его определения // Пробл. криолитологии, 1982, вып. X, с. 150–157.

Втюрин Б.И. Подземные льды и криогенный рельеф в долине р. Яны. М., 1975. Деп. в ВИНТИ, 260 с.

Втюрин Б.И., Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф., Гасанов Ш.Ш. Воронцовский разрез едомных отложений в низовьях р. Индигирки // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. М., Наука, 1984, № 53, с. 12–21.

Галабала Р.О. Новые данные о строении дельты Лены // Четвертичный период северо-востока Азии. Магадан, СВКНИИ ДО АН СССР, 1987, с. 152–172.

Гитерман Р.Е. История растительности Северо-Востока СССР в плиоцене и плейстоцене. М., Наука, 1985, 96 с.

Гравис Г.Ф. Некоторые закономерности развития криогенных процессов в связи с изменениями палеогеографической обстановки (верхний плейстоцен и голоцен Якутии, Забайкалья и Монголии) // История развития многолетнемерзлых пород Евразии. М., Наука, 1981, с. 102–113.

Губин С.В. Почвообразование сартанского криохрона в западном секторе Берингии // Почвоведение, 1998, № 5, с. 605–609.

- Губин С.В.** Педогенез – составная часть механизма формирования отложений позднплейстоценового ледового комплекса // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 3, с. 82–91.
- Каневский М.З.** Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений северной Якутии: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2004, 23 с.
- Каплина Т.Н.** Скорости накопления и возраст “ледового комплекса” Приморских низменностей Якутии // Мерзлотные исслед., 1978, вып. XVII, с. 142–148.
- Каплина Т.Н.** Споры-пыльцевые спектры осадков “ледового комплекса” приморских низменностей Якутии (обзор) // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1979, № 2, с. 85–93.
- Каплина Т.Н.** История мерзлых толщ северной Якутии в позднем кайнозое // История развития многолетнемерзлых пород Евразии (на примере отдельных районов). М., Наука, 1981, с. 153–181.
- Каплина Т.Н.** Закономерности развития криолитогеоза в позднем кайнозое на аккумулятивных равнинах Северо-Востока Азии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 1987, 47 с.
- Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е.** Опорный разрез второй половины позднего плейстоцена Колымской низменности – Молотковский Камень // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 6, с. 79–83.
- Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е., Лахтина О.В. и др.** Дуванный яр – опорный разрез позднплейстоценовых отложений Колымской низменности // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. М., Наука, 1978а, № 48, с. 49–65.
- Каплина Т.Н., Кузнецова И.Л.** Геотемпературная и климатическая модель эпохи накопления осадков едомной свиты Приморской низменности Якутии // Проблемы палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М., ИГ АН СССР, 1975, с. 170–174.
- Каплина Т.Н., Лахтина О.В., Абрашов Б.А., Корейша М.М.** Криогенное строение позднплейстоценовых и голоценовых отложений в долине р. Малый Анной // Пробл. криолитологии, 1978б, вып. VII, с. 48–57.
- Каплина Т.Н., Лахтина О.В., Рыбакова Н.О.** История развития ландшафта и мерзлых толщ Колымской низменности по радиоуглеродным, криолитологическим и палинологическим данным (на примере разреза Станчиковский яр на р. Мал. Анной) // Геохронология четвертичного периода. М., Наука, 1980а, с. 243–253.
- Каплина Т.Н., Ложкин А.В.** Возраст аласных отложений приморской низменности Якутии (радиоуглеродное обоснование) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 2, с. 69–76.
- Каплина Т.Н., Ложкин А.В.** Возраст “ледового комплекса” Приморских низменностей Якутии (радиоуглеродное обоснование) // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1982а, № 2, с. 84–95.
- Каплина Т.Н., Ложкин А.В.** История развития растительности Приморских низменностей Якутии в голоцене // Развитие природы в плейстоцене и голоцене. М., Наука, 1982б, с. 207–220.
- Каплина Т.Н., Овандер М.Г., Ложкин А.В. и др.** Четвертичные отложения среднего течения реки Хромы (Яно-Инди-гирская низменность) // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя востока СССР. Магадан, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1983, с. 80–95.
- Каплина Т.Н., Шер А.В., Гитерман Р.Е. и др.** Опорный разрез плейстоценовых отложений на р. Алланха (низовья Индигирки) // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. М., Наука, 1980б, № 50, с. 73–95.
- Катасонов Е.М.** Об аласных отложениях Янской приморской низменности // Геология и геофизика, 1960, № 2, с. 103–112.
- Катасонов Е.М.** Аласные отложения и таберальные образования Якутии // Геология кайнозоя Якутии. Якутск, Якут. фил. СО АН СССР, 1982, с. 110–121.
- Киселев С.В.** Природная среда северной Евразии в плейстоцене и голоцене (по результатам исследований жесткокрылых насекомых): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 1995, 42 с.
- Колесников С.Ф., Рыбакова Н.О.** Плейстоценовые отложения в долине р. Омолон (Колымская низменность) // Вестн. МГУ. Сер. IV. Геология, 1985, № 1, с. 41–46.
- Конищев В.Н.** Эволюция температуры пород арктической зоны России в верхнем кайнозое // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 4, с. 39–47.
- Котов А.Н.** Аласный и ледовый комплексы отложений северо-западной Чукотки (побережье Восточно-Сибирского моря) // Криосфера Земли, 1998, т. II, № 1, с. 11–18.
- Кременецкий К.В., Сулержицкий Л.Д., Кантемиров Р.М.** Изменение северной границы ареалов деревьев и кустарников в голоцене в Арктике по данным радиоуглеродного датирования макроостатков // Всерос. совещание “Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке”: Тезисы докл. СПб., 1998, с. 236.
- Кузнецова Т.П.** О четвертичных отложениях с подземным льдом на Яно-Инди-гирской низменности и о Б. Ляховском // Подземный лед. М., Изд-во Моск. ун-та, 1965, вып. I, с. 120–132.
- Кузнецова Т.П.** Криолитогенез голоценовых отложений северной части Колымской низменности (на р. М. Анной) // Пробл. криолитологии, 1978, вып. VII, с. 40–47.
- Кузьмина С.А.** Четвертичные насекомые Приморских низменностей Якутии: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 2001, 24 с.
- Ложкин А.В.** Условия обитания берелехской популяции мамонтов // Тр. Зоол. ин-та АН СССР, 1977, т. 72, с. 67–68.
- Ложкин А.В., Андерсон П.М., Белая Б.В. и др.** Изменение растительного покрова Северо-Востока Сибири на границе плейстоцена и голоцена и в голоцене // Берингия в четвертичный период. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2000, с. 53–75.
- Ложкин А.В., Важенина Л.Н.** Особенности развития растительного покрова Колымской низменности в раннем голоцене // Четвертичный период Северо-Востока Азии. Магадан, СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987, с. 135–151.
- Ложкин А.В., Прохорова Т.П.** Новые данные по истории формирования аласных отложений Колымской низменности (радиоуглеродные и палинологические исследования) // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя востока СССР. Магадан, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1983, с. 96–102.
- Макеев В.М., Арсланов Х.А., Барановская О.В. и др.** Стратиграфия, геохронология и палеогеография позднего плейстоцена и голоцена о-ва Котельного // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. М., Наука, 1989, № 58, с. 58–69.
- Михалев Д.В., Николаев В.И., Романенко Ф.А. и др.** Эволюция подземного оледенения севера Колымской низменности в плейстоцене и голоцене (на примере разреза Дуванный яр) // Стабильные изотопы в палеоэкологических исследованиях. М., Ин-т географии РАН, 2006, с. 124–157.

- Овандер М.Г., Ложкин А.В., Башлаев Д.К., Жигулевцева С.Н.** Палеогеографическая обстановка времени формирования едомной свиты Яно-Индибирской низменности // Четвертичный период северо-востока Азии. Магадан, СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987, с. 119–134.
- Оспенников Е.Н., Труш Н.И.** Льдистость аласных и озерно-аллювиальных отложений Яно-Омолойского междуречья и методика ее полевого определения // Мерзлотные исслед., 1974, вып. XIV, с. 35–42.
- Павлова Е.Ю., Дорожкина М.В., Питулько В.В.** Палеогеографическая реконструкция условий развития природной среды на островах Анжу в конце позднего неоплейстоцена // Геология полярных областей Земли: Материалы совещ. М., 2009, т. II, с. 97–109.
- Романовский Н.Н.** Эрозионно-термокарстовые котловины на севере приморских низменностей Якутии и Новосибирских островах // Мерзлотные исслед., 1961, вып. II, с. 124–144.
- Соловьев В.А., Станицева О.Н.** Природная обстановка времени формирования едомной толщи на Северо-Востоке СССР // Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Тр. СПО Севморгеология. Л., Недра, 1983, т. 190, с. 203–207.
- Томирдиаро С.В.** Арктическая лёссово-ледовая равнина как американо-азиатский мост и ее термокарстовое разрушение в голоцене // Берингия в кайнозое. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 78–88.
- Томирдиаро С.В.** Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М., Наука, 1980, 184 с.
- Томирдиаро С.В., Черненький Б.И.** Криогенно-эоловые отложения Восточной Сибири и Субарктики. М., Наука, 1987, 198 с.
- Тумской В.Е.** Термокарст и его роль в развитии региона моря Лаптевых в позднем плейстоцене и голоцене: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2002, 26 с.
- Украинцева В.В., Арсланов Х.А., Белорусова Ж.М., Устинов В.Н.** Первые данные о раннеголоценовой флоре и растительности острова Большой Ляховский (Новосибирский архипелаг) // Ботан. журн., 1989, т. 74, № 6, с. 782–792.
- Фаргышев А.И.** Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск, Наука, 1993, 135 с.
- Шер А.В.** Природная перестройка в Восточно-Сибирской Арктике на рубеже плейстоцена и голоцена и ее роль в вымирании млекопитающих и становлении современных экосистем (Сообщение 1) // Криосфера Земли, 1997а, т. I, № 1, с. 21–29.
- Шер А.В.** Природная перестройка в Восточно-Сибирской Арктике на рубеже плейстоцена и голоцена и ее роль в вымирании млекопитающих и становлении современных экосистем (Сообщение 2) // Криосфера Земли, 1997б, т. I, № 2, с. 3–11.
- Шер А.В., Плахт И.Р.** Радиоуглеродное датирование и проблемы стратиграфии плейстоцена низменностей Северо-Востока СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1988, № 8, с. 17–33.
- Шур Ю.Л.** Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. Новосибирск, Наука, 1988, 212 с.
- Andreev A., Grosse G., Schirmermeister L. et al.** Weichselian and Holocene palaeoenvironmental history of the Bol'shoy Lyakhovsky Island, New Siberian Archipelago, Arctic Siberia // Boreas, 2009, vol. 38, No. 1, p. 72–110.
- Andreev A.A., Tarasov P.E., Klimanov V.A. et al.** Vegetation and climate changes around the Lama Lake, Taymyr Peninsula, Russia during the Late Pleistocene and Holocene // Quatern. Intern., 2004a, vol. 122, No. 1, p. 69–84.
- Andreev A., Tarasov P., Schwamborn G. et al.** Holocene paleoenvironmental records from Nicolay Lake, Lena River Delta, Arctic Russia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeolimnol., 2004b, No. 2099, p. 197–217.
- Andreev A.A., Tarasov P.E., Siebert C. et al.** Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate on the northern Taymyr Peninsula, Arctic Russia // Boreas, 2003, vol. 32, p. 484–505.
- Fukuda M., Nagaoka D., Saijo K. et al.** Radio Carbon dating results of Organic materials obtained from Siberian Permafrost Areas // Rep. of Inst. of low Temperature Sci., Sapporo, Hokkaido Univ., 1997, p. 17–28.
- Kienast F., Schirmermeister L., Siebert C., Tarasov P.** Paleobotanical evidence for warm summer during the last cold stage // Quatern. Res., 2005, vol. 63 (3), p. 283–300.
- Kuzmina S.A., Sher A.V.** Some features of the Holocene insects faunas of northern Siberia // Quatern. Sci. Rev., 2006, vol. 25, No. 15–16, p. 1790–1820.
- Meyer H., Dereviagin A.Yu., Siebert C., Hubberten H.-W.** Paleoclimate Studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia – Hydrogen and Oxygen Isotopes in Ground Ice // Polarforschung, 2000, ersch. 2002, Bd 70, S. 37–51.
- Perlstein G., Levashov A., Sergueev D.O.** Analysis of the thermokarst's early stage with deterministic and probabilistic methods // Terra Nostra, 2nd Europ. Conf. on Permafrost (June 12–16, 2005). Potsdam, Germany, Progr. and Abstr., 2005, p. 143–144.
- Pisarcic M.F.J., Mac-Donald G.M., Velichko A.A., Cwynar L.C.** The Lateglacial and Postglacial vegetation history of the northwestern limit of Beringia, based on pollen, stomate and tree stump evidence // Quatern. Sci. Rev., 2001, vol. 20, p. 235–245.
- Schirmermeister L., Grosse G., Kunitski V. et al.** Periglacial landscape evolution and environmental changes of Arctic lowland areas during the late Quaternary (western Laptev Sea Coast, Cape Mamontov Klyk) // Polar Res., 2008a, vol. 27 (2), p. 249–272.
- Schirmermeister L., Meyer H., Wetterich S. et al.** The Yedoma Suite of the Northeastern Siberian Shelf Region: Characteristics and concept of Formation // Ninth Intern. Conf. on Permafrost: Proc. Fairbanks, Inst. of North. Eng., Univ. of Alaska, 2008b, vol. 2, p. 1595–1600.
- Schirmermeister L., Siebert K., Kunitskiy V.V. et al.** Late Quaternary ice-rich permafrost sequences as a paleoenvironmental archive for the Laptev Sea Region in Northern Siberia // Intern. J. Earth Sci., 2002a, vol. 91, No. 1, p. 154–167.
- Schirmermeister L., Siebert K., Kuznetsova T. et al.** Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // Quatern. Intern., 2002b, vol. 89, p. 97–118.
- Sher A.V., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V., Sulerzhitskiy L.D.** New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants and mammals // Quatern. Sci. Rev., 2005, vol. 24, No. 5–6, p. 533–569.
- Wetterich S., Kuzmina S., Andreev A. et al.** Palaeoenvironmental dynamics inferred from late Quaternary permafrost deposits on Kurungnakh Island, Lena Delta, Northern Siberia, Russia // Quatern. Sci. Rev., 2008, vol. 27, No. 15–16, p. 1523–1540.

Поступила в редакцию
8 июня 2009 г.