

ПАЛЕОРАСТИТЕЛЬНОСТЬ И ПАЛЕОКЛИМАТЫ РАННЕГО ИНТЕРСТАДИАЛА ЗЫРЯНСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ БОРЕАЛЬНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ¹

С. А. Лаухин

Применение U/Th-датирования позволило обнаружить в Западной Сибири следы интерстадиала, сопоставленного с интерстадиалом бреруп Западной Европы. U/Th-дата $105,5 \pm 3,6/3,3$ тыс. лет методом выщелачивания (L/L) и $104,4 \pm 4,4/3,9$ тыс. лет методом полного растворения (TSD) определена в «нижнем торфянике» опорного разреза Кирьяс (Сургутское Приобье — внеледниковая зона Западной Сибири во время зырянского оледенения). В этом разрезе ниже слоев каргинского (средний вюрм) горизонта (его нижний слой имеет ^{14}C -дату $46\ 350 \pm 1590$ лет) можно наблюдать следы двух интерглюациалов и трех стадий зырянского оледенения. Получены обильные палеоботанические материалы из «нижнего торфяника». Показано, что в оптимум «сибирского брерупа» в Сургутском Приобье распространялась северная тайга, палеоклимат «сибирского брерупа» был холоднее современного, но теплее, чем в оптимум каргинского времени. Анализ палеоботанических материалов опорного разреза казанцевского горизонта Средней Сибири (Бедоба) позволил выделить в верхней части погребенного торфяника этого разреза слои «сибирского брерупа», что говорит о возможности их межрегионального распространения.

Введение

В конце прошлого века открыты стоянки палеолита каргинского (средневюрмского, средневалдайского) возраста (ранние стадии позднего палеолита) на крайнем северо-востоке Европы [Астахов и др., 1998] и Азии [Laukhin, Drozdov, 1991] в районе Северного Полярного круга, а позже и севернее его [Pitulko et al., 2004]. На Западно-Сибирской же равнине в XX в. были известны стоянки лишь самого конца палеолита и только к югу от 54° с. ш. (рис. 1). Исключение составлял юго-восток этой равнины, где стоянки продвигались на север до $56\text{--}58^\circ$ с. ш. (Ачинская, Томская, Могочин и др.). Возраст и этих стоянок относится к поздним стадиям позднего палеолита. Тогда считалось, что в теплые этапы каргинского времени природные условия Западно-Сибирской равнины были близки современным или даже более благоприятны [Архипов и др., 1976; Лаухин, 1986; Исаева и др., 1993; Архипов, 1997; и мн. др.]. Впрочем, это мнение до сих пор остается преобладающим [Волкова и др., 2003, 2005; и др.]. И если в сартанское (поздневюрмское, поздневалдайское) время отсутствие палеолита на Западно-Сибирской равнине севернее $54\text{--}56^\circ$ с. ш. объяснялось развитием Мансийского озера-моря, то отсутствие его в каргинское время объяснить было труднее.

В начале XXI в. окончательно доказана несостоятельность концепции обширного шельфового оледенения на севере и развития Мансийского озера на Западно-Сибирской равнине в сартанское время [Laukhin, Drozdov, 2003; и др.]. Тогда же были открыты, пока единичные, палеолитические стоянки сартанского времени на Западно-Сибирской равнине в районе $60\text{--}61^\circ$ с. ш. (рис. 1); было показано, что около пессимума сартанского оледенения Западно-Сибирская равнина была широко освоена палеолитическим человеком [Зенин, 2002; Деревянко и др., 2003]. Какие же природные факторы могли помешать палеолитическому человеку освоить Западно-Сибирскую равнину в каргинское время? Данные, полученные в последние годы [Лаухин и др., 2006а, б], позволяют реконструировать природные условия Западно-Сибирской равнины в каргинское время несколько иначе, чем это принято до сих пор [Унифицированная региональная стратиграфическая схема..., 2000; Волкова и др., 2003, 2005; и др.].

¹ Работа поддержана ИНТАС — грант 01-0675, РФФИ — гранты 04-06-80024 и 06-05-64996 и интеграционным проектом 16.4 СО РАН.

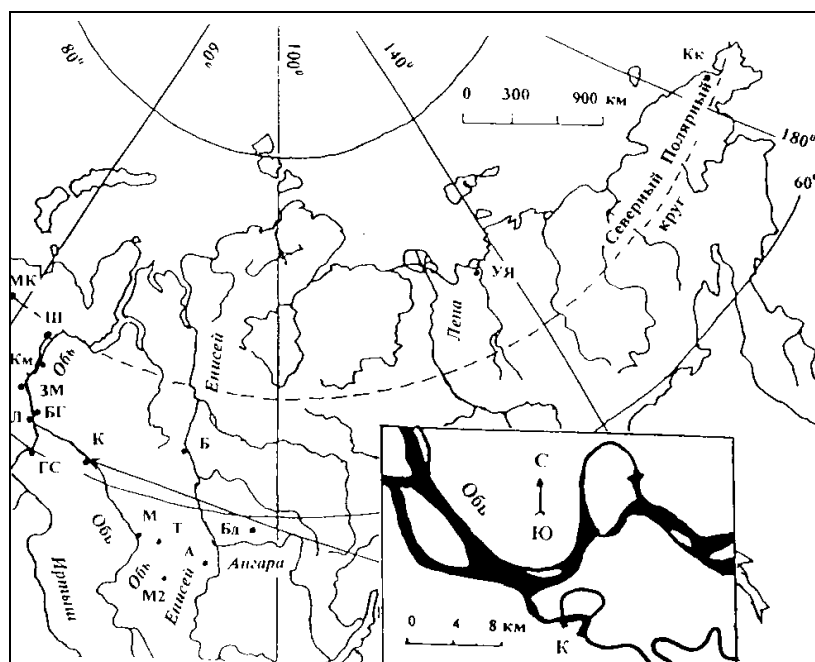


Рис. 1. Расположение разрезов:

К — Кирьяс; МК — Мамонтова курья; УЯ — Усть-Янская стоянка; КМ — Кымынейкей; А — Ачинская стоянка; Т — Томская стоянка; М — стоянка Могочин; Л — Луговская стоянка; Б — стоянка Бахта; Ш — Шурышкары (в том числе Шур 1); ЗМ — Золотой мыс; М2 — стоянка Мохово 2; БГ — стратотип богдашкинских слоев; Бд — Бедоба; ГС — Горная Суббота; КМ — Карымкары

Стратотипы и опорные разрезы слоев каргинского горизонта датированы по ^{14}C в 60–70-е гг. Ревизия ^{14}C -дат, проведенная в СПбГУ в 2002–2006 гг., и датирование U/Th-методом торфяников из этих стратотипов показало, что шурышкарские и золотомыские слои, относимые к наиболее теплым этапам каргинского времени, на самом деле имеют казанцевский (рисс-вюрм, микулино) возраст [Лаухин и др., 2006а, б]. Слои же, имеющие каргинский возраст (50–24 тыс. лет), около 61° с. ш., где сейчас распространена средняя подзона тайги, в течение всего этого времени формировались в условиях существенно менее благоприятных по сравнению с современными. Даже в оптимум каргинского времени растительность была лесотундровой, а во время похолоданий — тундровой. Границы растительных зон смещались к югу во время потеплений на 600–300 км, а во время похолоданий — на 800 км и больше. При этом зона сплошной многолетней мерзлоты опускалась лишь немного южнее 60° с. ш. [Лаухин и др., 2006б]. Таким образом, в центральных частях Западно-Сибирской равнины при высокой заболоченности, слабом развитии многолетней мерзлоты, палеоклиматах значительно более суровых, чем современный климат, и практически полном отсутствии рефугиумов с более благоприятными природными условиями палеолитический человек вряд ли мог найти территории, удобные для освоения.

Массовое и довольно быстрое заселение Западно-Сибирской равнины палеолитическим человеком произошло в сартанское время. Причины стремительного заселения столь обширной территории, видимо, были технологические, социальные, отчасти демографические: потребовалось совершенствование каменной индустрии и социальной организации, необходимой для обширных миграций по Западно-Сибирской равнине вслед за стадами мамонтовой фауны [Лаухин, 2006]. Вряд ли такие перестройки человеческих сообществ были бы необходимы, если бы в пределах старой (каргинской и докаргинской) ойкумены было достаточно жизненного пространства и ресурсов для позднепалеолитического населения сартанского времени. Важную роль играли и природные факторы. Даже в холодные этапы каргинского времени сплошная мерзлота на Западно-Сибирской равнине распространялась лишь до 60° с. ш., а тундровая растительность не могла прокормить стада мамонтовой фауны. Лишь развитие перигляциальной тундростепи в сартанское время создало достаточные кормовые ресурсы, а распространение многолетней мерзлоты от гор Казахстана до Ледовитого океана [Фотиев, 1978; Архипов, Волко-

ва, 1994; и др.] сделали возможным формирование и обширные миграции стад мамонтовой фауны по практически не заболоченной Западно-Сибирской равнине.

Итак, заселение Западно-Сибирской равнины палеолитическим человеком произошло около пессимума сартанского оледенения. Однако попытки выхода на нее палеолитического человека, а также миграции его через Западно-Сибирскую равнину или в пределах этой равнины могли происходить и раньше. Так, о стоянке Мохово 2 в Кузнецкой котловине (рис. 1) известно, что возраст ее весьма неопределенный. Разброс артефактов по вертикали 130 см, хотя 59,3 % их приурочены к интервалу 270–290 см, т. е. там их разброс всего 20 см. Этот интервал считается культурным слоем [Деревянко и др., 1992]. Стратиграфическое положение его неясное: относится ли он к искитимскому погребенному педокомплексу (каргинское время) или к верхней почве бердского педокомплекса (один из ранних интерстадиалов зырянского времени). В дополнение к такой неопределенности стратиграфического положения культурного слоя, артефакты его сильно разнесены по вертикали (но не по горизонтали!) криогенными процессами. Третий вариант возраста культурного слоя Мохово 2 — казанцевское время, так как артефакты его типологически близки индустрии стоянки Сухая Мачетка на Волге, которая датирована микулинским временем. Важно то, что в любом случае артефакты Мохово 2 относятся к среднему палеолиту, а значит, речь может идти не о заселении Западно-Сибирской равнины, а только о миграциях в ее пределах. Следы этой (или другой среднепалеолитической?) миграции отмечены и на Западно-Сибирской равнине. У с. Красногорское в бассейне Тобола, около 56° 30' с. ш. и 65° 40' в. д., практически на прямой Сухая Мачетка — Мохово 2 [Лаухин, 1999], Н. П. Матвеевой в ходе раскопок могильников бронзового и раннего железного века найден палеолитический артефакт мустьерского (?) облика (хранится в музее Тюменского государственного университета). Менее глубокие проникновения среднепалеолитического (?) человека на Западно-Сибирскую равнину известны в докаргинское время позднего плейстоцена и на юго-востоке этой равнины [Зенин и др., 2000]. Приведенные данные говорят о том, что изучение особенностей природных условий Западно-Сибирской равнины во время «теплых этапов» первой половины позднего плейстоцена имеет прямое отношение к прогнозированию путей миграции среднепалеолитических людей через обсуждаемую равнину.

Если из сравнительно теплых этапов этой части плейстоцена казанцевскому времени Западно-Сибирской равнины и соседних территорий посвящено довольно много работ [Гуртовая, Кривоногов, 1988; Архипов, Волкова, 1994; Волкова и др., 2003, 2005; Арсланов и др., 2004; Velichkevich et al., 2004; Лаухин и др., 2005; и мн. др.], то интерстадиалы зырянского времени почти не обсуждались в печати. Слои, соответствующие двум интерстадиалам этого оледенения, были выделены и палинологически изучены в конце 80-х гг. [Архипов и др., 1987; Архипов, Вотях, 1989; Архипов, Волкова, 1994; и др.] в опорном разрезе Богдашкины горы (рис. 1). С. А. Архипов [1997] описал богдашкинские слои, которые состоят из нижнего торфяника, верхнего торфяника и разделяющих их суглинков (рис. 2). Глины, непосредственно подстилающие нижний торфяник, содержат палиноспектры хвойно-березовых лесов. В нижнем торфянике изучены палиноспектры елово-березово-сосновых лесов. В суглинках, разделяющих торфяники, отмечены диатомеи, характерные для водно-ледниковой обстановки, а в верхнем торфянике палиноспектры типичны для елово-березовых лесов. В целом палиноспектры верхнего и нижнего торфяника характерны для средней подзоны тайги [Архипов, Волкова, 1994]. Верхний торфяник, имеющий ТЛ-даты 65 ± 8 тыс. лет назад (тлн), и нижний — ТЛ-дату 80 ± 11 тлн (рис. 2), сопоставлены С. А. Архиповым [1997] соответственно с брерупом и амерсфортом. В общем, хронология богдашкинских слоев плохо соответствовала интерстадиалам Западной Европы как по схемам 60-х, так и по схеме 90-х гг. Расхождения были значительные и в XXI в.: на основе богдашкинских слоев стали выделять один интерстадиал продолжительностью от $80 \pm 11(13)$ до 65 ± 8 тлн [Волкова и др., 2003], а затем интерстадиал в зырянском оледенении вообще перестали выделять [Волкова и др., 2005]. Однако есть данные о интерстадиалах зырянского (ранневюрмского, ранневалдайского) оледенения на северо-западе Европейской части России, а недавно нами обнаружен с помощью U/Th-датирования и изучен палеоботанически [Laukhin et al., 2007; Laukhin, Shilova, 2007] ранний межстадиал зырянского оледенения в центре Западно-Сибирской равнины, в опорном разрезе Кирьяс в Сургутском Приобье (рис. 1). Далее остановимся на характеристике природной обстановки во время этого межстадиала и обсудим возможность выделения более поздних межстадиалов зырянского оледенения на Западно-Сибирской равнине.

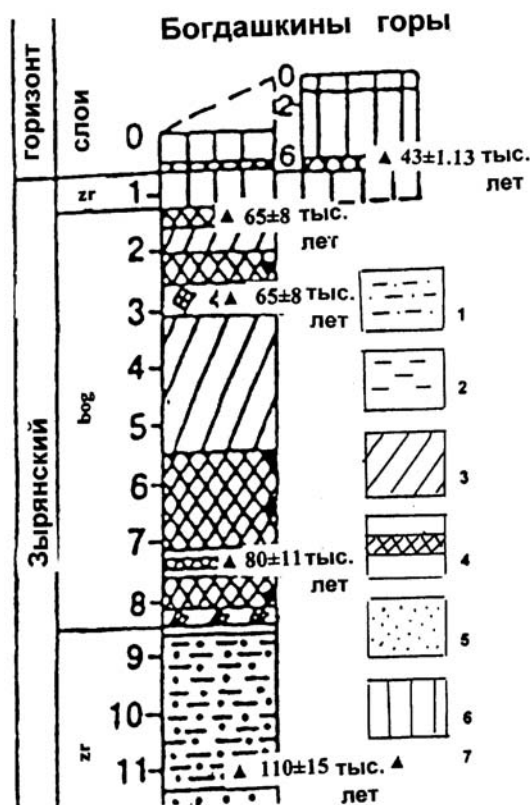


Рис. 2. Разрез богдашкинских слоев, согласно С. А. Архипову [1997]:

bog — богдашкинские слои; zg — другие слои зырянского горизонта; 1 — илы, супеси; 2 — глины; 3 — суглинки; 4 — торфяники; 5 — пески; 6 — лессовидные суглинки; 7 — ТЛ-даты

Нижний торфяник разреза Кирьяс — слои «сибирского брерупа»

Обнажение Кирьяс находится на левом берегу Оби и подмывается ее протокой с тем же названием (протока Кирьяс) в среднем течении Оби (рис. 1): 60° 51' с. ш. и 75° 45' в. д. (Сургутское Приобье). Оно вскрывает разрез III надпойменной террасы Оби. Описание обнажения неоднократно опубликовано [Архипов и др., 1976, 1980; Левина, 1979; Лаухин и др., 2006б; и др.], и здесь нет необходимости приводить его полностью. Верхняя, сартанско-каргинская часть описания дана лишь для общего представления, сокращенно (подробнее см.: [Лаухин и др., 2006б]), а описание нижней, зырянской части разреза — наоборот, более полно, чем сделано ранее [Лаухин и др., 2006б]. Описание приводится сверху вниз:

Слой 1 — 0–0,1 м. Гумусовый горизонт современной почвы.

Слой 2 — 0,1–2,3 м. Суглинок серый слоистый.

Слой 3 — 2,3–4,68 м. Суглинок пепельно-серый до голубовато-серого внизу.

Слой 4 — 4,68–4,85 м. Пачка торфа буровато-коричневого, листоватого, плотного.

Слой 5 — 4,85–6,2 м. Суглинок средний сизо-серый глеевый до коричнево-бурого, неслоистый, с болотным запахом. По слою рассредоточено торфянистое вещество.

Слой 6 — 6,2–7,6 м. Суглинок серый до темно-серого, с болотным запахом.

Слой 7 — 7,6–9,4 м. Суглинок светло-серый, горизонтально-слоистый.

Слой 8 — 9,4–9,9 м. Тонкое горизонтальное переслаивание суглинков серых и алевроитов почти белых.

Слой 9 — 9,9–10,0 м. Торф буровато-коричневый плотный, тонколистоватый.

Слой 10 — 10,0–10,9 м. Суглинок сизо-серый средний, алевроитистый с крупноскольчатой текстурой, с очень слабо выраженной смятой слоистостью. Смятия особенно хорошо видны в кровле слоя. В подошве слоя залегает линза (до 5 см) суглинка темного, слабооторфованного, со слабым болотным запахом. В кровле линзы тонкая (до 1,5 см) линзочка практически неразложившейся лесной подстилки («войлок»). Суглинок постепенно приобретает сизый оттенок в верхней половине слоя.

Слой 11 — 10,9–11,9 м. Суглинок светло-серый легкий до супеси почти белой. Вверху и внизу слоя залегают прослои (по 10–15 до 20–25 см) тонкого переслаивания суглинка серого и супеси светлой, почти белой. В этих прослоях слоистость очень тонкая, горизонтальная и линзовидная. Верхний прослой горизонтальный, нижний почти горизонтальный, местами кровля его захвачена деформациями основной части слоя, а подошва деформирована согласно кровле слоя 12. Породы нижней тонкослоистой пачки также заполняют клин, проникающий в слой торфа. Между прослоями тонкослоистых суглинков и супесей залегают суглинок серый (50–70 см), легкий, очень интенсивно деформированный. Натечные деформации, очевидно, связаны с мерзлотными процессами. В описании С. А. Архипова с соавт. [1980] — это «белесые алевриты». Показательно, что верхняя часть слоя 11 не деформирована, а нижняя не деформирована вместе со средней частью слоя 11, но вовлечена в заполнение псевдоморфоз по ледяным жилам, которые прорывают нижележащий торфяник слоя 12. На этом же стратиграфическом уровне в кровлю «нижних торфяников» (залегают ниже «белесых алевритов») по всему обнажению внедряется серия псевдоморфоз по ледяным жилам, длина которых достигает 5–6 м.

«Белесые алевриты» прослежены по всему обнажению Кирьяс и образуют маркирующий горизонт. Все торфяники, залегающие ниже «белесых алевритов», названы С. А. Архиповым с соавт. [1980] «нижними торфяниками».

Слой 12 — 11,9–12,9 м. Торфяник сильно деформированный, местами разорван, местами достигает мощности 50 см, а местами имеет раздувы до 1 м и более (рис. 3). Вверху торф рыхлый, насыщенный растительной трухой; ниже в торфе увеличивается количество глины. Внизу торфяника 1–2 прослоя, обогащенные обломками веток, щепками, тонкими стволиками, попадают щепки от крупных стволов и фрагменты больших пней. Кровля и подошва слоя очень неровные. Сверху в торфяник внедряется жила, сложенная породами слоя 11.

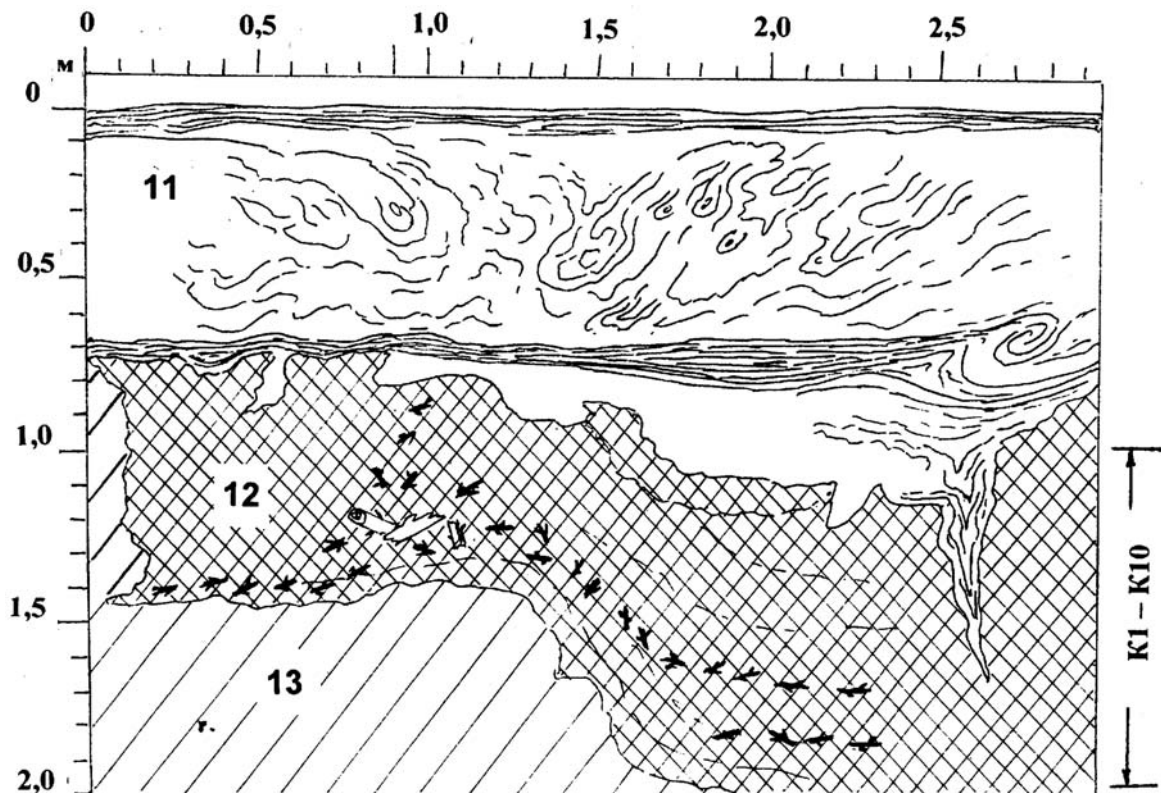


Рис. 3. Характер залегания «нижнего торфяника» (слой 12) в расчистке К-1 разреза Кирьяс: К1–К10 — интервал отбора образцов на макрофлору

Торфяник не образует самостоятельного слоя, а залегают в виде линз в подошве слоя «белесых алевритов» по С. А. Архипову с соавт. [1980], или слоя 11 нашего описания. В верхней

Палеорастиельность и палеоклиматы раннего интерстадиала зырянского оледенения...

части изученного нами «нижнего торфяника» получена ^{14}C -дата $\geq 60\,700$ лет (ЛУ-5119), что подтверждает докаргинский (древнее среднего вюрма-валдая) возраст торфяника.

Слой 13 — 12,9–13,9 м. Суглинок серый со слабым зеленоватым оттенком, тяжелый, почти глина, слабо алевритистый, вверху неслоистый. Вниз по слою количество алеврита увеличивается. На глубине 0,5 м появляются линзы и прослои (до 2–3 см) суглинка темного. Внизу суглинок сильно песчаный.

Слой 14 — 13,9–16,5 м (мощность видимая). Переслаивание песка и суглинка, вверху грубое, преобладает песок; с глубины 15,7 м переслаивание тонкое, мощность прослоев 1–2 см. Песок желтовато-серый до белого, тонкозернистый, хорошо промытый и отсортированный. Слоистость горизонтальная. Внизу слоя в прослоях песка слоистость иногда косая. Суглинок сизо-серый, темный, пластичный, слабо алевритистый. Контакты прослоев песка и суглинка резкие.

Необходимо отметить четко выраженный эрозионный характер контакта слоев 11 и 12. Такой контакт и наличие в слое 12 мощных псевдоморфоз по ледяным жилам свидетельствуют о значительном перерыве в осадконакоплении между слоями 11 и 12. Как показали палеоботанические данные, а также ^{14}C - и U/Th-даты, этот перерыв осадконакопления был весьма продолжительным.

^{14}C -даты 60–70-х гг. подробно рассматривались ранее, как для разреза Кирьяс [Лаухин и др., 2006б], так и для разреза Бедоба в Приангарье [Арсланов и др., 2004; Лаухин и др., 2005], поэтому здесь не обсуждаются. По методике датирования, усовершенствованной в Санкт-Петербургском государственном университете [Арсланов, 1987], по нашим образцам из разреза Кирьяс получены даты [Лаухин и др., 2006а]: из слоя 4 с глубины 4,8 м — $27\,800 \pm 210$ лет (ЛУ-5095), из слоя 5 с глубины 5 м — $31\,880 \pm 290$ лет (ЛУ-5115) и с глубины 6,1 м — $32\,600 \pm 200$ лет (ЛУ-5094), из слоя 9 с глубины 9,95 м — $46\,350 \pm 1590$ лет (ЛУ-5109) и из слоя 12 с глубины 11,95 м — $\geq 60\,700$ лет (ЛУ-5119) (рис. 4). Торф из слоя 12 с глубины 30–65 см от кровли торфяника (рис. 4, 6) датирован U/Th-изохронным методом. Параллельно использовались два способа химической обработки озоленных образцов: метод выщелачивания (L/L) и метод полного растворения (TSD) [Maksimov et al., 2006]. Датирование признавалось надежным, если для одних и тех же образцов изохронно-корректированный возраст, вычисленный по TSD, находился в соответствии с возрастом, определенным по L/L. Для образцов из указанного интервала торфяника слоя 12 получены хорошо согласующиеся изохронно-корректные U/Th-даты: $105 \pm 3,6/3,3$ тыс. лет (L/L) и $104,4 \pm 4,4/3,9$ тыс. лет (TSD). Эти даты хорошо согласуются и с богатой макрофлорой из торфяника слоя 12 (рис. 3; список флоры см. в: [Лаухин и др., 2006б]), характерной, по изучившему ее Ф. Ю. Величквичу, для зырянского (ранневюрмского) межстадиала.

В спорово-пыльцевой диаграмме разреза Кирьяс выделено 9 палинокомплексов (ПК). Эта диаграмма уже публиковалась [Лаухин и др., 2006б]. Здесь мы повторяем публикацию ее каргинской части с палиноспектрами, непосредственно перекрывающими и подстилающими каргинскую часть разреза (рис. 4). К каргинскому горизонту относятся ПК 4–7 и, частично, ПК-8 (рис. 4). Для торфяника слоя 9 имеется ^{14}C -дата ЛУ-5109 $46\,350 \pm 1590$ лет, которая своим доверительным интервалом целиком попадает в раннее потепление каргинского времени, как в понимании Н. В. Кинд [1974], так и согласно В. С. Волковой с соавт. [2003]. Состав палиноспектров сартанских и каргинских слоев рассмотрен достаточно подробно [Лаухин и др., 2006б] и здесь не обсуждается. Остановимся только более детально, чем уже сделано [Там же], на палиноспектрах ПК-5, так как именно с ним, как наиболее оптимальной частью каргинского времени, удобно сравнивать палинологические данные, полученные в нижнем торфянике (слой 12) разреза Кирьяс. Основное же внимание уделим зырянской части палиноспектров.

ПК-5 изучен в слоях от 8 до нижней части слоя 5 включительно (рис. 4). В нем преобладает пыльца травянистых и кустарниковых растений (47–71 %), почти поровну пыльцы древесных и кустарниковых пород (9,7–39 %) и спор (11,5–33 %). Среди травянистых и кустарниковых растений преобладают Gramineae (11,4–41 %), *Artemisia* (2,1–21,5 %, обычно 7–19 %) и разнотравье (8,7–28 %). Разнотравье весьма разнообразное, но преобладают Caryophyllaceae (3,6–25 %), Asteraceae (0,8–11,4 %) и Cichoriaceae (0,6–3,3 %). Отмечены Polygonaceae, Umbelliferae, *Thalictrum*, Rubiaceae, Ranunculaceae, Rosaceae, *Spirea*, Scrophulariaceae. *Draba* отмечается постоянно, *Rubus chamaemorus* — единично. Среди пыльцы древесных и кустарниковых пород преобладают *Pinus sibirica* (1,4–22 %, обычно 1–10 %), *Picea* (0,4–10,8 %) и *Pinus silvestris* (0,6–11 %). Пыльцы древовидной (1,2–10,5 %) и кустарниковой (0,5–8,1 %) *Betula* почти поровну.

Постоянно отмечаются *Larix* (до 1,3 %) и *Alnus* (единично). Среди спор преобладают Bryales (9–28,3 %) и *Sphagnum* (0,5–9 %, как правило, 0,5–4 %). Плауны разнообразны, как лесные: *Lycopodium annotinum* (до 1,1 %), *L. clavatum* и *L. complanatum* (единично), так и тундровые: *L. alpinum* (0,4–3,2 %, *L. pungens* (до 1 %), *L. appressum* (единично). Широко распространялись разнотравно-злаковые луга, в понижениях — зеленомошные болота, на северных склонах — тундровые растения, ерники, верещатники. По долинам рек могли быть небольшие участки березовых редколесий с лиственницей и елью. В течение длительного (46,3–27,8 тлн) развития в растительности, охарактеризованной ПК-5, происходили незначительные изменения, отражающие колебания палеоклиматов и палеоландшафтов между северотаежным редколесьем и лесотундрой. Только в начале (спектры из слоя 8) и конце (спектры из нижней части слоя 5) интервала, охарактеризованного ПК-5, растительность была близка к тундровой. Обсудим эти незначительные колебания в характере растительности, разделив ПК-5 на пять фаз: ПК-5а–ПК-5е.

В фазе ПК-5а (палиноспектры из слоя 8) преобладает пыльца травянистых и кустарничковых растений, среди которых много пыльцы Gramineae — 17–25 %, разнотравья — 10–28 %, *Artemisia* — 7–12 %. Разнотравье представлено луговыми (Caryophyllaceae, Polygonaceae, Ranunculaceae, Umbelliferae, *Thalictrum*, Rosaceae), лесными (Onagraceae), тундровыми (*Draba*, *Rubus chamaemorus*), степными и водными растениями. Обильны споры Bryales. Разнообразны споры холодолюбивых плаунов (*L. alpinum*, *L. pungens*, *L. appressum*). Пыльца деревьев и кустарников представлена *Betula Albae*, *B. sect. Nanae*, *B. sect. Fruticosae*; хвойные единичны. Преобладали разнотравно-злаковые луга и зеленомошные болота. Березовая лесотундра с вересковыми занимала небольшие участки. Отложения формировались в условиях перехода от лесотундры к тундре.

В фазе ПК-5b (палиноспектры из нижней части слоя 7) количество деревьев и кустарников увеличивается до 31 %. Роль *Pinus sibirica* — 4–10 %, *Picea* — 5–10 % возрастает. Присутствуют лесные формы *Lycopodium* (*L. annotinum*, *L. complanatum*, *L. selago*). Среди разнотравья присутствуют *Veratrum* и Onagraceae, характерные для лесных лугов и опушек. Наряду с разнотравно-злаковыми лугами появляются северотаежные редколесья с *Pinus sibirica*, *Picea*, *Betula*, *Larix*. Растительность была близка к северотаежным редколесьям.

В фазе ПК-5c (палиноспектры из верхней части слоя 7) много пыльцы Gramineae — 21–34 %, разнотравья — 8–18 %, *Artemisia* — 10–17 %, Chenopodiaceae — 3–8 %, *Betula* кустарниковой — 7 % и спор Bryales — 9–14 %. Присутствуют холодолюбивые плауны (*Lycopodium alpinum*, *L. pungens*, *L. appressum*). Широко распространились злаково-разнотравные луга, лиственничные редколесья, зеленомошники, полынно-маревые ассоциации. Ландшафты были близки к лесотундре.

В фазе ПК-5d (палиноспектры из слоя 6) увеличивается до 39 % количество пыльцы древесных и кустарничковых пород, среди которой возрастает роль пыльцы хвойных пород: *Picea* — 4–7 %, *Pinus sibirica* — 4–22 %, *Larix* — 0,6–2 %. Много пыльцы Gramineae — 24–33 %. Участие пыльцы *Artemisia*, Chenopodiaceae, разнотравья снижается. Среди плаунов присутствуют лесные виды (*Lycopodium annotinum*, *L. complanatum*, *L. selago*). Наряду с разнотравно-злаковыми лугами появляются северотаежные редколесья с *Pinus sibirica*, *Picea*, *Larix*, Ericales.

В фазе ПК-5е (палиноспектры из нижней части слоя 5) значительно преобладает пыльца травянистых и кустарничковых растений — 62–71 %, среди которой обильна пыльца Gramineae — 21–41 %, разнотравья — 14–23 %, *Artemisia* — 11–19 %. Разнотравье представлено луговыми (Caryophyllaceae, Primulaceae, Valerianaceae, Polygonaceae, *Thalictrum*, Ranunculaceae, *Sanguisorba*, Rosaceae, Scrophulariaceae), степными (Asteraceae, Cichoriaceae), тундровыми (*Draba*) и водными (*Myriophyllum*) растениями. Много спор Bryales — 15–21 %, присутствуют споры холодолюбивых тундровых плаунов (*Lycopodium alpinum*, *L. pungens*, *L. appressum*), появляется плаунок *Selaginella selaginoides*. Расширились площади травяных и моховых болот, разнотравно-злаковых лугов. Ландшафты приближаются к тундровым. Заканчивается формирование интервала разреза, охарактеризованного ПК-5, немного позже 32,6 тлн.

Изменение растительности в оптимум каргинского времени, документированное спорово-пыльцевой диаграммой (рис. 4), более наглядно отражается на палеоландшафтной кривой (рис. 5).

Палеорастиельность и палеоклиматы раннего интерстадиала зырянского оледенения...

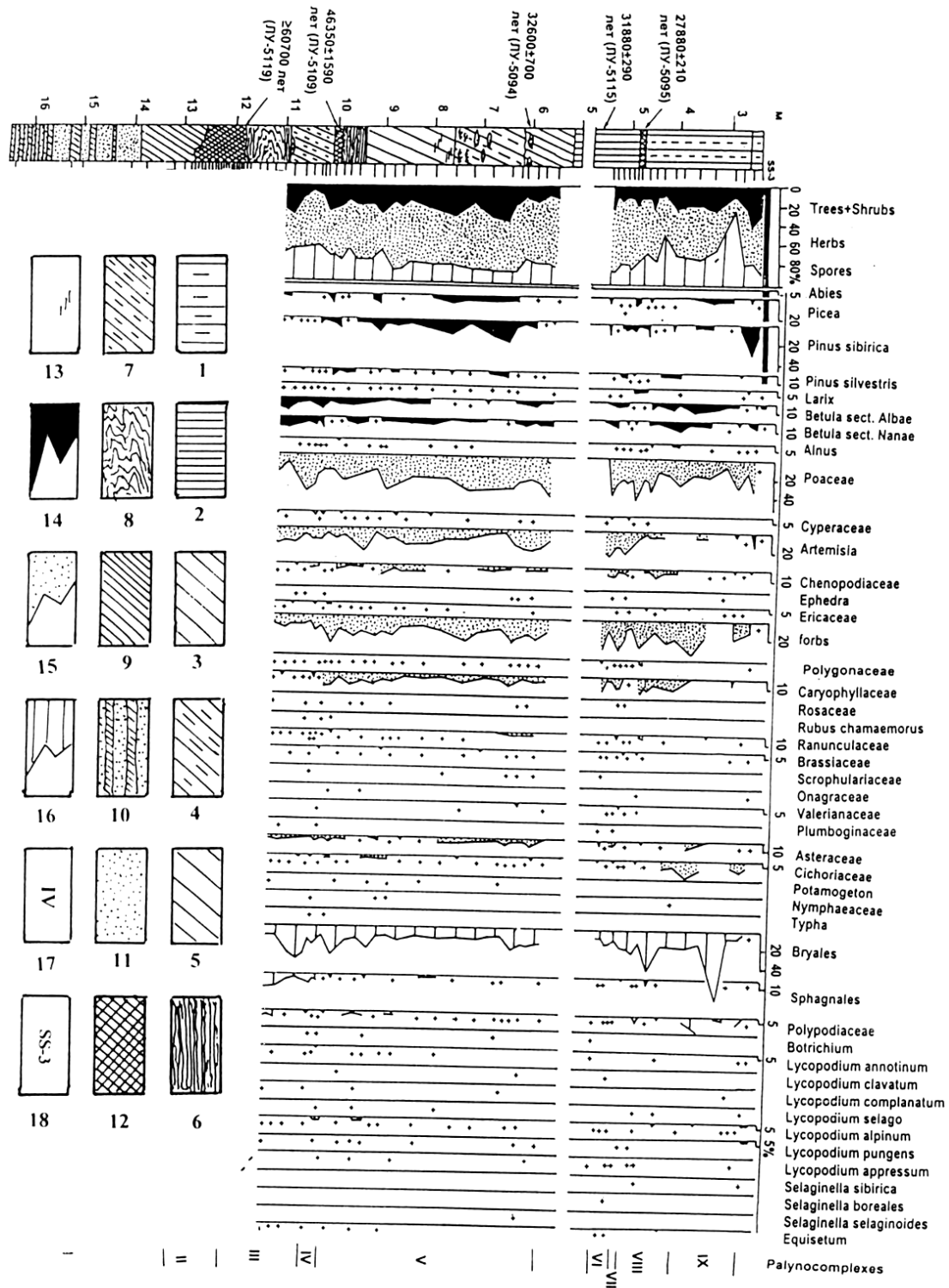


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма верхней части (слои 1–10) разреза Кирьяс:

1 — покровные суглинки (слои 1–3); 2 — суглинки слоя 5 в траншее К-2; 3 — суглинки слоя 5 в расчистке К-1; 4 — суглинки слоя 6; 5 — суглинков серый слоя 7; 6 — тонкое переслаивание суглинков и алевроитов; 7 — суглинок слоя 10; 8 — «белесые алевроиты» слоя 11; 9 — суглинок слоя 13; 10 — переслаивание песков и суглинков; 11 — пески; 12 — погребенные торфяники; 13 — горизонтальная слоистость; 14 — сумма пыльцы древесных и кустарниковых пород; 15 — сумма пыльцы травянистых и кустарничковых растений; 16 — сумма спор; 17 — номера палинокомплексов; 18 — палиноспектр поверхностной пробы; + — количество пыльцы или спор менее 2 %

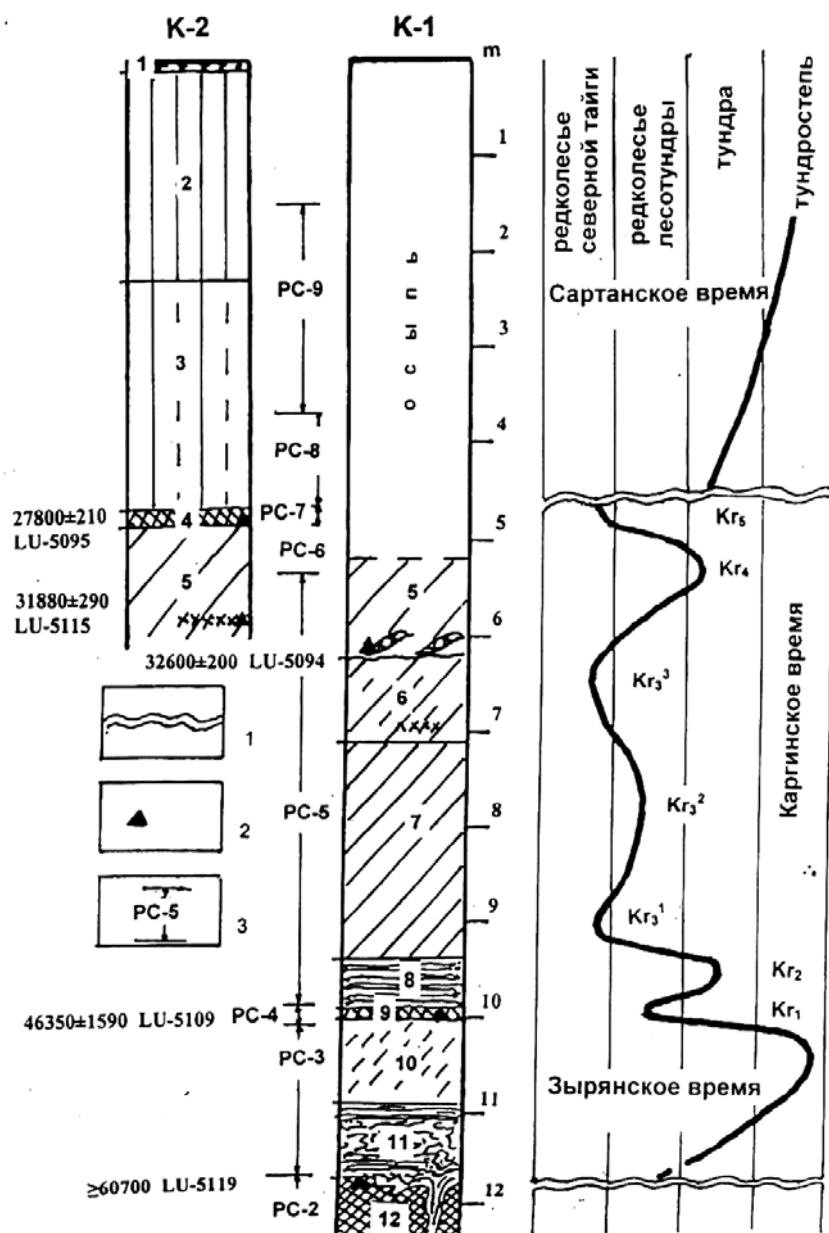


Рис. 5. Палеоландшафтная кривая каргинского и конца зырянского времени разреза Кирьяс (слои 2–11) по [Laukhin, Shilova, 2007] с небольшими уточнениями. К-1, К-2 и более подробное описание разреза см. в [Лаухин и др., 2006б]:

1 — перерывы осадконакопления; 2 — места отбора образцов на ^{14}C - датирование; 3 — интервалы палинокомплексов (см. рис. 4); 4 — номера слоев (описание см. в тексте)

U/Th-дата, полученная по образцам из торфяника слоя 12 (см. выше), по времени соответствует брерупу Западной Европы [Dansgaard et al., 1993]. Трудно возражать положению: «...недопустимо использование таких дробных и типично атлантических подразделений, как хенгело или аллеред, поскольку не доказана синхронность климатических колебаний низкого ранга по всей Северной Евразии» [Астахов, 2006. С. 1218]. Но ведь не доказана и разновозрастность глобальных и субглобальных палеоклиматических событий любой дробности, по крайней мере в области атлантического влияния, к которой относится и Западно-Сибирская равнина. Поэтому употребление атлантических подразделений в области атлантического влияния имеет смысл, а употребление их в кавычках может служить хорошим знаком для обращения на

них критического внимания в плане уточнения синхронности дробного подразделения в западной части области атлантического влияния (Гренландия — Западная Европа) и в восточной части этой же области (Западная Сибирь). Да и как можно выяснить, до какого ранга возможны глобальные изменения климата, имеем дело с одним и тем же (в пределах всей северной Евразии) палеоклиматическим событием, но выраженным различно в разных частях Евразии, или это разные палеоклиматические события,— если заранее ограничим себя невозможностью использования при корреляциях подразделений той или иной дробности? Где критерий уже «таких дробных» или еще не таких дробных подразделений? Почему именно такие геохронологические подразделения, как хенгело, аллеред и равнозначные им, оказались именно той дробности, когда уже недопустимо их широкое использование при корреляциях? И почему их использование на расстоянии Гренландия — Дания (около 3000 км) допустимо, а на расстоянии Дания — Сургутское Приобье (около 4000 км в той же области атлантического влияния) недопустимо? Представляется, что до получения ответов на эти вопросы все-таки имеет смысл использовать названия западно-европейских подразделений и в Западной Сибири. Априорное «недопустимо» в этом случае может только тормозить исследования в области глобальных изменений климата. Поэтому далее палеоклиматическое событие, выявленное в слое 12 разреза Кирьяс, названо «сибирским брерупом».

Обильная флора (много тысяч плодов, семян, чешуек, тегменов и т. д.) характерна для лесного типа растительности [Лаухин и др., 2006б. Табл.] в течение всего времени формирования торфяника (слой 12). Некоторые виды (*Carex*, *Menyanthes trifoliata*, *Typha* sp, *Picea* sect *Picea*, *Lycopus europeus*, *Cenococcum grandiformae* и др.) представлены сотнями и тысячами плодов, семян, обломков иголок. Лесная растительность была подобна хвойной тайге с преобладанием *Larix sibirica* и *Picea* sect *Eupicia* с примесью *Betula* sect *Albae* и кустарниковой *Betula fruticosa*. Травянистые растения не очень разнообразны и принадлежат болотному тафоценозу. Холодостойкие и типично термофильные виды отсутствуют. Изменение состава флоры снизу вверх слоя 12 отражает прогрессирующее заболачивание первичного водоема и трансформацию его в олиготрофное болото с типичным для такого болота ограниченным составом видов, которые характерны для подобных растительных сообществ (*Carex* sp. div., *Eriophorum vaginatus*, *Chamaedaphne calyculata*, *Ledum palustre* и др.). В то же время лесной, в целом таежный, тип сохранялся в течение всего времени формирования флоры. Некоторое обеднение флоры наблюдалось к концу формирования торфяника. По мнению Ф. Ю. Величкевича, описанная выше флора типична для одного из зырянских (ранний вюрм) интерстадиалов: амерсфорт, бреруп или оддераде.

Изменения растительности и палеоклимата в течение «сибирского брерупа» в Сургутском Приобье (район разреза Кирьяс) реконструированы по палинологическим данным из торфяника слоя 12. Из этого слоя образцы отбирались гораздо чаще (рис. 4), поэтому спорово-пыльцевая диаграмма для них построена в более крупном масштабе (рис. 6). Тяжелые суглинки (слой 13), подстилающие торфяник, сформированы в условиях безлесной перигляциальной растительности [Левина, 1979]. В конце накопления суглинка, по нашим данным (рис. 5, 6), распространились редколесья. Пыльца древесных и кустарниковых пород достигала 53 %: *Pinus sibirica* (вероятно, кедровый стланик), *Picea* до 13 % и *Betula* до 5,3 % (почти 50 % пыльцы *Betula* составляют *Betula* sect. *Nanae* + *B. sect. Fruticosae*). Зеленомошные болота распространялись очень широко. Важно обилие (до 2 %) холодостойкого плауна *Lycopodium alpinum*. В то время возможно распространение лесотундры в районе Кирьяса.

Во время формирования торфяника выявлено три фазы развития растительности (рис. 6).

В начале (фаза «а») резко (до 8–14 %) уменьшается роль пыльцы травянистых растений. Палиноспектры, как и макрофлора, таежного типа характерны для елово-лиственничных лесов. В составе макрофлоры семян и мелких побегов лиственницы в 2–9 раз больше, чем ели. Это позволяет предполагать, что леса были в основном лиственничными. Однако резкое преобладание пыльцы ели среди пыльцы других древесных пород показывает большую роль ее в лесах Сургутского Приобья в то время, а также — обширную таликовую зону в долине среднего течения Оби. Показательно, что в макрофлоре *Betula fruticosa* преобладает над древовидными формами *Betula* sect. *Albae*. Во второй половине фазы «а» резко увеличивается (до 60 %) роль спор *Polypodiaceae*, которые характерны для темнохвойных лесов. В целом палеоботанические данные позволяют предполагать развитие в то время северной подзоны тайги. Теперь разрез Кирьяс находится в средней подзоне тайги в 400–450 км от южной границы северной подзоны.

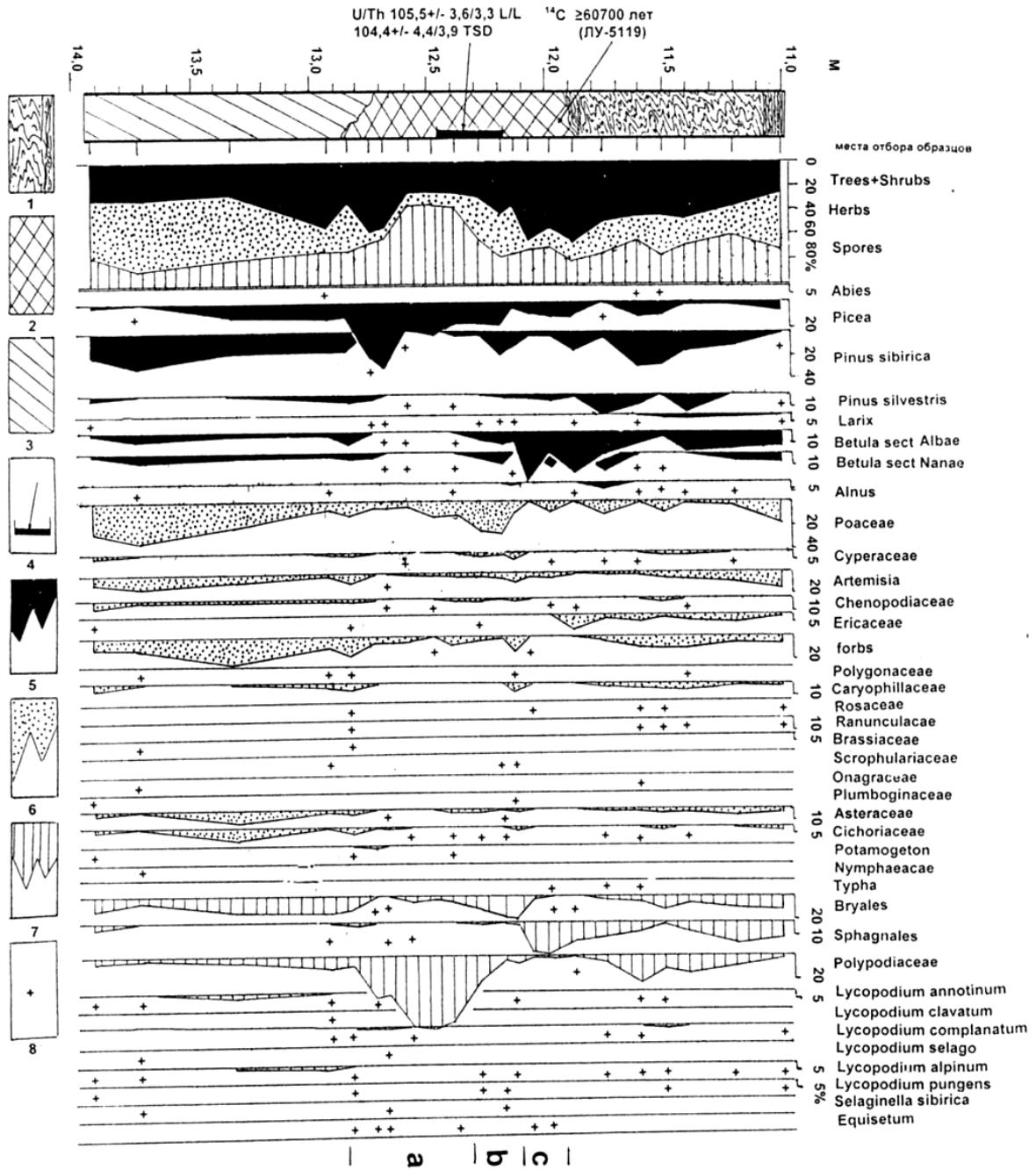


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма «нижнего торфяника» (слой 12), перекрывающих и подстилающих его отложений в разрезе Кирьяс:

- 1 — «белесые алевриты»; 2 — «нижний торфяник»; 3 — суглинок, подстилающий торфяник; 4 — интервал торфяника, по которому получена U/Th-дата; 5 — сумма пыльцы древесных и кустарниковых пород; 6 — сумма пыльцы травянистых и кустарниковых растений; 7 — сумма спор; 8 — количество пыльцы и спор менее 1 %

В палиноспектрах фазы «б» роль травянистых растений, а среди них Gramineae и различного разнотравья, возрастает. Пыльцы древесных пород 30–43 %, все еще много ели, но роль березы, как кустарниковой, так и древовидной, возрастает. Среди спор единичны Bryales, но разнообразны холододлюбивые *Lycopodium alpinum*, *L. pungens*, *Selaginella sibirica* и др. Пре-

Палеорастительность и палеоклиматы раннего интерстадиала зырянского оледенения...

обладали редколесья с лиственницей, елью и березой. Понижения были заняты зеленомошными болотами, а открытые пространства — Gramineae и ксерофитами. Усилилось похолодание.

В палиноспектрах фазы «с» вновь увеличилась роль пыльцы древесных пород (до 55–66 %). В это время распространились березы (до 34–49 %), в основном древовидные. Получили развитие березовые редколесья со сфагновыми болотами.

В течение всего времени формирования торфяника (слой 12) климат был холоднее современного, но значительно теплее оптимума каргинского времени, реконструированного по материалам того же разреза Кирьяс (рис. 4, 5). Макрофлора и палиноспектры слоя 12 разреза Кирьяс свидетельствует о том, что в оптимум «сибирского брерупа» — фаза «а» на спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 6) — смещение растительных зон к югу в пределах Западно-Сибирской равнины могло превышать 450 км. По данным макрофлоры почти весь торфяник формировался в таежных условиях. По палинологическим данным значительная часть торфяника была сформирована в условиях лесотундры. Противоречие здесь кажущееся. Палиноспектры отражают зональный тип растительности, а макрофлора отражает локальные условия в окрестностях болота, расположенного в таликовой зоне (о чем свидетельствует обилие остатков ели) близ русла большой реки (Обь), которая течет с юга. Формирование торфяника завершилось перерывом осадконакопления и образованием серии протяженных (1–6 м) ледяных (ледово-грунтовых?) жил, которые, однако, не образовали систем полигонально-жильных льдов. После деградации ледяных жил (следы еще одного интерстадиала) последовало формирование «белесых алевритов» (слой 11) с сильно деформированной натечной слоистостью. Начало формирования «белесых алевритов» совпадает с отмеченным интерстадиалом, так как низы алевритов этого слоя участвуют в заполнении псевдоморфоз по ледяным жилам. В составе палиноспектров «белесых алевритов» (слой 11) пыльцы древесных пород 25–52 %, преобладает береза (рис. 6). В группе пыльцы травянистых и кустарничковых растений (их 20–46 %) сначала доминирует Ericales, потом — Gramineae и после этого — *Artemisia*. Лесотундра (березовое редколесье) в течение накопления суглинков слоя 10 деградирует до безлесной перигляциальной растительности (рис. 6) с распространением верещатников, ерников с *Rubus chamaemorus*, *Draba*, холодолюбивых *Lycopodium* и *Selaginella*. Накопление отложений зырянского (ранний вюрм-валдай) ледникового времени завершилось суглинками слоя 10, так как выше залегает маломощный торфяник слоя 9. Этот торфяник имеет ^{14}C -дату 46 350±1590 лет (ЛУ-5109). Слой 9 начинает каргинский горизонт среднего вюрма-валдая (рис. 5).

Таким образом, в слоях 13–10 разреза Кирьяс отражено по крайней мере три этапа резкого похолодания: развитие безлесной перигляциальной растительности в слоях 13, 10 и этап формирования крупных ледяных жил после накопления торфяника слоя 12. Такие ледяные жилы в настоящее время на севере Западной Сибири развиваются в 100–150 км севернее Северного Полярного круга [Brown et al., 1997] или в 750 км севернее разреза Кирьяс, что свидетельствует о весьма интенсивном похолодании, возможно соответствующем средней стадии зырянского оледенения.

Корреляция с северо-западом Европейской части России и возможности проявления межстадиалов зырянского оледенения на севере Западно-Сибирской равнины

Последовательность палеогеографических событий, реконструируемых в слоях 13–10 разреза Кирьяс, хорошо согласуется с данными о максимальном распространении зырянских (ранневюрмских) ледников в бассейне Баренцева и Карского морей около 95–85 тлн [Mangerud et al., 2001] или около 78–100 тлн [Svensen et al., 2004] (рис. 7). Интерстадиал бреруп не мог быть оптимальным в северной половине Западно-Сибирской равнины, так как максимальная ранневюрмская (зырянская) трансгрессия моря связана с более молодым интерстадиалом, который был 65–55 тлн [Демидов и др., 2006]. Но климат и того интерстадиала был холоднее современного [Jensen et al., 2006], что кажется странным, так как 65–55 тлн, согласно моделям М. Зигерта [Sigert et al., 2001], объем вислинского ледникового щита был максимальным за весь интервал между 120 и 45 тлн (рис. 7).

В Северной Атлантике, Баренцевом и Карском морях четко выделяются подстадии 5a–5d изотопно-кислородной кривой, в частности, отмечен межстадиал 82–64 тлн [Mangerud et al., 1998; Oppo et al., 2001; Svensen et al., 2004; и др.]. На северо-западе Европейской части России И. Н. Демидов с соавт. [2006] выделяют межстадиалы 90–75 тлн, 70–65 тлн, 65–55 тлн. Проявление событий Хайнриха, изученных в Северной Атлантике, обнаружено даже на Байкале [Куимова, Шерстянкин, 1999], что позволило А. К. Васильчук [2007] писать о взаимосвязи климати-

ческих событий позднего плейстоцена на Севере Атлантики и в Восточной Сибири. Тем больше оснований предполагать возможность обнаружения следов ранневалдайских межстадиалов, известных в Архангельской области [Демидов и др., 2006; Jensen et al., 2006], и в Западной Сибири, отделенной на севере от Архангельской области только узкой полосой Урала. Широкие доверительные интервалы ТЛ-дат богдашкинских межстадиалов позволяют сопоставлять их с межстадиалами оддераде и озрел Западной Европы (рис. 1, 7), но уточнение геохронологии слоев, соответствующих этим событиям, необходимо, особенно в связи с реконструкцией климата для обоих (нижне- и верхнебогдашкинского) этапов, близкого к современному [Архипов, Волкова, 1994].



Рис. 7. Соотношение изменений размеров Баренцево-Карского ледникового щита на севере России [Svensen et al., 2004], и Архангельской области в частности [Демидов и др., 2006], со стратиграфической шкалой квартера Западной Сибири, согласно С. А. Архипову и В. С. Волковой [1994], С. А. Архипову [1997] и В. С. Волковой с соавт. [2003], и палеогеографическими событиями, следы которых изучены в зырянской части разреза Кирьяс: 1 — ледниковые события на севере России, согласно [Svensen et al., 2004]; 2 — ледниковые события в Архангельской области, согласно [Демидов и др., 2006]; 3 — ¹⁴C-дата ЛУ-5109 и U/Th-даты, приведенные в статье; 4 — ТЛ-даты богдашкинских слоев, согласно [Архипов, 1997]

Возможные следы «сибирского брерупа» в бореальной зоне Средней Сибири

Имеются следы «сибирского брерупа» и к востоку от Сургутского Приобья, и тоже за пределами Западной Сибири, — в Средней Сибири: разрез Бедоба в Северном Приангарье.

Обнажение Бедоба, 58° 47' с. ш. и 97° 30' в. д., находится в нижнем течении р. Иркинеева (правый приток Ангары), в 2,5–3 км выше по течению от с. Бедоба (рис. 1). Разрез этого обнажения, его литолого-фациальный анализ, изменение по разрезу состава макрофлоры и палиноспектров подробно опубликованы [Лаухин и др., 2005]. В середине торфяника старичной фации аллювия в разрезе Бедоба получена U/Th-дата 120±13 тыс. лет [Арсланов и др., 2004]. Это

была первая U/Th-дата для континентальных отложений Сибири. Поэтому не удивительно, что она была уточнена [Лаухин и др., 2006в]: $126,6 \pm 10,8/9,0$ тыс. лет (L/L) и $148,5 \pm 11,2/9,3$ тыс. лет (TSD). Несмотря на большой разброс цифр, принципиального значения это уточнение не имеет, так как даты попадают по-прежнему в казанцевский горизонт, а малакологические, карпологические и палинологические данные по-прежнему свидетельствуют о том, что почти весь торфяник относится к казанцевскому межледниковью. В ранней публикации [Лаухин и др., 2005] он и отнесен целиком к казанцевскому горизонту. Однако обнаружение и палеоботаническое изучение слоев «сибирского брерупа» в Сургутском Приобье заставило обратить внимание на следы похолодания в верхних слоях погребенного торфяника разреза Бедоба. Ранее следы этого похолодания трактовались как отражение одного из холодных этапов казанцевского межледниковья [Там же]. Теперь можно поставить такую трактовку под сомнение.

Основная часть торфяника охарактеризована образцами макрофлоры K1–K5, состав которых типичен для ресс-вюрмского (казанцевского) межледниковья [Лаухин и др., 2005]. Макрофлора из верхних слоев торфяника, образцы K6 и K7, гораздо беднее таксономически. В них определено только 33 таксона (в K6 — 18, а в K7 — 29), тогда как в нижележащих слоях торфяника их 104. В образцах K6 и K7 выпадают все экзоты и теплолюбивые формы, характерные для нижележащих (заведомо казанцевских) слоев торфяника: *Brasenia* sp., *Azolla interglialis*, *Crataegus altaica*, *Carex paucifloroides*, *Potamogeton trichoides*, *Sparganium microcarpum*, *Filipendula ulmaria*, *Najas marina*, *Lemna trisulka* и др. [Лаухин и др., 2005]. Флоры K6 и K7 также заметно различаются между собой.

В флоре K6 резко снижается таксономическое разнообразие. Плохая сохранность остатков некоторых видов (*Menyanthes trifoliata*, *Hippuris vulgaris*, *Carex* sp. div.) и появление огромного количества склероциев *Cenococcum graniformae* свидетельствует о перерыве в осадконакоплении в данном водоеме, а появление холодостойкого вида *Sparganium hyperboreum* указывает, что этот перерыв сопровождался похолоданием климата. О том, что это похолодание было кратковременным и неглубоким, можно судить по сохранившимся элементам лесных сообществ (*Picea*, *Pinus*, *Larix*, *Betula*, *Sambucus*) и слабому представительству арктобореальных видов (*Sparganium hyperboreum*). По мнению Ф. Ю. Величкевича, флору K6 можно сопоставить с одной из ранних стадий зырянского оледенения.

Сравнение показывает большую близость флоры K6 и «сибирского брерупа» Кирьяса. Только пять таксонов флоры K6 не отмечены во флоре «сибирского брерупа»: *Sparganium emersum*, *Ranunculus scelleratus*, *Chelidonium majas*, *Sambucus racemosa* и *Calla palustris*. Причем первые две формы различаются с таксонами торфяника Кирьяса лишь на видовом уровне. Кроме большой близости флор «сибирского брерупа» и K6, имеются между ними и различия. Во флоре Кирьяса определено 48 таксонов, а в K6 — 18; во флоре K6 только *Menianthes trifoliata* содержится в количестве более ста остатков, а во флоре нижнего торфяника Кирьяса *Nypha* sp., *Carex pseudocypirus*, *C. riparia*, *Menianthes trifoliata*, *Cenococcum graniformae* определены в количестве более тысячи остатков каждый. Но это легко объяснимо тем, что флора K6 получена из слоя менее 10 см по одному образцу, а флора нижнего торфяника Кирьяса — из слоя мощностью около 100 см по десяти образцам. Различия эти обусловлены разным количеством материала. Существенно же то, что количественные соотношения общих форм в обеих флорах очень близкие: в обоих случаях резко преобладают остатки *Carex*, *Cenococcum graniformae*, *Menianthes trifoliata*, относительно мало *Rubus*, *Schoenoplectus tabernaemontani*, *Cicuta virosa*, *Hippuris vulgaris*, а не отмеченные в K6 формы во флоре «сибирского брерупа» почти всегда обнаружены единично: *Salvinia natans*, *Sparganium minimum*, *Rumex* sp., *Ranunculus flammula*, *R. repens*, *Rubus idaeus*, *Viola palustris*, *Myriophyllum spicatum* и др. Такое большое сходство флор можно было бы считать удивительным, если учесть, что флора K6 произрастала в горах, а Кирьяса — на равнине и между ними около 1300 км. Однако таксономическая бедность флоры K6 скрадывает геоботанические различия.

Флора K7 из самого верха торфяника Бедобы отличается таксономическим богатством почти в 1,5 раза по сравнению с флорой K6, в основном за счет увеличения доли водных видов (*Nitella*, *Chara*, *Potamogeton*, *Myriophyllum* и др.), появления видов, которые не были определены в нижележащих слоях торфяника Бедобы (*Empetrum nigrum*, *Batrachium* sp.) или были определены единично (*Chamaedaphne calyculata*, *Calla palustris*, *Potamogeton praelongus*). Из древесных пород и кустарников исчезли *Abies sibirica*, *Betula fruticosa*, *Alnus hirsute* и др. В группе лесобразующих пород стала доминировать *Larix sibirica*. Арктобореальные элементы представ-

лены только *Sparganium hyperboreum*. Во флорах К6 и К7 14 общих таксонов, так же как и во флорах К6 и «сибирского брерупа». Только К6 и К7 различаются отсутствием в К6 *Nitella* sp., *Patemogeton friesii*, *P. natans*, *P. pictinalis*, *P. praelongus*, *Carex vesicarya*, *Myriophyllum spicata* и некоторых других форм, представленных во флоре К7 в небольших количествах (см. табл. в [Лаухин и др., 2006б] и табл. 2 в [Лаухин и др., 2005]).

Несмотря на то, что флора К7 почти в 1,5 раза таксономически богаче флоры К6, в ней всего 12 (т. е. 40 %) форм, общих с флорой «сибирского брерупа». При этом в К7 присутствуют такие относительные теплолюбивые, как древовидные формы *Betula* sect. *Albae*, *Sambucus racemosa* и др., не отмеченные в К6, но отсутствуют *Chamaedaphne calyculata*, *Sparganium hyperboreum* и другие относительно холодостойкие виды. Очевидно, в цикле потепление-похолодание флора К7 является более продвинутой в сторону потепления по сравнению с флорой «сибирского брерупа».

По данным Ф. Ю. Величкевича, флора К7 вполне сопоставима с одним из ранневалдайских (бреруп, оддераде) межстадиалов Восточной Европы [Величкевич, 1982]. Флора К6 Бедобы ближе к флоре «сибирского брерупа» Кирьяса, чем к флоре К7 той же Бедобы. Однако Кирьяс находится на 3° севернее и на 22° западнее. Кроме того, разрез Бедоба располагается в Бедобинской впадине, которая являлась рефугиумом по крайней мере в течение позднего плейстоцена [Лаухин, 2003]. Ф. Ю. Величкевич не учитывал последнее обстоятельство, но тем не менее отнес слои с флорой К7 к межстадиалу «типа бреруп, оддераде», а слои с флорой К6 — к ранней стадии зырянского оледенения [Velichkevich et al., 2004]. Вероятно, с ранней стадией оледенения логичнее связывать время перерыва осадконакопления (и похолодания более значительного, чем во время флоры К6), предшествовавшего накоплению слоев с флорой К6. Если это так, то упомянутый перерыв осадконакопления может относиться к подстадии изотопно-кислородной кривой 5d, слои с флорой К7 — к подстадии 5с, а флора К6 характеризует переход от самой ранней стадии зырянского оледенения к первому межстадиалу этого оледенения.

Задачей палинологического изучения торфяника в разрезе Бедоба было охарактеризовать казанцевский горизонт. Поэтому образцы отбирались сравнительно редко, изучена только половина их [Лаухин и др., 2005], а в палиносpectрах почти не отражено похолодание во время формирования верхних слоев торфяника Бедобы, так ярко отразившееся в макрофлоре. Но даже на спорово-пыльцевой диаграмме видно, что в торфянике Бедобы выше интервала отбора проб на U/Th-датирование почти выпадает *Abies*, хотя ниже по разрезу в торфянике количество ее достигает 3,5–3,9 %; практически выпадает *Corylus*, полностью отсутствует пыльца *Tilia*, *Ulmus*, *Quercus*; зато увеличивается до 15,5 % доля пыльцы *Betula nana* против 4–7 % ниже по торфянику; заметно увеличивается роль спор *Bryales*; а *Lycopodium alpinum* по всему торфянику не достигает 1 % (0,2–0,7 %), в верхних же образцах торфяника количество его спор превышает 3 %. Таким образом, палинологические данные, на современном уровне палинологической изученности разреза Бедоба, подтверждают выводы, сделанные по макрофлоре, но не могут их уточнить или детализировать.

Заключение

В практике реконструкций палеоклиматов Сибири (и других территорий) в плейстоцене часто возникает такое положение: довольно четко, с хорошим обоснованием, выделяется палеоклиматическое событие, а потом, в течение многих лет, не удается найти его место во временной последовательности палеоклиматических событий, в истории эволюции палеоклиматов. Причина такого положения вполне объективная: методов реконструкции палеоклиматов много (палеоботанические, литолого-фациальные, палеокриологические, геохимические и др.) и разработаны они сравнительно детально; методов же определения абсолютного (да и относительного) возраста в интервале 50–900 тыс. лет мало, датировочный материал попадает в разрезе редко, а доверительные интервалы дат часто очень широки и ненадежны. В случае же с «сибирским брерупом» сложилась удачная ситуация, когда сначала появилось несколько U/Th-дат и палеоботаническая характеристика двух разрезов, поддержанных этими датами [Арсланов и др., 2004; Laukhin et al., 2007; Laukhin, Shilova, 2007], оказалась очень близкой. Четкая стратиграфическая позиция обоих слоев, содержащих эти даты и палеоботанический материал [Лаухин и др., 2005, 2006б], позволяет предполагать одновременность выявленного палеоклиматического события в обоих разрезах. Расположение одного разреза (Кирьяс) в центре Западной, а второго (Бедоба) в центре Средней Сибири, в свою очередь, позволяет предполагать

широкое, межрегиональное, проявление данного палеоклиматического события. Дальнейшие исследования могут идти в двух направлениях:

1) анализ стратиграфии слоев, залегающих непосредственно на отложениях казанцевского горизонта, в разрезах Горная Суббота, Карымкары, Шурышкары и др., а также дополнительное палеоботаническое изучение верхних слоев погребенного торфяника и перекрывающих его глин старичной фации в разрезе Бедоба с целью детализации палеоклиматического события «сибирский бреруп», а главное — с целью изучения переходов к слоям, которые могут быть отнесены к изотопно-кислородным стадиям 5b и 5d;

2) анализ слоев зырянского горизонта, залегающих выше датированных «сибирским брерупом», с целью выявления, а затем и изучения более поздних межстадиалов зырянского оледенения.

Открытие возможности мощного торфонакопления в условиях северной тайги первой половины позднего плейстоцена (Кирьяс) вселяет надежду, что и во время более молодых межстадиалов зырянского времени возможно было накопление торфяников мощностью, достаточной для применения U/Th-датирования. Эти даты могут сопровождаться TL-OSL-датированием, а для самого молодого межстадиала не исключена поддержка контроля и ¹⁴C (ASM?)-методом. Однако эти два направления предполагают самостоятельные, вероятно многолетние, работы и в рамках выполненной нами темы могут быть лишь указаны в качестве проблемы для дальнейших исследований.

Главный же вывод заключается в том, что на севере Западно-Сибирской равнины, по крайней мере в широтном Приобье, включая Белогорский материк, во время зырянского оледенения выделяется два (три?) межстадиала. Из них ранний, согласно U/Th-дате, соответствует изотопно-кислородной подстадии 5c и, согласно палеоботаническим данным, не может быть похолоданием внутри казанцевского межледниковья. Он назван здесь «сибирским брерупом». На том же стратиграфическом уровне в Средней Сибири (Северное Приангарье) в верхней части погребенного торфяника разреза Бедоба по данным макрофлоры выявлено существенное похолодание, которому предшествовал кратковременный перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся более интенсивным похолоданием. Эти палеоклиматические события ранее были отнесены к похолоданию в пределах казанцевского межледниковья [Лаухин и др., 2005]. После открытия и палеоботанического изучения слоев «сибирского брерупа» в Сургутском Приобье высказано предположение о том, что в верхней части погребенного торфяника разреза Бедоба могут быть отражены события, соответствующие изотопно-кислородным подстадиям: 5d — перерыв осадконакопления, отделяющий верхние слои от основной части торфяника, и одновременное ему похолодание; и 5c — верхние слои торфяника с макрофлорой значительно менее теплолюбивой, чем изученная в основной части торфяника. Если это предположение подтвердится, можно будет уверенно говорить (пока это высказано предположительно) о широком межрегиональном распространении в Сибири слоев, по возрасту и палеоклиматическому значению соответствующих подстадиям 5c и 5d изотопно-кислородной кривой и их континентальным аналогам в Европе.

Выражаю глубокую признательность Г. Н. Шиловой за проведенный ею палинологический анализ, проф. Ф. Ю. Величкевичу за изучение макрофлоры, проф. Х. А. Арсланову, проф. В. Ю. Кузнецову и Ф. Е. Максимова за определения абсолютного возраста U/Th- и ¹⁴C-методами.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

- Арсланов Х. А. Радиоуглерод: Геохимия и геохронология. Л.: ЛГУ, 1987. 300 с.
Арсланов Х. А., Лаухин С. А., Максимов Ф. Е. и др. Бедоба — опорный разрез казанцевского горизонта в Центральной Сибири // Докл. АН. 2004. Т. 396, № 6. С. 796–799.
Архипов С. А. Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 12. С. 1863–1884.
Архипов С. А., Астахов В. И., Волков И. А., Панычев В. А. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. 110 с.
Архипов С. А., Волкова В. С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск: ИГиМ СО РАН, 1994. 106 с.
Архипов С. А., Вотих М. Р. Палинологическая характеристика межморенных отложений Нижнего Приобья (Белогорья) // Проблемы стратиграфии и палеогеографии Сибири. М.: Наука, 1989. С. 46–58.

С. А. Лаухин

- Архипов С. А., Довгаль Л. А., Левина Т. П. и др. Литологическая, палинологическая характеристика, диатомовая флора и остракоды из разреза третьей надпойменной террасы реки Оби (Сургутское Приобье) // Этюды по палеофитологии Сибири. М.: Наука, 1976. С. 83–101.
- Архипов С. А., Панычев В. А., Шелкопляс В. Н. Геохронология верхнего плейстоцена Белогорского Приобья (Западно-Сибирская равнина) // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1987. С. 110–125.
- Астахов В. И. О стратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 11. С. 1207–1220.
- Астахов В. И., Мангеруд Я., Свенсон Ю.-И. О возрасте последнего ледникового покрова Русской Арктики // Тез. Всерос. совещ. «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке». СПб., 1998. С. 8–9.
- Васильчук А. К. Палинология и хронология полигонально-жилных комплексов в криолитозоне России. М.: МГУ, 2007. 385 с.
- Величкевич Ф. Ю. Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Минск: Наука и Техника, 1982. 239 с.
- Волкова В. С., Архипов С. А., Бабушкин А. Е. и др. Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск: ГЕО, 2003. 247 с.
- Волкова В. С., Хазина А. Е., Бабушкин А. Е. Стратиграфия плейстоцена Западной Сибири и палеоклиматическая шкала // Квартер-2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 77–78.
- Гуртовая Е. Е., Кривоногов С. К. Фитологическая характеристика континентальных отложений казанцевского горизонта // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 69–91.
- Демидов И. Н., Larsen E., Kjæе K. H. et al. Стратиграфия и палеогеография позднего плейстоцена Архангельской области // Тез. междунар. совещ. «Проблема корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере». СПб., 2006. С. 24–25.
- Деревянко А. П., Зыкина В. С., Маркин С. В. и др. Первые раннепалеолитические объекты Кузнецкой котловины. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 1992. 62 с.
- Деревянко А. П., Молодин В. И., Зенин В. Н. и др. Позднепалеолитическое местонахождение Шестаково. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 2003. 168 с.
- Зенин В. Н. Основные этапы освоения Западно-Сибирской равнины палеолитическим человеком // Археология, этнография и антропология Евразии. 2002. № 4. С. 22–44.
- Зенин В. Н., Лещинский С. В., Борисов М. А., Старцева С. В. О некоторых результатах поиска и разведки палеолитических местонахождений Томь-Енисейского междуречья // Проблемы археологии, этнографии и антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 2000. Вып. 6. С. 124–130.
- Исаева Л. Л., Андреева С. И., Лаухин С. А. и др. Средняя Сибирь // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. М.: Наука, 1993. Вып. 1. С. 46–58.
- Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.
- Куимова Л. Н., Шерстянкин П. П. Особенности палеотермохалинного режима озера Байкал при событиях Хайнриха в верхнем и среднем плейстоцене // Докл. АН. 1999. Т. 368, № 5. С. 691–694.
- Лаухин С. А. Стратиграфия плейстоценовых отложений внеледниковой зоны бассейна Енисея // Четвертичные оледенения Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 85–95.
- Лаухин С. А. Возможности обнаружения палеолита на западе Западно-Сибирской низменности // Экология древних и современных обществ. Тюмень: ИПОС СО РАН, 1999. С. 57–61.
- Лаухин С. А. Роль рефугиумов в расселении палеолитического человека в пределах Северной Азии // Бюл. МОИП, отдел геол. 2003. Т. 78, вып. 3. С. 62–68.
- Лаухин С. А. Миграции палеолитического человека и первоначальное заселение Северной Азии // Тез. междунар. совещ. «Проблема корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере». СПб., 2006. С. 54–55.
- Лаухин С. А., Санько А. Ф., Величкевич Ф. Ю., Шилова Г. Н. К палеогеографии казанцевского времени центральных частей Средней Сибири // ВААЭ. 2005. № 6. С. 249–271.
- Лаухин С. А., Арсланов Х. А., Максимов Ф. Е. и др. Палеоклиматы и хронология средневюрмского мегаинтерстадиала на Западно-Сибирской равнине // Докл. АН. 2006а. Т. 411, № 4. С. 540–544.
- Лаухин С. А., Шилова Г. Н., Величкевич Ф. Ю. Палеоботаническая характеристика и палеоклиматы каргинского времени на Западно-Сибирской равнине // ВААЭ. 2006б. № 7. С. 203–225.
- Лаухин С. А., Арсланов Х. А., Максимов Ф. Е. и др. Новые данные по геохронологии и палеорастительности казанцевского времени низовий Оби и Иртыша // Тез. междунар. совещ. «Проблема корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере». СПб., 2006в. С. 52–53.
- Левина Т. П. Палинологическая характеристика отложений позднечетвертичной ледниковой эпохи в долине Средней Оби // Стратиграфия и палинология мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 74–98.
- Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГГИМС, 2000. 64 с.

Палеорастиельность и палеоклиматы раннего интерстадиала зырянского оледенения...

- Фотиев С. М. Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР. М.: Наука, 1978. 236 с.
- Brown J., Ferris O. J., Heginbottom J. A. and Melnikov E. S. Circum-Arctic map of Permafrost and Ground Ice Conditions. Denver, 1997.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D. et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice core record // *Nature*. 1993. Vol. 364, No 6434. P. 218–220.
- Jensen M., Demidov I. N., Larsen E. and Lyså A. Weichselian glaciers, lakes and sea level in the Arkhangelsk region: correlation potential and challenges // *Correlation of Pleistocene Events in the Russian North: Abstr. St-Petersburg*, 2006. P. 44–45.
- Laukhin S. A., Drozdov N. I. Discovery of Paleolithic artifacts in the North of Eastern Chukotka and migration of Paleolithic Man from Asia to Northern America // *Prehistory and Ancient History*. 1991. Vol. 1, No 6. P. 175–186.
- Laukhin S. A., Drozdov N. I. Late Paleolithic Site and Global Paleogeography // *Prehistory and Ancient History*. 2003. Vol. 18, No 6. P. 97–111.
- Laukhin S. A., Arslanov Kh. A., Maksimov F. E., Kuznetsov V. Yu. The first Uranium-Thorium date and paleoclimates of early Interstadial of the Zirianian (Eraly Würm) glaciation in Western Siberia // 9th Intern. Conf. "Methods of Absolute Chronology": Abstr. 2007. P. 76.
- Laukhin S. A., Shilova G. N. Palynological characteristic of Karganian deposits in Surgut Priobye (Late Pleistocene of West-Siberian Plain) // *Geology*. 2007. No 58. P. 25–33.
- Maksimov F., Arslanov Kh., Kuznetsov V., Chernov S. ²³⁰Th/U and ¹⁴C dating of Upper and Middle Pleistocene Interglacial and Interstadial organic deposits from the East-Europe Plain and Siberia. Pleistocene Environments in Eurasia // *Chronology, Palaeoclimate, and Teleconnection*. Hannover: Geozentrum, 2006. P. 1–5.
- Mangerud J., Dokken T., Hebbeln D. et al. Fluctuations of the Svalbard-Barents Sea Ice Sheet during the last 150 000 years // *Quaternary Science Review*. 1998. Vol. 17. P. 11–22.
- Mangerud J., Astakhov V. I., Murray A., Svendsen J. I. The chronology of a large ice-dammed lake and the Barents-Kara Ice Sheet advances, Northern Russia // *Global and Planetary Change*. 2001. Vol. 31. P. 321–336.
- Oppo D. W., Keigwin L. D., McManus J. F., Cullen J. L. Persistent suborbital climate variability in marine isotope stage 5 and Termination II // *Paleoceanography*. 2001. Vol. 6, No 3. P. 280–292.
- Pitulko V. V., Nikolsky P. A., Giryа E. Yu. et al. The Yana RHS site. Humans in the Arctic before the Last Glaciation Maximum // *Science*. 2004. Vol. 303. P. 52–56.
- Siegert M. J., Dowdeswell J. A., Hald M., Svendsen J. I. Modelling the Eurasian Ice Sheet through a full (Weichselian) glacial cycle // *Global and Planetary Change*. 2001. Vol. 31. P. 367–385.
- Svensen J. I., Alexanderson H., Astakhov V. I. et al. Late Quaternary Ice Sheet history of Northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*. 2004. Vol. 23. P. 1229–1271.
- Velichkevich F., Sanko A., Laukhin S. et al. Paleobotanical and Paleomalacological characteristic of Middle Siberia Kazantsovian Interglacial according Bedoba section data // *Geology*. 2004. No 46. P. 17–26.

Тюмень, ИПОС СО РАН

Using U/Th-dating made it possible to detect traces of interstadial in West Siberia, correlated with brehrup interstadial of West Europe. U/Th-date of 105,5±3,6/3,3 thous. years using method of leaching (L/L), and of 104,4±4,4/3,9 thous. years using total solution data (TSD) was determined in the "lower peat bog" of Kiryas key section (Surgut Low Ob basin — West Siberian extraglacial zone through Zyrjanka glaciation). In the said section, below the strata of Kargino (middle Wurm) horizon (which lower stratum having 14C-date of 46 350±1590 years) one could observe traces of two Interglacial periods and three stages of Zyrjanka glaciation. Obtained, prolific palaeobotanical data from the "lower peat bog". It is shown that through the optimum of "Siberian brehrup", subject to expansion in the Surgut Low Ob basin was north taiga, with palaeoclimate of "Siberian brehrup" being colder than modern one, though warmer than through the optimum of Kargino Time. Analysis of palaeobotanical data from the key section of Kazantsevo horizon in Middle Siberia (Bhedoba) made it possible to distinguish strata of "Siberian brehrup" in the upper part of buried peat bog of the said section, testifying to a possibility of their inter-regional expansion.