

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ОБРАЗОВАНИЯ

УДК 551.435.4 : 551.345

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПАЛИНОСПЕКТРОВ ПЛАСТОВЫХ И ГЛЕТЧЕРНЫХ ЛЬДОВ
ДЛЯ КРИОГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИНДИКАЦИИ

А.К. Васильчук, Ю.К. Васильчук

*Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, географический и геологический ф-ты,
119991, Москва, Ленинские горы, Россия, alla-vasilch@yandex.ru*

Выполнено сравнительное исследование остатков спор и пыльцы в подземных льдах Субарктики и наземных льдах Арктических островов. Показано, что компоненты, характерные для палиноспектров тундр и внутригрунтовых залежеобразующих льдов, практически никогда не встречаются во льду полярных ледников и в их снежном покрове. К этим компонентам относятся пыльца морошки и водных растений, плохо приспособленная для ветрового переноса, а также споры хвощей и зеленых мхов. Определено, что для палиноспектров ледников характерно доминирование пыльцы дальнезаносных растений – сосны, ели, пихты, клена, ясеня, дуба, вяза, полыни и амброзии.

Пластовые льды, локальная пыльца и споры, полуостров Ямал, ледниковые купола, дальнезаносная и экзотическая пыльца, Российская и Канадская Арктика

COMPARISON OF POLLEN SPECTRA OF MASSIVE AND GLACIAL ICES
FOR CRYOGENETIC INDICATION

A.C. Vasil'chuk, Yu.K. Vasil'chuk

*M.V. Lomonosov Moscow State University, Departments of Geography and Geology,
119991, Moscow, Leninskie Gory, Russia, alla-vasilch@yandex.ru*

Comparative study of the pollen and spores in massive ices of Subarctic region and from ice and snow cover of Arctic ice caps has been done. It is shown that some typical components of tundra and ground ice pollen spectra have never found in the ice and snow cover of Arctic glaciers. They include pollen of cloudberry, aquatic plants and spores of horse tail and green moss which are not adapted for wind transportation. It has been demonstrated that the pollen spectra of glaciers are characterized by the dominance of far transported tree pollen such as pine, spruce, fir, maple, ash, oak, and also several herbs such as sage, ambrosia.

Massive ice, local pollen and spores, Yamal Peninsula, Arctic ice caps, far transported and exotic pollen, Russian and Canadian Arctic

ВВЕДЕНИЕ

Пластовые залежи льдов – одно из самых опасных криогенных явлений, влияющих на хозяйственную деятельность в пределах зоны развития многолетнемерзлых пород. Особенно это стало ощутимо в связи с активным освоением районов Крайнего Севера, потребовавшим масштабных исследований пластовых льдов и уточнения их генезиса. Такие исследования проводились на мысе Шпиндлера [Гольдфарб, Ежова, 1990; Леин и др., 2000, 2003; Leibman et al., 2001, 2003; Ingólfsson, Lokrantz, 2003; Lokrantz et al., 2003], на южном побережье Байдарацкой губы [Романенко и др., 2001; Belova et al., 2008], в районе пос. Марресале [Кап-лянская, Тарноградский, 1976; Стрелецкая и др., 2006; Forman et al., 2002] и пос. Харасавэй [Василь-

чук Ю.К., 1982, 2006а; Кап-лянская, 1982; Парму-зин, Суходольский, 1982; Орлянский, 1984; Велико-коцкий, Мудров, 1985; Хиленков, 1985; Григорьев, 1987; Гатауллин, 1990] на западе Ямала, а также в районе Бованенково [Трофимов и др., 1986, 1989; Тарасов, 1990; Соломатин и др., 1993; Геокриологи-ческие условия..., 1996; Кондаков и др., 2001; Рома-ненко и др., 2001; Строение..., 2007; Васильчук и др., 2009; Васильчук Ю.К., 2010; Vasil'chuk, Trofimov, 1988; Michel, 1998], в долине Юрибея [Василь-чук Ю.К., 1980, 1982] и на оз. Нейто [Дубиков, 1982, 2002; Хиленков, 1985; Крицук и др., 1986; Фот-тиев, 2003] в центре Ямала, а на юге Ямала в райо-не пластовых залежей в долине р. Еркутаяха [Ас-тахов, 2007].

Несмотря на довольно высокую степень изученности, неоднократное повторение исследований, детальные криостратиграфические описания и достаточно полное аналитическое обследование, дать однозначную интерпретацию объекта не представляется возможным, поскольку одни и те же признаки строения и состава оцениваются принципиально разными способами. В общем виде альтернативность выводов сводится к дилемме: это либо внутригрунтовый, либо погребенный глетчерный лед.

Цель настоящей работы – продемонстрировать новые индикационные возможности палинологического анализа, и прежде всего локальных компонентов палиноспектров как индикатора генезиса пластовых льдов. Поскольку в ледниках арктических куполов локальные пыльца и споры накапливаться не могут, обнаружение локальных компонентов позволяет уверенно отделять льды погребенных глетчеров от других типов пластовых льдов.

Рассматривая роль оледенений и морских трансгрессий в формировании позднечетвертичных отложений Ямала, отметим, что большинство исследователей вслед за В.Н. Саксом [1953], А.И. Поповым [1953], Г.И. Лазуковым [1970], В.А. Зубаковым [1972], И.Д. Даниловым [1978] и детально изучившими эту проблему В.Т. Трофимовым с соавторами [1986, 1989] выделяют комплекс из трех морских террас (на западном побережье полуострова) и трех лагунно-морских террас (на восточном побережье), формировавшихся в течение последних 40–50 тысяч лет. Вместе с тем имеется ряд публикаций, в которых сильно-дислоцированные отложения, часто встречающиеся на западном побережье, предположительно относят к ледниковым [Каплянская, Тарноградский, 1976; Гамауллин, 1990; Mahaney et al., 1995; Forman et al., 2002]. Полученные нами многочисленные ¹⁴С-датировки [Васильчук и др., 1984; Васильчук Ю.К., 1992, 2006б; Васильчук А.К., 2007; Vasil'chuk, Vasil'chuk, 1997, 1998] продемонстрировали, что в течение позднего неоплейстоцена в период 50–10 тыс. лет назад на востоке, западе и в центральных районах Ямала накапливались мощные сингенетические повторно-жильные льды. Льды такого типа в принципе не могут формироваться в ледниковых районах.

Одним из районов предполагаемого зарождения крупных ледниковых покровов считался Полярный Урал. Однако Я. Мангеруд с соавторами [Mangerud et al., 2008] на основании более чем 10-летних исследований конечно-моренных образований на севере Урала пришли к выводу, что оледенение Полярного Урала в последние 50 тысяч лет не превышало современных размеров.

Единственное место, где фиксируются формы рельефа, которые предположительно можно от-

нести к ледниковым (но, как нам представляется, это существенно более ранняя стадия оледенения), отмечается на юго-западе Ямала в районе возвышенности Большой Сопкай, непосредственно примыкающей к Полярному Уралу. Здесь, в отличие от других районов Ямала, отмечается (по нашим наблюдениям 1977 г.) сильно пересеченный озерно-холмистый рельеф с высокими грядами и формами, подобными озам, а абсолютные отметки достигают 120 м. На всей остальной территории Ямала фиксируется три уровня аккумулятивных террас, формировавшихся под влиянием морских трансгрессий. В центральной части полуострова отмечаются две прибрежно-морские равнины: Казанцевская (эем) и Салехардская (сангамон). Для установления генезиса рассматриваемых пластовых льдов наиболее важны условия формирования третьей и второй террас, которые являются морскими и прибрежно-морскими. Дислокации в толщах этих террас, отмечаемые в районах Марресале и Харасавэй, по нашему мнению, связаны с мерзлотными процессами.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЬДОВ

Пластовые ледяные залежи формируются на поверхности земли (в горах и на полярных островах) или на дне водоема (моря, озера, реки), а после перекрываются осадками, либо имеют изначальное внутригрунтовое (инъекционное, инъекционно-сегрегационное, сегрегационное, инфльтрационно-сегрегационное) происхождение. Палинологический анализ пластовых льдов обеспечивает редкую возможность достаточно точного определения природы пластового льда, во всяком случае он позволяет уверенно отделить погребенные в многолетнемерзлых грунтах пласты глетчерного льда арктического происхождения от всех прочих. Главным фактором, определяющим значение состава палиноспектра как индикатора для выделения пластовых льдов глетчерного происхождения (погребенного “мертвого” льда в моренных отложениях или айсбергового льда) из всех других типов пластовых залежей льдов (внутригрунтовых, погребенных, припайных и др.), является принципиальное различие в структуре палиноспектров. В глетчерных льдах палиноспектры представлены исключительно принесенными ветром пыльцевыми зернами (часто на расстояние в сотни и тысячи километров) и практически никогда не содержат спор зеленых мхов и хвощей (им просто неоткуда взяться на ледниках, особенно на арктических куполах), а в пластовых льдах споры, пыльца трав и других локальных тундровых видов растительности – обычное явление.

Поскольку пыльца и споры в пластовых залежах встречаются часто и в достаточной для опре-

делений концентрации, изучение пластовых льдов палинологическим методом представляет собой вполне выполнимую задачу. Для палинологических исследований необходим отбор пробы объемом не менее 1 дм³, так как концентрация пыльцы и спор во льду обычно не очень высокая. Отбор образцов следует производить с учетом включений минеральных частиц и, по возможности, отбирать образцы чистого льда и образцы с минеральными включениями отдельно. Необходимо принимать меры для того, чтобы не допустить попадания пыльцы из воздуха.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЫЛЬЦЫ И СПОР В ПОДЗЕМНЫХ И НАЗЕМНЫХ ЛЬДАХ

Палинологические исследования в подземных льдах

Палинологическое изучение нескольких разнотипных залежей пластовых льдов, вскрытых в разрезах на Ямале и Гыданском п-ове [Васильчук, Васильчук, 1979, 1996, 2010] позволило нам верифицировать выделенные признаки и оценить происхождение залежей. Исследования пластовых ледяных залежей позднелейстоценового возраста проведены в естественных обнажениях севера Западной Сибири: в низовьях и верховье Юрибея (Ямал), на территории Бованенковского газоконденсатного месторождения (ГКМ), в долине р. Танама [Васильчук и др., 1986], в устье р. Гыда.

Пластовые льды на территории Бованенковского месторождения широко распространены в виде пластов, лакколлитов, штоков и линз. Изученный разрез ледяной линзы относится к позднелейстоценовым отложениям в останце третьей террасы. Согласно полученным нами радиоугле-

родным датировкам, эти пластовые льды сформировались 25–20 тыс. лет назад [Васильчук и др., 2009]. Текстура пластового льда горизонтально слоистая с толщиной прослоев 5–50 см и более. Слоистость льда в верхней части часто подчеркнута включениями супесей, суглинков, глин в виде слоев толщиной не более 1–10 мм. Лед чистый, прозрачный с редкими пузырьками газов округлой формы (диаметром 2–5 мм), иногда встречаются слои пузырчатого льда толщиной до 5 см. В некоторых пластах лед исключительно чистый, “хрустальный”. Встречен также слоистый лед с горизонтально ориентированными прослоями грунтов между слоями льда. Изученный пласт льда характеризуется существенными колебаниями изотопного состава (рис. 1). Здесь в интервале глубин от кровли пласта 0,2–0,8 м значение $\delta^{18}\text{O}$ варьирует более чем на 10 ‰: от –12,49 до –22,75 ‰, а δD изменяется от –91,7 до –171,9 ‰ [Васильчук и др., 2009; Васильчук Ю.К., 2010].

Пластовый лед содержит палиноспектры, близкие по составу к палиноспектрам типичных тундр. Палиноспектры льда характеризуются доминированием пыльцы карликовой березки, осок и спор зеленых мхов с заметным содержанием пыльцы водных растений, в основном *Sparganium* (3–4 %). Единично обнаружена пыльца морошки. Встречена пыльца верескоцветных (2–3 %). Содержание спор зеленых мхов составило 7–36 %. Во льду обнаружены переотложенные дочетвертичные пыльца и споры (2–9 %). Полностью отсутствует экзотическая пыльца деревьев, и даже пыльца сосны, характерная для снежного покрова и льда арктических ледников, встречается единично.

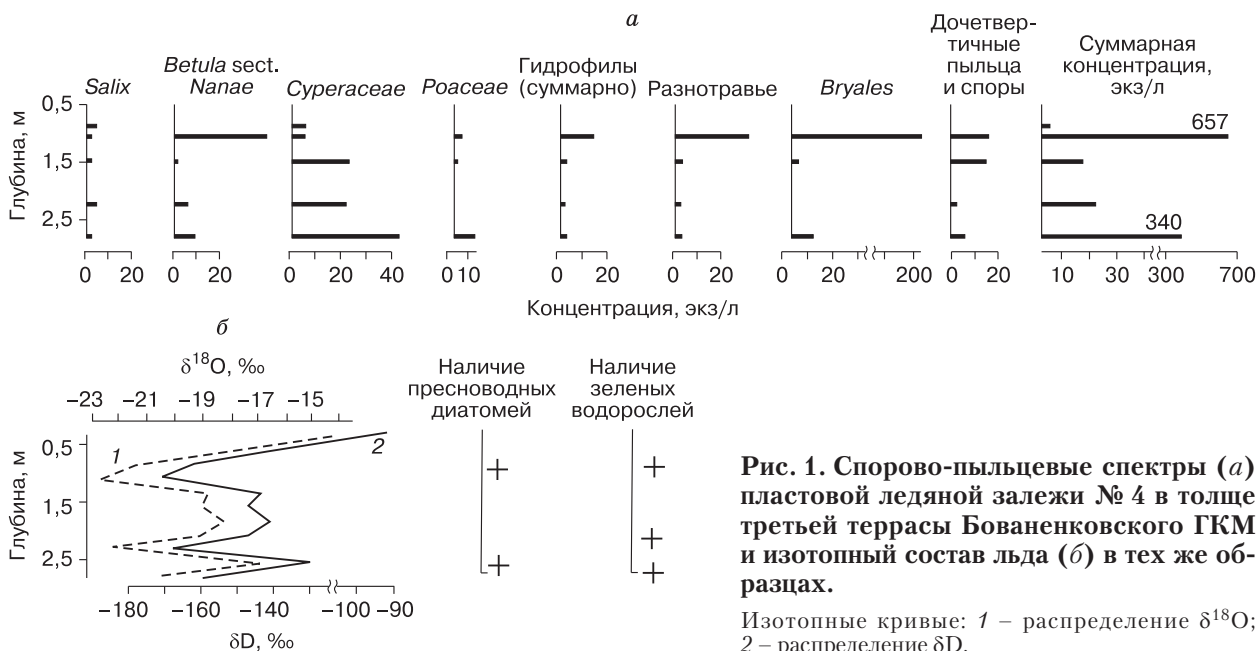


Рис. 1. Спорово-пыльцевые спектры (а) пластовой ледяной залежи № 4 в толще третьей террасы Бованенковского ГКМ и изотопный состав льда (б) в тех же образцах.

Изотопные кривые: 1 – распределение $\delta^{18}\text{O}$; 2 – распределение δD .

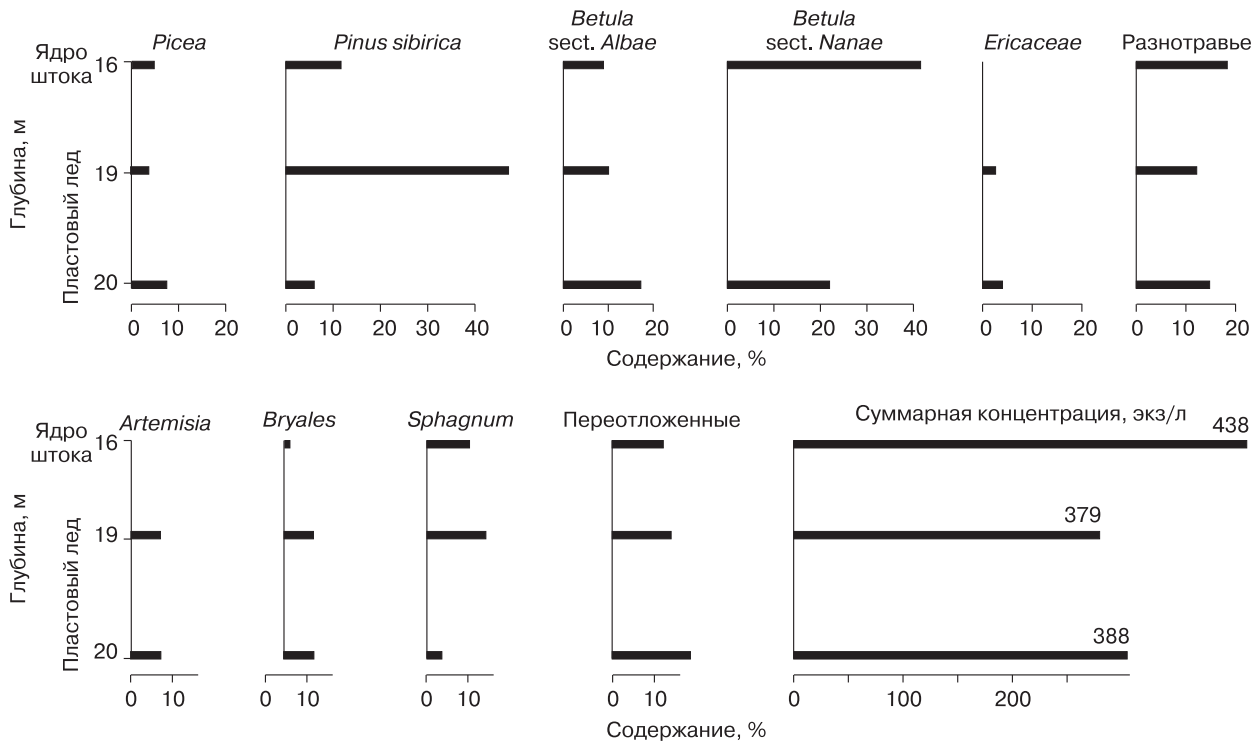


Рис. 2. Спорово-пыльцевые спектры пластовой ледяной залежи в низовьях р. Юрибей (Ямал).

Концентрация пыльцы и спор в отдельных прослоях пластового льда достигает 300–1300 экз/л, это также не характерно для арктических ледников, в них концентрация гораздо ниже. Во льду встречены остатки диатомей рода *Pinnularia* и зеленых водорослей рода *Pediastrum*.

Согласно проведенным исследованиям, данная залежь не может относиться ко льду глетчерной или айсберговой природы.

Изученная нами залежь пластового льда в низовьях р. Юрибей на Ямале [Васильчук Ю.К., 1980, 1982; Васильчук, Васильчук, 2010] залегает на глубине 15 м в толще темно-серых суглинков в разрезе останца казанцевской равнины (рис. 2). Судя по стратиграфическому положению, эти пластовые льды сформировались более 50 тыс. лет назад [Васильчук Ю.К., 1980].

В осевой части пласта располагается ледяное ядро трапециевидной формы шириной в нижней части 3 м, в верхней – 2,5 м. На контакте с этим ядром наблюдается ледогрунт, состоящий из прослоев льда мощностью до 0,5 м и суглинка мощностью 0,2–0,3 м, причем наклон слоев ледогрунта повторяет направление боковой поверхности ядра.

Состав пыльцы и спор в залежеобразующих льдах в низовьях р. Юрибей характеризуется отсутствием экзотической пыльцы термофильных древесных пород без признаков переотложения,

содержание дочетвертичных переотложенных пыльцы и спор составило 10–17 % (табл. 1). Пыльца морошки встречена единично (1–2 %). Пыльца водных растений отмечена в одном образце (2,5 %) в горизонтально залегающем пласте льда (см. рис. 2). Содержание пыльцы верескоцветных колеблется от 2 до 5 %, содержание спор зеленых мхов – от 2 до 12 %, содержание спор хвощей 1–2 %. Встречены остатки диатомовых и зеленых водорослей. Полученная характеристика свидетельствует о том, что данная ледяная залежь не может быть глетчерного происхождения, поскольку выделенные особенности палиноспектров не характерны для палиноспектров глетчеров.

В верховьях р. Юрибей пластовые льды описаны нами [Васильчук Ю.К., 1980, 1982; Васильчук, Васильчук, 2010] в суглинках в обнажении пятой террасы на глубине 21–22 м (рис. 3). Здесь вскрыты пластовые льды двух типов. В центральной части обнажения вскрывается ледяное и ледогрунтовое тело грушевидной формы (шириной до 3–3,5 м, высотой около 3 м), облекаемое слоями деформированных вмещающих пород. В боковой части слева в согласном залегании с почти субвертикальными слоями вмещающих отложений имеется пласт горизонтально-слоистого льда шириной до 2,5 м, высотой около 3 м. Судя по стратиграфическому положению и криогенному стро-

Таблица 1. Содержание пыли и спор (%) во льду пластовой ледяной залежи и вмещающих отложениях в верховьях р. Юрибей на п-ове Ямал

Компонент палиноспектра	Глубина отбора образца, м							
	9,0	13,0	15,0	22,0	23,9	24,0	25,0	26,0
	Вмещающие отложения					Лед		
	158-YuV/4	158-YuV/5	158-YuV/6	158-YuV/7	158-YuV/8	158-YuV/1	158-YuV/2	158-YuV/3
Пыльца деревьев	76	93	60	40	60	60	67	35
Пыльца кустарников	1	3	8	11	5	15	–	4
Пыльца трав и кустарничков	7	2	13	25	11	13	20	57
Споры	16	2	19	24	24	12	13	4
<i>Picea</i> sp.	20	39	6	2	10	13	17	14
<i>Pinus sibirica</i>	41	39	36	21	29	31	27	4
<i>Pinus sylvestris</i>	–	5	5	–	6	1	3	–
<i>Alnus</i> sp.	2	–	2	2	2	4	–	3
<i>Betula</i> sect. <i>Albae</i>	13	10	11	15	13	11	20	14
<i>Betula</i> sect. <i>Nanae</i>	1	3	6	9	5	15	–	–
<i>Salix</i> sp.	–	–	1	2	–	–	–	4
<i>Alnaster</i> sp.	–	–	1	–	–	–	–	–
<i>Poaceae</i>	–	–	5	8	3	–	–	4
<i>Cyperaceae</i>	+	+	–	–	–	< 1	< 1	< 1
<i>Ericaceae</i>	–	–	–	–	–	2	3	18
<i>Rubus chamaemorus</i>	2	–	–	–	2	1	3	–
<i>Varia</i>	1	2	3	10	3	–	13	29
<i>Artemisia</i> sp.	1	–	3	4	3	5	–	7
<i>Chenopodiaceae</i>	3	–	2	3	–	5	2	–
<i>Bryales</i>	1	–	4	10	9	2	–	–
<i>Sphagnum</i> sp.	9	2	6	11	8	9	10	4
<i>Polypodiaceae</i>	6	–	9	3	7	1	3	–
<i>Lycopodium</i> sp.	–	–	–	–	–	–	–	–
Концентрация, экз/л	69	41	274	343	340	101	30	28

ению разреза (указывающему на сингенетический тип промерзания толщи), эти пластовые льды сформировались более 80–50 тыс. лет назад [Васильчук Ю.К., 1980]. Характерной деталью, установленной И.Д. Даниловым [1990], является существенно более бедный состав мелководной микрофауны фораминифер в суглинках по сравнению

с песчаной толщей, что, вероятно, отражает процесс обмеления морского бассейна во время накопления песчаной пачки.

В горизонтально-слоистой ледяной залежи, вскрытой в верховьях р. Юрибей, экзотической пыли термофильных древесных пород без признаков переотложения не обнаружено. Пыльца

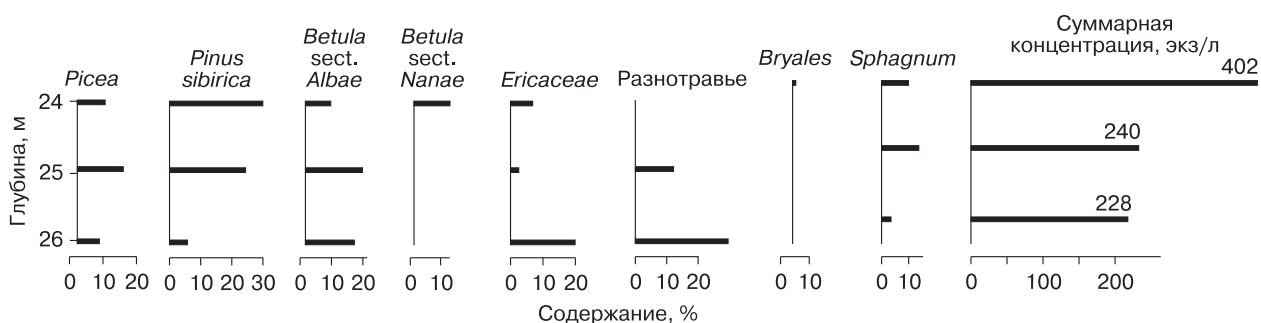


Рис. 3. Спорово-пыльцевые спектры пластовой ледяной залежи в верховьях р. Юрибей (Ямал).

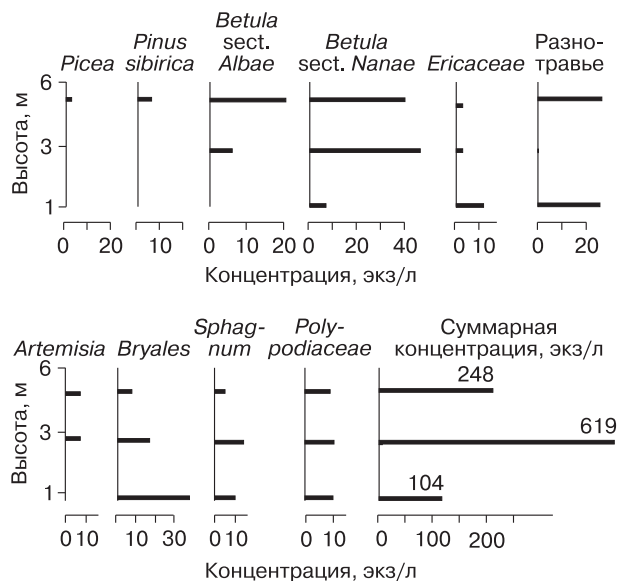


Рис. 4. Спорово-пыльцевые спектры пластовой ледяной залежи в устье р. Гыда.

Таблица 2. Содержание пыльцы и спор (%) во льду пластовой ледяной залежи в разрезе 7-метровой террасы в устье р. Гыда

Компонент палиноспектра	Глубина отбора образца, м		
	3,5	3,7	4,6
	303-YuV/6	303-YuV/5	303-YuV/1
Пыльца деревьев	23	7	4
Пыльца кустарников	22	39	11
Пыльца трав и кустарничков	42	32	31
Споры	13	22	54
<i>Pinus sibirica</i>	3	–	–
<i>Pinus sylvestris</i>	–	–	4
<i>Picea</i>	3	–	–
<i>Betula</i>	17	7	–
<i>Betula sect. Nanae</i>	19	22	7
<i>Alnaster</i>	3	3	–
<i>Salix</i>	–	14	4
<i>Poaceae</i>	19	11	8
<i>Cyperaceae</i>	–	20	–
<i>Ericaceae</i>	5	–	7
<i>Artemisia</i>	5	–	–
<i>Varia</i>	13	1*	16*
<i>Bryales</i>	3	22	27
<i>Sphagnum</i> sp.	3	–	12
<i>Polypodiaceae</i>	5	–	15
<i>Lycopodium</i> sp.	2	–	–
Концентрация, экз/л	124	306	52
Переотложенные	–	–	–

* Недоразвиты.

хвойных отмечена в значительных количествах. При этом довольно высоко содержание пыльцы ели (11–17%), а также пыльцы кедра сибирского (8–31%). Дочетвертичные переотложенные пыльца и споры встречаются в соотношении 2–4%. Пыльца морошки отмечена единично (см. рис. 3). Пыльца водных растений встречена в двух нижних образцах (1–3%). Содержание пыльцы верескоцветных составило 5–32%. Споры зеленых мхов отмечены в двух верхних образцах, их содержание не превышает 2%. Споры хвощей встречаются единично. Палиноспектры исследованной ледяной залежи несут признаки неглетчерного происхождения, однако их состав не противоречит возможному захоронению местной припайной льдины.

Четыре яруса линзовидных пластов льда в устье р. Гыда в разрезе низкой террасы залегают в интервале 1,4–7,0 м в слоистой толще опесчаненной темно-серой супеси и аллохтонного коричневого торфа. Нами описаны линзы и пласты льда мощностью 0,3–0,4 м и длиной 6–8 м [Васильчук Ю.К., 1992; Васильчук А.К., 2005]. Пласты льда приурочены к оторфованным отложениям. Наряду с пластами льда отмечены сингенетические повторно-жильные льды. Узкие (шириной до 1 м) повторно-жильные льды высотой 7 м рассекают линзы пластового льда. Пласты льда и оторфованной супеси справа от ледяной жилы залегают горизонтально, а слева – под углом около 20°.

Данный разрез очень сложен для датирования. Здесь практически ни одна датировка не является бесспорно валидной. Это связано как с наличием аллохтонной органики, так и со сложной историей формирования отложений террасы. Согласно палинологической верификации полученных ¹⁴C-датировок, ледяные пласты сформировались 13–10 тыс. лет назад. Палиноспектры в линзах льда [Васильчук Ю.К., 1992; Васильчук А.К., 2005] характеризуются соотношением, близким к значениям палиноспектров арктических и гипоарктических тундр (рис. 4, табл. 2).

В составе палиноспектров самого нижнего пласта льда, который характеризуется очень низкими значениями δ¹⁸O (–30,1‰; –34,3‰), в основном преобладают споры зеленых мхов (22–27%), пыльца полярной ивы составляет 4–14%, пыльца разнотравья – 1–16%. Сами льды, безусловно, являются внутригрунтовыми, чему не противоречит ни их изотопный состав [Васильчук Ю.К., 1992], ни состав пыльцы и спор.

В течение нескольких лет японские исследователи изучали пластовую залежь в дельте р. Маккензи, в 4,5 км к юго-западу от г. Тактоякак на северо-западе Канады [Fujino, Sato, 1986; Fujino et al., 1988]. Полученная ими палинологическая характеристика залежеобразующих льдов (рис. 5) отличается от полученных нами палиноспектров по

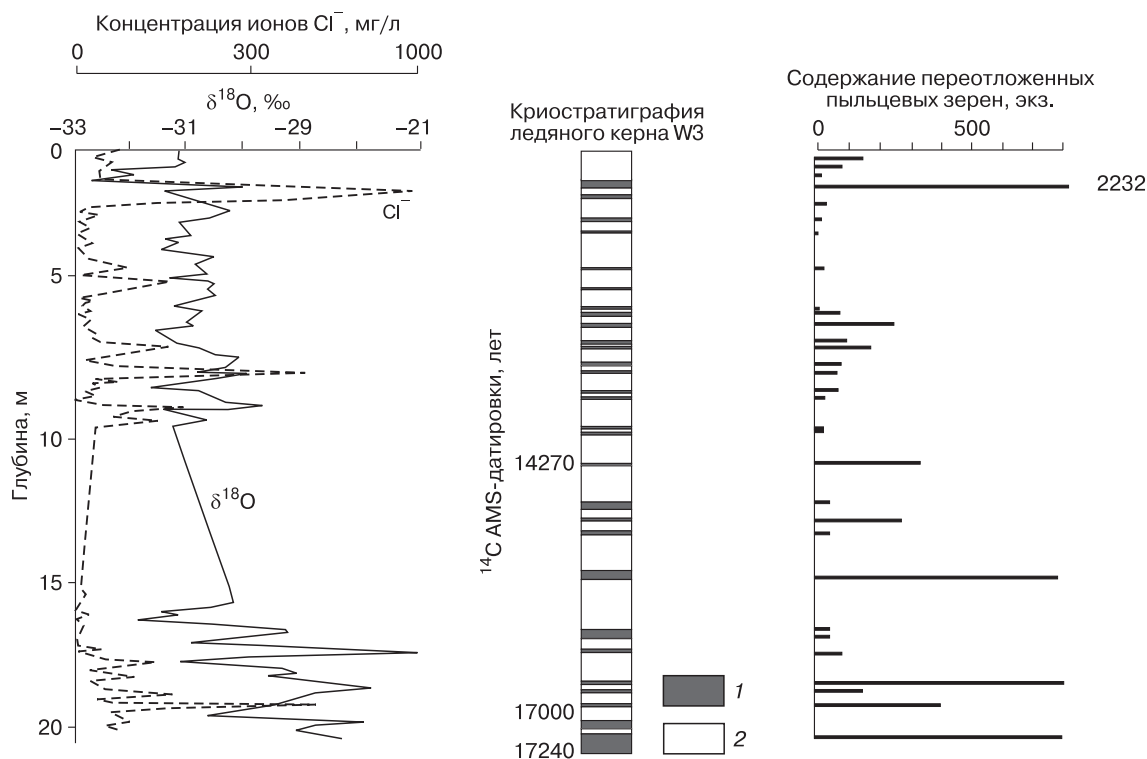


Рис. 5. Спорово-пыльцевые спектры и изотопная характеристика ледяной залежи в устье р. Маккензи [Fujino, Sato, 1986]:

1 – прослой грунта; 2 – лед.

льдам Ямала. Во льду пластовой залежи в дельте р. Маккензи в очень высокой концентрации содержатся дочетвертичные пыльца и споры (табл. 3). Они имеют характерный желто-коричневый оттенок и легко выделяются. Во льду обнаружена дальнезаносная экзотическая пыльца термофильных древесных пород. Пыльца четвертичного возраста во льду представлена единичной пыльцой сосны и ели, а также неопределенной трехбороздной пыльцой в небольшом количестве. Структура палиноспектров во льду существенно отличается от палиноспектров вмещающих отложений. Палиноспектры вмещающих отложений гораздо беднее, и в них не обнаружено пыльцы термофильных древесных пород. Дочетвертичные переотложенные пыльца и споры во вмещающих пласт отложениях также не обнаружены.

Данная ледяная залежь с большой вероятностью не может быть глетчерного происхождения. Наличие в значительных количествах спор зеленых мхов, в заметных количествах пыльцы верескоцветных, а также присутствие пыльцы морощки не дает оснований рассматривать происхождение данных льдов как глетчерное.

Наиболее высокая концентрация пыльцы и спор отмечена в визуально выделяемых прослоях льда, содержащих примесь серой супеси. Это поч-

ти исключительно переотложенные дочетвертичные формы. Вмещающие отложения, наоборот, характеризуются четвертичными палиноспектрами с невысоким содержанием пыльцы хвойных: *Betula* sp. – 48 %, *Alnus* sp. – 38 %, *Picea* sp. – 4 %, *Pinus* sp. – 1 %, *Carpinus* sp. – 1 %, *Ericaceae* – 16 %. Переотложение отсутствует.

К. Фуджино и С. Сато [Fujino, Sato, 1986] пришли к выводу, что четвертичная пыльца попала в лед не из вмещающих пласт отложений, и предположили, что исследованный пласт – это ледяная залежь инъекционного типа. Если рассматривать полученные японскими исследователями данные с позиции выделенных нами признаков, то можно с этим согласиться и отметить следующее. Пыльца термофильных древесных пород в первичном залегании ими не обнаружена. Упоминания об обнаружении пыльцы гидрофилов, верескоцветных, морощки, спор зеленых мхов и хвощей, диатомовых и зеленых водорослей отсутствуют. Содержание переотложенных дочетвертичных форм составляет 95–99 %. Таким образом, имеется лишь два, но очень явных признака, свидетельствующих о неглетчерном происхождении ледяной залежи: это переотложенная дочетвертичная пыльца и отсутствие термофилов. Отметим, что колебания изотопного состава сходны с колебаниями, полу-

Таблица 3. Содержание пылицы и спор (экз.)
во льду пластовой ледяной залежи
в дельте р. Маккензи [Fujino, Sato, 1986]

Номер образца	Пыльца и споры четвертичные	Пыльца и споры четвертичные, неопределенные	Пыльца и споры дочетвертичные
3-1-2	2	1	50
6-1	10	10	316
6-2*	80	50	2232
9-1	0	0	5
12	3	1	37
13-3	2	10	88
19-4	1	1	9
24-1	0	4	16
26-2	1	0	12
28-1	8	4	674
31-2	26	4	130
34-1	10	2	184
35-1	18	4	134
39-2	10	4	116
41-1	6	3	31
43-1	8	4	414
44*	2	2	1080
48-1	2	2	56
48-3*	2	24	312
3-51-3	34	18	418
56-2	4	7	56
57-1-(2)	0	3	12
58-2-(1)	20	44	68
58-2-(2)	8	2	108
59-2-(2)	2	2	18
65-1-(2)*	0	0	462
66-1-(1)	40	15	504
73-1-(1)	2	10	84
73-4-(2)*	1	1	692
75-4-(2)	4	8	62
79-1-(1)	80	30	336
80-1-(1)	8	32	316
82-1-(1)	20	134	600
83-1-(2)*	0	0	34
84-1-(1)*	0	2	336
85	2	20	346
86-1-(1)	48	76	378

* Супесь.

ченными нами для ледяных пластов в разрезе третьей террасы в районе Бованенково (см. рис. 1).

Палинологические исследования в наземных льдах

Для уверенной индикации генезиса подземных льдов, а точнее, их глетчерного и неглетчерного происхождения, нам представляется рацио-

нальным рассмотреть палиноспектры арктических ледников как возможные аналоги льдов заведомо глетчерной природы. Важно также выделить те элементы палиноспектров льда и снега ледниковых арктических куполов, которые либо непременно должны встречаться в подземных льдах погребенного глетчерного типа, либо обязательно должны отсутствовать в подземных льдах неглетчерного происхождения.

Для выявления палинологических признаков неглетчерной природы ледяных залежей мы изучили состав палиноспектров снежного покрова тундры и арктических ледников и выделили те особенности палиноспектров, которые могут указывать на глетчерное происхождение льда. Палиноспектры арктических ледяных куполов существенно отличаются по структуре и составу от палиноспектров льдов иного происхождения.

Говоря о гипотетической глетчерной природе погребенных льдов западного сектора Российской Арктики, в качестве основных районов возможного происхождения ледников можно отметить Полярный Урал или Карский шельф, а также ледниковые купола ближайших арктических островов Новой Земли, Северной Земли, Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа. На равнинах севера европейской части России и Западной Сибири ледники зарождались не могли, поскольку эти территории в позднем неоплейстоцене, как правило, находились ниже снеговой линии. Для позднеплейстоценового криохрона (40–10 тыс. лет назад) снижение среднегодовых температур оценивается не более чем в 6–8 °С [Васильчук Ю.К., 1992, 2006б], а влажность – ниже современной. Поэтому высота снеговой линии не могла опуститься ниже абсолютных отметок 200 м. В настоящее время в полярных широтах даже в условиях высокой влажности и низких температур снеговая линия располагается в пределах низкогорий. Даже на Шпицбергене, где влажность весьма значительная, высота снеговой линии 200–370 м на наветренных склонах и 250–800 м на подветренных.

Напомним, что, судя по результатам новых исследований, оледенение Полярного Урала в течение последних 50 тысяч лет не превышало современных размеров.

Следовательно, говоря о вероятном источнике глетчерного или айсбергового льда, прежде всего необходимо обратить внимание на ледниковые шапки Северной и Новой Земли. Расстояние до этих возможных источников невелико: от архипелага Новая Земля до побережья п-ова Ямал всего около 600 км. Питание ледников Арктических архипелагов снегом обеспечивается в основном циклонами, которые приходят с запада. Деградации ледников и возможный интенсивный айсберговый отёл также связаны с циклоническим влиянием, проникающим из приатлантического сектора Арк-

тики. Для Северной Америки источниками глетчерного льда также являются ледниковые купола арктических островов Элсмир, Девон и др.

Структура палиноспектров арктических ледников определяется в первую очередь особенностями циркуляции воздуха над ледниками. Дж. Буржуа проанализировала состав пыльцы и спор в снежном покрове и ледяных куполах Канадской и Российской Арктики [Bourgeois, 1990, 2000]. Как правило, в составе палиноспектров льда ледников и снежного покрова выделяются группы дальнезаносящих (экзотических) и региональных компонентов. Разделение палиноспектров на группы несколько условно, поскольку, во-первых, арктические ледники расположены на расстоянии более 1000 км от границы леса и, строго говоря, более 95 % пыльцы и спор перенесены на огромное расстояние, а следовательно, являются дальнезаносящими [Васильчук А.К., 2007]. Среди них выделяется группа дальнезаносящей экзотической пыльцы термофильных древесных пород и группа региональной пыльцы растений северной тайги и тундры.

Дж. Буржуа исследовала спорово-пыльцевые спектры арктических ледников с различными типами циркуляции. Ледниковые купола Девон на о. Девон и Агассиса на о. Элсмир подвержены воздействию воздушных масс, перемещающихся в основном с юга на север, в их снежном покрове и во льду обнаружены главным образом дальнезаносящие экзотические пыльца и споры. В снегу этих полярных ледников содержание экзотической

дальнезаносящей пыльцы *Acer*, *Fraxinus*, *Quercus* и *Ulmus*, *Populus*, *Abies* колеблется от 3 до 23 % [Bourgeois, 1990, 2000; Bourgeois et al., 2000].

Во льду ледникового щита Гренландии также встречена пыльца *Acer*, *Fraxinus*, *Quercus* и *Ulmus*, содержание экзотической пыльцы в гренландском льду составляет 10–12 % [Fredskild, Wagner, 1974]. Следовательно, наличие в палиноспектрах льдов экзотической пыльцы термофильных растений без признаков размыва и переотложения в водной среде может свидетельствовать в пользу глетчерного происхождения ледяной залежи (табл. 4). Нами установлено, что содержание современной экзотической пыльцы для субфоссильных палиноспектров тундр составляет менее одного пылевого зерна на тысячу подсчитанных зерен [Васильчук А.К., 2005].

В палиноспектрах льда и снега полярных ледников пыльца верескоцветных растений встречается крайне редко. Ее количество в среднем составляет примерно два пылевых зерна на тысячу подсчитанных зерен; ее максимальное содержание не более 1–2 %. Для тундровых палиноспектров это обычный компонент, во многих случаях доминантный [Васильчук А.К., 2005]. Поэтому заметное участие в палиноспектрах пыльцы верескоцветных может указывать на неглетчерное происхождение льда.

Еще один важный индикатор – споры зеленых мхов. Они не встречаются в ледниках арктических куполов [Bourgeois, 1990, 2000; Bourgeois et al., 2000] и не обнаружены даже на ледниках Поляр-

Таблица 4. Сопоставление встречаемости отдельных компонентов палиноспектров в полярных ледниковых шапках и пластовых льдах Канадской и Российской Арктики

Компоненты палиноспектров	Разрезы с пластовыми льдами					Ледниковые полярные шапки					
	Устье р. Гыда	Бованенково	Верховья р. Юрибей	Низовья р. Юрибей	Устье р. Маккензи	Купол Академии наук, о. Комсомолец	Ледник ИГАН, Полярный Урал	Купол Девон, о. Девон	Купол Агассиса, о. Элсмир	Купол Киагива, о. Элсмир	Купол Пенни, о. Баффина Земля
Пыльца термофильных видов деревьев	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	+	+	++	++	н/о	+
Пыльца морошки	+	+	+	+	н/д	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Пыльца водных растений	+	+	+	+	н/д	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Пыльца верескоцветных	+	+	+	+	н/д	н/о	н/о	н/о	+	н/о	+
Споры зеленых мхов	+++	++	++	++	н/д	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Споры хвощей	+	++	++	+	н/д	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Переотложенные	+	++	++	++	+++	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Диатомовые водоросли	+	+	+	+	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
Зеленые водоросли	+	+	+	+	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д

Примечание. Встречается в количестве: + – 0,1–10 %; ++ – 10–20 %; +++ – более 20 % от общей суммы подсчитанных зерен; н/о – не обнаружены, н/д – нет данных.

ного Урала. Во льду и снежном покрове ледников ИГАН и Олений на Полярном Урале отсутствуют споры зеленых мхов и пыльца лиственницы [Сурова, 1982], несмотря на то, что эти растения участвуют в фитоценозах, окружающих ледники.

В палиноспектрах из снежника в районе пос. Полярный (Полярный Урал) в небольших количествах (1–3 %) нами отмечена пыльца *Poaceae*, *Superaceae* и споры *Polypodiaceae*, которых нет в палиноспектрах льда небольшого карового ледника, расположенного поблизости [Васильчук, Васильчук, 2010]. В его палиноспектрах отмечено более заметное по сравнению с палиноспектрами из снежника содержание пыльцы *Pinus sylvestris* (26–36 %), *P. sibirica* (9–16 %), *Betula* sect. *Nanae* (8–11 %), а также спор сфагновых мхов (18–26 %); содержание пыльцы верескоцветных во льду не превышает 1 %. Споры зеленых мхов и хвощей в палиноспектрах как снега, так и льда не обнаружены [Васильчук А.К., 2005; Васильчук и др., 2009].

Важным индикатором является пыльца гидрофильных растений. Дж. Буржуа установлено, что пыльца гидрофитов *Potamogeton*, *Sparganium* и *Typha* встречается исключительно редко [Bourgeois, 1990, 2000; Bourgeois et al., 1985, 2000], по нашей оценке, менее одного пыльцевого зерна на тысячу подсчитанных зерен. Следовательно, наличие пыльцы гидрофильных растений, пыльца которых переносится преимущественно водой, можно считать признаком, указывающим на неглетчерное происхождение льда (см. табл. 4).

К этому списку можно добавить еще и споры хвощей, которые не обнаружены в составе палиноспектров ледников; в палиноспектрах тундровой зоны они встречаются в среднем в количестве 1–4 %. Низкое содержание пыльцы гидрофильных растений во льду и снежном покрове ледников связано с тем, что пыльца и споры растений гидрофилов практически не имеют приспособлений для переноса по воздуху, зато они вполне адаптированы для переноса в водной среде.

Суммируя, отметим, что во льду и снежном покрове практически не встречается ряд компонентов, характерных для палиноспектров тундр (см. табл. 4). Это пыльца морошки, пыльца водных растений, плохо приспособленная для ветрового переноса, споры хвощей и зеленых мхов. Содержание пыльцы верескоцветных в снеге на ледниках гораздо ниже, чем в тундровых палиноспектрах. Для палиноспектров ледников характерно доминирование пыльцы дальнезаносных растений трав *Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Acer*, *Fraxinus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Populus*, *Abies* и *Juniperus*, *Artemisia*, *Ambrosia*.

В тундровых палиноспектрах, в том числе в палиноспектрах снежников, речных и морских льдин, среди дальнезаносной пыльцы очень редко отмечается экзотическая пыльца термофильных

древесных пород (не более одного пыльцевого зерна на тысячу подсчитанных зерен). Гораздо чаще экзотическую пыльцу в четвертичных отложениях Ямала можно встретить в переотложенном состоянии.

В качестве типичного примера приведем состав палиноспектров в снежнике на пляже Карского моря в зоне гипоарктических тундр, где, несмотря на довольно высокое содержание дальнезаносной пыльцы хвойных (11 %), преобладают пыльца верескоцветных (25–30 %), региональная пыльца злаков и осок (19–30 %), а также разнотравья (9–15 %). Среди спор в снежниках на пляже и на поверхности морских льдин доминируют споры зеленых мхов (10–27 %). Содержание переотложенных невелико и составляет 1–3 %.

Анализ состава палиноспектров с поверхности морского льда и льда Обской губы продемонстрировал близость состава палиноспектров снежников и припайных льдин. Это позволило установить, что исследованные льдины не были принесены течением из других районов. Очевидно, что палиноспектры с поверхности морских льдин и снежников гораздо ближе по составу к субфосильным палиноспектрам с поверхности почв, чем палиноспектры арктических ледников.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Говоря о природе подземных пластовых льдов, можно отметить, что подземный лед формируется в результате участия трех основных видов воды [Хименков, Брушков, 2003, 2006]:

- 1) захоронения воды в твердой фазе;
- 2) промерзания свободной воды;
- 3) промерзания рыхлосвязанной воды.

Захоронение воды в твердой фазе – это погребение вдоль берегов морей и в моренах ледников припайного, донного, айсбергового, ледникового льда.

Промерзание свободной воды – это, как правило, образование инъекционного и инъекционно-сегрегационного льда.

Промерзание рыхлосвязанной воды – это в основном образование сегрегационного и инфильтрационно-сегрегационного льда.

Проанализировав пыльцу и споры в этих трех видах льдов, мы получили следующие выводы.

1. В захороненном льду преобладают дальнезаносные пыльца и споры, поскольку образование поверхностного льда морей, озер, рек или же льда и снежного покрова, как правило, происходит в зимний сезон, когда вероятность попадания пыльцы местных растений на поверхность льдины или снега невелика. В пределах арктических ледниковых куполов попадание пыльцы и спор местных растений избирательно и определяется особеннос-

тиями локальной циркуляции, более того, в этом случае сложно провести границу между локальными и региональными компонентами.

2. В инъекционном льду часто присутствуют переотложенные пыльца и споры из нижележащих толщ, в нем чаще, чем в других видах льда, встречаются мезозойские и палеозойские пыльца и споры.

3. В сегрегационном льду отмечается большое сходство спектров льда со спектрами из вмещающих лед отложений. Часто можно фиксировать наличие пыльцы разных видов, но одной размерности, в результате инфильтрационного просеивания пыльцевых зерен и спор при миграции влаги через грунт.

Все перечисленные признаки фиксируются в палиноспектрах далеко не всегда. Разделение пластовых льдов на основе состава палиноспектров требует дальнейшей детализации, поскольку перечисленные особенности спектров могут быть снивелированы низкой концентрацией пыльцы и спор. Здесь нам хотелось продемонстрировать принципиальную возможность такого разделения и полезность детального анализа палиноспектров для криогенетических исследований пластовых льдов.

В заключение отметим два новых, но достаточно важных момента, которые следует учитывать при изучении органических остатков в подземных льдах. Во-первых, возможный привнос органики в трещины придонной части базального льда выводных ледников и, во-вторых, накопление микрочастиц органики в криоконитовых стаканах.

П. Найт, исследуя базальные слои глетчерного льда, отмечал, что в придонных частях ледников могут формироваться микротрещины [Knight, 1997; Knight et al., 2000; Knight, Knight, 2006], по которым из подстилающих отложений в лед проникают тонкие частицы грунта, и, вероятно, среди них могут встречаться пыльца и споры, однако в этом случае лед будет сильно загрязненным и сильно дислоцированным, а его палиноспектры будут производными палиноспектров подстилающих отложений.

Криоконитовые стаканы впервые обнаружил Э. Норденшёльд в 1870 г. в Гренландии. Он предположил, что происхождение криоконитовых стаканов связано с попаданием метеоритной пыли на поверхность ледника. В действительности на поверхность ледника чаще попадают мельчайшие частицы земных горных пород в виде пыли и реже космическая пыль. Такой мелкозем называется криоконитом. Нагретые солнцем пылинки втаивают в лед, образуя многочисленные ходы, отверстия и углубления. Почти сразу они заселяются диатомовыми и синезелеными водорослями, цианобактериями, вирусами, грибами, инфузориями,

нематодами, тихоходками, круглыми червями. Лед на дне таких “стаканов” быстро тает, поскольку увеличивается величина альбедо, и там накапливается вода. Постепенно криоконитовые экосистемы разрастаются, порой достигая одного метра в диаметре. Иногда такое органическое сообщество замерзает и может существовать на дне криоконитового стакана в состоянии анабиоза в течение десятков лет в ожидании теплого лета. Исследования 53 криоконитовых экосистем, выполненные А. Энесио с коллегами на пяти ледниках Шпицбергена, Гренландии и Австрийских Альп, показали, что уровень фотосинтетической активности криоконитовых экосистем настолько высок, что сопоставим с показателями теплых озер, богатых питательными веществами [Anesio et al., 2009]. Криоконитовые экосистемы автономны и образуют в процессе фотосинтеза углерода больше, чем тратят на дыхание. Например, криоконитовые водоросли образуют в процессе фотосинтеза примерно 80 г углерода на 1 м² в год, а тратят на дыхание всего 2 г на 1 м² в год. Для сравнения речные водные системы образуют 233 г углерода на 1 м² в год, а расходуют вдвое больше – 658 г на 1 м² в год. Криоконитовая система настолько сбалансирована и самостоятельна, что ее важнейший компонент – цианобактерии фиксируют азот непосредственно из атмосферы (в отличие от растений).

Криоконитовые экосистемы занимают 2 % площади всех ледников суши [Anesio et al., 2009], и при биоорганической или палинологической диагностике природы внутригрунтовых льдов это также необходимо учитывать. Следовательно, в погребенных ледяных залежах есть возможность встретить остатки водорослей и других микроорганизмов. Очевидно, что для получения полной информации по ледяной залежи предпочтительно подобрать такой способ обработки, чтобы все возможные компоненты были обнаружены. Видимо, с особым вниманием надо относиться к тем фрагментам ледяных залежей, которые по форме и текстуре напоминают криоконитовые стаканы.

Интересен поиск признаков, позволяющих отделять льды неглетчерного происхождения от типичных глетчеров на основе сравнительного анализа микрофлоры в типично глетчерных и в подземных пластовых льдах [Саввичев и др., 2005]. Установлено, что численность микроорганизмов в пластовых льдах варьировала от $3 \cdot 10^3$ до $2,5 \cdot 10^6$ клеток/мл и в значительной степени определялась качественным, а не количественным содержанием взвеси. Численность бактерий в ледниковых льдах была ниже и варьировала в более узких пределах, чем в пластовых льдах (от $7,8 \cdot 10^4$ до $4,4 \cdot 10^5$ клеток/мл). Этот признак, вероятно, также является индикационным при разделении пластовых внутригрунтовых и ледниковых льдов.

Отметим еще один аспект формирования палиноспектров в снежном покрове ледников. По данным исследований современного пыльцевого дождя в высокогорных районах Эквадора, на высотах 1800–3185 м состав палиноспектров изменяется при переходе через снеговую линию [Niemann *et al.*, 2010]. При этом снижается содержание пыльцы, происходящей из горных лесов, относительно содержания пыльцы из прерий. В этом случае повышается содержание пыльцы трав *Cyperaceae*, *Jamesonia* и *Valeriana*, отмечена также пыльца *Ericaceae*. Следовательно, условия распространения пыльцы в данном регионе отражают особенности атмосферной циркуляции; часть воздушных масс насыщается пылью, проходя над прериями, и не захватывает пыльцу горных лесов. Поэтому при приближении к снеговой линии палиноспектры изменяют состав. Локальные и региональные компоненты палиноспектров горных лесов смешиваются с дальнезаносящими компонентами из прерий.

Таким образом, можно утверждать, что вполне надежным критерием, позволяющим диагностировать льды неглетчерного или глетчерного происхождения среди пластовых льдов в многолетнемерзлых породах, являются их спорово-пыльцевые спектры.

Существуют палинотаксоны, присущие либо неглетчерным, либо глетчерным пластовым ледяным залежам (см. табл. 4). Палинотаксоны, характерные для пластовых льдов неглетчерного типа: пыльца верескоцветных, морошки, гидрофильных видов (рдест, ежеголовник и др.), споры зеленых мхов и хвощей, переотложенные пыльца и споры. Палинотаксоны, характерные для глетчерных льдов полярных шапок: пыльца хвойных и широколиственных древесных пород, часто споры сфагновых мхов.

ВЫВОДЫ

Многолетние палинологические исследования подземных залежеобразующих льдов позволили выделить несколько особенностей их палиноспектров:

а) пыльца и споры содержатся практически во всех разновидностях залежеобразующих подземных льдов, их концентрация колеблется в пределах 50–1500 экз. в 1 кг льда или 1 л расплава льда;

б) в большинстве пластовых залежей выявлены палиноспектры с характеристиками, близкими к характеристике субфоссильных тундровых палиноспектров, с преобладанием пыльцы карликовой березки, верескоцветных, спор зеленых мхов;

в) в пластовых залежах льдов часто можно встретить дочетвертичные палиноморфы, переотложенные из более древних отложений: кайнозойского, мезозойского и палеозойского возраста;

г) в большинстве исследованных пластовых залежей обнаружены пыльца гидрофильных растений, таких как рдест, ежеголовник, рогоз, а также споры хвощей и остатки пресноводных диатомовых и зеленых водорослей.

В общем виде полученные результаты свидетельствуют, что для палиноспектров залежеобразующих льдов неглетчерного происхождения характерно: 1) отсутствие пыльцы экзотических термофильных видов *Acer*, *Fraxinus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Populus*, *Tilia*, *Abies*, находящихся в первичном залегании; 2) присутствие пыльцы морошки, пыльцы гидрофильных видов, спор зеленых мхов и хвощей; 3) наличие переотложенных пыльцы и спор. Это дает возможность уверенно идентифицировать подземные льды неглетчерного происхождения.

Авторы благодарны за плодотворную дискуссию В.Т. Трофимову, С.М. Фотиеву, И.И. Шамаковой и Н.В. Арутюнян.

Работа выполнена при частичном финансировании РФФИ (проекты № 08-05-01068, 07-05-01100) и Федерального агентства по науке и инновациям (госконтракт 02.740.11.0337).

Литература

- Астахов В.И.** Начала четвертичной геологии: Учеб. пособие. СПб., Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2007, 224 с.
- Васильчук А.К.** Особенности формирования палиноспектров в криолитозоне России. М., Изд-во Моск. ун-та, 2005, 245 с.
- Васильчук А.К.** Палинология и хронология полигонально-жильных комплексов в криолитозоне России / Под ред. Ю.К. Васильчука. М., Изд-во Моск. ун-та, 2007, 488 с.
- Васильчук А.К., Васильчук Ю.К.** Локальные палиноспектры – новый критерий неледникового генезиса пластовых льдов // Докл. РАН, 2010, т. 433, № 3, с. 601–605.
- Васильчук Ю.К.** Пластовые льды в долине Ямальского Юрибея // Инж. изыскания в строительстве: Реф. сб. М., ПНИИИС, 1980, вып. 2, с. 17.
- Васильчук Ю.К.** Закономерности развития инженерно-геологических условий севера Западной Сибири в голоцене: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1982, 27 с.
- Васильчук Ю.К.** Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). В 2-х т. М., Изд. отд. РАН; МГУ; ПНИИИС, 1992, т. 1, 420 с.; т. 2, 264 с.
- Васильчук Ю.К.** Пластовые ледяные залежи // Криосфера Харасавэйского газоконденсатного месторождения / Под ред. Ю.К. Васильчука, Г.В. Крылова, Е.Е. Подборного. Тюмень; СПб., Недра, 2006а, с. 160–193.
- Васильчук Ю.К.** Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М., Изд-во Моск. ун-та, 2006б, 404 с.
- Васильчук Ю.К.** Пластовые ледяные залежи в пределах Бованенковского ГКМ, Центральный Ямал // Инж. геология, 2010, № 3, с. 46–58.
- Васильчук Ю.К., Васильчук А.К.** Применение палинологического анализа при изучении динамики криогенных

- явлений и генезиса подземных льдов // *Материалы VI науч. конф. аспирантов и молодых ученых. Мерзлотоведение* / Моск. ун-т. М., 1979. Деп. в ВИНТИ 1979, № 3901-79, с. 118–144.
- Васильчук Ю.К., Васильчук А.К.** Палинология в решении проблем генезиса льдов и условий их формирования // *Материалы Первой конф. геокриологов России*. М., Изд-во Моск. ун-та, 1996, т. 3, с. 414–429.
- Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А. и др.** Изотопно-кислородная и дейтериевая индикация генезиса пластовых льдов и их ^{14}C возраст, Бованенково, Центральный Ямал // *Докл. РАН*, 2009, т. 428, № 5, с. 675–681.
- Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Трофимов В.Т.** Новые данные об условиях накопления каргинских отложений на севере Западной Сибири // *Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода*. М., Наука, 1984, вып. 53, с. 28–35.
- Васильчук Ю.К., Петров О.М., Васильчук А.К.** Некоторые замечания о стратиграфическом значении залежи пластового льда в казанцевских отложениях центрального Гыдана // *Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода*. М., Наука, 1986, вып. 55, с. 111–117.
- Великоцкий М.А., Мудров Ю.В.** К истории развития многолетнемерзлых пород на севере Западной Сибири // *Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое*: Сб. статей. М., Наука, 1985, с. 29–42.
- Гатауллин В.Н.** Пластовые льды западного побережья полуострова Ямал: их строение, состав, происхождение // *Геокриологические исследования в Арктических районах: Материалы Междунар. симп. (Ямбург, 1989 г.)*. Тюмень, 1990, вып. 1, с. 3–11.
- Геокриологические условия освоения Бованенковского месторождения** / Отв. ред. В.В. Баулин. Тюмень, Ин-т проблем освоения Севера СО РАН, 1996, 240 с.
- Гольдфарб Ю.И., Ежова А.Б.** Ископаемые пластовые льды на п-ове Югорском // *Вопросы развития и освоения мерзлых толщ*. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1990, с. 22–31.
- Григорьев Н.Ф.** Криолитозона прибрежной части Западного Ямала. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1987, 112 с.
- Данилов И.Д.** Плейстоцен морских субарктических равнин. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978, 199 с.
- Данилов И.Д.** Подземные льды. М., Недра, 1990, 140 с.
- Дубиков Г.И.** Парагенез пластовых льдов и мерзлых пород Западной Сибири // *Пластовые льды криолитозоны*. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1982, с. 24–42.
- Дубиков Г.И.** Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М., ГЕОС, 2002, 246 с.
- Зубаков В.А.** Палеогеография Западно-Сибирской изменности в плейстоцене и позднем плиоцене. Л., Наука, 1972, 270 с.
- Капьянская Ф.А.** Пластовые залежи подземных льдов в ледниковых отложениях на западном побережье п-ва Ямал у пос. Харасавэй // *Пластовые льды криолитозоны*: Сб. статей. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1982, с. 71–80.
- Капьянская Ф.А., Тарноградский В.Д.** Реликтовые глетчерные льды на севере Западной Сибири и их роль в строении районов плейстоценового оледенения криолитозоны // *Докл. АН СССР*, 1976, т. 231, № 5, с. 1185–1187.
- Кондаков В.В., Язынин О.М., Грачев Ю.М.** Пластовые льды полуострова Ямал // *Материалы Второй конф. геокриологов России*. М., Изд-во Моск. ун-та, 2001, т. 1, с. 214–218.
- Крицук Л.Н., Дубиков Г.И., Поляков В.А.** Использование стабильных изотопов при изучении подземных льдов // *Материалы гляциол. исслед.*, 1986, вып. 55, с. 92–97.
- Лазуков Г.И.** Антропоген северной половины Западной Сибири. Стратиграфия. М., Изд-во Моск. ун-та, 1970, 322 с.
- Ленин А.Ю., Лейбман М.О., Пименов Н.В., Иванов М.В.** Изотопный состав серы и органического углерода в расплавах подземного пластового льда Югорского полуострова // *Докл. РАН*, 2000, т. 374, № 2, с. 235–237.
- Ленин А.Ю., Лейбман М.О., Саввичев А.С. и др.** Изотопно-биогеохимические особенности подземного пластового льда полуостровов Югорского и Ямал // *Геохимия*, 2003, № 10, с. 1084–1104.
- Орлянский В.В.** Формирование и пространственное размещение залежей подземных льдов на Ямале // *Криогенные процессы и явления в Сибири*: Сб. статей. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1984, с. 22–31.
- Пармузин С.Ю., Суходольский С.Е.** Пластовые льды Среднего Ямала и их роль в формировании рельефа // *Пластовые льды криолитозоны*. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1982, с. 51–61.
- Попов А.И.** Вечная мерзлота в Западной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1953, 230 с.
- Романенко Ф.А., Воскресенский К.С., Тарасов П.Е. и др.** Особенности формирования рельефа и рыхлых отложений Западного Ямала и побережья Байдарацкой губы // *Проблемы общей и прикладной геоэкологии Севера* / Под ред. В.И. Соломатина. М., Изд-во Моск. ун-та, 2001, с. 41–68.
- Саввичев А.С., Русанов И.И., Лейбман М.О., Ленин А.Ю.** Активность микробных процессов в природных льдах различного генезиса // *Тезисы докл. междунар. раб. совещания “Происхождение и эволюция биосферы”* (Новосибирск, 26–29 июня 2005 г.). Новосибирск, 2005, с. 210–211.
- Сакс В.Н.** Четвертичный период в Советской Арктике. Л.; М., Водтрансиздат, 1953, 627 с.
- Соломатин В.И., Коняхин М.А., Николаев В.И., Михалёв Д.В.** Условия залегания и состав пластовых льдов на полуострове Ямал // *Материалы гляциол. исслед.*, 1993, вып. 77, с. 139–149.
- Стрелецкая И.Д., Каневский М.З., Васильев А.А.** Пластовые льды в дислоцированных четвертичных отложениях Западного Ямала // *Криосфера Земли*, 2006, т. X, № 2, с. 68–78.
- Строение и свойства пород криолитозоны южной части Бованенковского газоконденсатного месторождения** / Отв. ред. Е.М. Чувилин. М., ГЕОС, 2007, 137 с.
- Сурова Т.Г.** Субрецентные спорово-пыльцевые спектры зон малого и большого снегонакопления на Полярном Урале // *Материалы гляциол. исслед.*, 1982, вып. 45, с. 130–136.
- Тарасов А.М.** Опыт применения изотопно-кислородного метода изучения подземных льдов при проведении инженерно-геокриологической съемки // *Методы инженерно-геокриологической съемки*. М., ВСЕГИНГЕО, 1990, с. 118–133.
- Трофимов В.Т., Бадю Ю.Б., Васильчук Ю.К. и др.** Экогеодинамика Западно-Сибирской плиты (пространственно-временные закономерности). М., Изд-во Моск. ун-та, 1986, 245 с.
- Трофимов В.Т., Васильчук Ю.К., Баулин В.В. и др.** Геокриология СССР. Западная Сибирь. М., Недра, 1989, 454 с.
- Фотиев С.М.** Генезис пластов льда в морских отложениях Ямала // *Криосфера Земли*, 2003, т. VII, № 1, с. 63–75.

- Хименков А.Н.** Формирование криогенного строения морских отложений: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., ПНИИИС, 1985, 23 с.
- Хименков А.Н., Брушков А.В.** Океанический криолитоге-нез. М., Наука, 2003, 336 с.
- Хименков А.Н., Брушков А.В.** Введение в структурную криологию. М., Наука, 2006, 279 с.
- Anesio A.M., Hodson A.J., Fritz A. et al.** High microbial activity on glaciers: importance to the global carbon cycle // *Global Change Biol.*, 2009, vol. 15, p. 955–960.
- Belova N.G., Solomatin V.I., Romanenko F.A.** Massive Ground Ice on the Ural Coast of Baydaratskaya Bay, Kara Sea, Russia // *Permafrost: Proc. of the Ninth Intern. Conf. Fairbanks, Inst. of North. Eng. Univ. of Alaska*, 2008, vol. 1, p. 107–112.
- Bourgeois J.C.** Seasonal and annual variation of pollen content in the snow of a Canadian High Arctic ice cap // *Boreas*, 1990, vol. 19, No. 4, p. 313–322.
- Bourgeois J.C.** Seasonal and interannual pollen variability in snow layers of arctic ice caps // *Rev. Palaeobot. and Palynol.*, 2000, vol. 108, iss. 1–2, p. 17–36.
- Bourgeois J.C., Koerner R.M., Alt B.T.** Airborne pollen: a unique air mass tracer, its influx to the Canadian High Arctic // *Ann. Glaciol.*, 1985, vol. 7, p. 109–116.
- Bourgeois J.C., Koerner R.M., Gajewski K., Fisher D.A.** A Holocene ice-core pollen record from Ellesmere Island, Nunavut, Canada // *Quatern. Res.*, 2000, vol. 54, No. 2, p. 275–283.
- Forman S.L., Ingólfsson O., Gataullin V. et al.** Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale Area, western Yamal Peninsula, Russia // *Quatern. Res.*, 2002, vol. 57, No. 3, p. 355–370.
- Fredskild B., Wagner P.** Pollen and fragments of plant tissue in the core samples from the Greenland Ice Cap // *Boreas*, 1974, vol. 3, No. 3, p. 105–108.
- Fujino K., Sato S.** Stratigraphic analyses of the massive ground ice body in Tuktoyaktuk, Mackenzie Delta, N.W.T., Canada // *Characteristics of the Massive Ground Ice Body in the Western Canadian Arctic related to paleoclimatology 1984–1985* / Ed. by K. Fujino. Sapporo, The Inst. of Low Temper. Sci., Hokkaido Univ. Publ., 1986, p. 9–36.
- Fujino K., Sato S., Matsuda K. et al.** Characteristics of ground ice body in the Western Canadian Arctic(II) // *Permafrost Fifth Intern. Conf.: Proc. Trondheim, Norway Trondheim, Tapir Publ.*, 1988, vol. 1, p. 143–147.
- Ingólfsson Ó., Lokrantz H.** Massive Ground Ice Body of Glacial Origin at Yugorski Peninsula, Arctic Russia // *Permafrost and Periglacial Processes*, 2003, vol. 14, No. 3, p. 199–215.
- Knight P.G.** The basal ice layer of glaciers and ice sheets // *Quatern. Sci. Rev.*, 1997, vol. 16, No. 9, p. 975–993.
- Knight P.G., Knight D.A.** Laboratory observations of ice formation and debris entrainment by freezing turbid supercooled water // *Glacier Science and environmental change* / Ed. by P.G. Knight. Oxford, Blackwell Publ., 2006, p. 456–459.
- Knight P.G., Patterson C.J., Waller R.I. et al.** Preservation of basal-ice sediment texture in ice-sheet moraines // *Quatern. Sci. Rev.*, 2000, vol. 19, No. 13, p. 1255–1258.
- Leibman M.O., Hubberten H.-W., Lein A.Yu. et al.** Tabular ground ice origin: cryolithological and isotope-geochemical study // *Permafrost: Proc. of the 8th Intern. Conf. (Zurich, 21–25 July, 2003)*. Lisse, Netherlands, 2003, p. 645–650.
- Leibman M.O., Lein A.Yu., Hubberten H.W. et al.** Isotope-geochemical characteristics of tabular ground ice at Yugorski Peninsula and reconstruction of conditions for its formation // *Материалы гляциол. исслед.*, 2001, вып. 90, с. 30–39.
- Lokrantz H., Ingólfsson Ó., Forman S.L.** Glaciotectonised Quaternary sediments at Cape Shpindler, Yugorski Peninsula, Arctic Russia: implications for glacial history, ice movements and Kara Sea Ice Sheet configuration // *J. Quatern. Sci.*, 2003, vol. 18, iss. 6, p. 527–543.
- Mahaney W.C., Michel F.A., Solomatin V.I., Hütt G.** Late Quaternary stratigraphy and soils of Gydan, Yamal and Taz Peninsulas, northwestern Siberia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1995, vol. 113, iss. 2–4, p. 249–266.
- Mangerud J., Gosse J., Matiouchkov A., Dolvik T.** Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today // *Quatern. Sci. Rev.*, 2008, vol. 27, No. 9–10, p. 1047–1057.
- Michel F.A.** The relationship of massive ground ice and the Late Pleistocene history of Northwest Siberia // *Quatern. Intern.*, 1998, vol. 45/46, p. 43–48.
- Niemann H., Brunschon C., Behling H.** Vegetation/modern pollen rain relationship along an altitudinal transect between 1920 and 3185 m a.s.l. in the Podocarpus National Park region, southeastern Ecuadorian Andes // *Rev. Palaeobotany and Palynol.*, 2010, vol. 159, iss. 1–2, p. 69–80.
- Vasil'chuk Yu.K., Trofimov V.T.** Oxygen isotope variations in ice-wedge and massive ice // *Permafrost: Proc. of the Fifth Intern. Conf. Vol. 1. Trondheim. Norway, Tapir Publ.*, 1988, p. 489–492.
- Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C.** Radiocarbon dating and oxygen isotope variations in Late Pleistocene syngenetic ice-wedges, northern Siberia // *Permafrost and Periglacial Processes*, 1997, vol. 8, No. 3, p. 335–345.
- Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C.** ^{14}C and ^{18}O in Siberian Syngenetic Ice Wedge Complexes // *Radiocarbon*, 1998, vol. 40, No. 2, p. 883–893.

Поступила в редакцию
28 декабря 2009 г.