

ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ

ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ПАЛЕОКЛИМАТЫ КАРГИНСКОГО ВРЕМЕНИ НА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЕ¹

С. А. Лаухин, Г. Н. Шилова, Ф. Ю. Величкевич

Ревизия хронологии стратотипов слоев каргинского горизонта с использованием уран-ториевого и усовершенствованного радиоуглеродного методов показала, что слои, содержащие следы климата, близкого современному и/или более теплого, имеют докаргинский возраст. Как и прежде, в каргинском горизонте выделяются слои, которые формировались во время трех потеплений и двух похолоданий, но во время потеплений границы растительных зон смещались к югу на севере на 50–80 км, в Сургутском Приобье — на 300–600 км, а во время похолоданий — на 100–150 и более чем на 800 км соответственно. Намечается возможность существенной детализации событийной шкалы каргинского времени. Показаны особенности развития многолетней мерзлоты в каргинское время. Выявлены причины позднего заселения равнин Северной Азии, и в частности Западно-Сибирской равнины, палеолитическим человеком.

Введение

В связи с реконструкцией палеоклиматов и прогнозированием (по самым разнообразным сценариям) климатов будущего в разных странах интенсивно ведется изучение эволюции природной среды в последнем ледниково-межледниковом цикле. В этом цикле наиболее сложным и неясным остается средняя его часть — средний вюрм-висконсин, в Сибири это каргинское время. Практически один и тот же материал (объем его быстро и сильно возрастает, но принципиальных качественных изменений пока не наблюдалось) позволяет одним исследователям трактовать это время как межледниковое [Кинд, 1974; Лаухин, 1996; Волкова и др., 2003, 2005; Шило и др., 2005; Борцов, Лисицина, 2005; и мн. др.], а другим — как часть единого зырянско-сартанского криохрона [Васильчук, 1992; Фотиев, 2005; Астахов и др., 2005; и др.], не признавая за каргинским временем даже ранга значительного интерстадиала. Имеются и промежуточные мнения. Нами получены новые данные о природной обстановке каргинского времени Западно-Сибирской равнины которые позволяют по-иному рассмотреть известные уже материалы.

Каргинское время было очень важным в истории заселения Северной Азии палеолитическим человеком. В самом начале его в Южном горном поясе Сибири на базе местной мустьерской культуры сформировалась позднепалеолитическая культура [Деревянко, Шуньков, 2004], а во второй его половине палеолитический человек вышел за пределы Южного горного пояса Сибири и быстро заселил Восточную Сибирь, северо-восток Азии и на Чукотском п-ве поселился севернее Полярного круга [Лаухин, 1993, 2002]. В то же время центральные районы Западно-Сибирской равнины, где природные условия, как считают многие, были гораздо более благоприятными, оставались незаселенными еще около 10 тыс. лет и начали осваиваться, казалось бы, в экстремально неблагоприятное время — около пессимума последнего (сартанского) оледенения. Эти и некоторые другие проблемы, связанные с влиянием эволюции природной среды в каргинское время на заселение палеолитическим человеком Северной Азии, уже обсуждались нами с разных позиций [Лаухин, 2001, 2005а, б и др.].

Согласно унифицированной стратиграфической схеме четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины [2000] каргинский горизонт делится на пять слоев (некоторые из них раньше называли подгоризонтами), соответствующих трем потеплениям и двум похолоданиям. В последнее время как эти климатические этапы, так и соответствующие им слои горизонта получили следующие названия [Волкова и др., 2003]: шурышкарское потепление 50–44 тыс. лет, кирьяское похолодание 43–42 тыс. лет, золотомыское потепление 41–35 тыс. лет, лохподгор

¹ Работа выполнена при поддержке ИНТАС (грант 01-0675), РФФИ (гранты 06-05-64996, 04-06-80024) и интеграционного проекта 16.4 СО РАН.

ское похолодание 34–30 тыс. лет, верхнелобановское потепление 29–24 тыс. лет. Оптимум каргинского времени в этой схеме приходится на шурышкарский интервал, который совсем недавно «характеризовался развитием в районе Салехарда северотаежных лесов, что позволяет предполагать в это время климат несколько теплее современного» [Волкова, 2001. С. 93], а теперь [Волкова и др., 2005] отнесен к умеренно-теплому климату, тогда как современный климат характеризуется как умеренно-холодный, близкий к границе с субарктическим. Странно, что упомянутая климатическая шкала [Там же] отнесена ко всей Западной Сибири, без учета того, что в настоящее время на Западно-Сибирской равнине выделяется несколько растительных зон от южных степей до глубокой Арктики. Впрочем, в любом случае каргинское время можно было считать межледниковым, коль скоро в оптимум его предполагалось развитие растительности более теплолюбивой, чем в настоящее время. Оно и названо межледниковьем в ряде публикаций [Волкова, 2001; Волкова и др., 2003; и др.].

Характер палеоклиматов реконструировался преимущественно по палеонтологическим, главным образом палеоботаническим, данным. Отнесение же слоев, содержащих эти данные, к каргинскому времени сделано сопряженными методами климатостратиграфии и абсолютной геохронологии (^{14}C , отчасти ТЛ и наноциклитное датирование). ^{14}C -даты при этом получены в 60–70-е гг. XX в. Уже в начале 70-х гг. В. А. Зубаков [1974. С. 201] писал: «К настоящему времени для Приобья имеется более 100 датировок по ^{14}C ... значительная часть из них относится... к недостоверным». В конце же 70-х гг. некоторые из ^{14}C -дат вызывали сомнение и у С. А. Архипова — автора всех названных стратотипов [Архипов и др., 1980]. Позже С. А. Архипов [1997] назвал такие даты псевдоконечными. Однако основной массив ^{14}C -дат был признан валидным и на нем основано деление каргинского горизонта на слои в унифицированной стратиграфической схеме [2000]. В те же 60–70-е гг. были выделены и монографически изучены стратотипы слоев каргинского горизонта и их опорные разрезы [Архипов и др., 1976а, б, 1977, 1980; Никитин, 1970; и др.]. Количество ^{14}C -дат, признанных валидными, в этих стратотипах и опорных разрезах горизонта на Западно-Сибирской равнине колебалось от 1–5 (разрезы Шурышкар, Золотой Мыс, Карымкары и др.) до 11 (Кирьяс). Позже данные по опубликованным в то время стратотипам и опорным разрезам почти не пополнялись, уточнялись лишь стратиграфическое положение в пределах горизонта и абсолютный возраст (иногда весьма существенно) перечисленных слоев. Так, отмечалось, что «лохподгорское похолодание продолжалось, видимо, около 7–10 тыс. лет» [Волкова, 2001. С. 93], а всего через два года оно стало датироваться от 34 до 30 тыс. лет (продолжительность не более 4 тыс. лет) [Волкова и др., 2003]. Это достаточно красноречиво иллюстрирует, насколько устоялась за истекшие 40 лет хроностратиграфия каргинского горизонта у авторов унифицированной стратиграфической схемы [Архипов и др., 1976а, б, 1977, 1980; Волкова, 2001; Волкова и др., 2003, 2005; и мн. др.].

Для детализации реконструкций палеоклиматов каргинского времени в рамках проекта ИНТАС 01-0675 авторами изучены некоторые стратотипы и опорные разрезы слоев каргинского горизонта. Детализация реконструкций палеоклиматов потребовала детализации и уточнения их хроностратиграфии, что и было сделано с использованием U/Th и ^{14}C -методов. Это уточнение хронологии привело к полной ревизии основных стратотипов каргинского горизонта и кардинальному пересмотру представлений о палеоклиматах каргинского времени на Западно-Сибирской равнине. Некоторые результаты были опубликованы в основном в тезисах нескольких совещаний [Арсланов и др., 2004; Laukhin et al., 2004; Шилова и др., 2005]. Здесь материалы этих исследований, касающиеся каргинского времени, впервые приведены полностью.

Новые данные о стратотипах слоев каргинского горизонта

Стратотип шурышкарских слоев

Разрезы в бассейне Оби изучались нами в 2003–2004 гг., а лабораторная обработка материалов продолжалась до 2006 г. В эти же годы в торфянике из разреза Шурышкары (рис. 1), стратотипа шурышкарских слоев, получены U/Th-даты методами: выщелачивания — 113 ± 14 тыс. и полного растворения — $141 \pm 11,7$ тыс. лет [Астахов и др., 2005б]. Даты различаются, но обе попадают в казанцевское время. Сейчас разрез находится в редкостойной северной тайге около 66° с. ш. Палиноспектры из торфяника Шурышкар характерны для южной части северной подзоны тайги и темнохвойной, еловой тайги с примесью пихты; в то время, когда изучались эти палиноспектры, разрез относился к золотомысской «пачке»; он имел одну предельную — $41\,000 \pm 1250$ лет (СОАН-648) и три запредельные ^{14}C -даты [Архипов и др., 1977]. Стратотипом

Палеоботаническая характеристика и палеоклиматы каргинского времени...

одноименных слоев в современной унифицированной стратиграфической схеме [2000], залегающих выше золотомысских, разрез у Шурышкар стал позже [Архипов, Волкова, 1994]. Повторное ^{14}C -датирование дало только запредельные даты [Астахов и др., 2005б]. Повторный палинологический анализ [Там же] дал диаграмму, сходную с опубликованной ранее [Архипов и др., 1977], но в таежных палиносpectрах отмечена пыльца широколиственных пород: дуба, вяза, липы, лещины, что говорит о южно-таежном характере спектров. Однако макрофлора из торфяника Шурышкар [Никитин, 1970] все-таки типична для северной подзоны тайги. Понятно, что макрофлора отражает локальные условия болота, а пыльца разносится на некоторое расстояние, но у широколиственных пород разнос пыльцы небольшой. Впрочем, для нас важно, что стратотип шурышкарских слоев имеет не каргинский, а казанцевский возраст, и потому здесь нет места для обсуждения особенностей палиносpectров. Таким образом, разрез Шурышкар потерял свое стратотипическое значение для шурышкарских слоев каргинского горизонта. Еще раньше к казанцевскому горизонту был отнесен разрез у д. Карымкары на Оби, около 62° с. ш. [Архипов, 1987], который до 1987 г., также на основании ^{14}C -дат 70-х гг., считался опорным для каргинского горизонта (рис. 1).

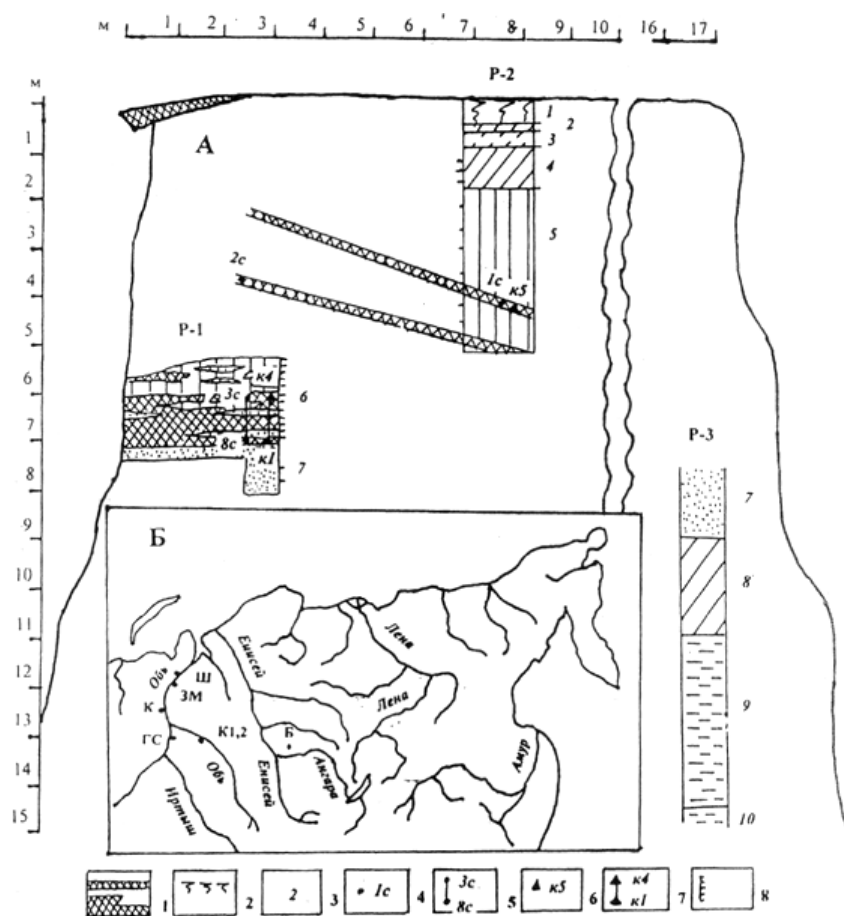


Рис. 1. Расчистки (P-1, P-2, P-3) в обнажении Золотой Мыс III надпойменной террасы правого берега Оби (А) и расположение разрезов, обсуждаемых в данной статье (Б): Для А: 1 — погребенные торфяники; 2 — современная почва; 3 — номера слоев (описание см. в тексте); 4 — места отбора образцов на ^{14}C -датирование (1с — $35\,000 \pm 990$ лет (ЛУ-5096), 2с — $36\,250 \pm 550$ лет (ЛУ-5110А), 3с — $40\,100 \pm 520$ лет (ЛУ-511А), 4с — $42\,540 \pm 1420$ лет (ЛУ-5123А), 5с — $40\,900 \pm 830$ лет (ЛУ-5116В), 6с — $48\,900 \pm 280$ лет (ЛУ-5122В), 7с — $47\,200 \pm 1460$ лет (ЛУ-5121В), 8с — $\geq 46\,800$ лет (ЛУ-5120В)); 5 — интервал отбора образцов на ^{14}C -датирование; 6 — место отбора и номер образца на карпологический анализ; 7 — интервал отбора образцов (и их номера) на карпологический анализ; 8 — места отбора образцов на спорово-пыльцевой анализ (см. рис. 4 и текст). Для Б: Ш — Шурышкары, ЗМ — Золотой Мыс, К — Карымкары, ГС — Горная Суббота, К 1, 2 — Кирьяс, Б — Бедоба

Наибольший интерес представляют материалы, полученные нами в разрезах Золотой Мыс и Кирьяс. На их обсуждении остановимся подробнее.

Стратотип золотомысских и опорный разрез лохподгорских слоев

Стратотипом золотомысских слоев считается [Архипов, 1987] обнажение Золотой Мыс, изученное в основном в середине 70-х гг. Для него имелись четыре предельных, одна запрельная ^{14}C -даты (рис. 2) и богатейший палеоботанический и литолого-фациальный материал [Архипов и др., 1976б, 1977]. Для этого разреза получены обильные палинологические данные по нескольким расчисткам, отражающие для золотомысского времени (согласно датам того времени слой 8 на рис. 2) растительность, близкую современной. Из того же слоя получена макрофлора, по сравнению с современной флорой несколько более теплолюбивая. Выше этого слоя залегает «маловалунная морена» — следы лохподгорского оледенения, перекрывавшего в этом месте Обь, свидетельствующая о резкой активизации ледников, как следовало из приведенных дат (рис. 2), во время второго похолодания каргинского времени.

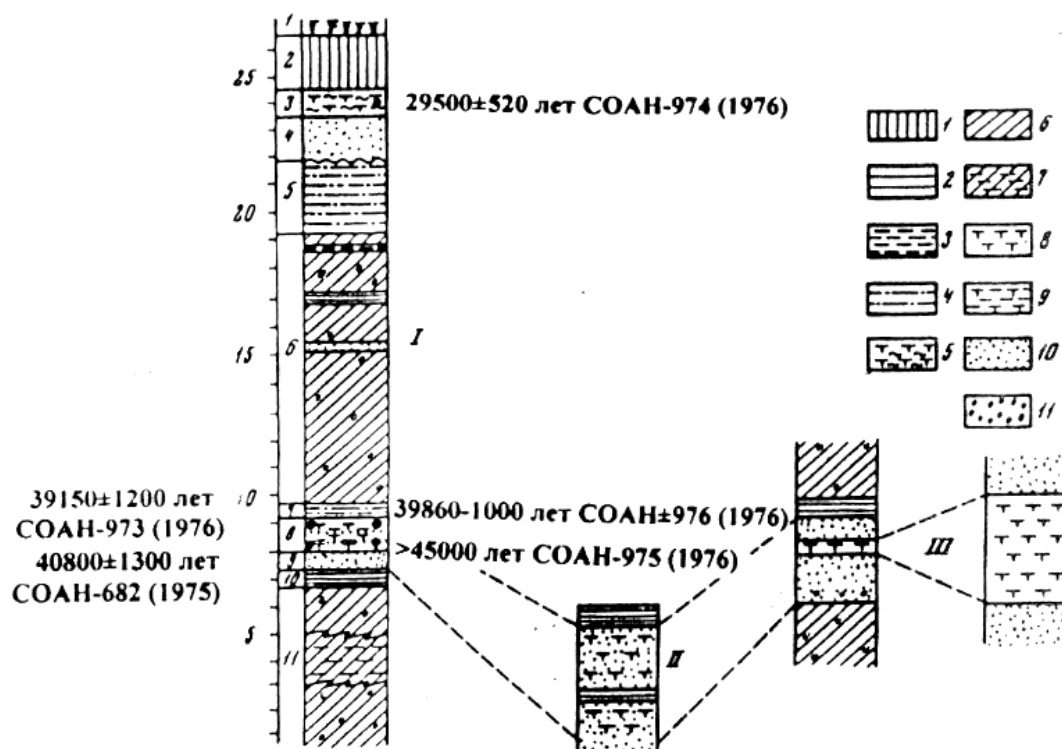


Рис. 2. Расчистки I–III в обнажении разреза Золотой Мыс III надпойменной террасы правого берега Оби по С. А. Архипову и др. [1976а, 1977] (рядом с датой в скобках указан год ее получения. Описание слоев и детальный литолого-фациальный анализ см. в [Архипов и др., 1976а, б, 1977]. Высота в метрах показана от меженного уреза воды в Оби):

1 — суглинок лессовидный; 2 — ленточные глины; 3 — глины; 4 — алевриты; 5 — алевритистая глина с торфом; 6 — суглинки; 7 — безвалунные глинистые суглинки и глины; 8 — торф; 9 — переслаивание глин и торфа; 10 — пески; 11 — включения обломочного материала

Обнажение Золотой Мыс находится на правом берегу Оби ниже п. Казым-Мыс, $64^{\circ} 52'$ с. ш. и $65^{\circ} 33'$ в. д. (рис. 1). Длина обнажения 210 м. Береговой обрыв разделен оврагами на пять блоков. Обнажение изучено в верхнем по течению блоке по трем расчисткам: Р-1 вскрывает слои 6 и 7; Р-2 — слои 1–5; Р-3 — слои 8–10 (рис. 1). Между крайними расчистками расстояние менее 15 м, и все слои прослеживаются между расчистками с помощью лопаты. Однако породы очень сыпучие и сплошную зачистку всего обнажения сделать невозможно. Расчистки были углублены в стенку обнажения, и это спасало их от осыпания. Описание приведено в сокращенном виде (сверху вниз):

Палеоботаническая характеристика и палеоклиматы каргинского времени...

Слой 1 — 0–0,55 м. Гумусовый горизонт современной почвы светло-серый с буроватым оттенком, сильно алевритистый, рыхлый, с растительной трухой.

Слой 2 — 0,55–0,65 м. Суглинок темно-серый до черного с буроватым оттенком, торфянистый. По простиранию слой 2 (возможно, частично и слой 1) замещаются мощным торфяником, внизу которого лежат толстые стволы кедров и елей: диаметр до 55 см, обхват до 2,5 м.

Контакты слоев 1, 2 и 3 резкие, выявляются по изменению цвета и текстуры пород.

Слой 3 — 0,65–1,0 м. Супесь светло-серая с желтоватым оттенком, неслоистая.

Переход от слоя 3 к слою 4 постепенный.

Слой 4 — 1,0–1,8 м. Суглинок голубовато-серый, средний, сильно алевритистый с мелкокомковатой текстурой. Глинистость в слоях 3 и 4 постепенно, но в узких интервалах (3–5 см) меняется от суглинка к супеси, а затем — к алевриту и наоборот. На выветрелой стенке преобладают алевриты белесые до белых. Наблюдается слабовыраженная столбчатая отдельность.

Слой 5 — 1,8–5,2 м. Суглинок серый с буроватым, слабо-лиловым оттенком, крупнооскольчатый до крупноглыбового. Блоки остроугольные от 10 см и больше. Слой разбит трещинами разных направлений, преобладают субширотные (параллельные склону) и субмеридиональные. По граням блоков развиты пленки бурого ожелезнения. Вверху слоя суглинок горизонтально-слоистый. С глубины 1,9 м суглинок становится темнее, четкая слоистость пропадает. С глубины 2,6 м в отдельных пятнах наблюдается сложная натечная слоистость, но в основной массе суглинок не слоистый. С глубины 3,8 м суглинок становится темно-серым, появляется болотный запах. На глубине 3,9–4,6 м залегает непрерывная цепочка блоков (30×60 см и меньше) буровато-красного торфа. Она имеет падение на юг около 24° и прослежена на стенке обнажения на расстоянии 4,5–5 м.

Вторая цепочка блоков такого же буровато-красного торфа с падением на юг около 18° залегает на 0,5–1 м ниже верхней. На стенке обнажения обе цепочки блоков имеют вид непрерывных торфяных прослоев, и блоковое строение их выявляется только в расчистках. Отдельные мелкие округлые комки (до 7×15 см) торфа залегают согласно основным цепочкам блоков, но на расстоянии 20–40 см от них. В блоках у торфа наблюдается тонкая слоистость с падением, согласным падению цепочек блоков.

Слой 6 — 5,2–7,0 м. Погребенный торфяник сильно дислоцированный вместе с прослоями темного суглинка и светлого алеврита (рис. 3). Вверху преобладает суглинок темно-серый, буровато-серый темный с сильно перемятыми тонкими линзами светлого алеврита, блоками и линзами торфа. Ниже залегают относительно непрерывные три-четыре прослоя торфа с линзами и прослоями темного суглинка (преобладает вверху) и светлого алеврита (преобладает внизу).

Торф буровато-красный, слабо разложившийся, листоватый. Характерно отсутствие в торфе даже мелких веточек, щепок и других следов древесины. Торф в разной мере алевритистый и глинистый. Вверху торф залегает в виде сильно деформированных блоков и линз, внизу — в виде прослоев, также сильно деформированных. Суглинок темно-серый, оглеенный, местами с полуразложившейся органикой, местами сильно оторфован до глинистого и (или) алевритистого торфа. Алеврит светло-серый, обычно хорошо промытый, без торфянистого вещества. Слоистость всех пород и листоватость торфа обычно субгоризонтальные, иногда с падением на восток и юго-восток. В перемятых блоках (они преобладают) листоватость торфа сильно деформирована и ориентирована неупорядоченно. Все три типа пород (алевериты, суглинки и торф) ассимилируют друг друга, особенно в перемятой верхней части слоя. Особенно велика ассимиляция торфа белесым алевритом на глубине 6,3–6,4 м, а выше — ассимиляция алевритов темно-серым суглинком. Деформации вверху слоя характерны для деятельного слоя. Вероятно, деятельный слой был наложен на торфяник слоя 6. Кровля слоя 6 в северной половине обнажения горизонтальная, а в южной имеет слабое (до 7°) падение на север.

Слой 7 — 7,0–9,0 м. Алеврит светло-желтый до палевого, хорошо промытый, с сахаровидной текстурой, неслоистый, с частыми мелкими точками торфянистого вещества. В кровле слоя 7 залегает ржаво-желтая оторочка мощностью 1–2 до 3 см. Вверху наблюдаются редкие субгоризонтальные полоски длиной 2–3 см скоплений торфяных точек и редкие бледные полосы ожелезнения мощностью 2 см; до глубины 2 м от кровли слоя 7 залегает 4–5 таких полосок ожелезнения, в них видна слоистость.

Слой 8 — 9,0–11,05 м. Суглинок зеленовато-серый, тонкоплитчатый средний до тяжелого. Плитчатость создает впечатление горизонтальной слоистости.

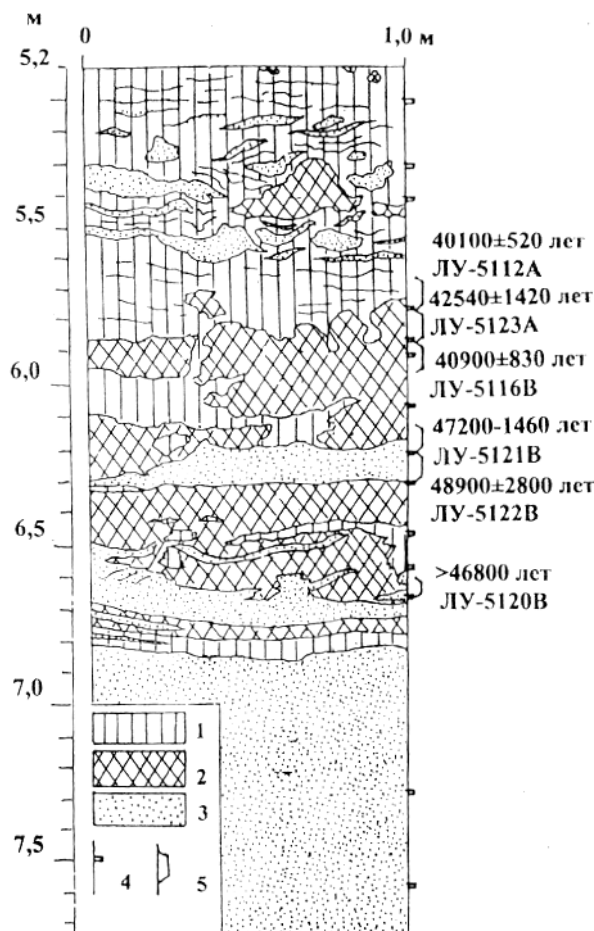


Рис. 3. Строение погребенного торфяника (слой 6) в разрезе Золотой Мыс:
 1 — суглинки; 2 — торф; 3 — алевриты; 4 — места отбора образцов на спорово-пыльцевой анализ (см. рис. 4 и текст); 5 — интервалы отбора торфа на ^{14}C -датирование и полученные даты

Слой 9 — 11,05–14,58 м. Глина сизо-синяя до синей, тощая, на глубине 13,25 м залегают тонкие (3–5 см) прослои песка, на глубине 13,7 м — три тонкие (1–2 см) прослоя глины черной. Глина в основном неслоистая (хотя местами слоистость заметна).

Слой 10 — 14,58–14,93 м (мощность видимая). Глина сизо-серая тонкослоистая, крупно-оскольчатая с темно-бурыми пленками гидроокислов железа по граням осколков. Глина очень слабо алевритистая, тощая, плотная, слоистость (1–2 до 5 мм) наблюдается за счет пере-слаивания глины светлых и темных оттенков. Контакт со слоем 9 четкий за счет изменения цвета и появления в слое 10 темно-бурой сетки гидроокислов железа.

Сравнение с описанием в [Архипов и др., 1976а, 1977] показало, что в наших расчистках разрез над погребенным торфяником (слой 6) сложнее: в [Архипов и др., 1977] над торфяником залегает 1,8 м эловых суглинков; в наших расчистках к ним относится только слой 3, который подстилается пойменным, отчасти старичным, аллювием (слои 4 и 5). Ниже по мощности слоев и их генезису сходство в наших расчистках и в [Архипов и др., 1977] практически полное: слой 6 — торф старичный, слой 7 — алевриты руслового аллювия. Ниже залегает 2,5 м флювогляциальных [Архипов и др., 1976а, б] или озерно-ледниковых [Архипов и др., 1977] суглинков и глин. Далее вскрыта верхняя морена с озерно-ледниковыми осадками слоя 6в [Архипов и др., 1977] вверху. Наши слои 9 и 10 вскрывают озерно-ледниковую часть верхней морены. Сама морена нами не вскрыта. Она представлена мелкообломочными суглинками — мелковалунная морена, — опорный разрез лохподгорских слоев. Детальное литолого-фациальное, в том числе микроскопическое, изучение [Там же] убедительно показало моренный генезис этих отложений в обсуждаемом обнажении. Ниже маловалунной лохподгорской морены залегают аллювиальные

(русловые) пески, пойменные и старичные глины, алевроиты и торф — стратотип золотомысских слоев [Архипов и др., 1976а, б, 1977], которые подстилаются нижней мореной зырянского возраста [Архипов и др., 1977].

Тридцать лет назад берег был подмывной и обнажение было изучено до уреза воды в Оби [Архипов и др., 1976а, 1977]. К 2003 г. около обнажения образовался пляж высотой у тылового шва до 9–12 м, поднялся уровень грунтовых вод, и мы смогли изучить только верхнюю часть разреза, а нижние 15–17 м, описанные в [Архипов и др., 1976а, 1977], нам были недоступны. Но это не могло повлиять на основные выводы. Под верхней мореной (у нас слои 9–10), согласно [Архипов и др., 1976а, б, 1977], залегают аллювиальные и озерно-аллювиальные стратотипические золотомысские слои, которые подстилаются нижней мореной. В торфянике (наш слой 6) С. А. Архипов и др. [1977] получили ^{14}C -дату около 29,5 тыс. лет, а в межморенных слоях — около 39,1; 39,8; 40,8 и более 45 тыс. лет. Таким образом, возраст золотомысских слоев в стратотипе был определен от более 45 до 39,1 тыс. лет [Там же], палиноспектры этих слоев характерны для растительности, близкой современной или несколько более теплолюбивой [Архипов и др., 1976б, 1977].

Нами получены [Laukhin et al., 2004] ^{14}C -даты (рис. 2, 3): из слоя 5 — 35 000±990 лет (ЛУ-5096), 33 500±260 лет (ЛУ-5096В) из верхнего прослоя торфяника и 36 250±550 лет (ЛУ-511А) из нижнего прослоя; из погребенного торфяника слоя 6 — 40 100±520 лет (ЛУ-5112А), 42 540±1420 лет (ЛУ-5123А), 40 900±830 лет (ЛУ-5116В), 48 900±2800 лет (ЛУ-5122В), ≥46500 лет (ЛУ-5121А), 47 200±1460 лет (ЛУ-5121В), ≥46 800 лет (ЛУ-5120В) с глубин соответственно 5,86–5,95; 5,95–6,05; 6,05–6,15; 6,3–6,4; 6,8–6,86 м (А — крупная фракция (>0,5 мм), В — мелкая фракция (<0,5 мм), растворимая в 2 % растворе NaOH), т. е. торф из низа слоя 5 и из слоя 6 охватывает почти все каргинское время, от 47,2 до 33 (35?) тыс. лет. Даты 70-х гг. [Архипов и др., 1976а, б, 1977] приходится считать псевдоконечными в терминологии С. А. Архипова [1997], а отложения стратотипические для золотомысских слоев — докаргинскими. Сильная минерализация торфа в слое 6 не позволила получить по нему U/Th-дату. Макрофлора из низов слоя 5 и слоя 6 (рис. 3, 4) определена Ф. Ю. Величквичем. Она таксономически бедная, что объясняется тафономическими причинами — формировалась в условиях олиготрофного болота (обилен *Carex s/g Vigneae*) с небольшими временными водоемами (присутствуют *Potamogeton filiformis*, *P. sibirica*, *Batrachium*, *Sparganium hyperboreum*, *Carex riparia*, *C. cf. flava*). Древесные породы во флоре отсутствуют, за исключением низкорослой *Betula humilis* и карликовой *B. nana* — оба вида примерно в равных количествах. Согласно заключению Ф. Ю. Величквича, все виды образуют единый флористический комплекс, типичный для холодного, но не очень сурового (перигляциального) климата. В нем отсутствуют яркие представители арктических дриасовых флор, указывающих на обстановку безлесной перигляциальной тундры, но ряд присутствующих холодостойких видов (*Sparganium hyperboreum*, *Ledum palustre*, *Ranunculus reptans*, *Potamogeton filiformis*, *P. sibiricus* и др.) имеют широкий диапазон экологических требований и нередко встречаются во флорах лесных интерстадиалов и даже в неоптимальных фазах межледниковий. Ф. Ю. Величквич относит эту флору к мохово-осоковой лесотундре. Современная растительность района — елово-лиственничные северотаежные леса. В целом небольшое количество остатков не позволяет проследить изменение состава макрофлоры по разрезу. Изменение растительности в слоях 7–1 нашего описания прослежено по палинологическим данным (рис. 4).

Спорово-пыльцевая диаграмма построена по двум расчисткам — Р-1 и Р-2, которые отстоят друг от друга всего на 3 м, что позволяет объединить их, и охватывают весь каргинский горизонт разреза Золотой Мыс. Проанализировано 25 образцов, которые объединяются в шесть палинокомплексов (ПК) (рис. 4):

ПК 1, образцы 23 и 22 из слоя 7. В общем составе преобладает пыльца древесных и кустарниковых пород (40,5 %), много кедровой сосны (12,2–13,8 %) и березы, единичны лиственница, пихта, сосна, кустарниковая береза, ольха, ива. Среди пыльцы трав и кустарничков преобладают злаковые (12,7–13,8 %) и полынь (12 %), меньше маревых (3,7–7,2 %), разнотравья (4,2–7,4 %) и вересковых. Разнотравье представлено лугово-лесными (кипрей, валериановые), луговыми (гречишные, норичниковые, розоцветные, бобовые, василистник), степными (астровые, цикориевые), тундровыми (крупка, армерия), водными (рдест) растениями. Среди спор папоротники (8,6–9,6 %) и зеленые мхи (6,5–7,4 %), единичны сфагновые мхи, плауны (*Lycopodium annotinum*, *L. selago*, *L. alpinum*, *L. pungens*), хвощи. Палиноспектры типичны для

кедрово-лиственничных лесов с елью и березой, разнотравно-злаковых лугов и участков тундровой растительности со злаками, полынью, маревыми, арктическими плаунами.

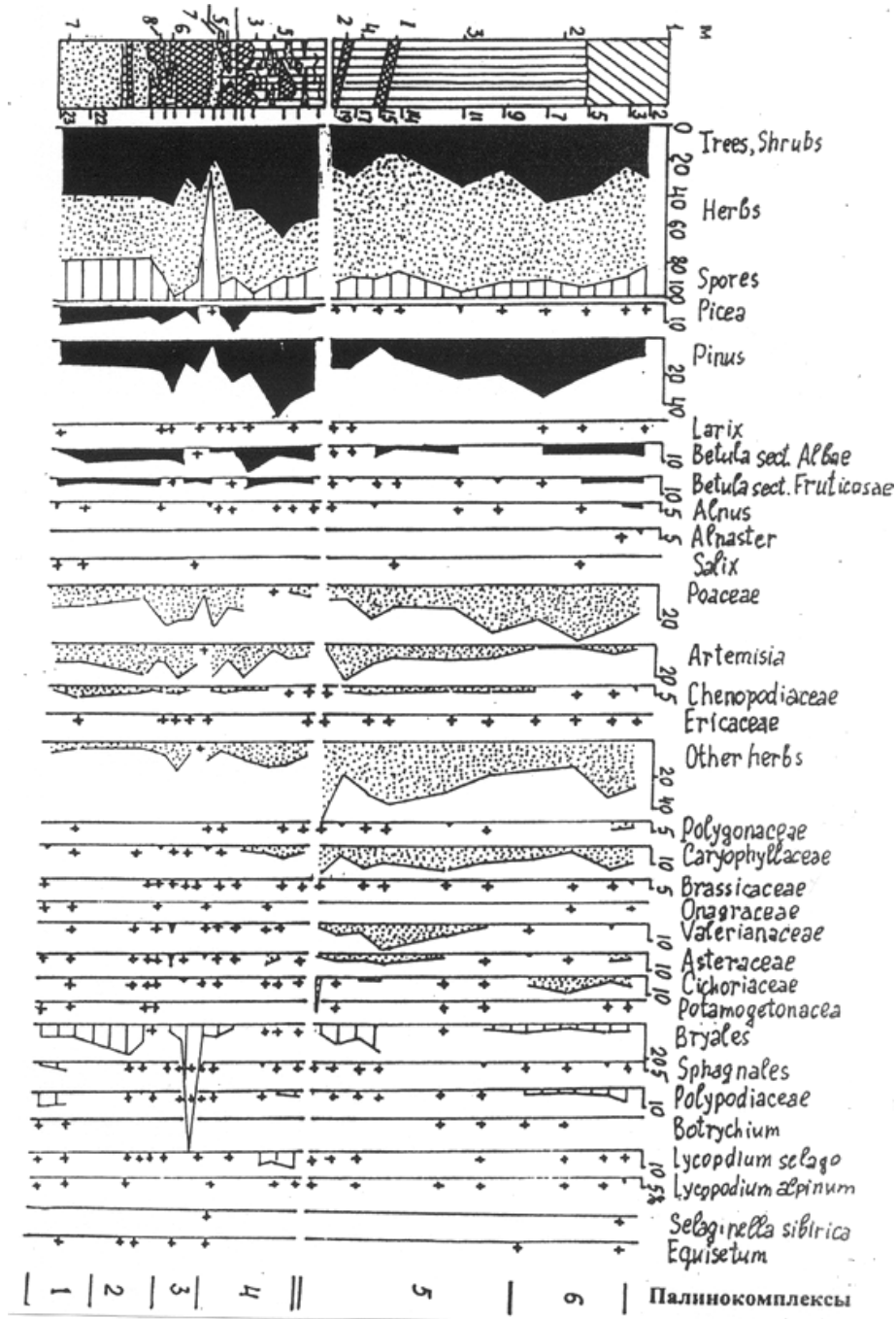


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Золотой Мыс (слои 4–7, глубина в метрах от кровли слоя 4). Описание разреза и палинокомплексов см. в тексте: + — количество пыльцы или спор менее 2%; 1–8 — положение ¹⁴C-дат: 1 — 35 000±990 лет (ЛУ-5096), 2 — 36 250±550 лет (ЛУ-5110А), 3 — 40 100±520 лет (ЛУ-5112А), 4 — 42 540±1420 лет (ЛУ-5123А), 5 — 40 900±830 лет (ЛУ-5116В), 6 — 48 900±280 лет (ЛУ-5122В), 7 — 47 200±1460 лет (ЛУ-5121В), 8 — ≥ 46 800 лет (ЛУ-5120)

ПК 2 из низа слоя 6 (рис. 4). Много пыльцы ели и кедровой сосны, березы, единичны лиственница, пихта, сосна, кустарниковая береза и ольха. Среди травянистых растений много зла-

Палеоботаническая характеристика и палеоклиматы каргинского времени...

ков (7,1–23,5 %), полыни (11,4–20 %), осоковых (1,7–6,5 %), единично разнотравье. Много спор зеленых мхов (8,4–18,5 %), единичны папоротники, плауны и др. Господствовали кедрово-лиственничные леса с елью, пихтой и березой; марево-полынные группировки, зеленомошные болота. Распространялась северотаежная растительность с большой ролью ксерофитов.

ПК 3 из середины торфяника слоя 6 (рис. 4). В общем составе спектров увеличивается до 51–65 % роль трав и кустарничков, среди которых преобладали злаки (20,7–25,4 %) и полыни (15,5–21 %), повышается роль и разнообразие разнотравья (7,3–17,2 %): 5 видов астровых, гвоздичные, гречишные, лютиковые, кипрейные, валериановые, цикориевые, примула; мало маревых (4 вида), вересковых и осок. Среди древесных и кустарниковых пород больше кедровой сосны и ели. Меньше березы древовидной (2,8–10 %) и кустарниковой (2,5–3 %). Мало спор зеленых и сфагновых мхов, плаунов и др. Лишь в одном образце спор зеленых мхов до 72 %, в нем же повышается до 7,4 % роль кустарниковых берез.

Палиноспектры характерны для открытых местообитаний с разнотравно-злаковыми лугами и марево-полынными группировками. Лиственничные редколесья с участками берез, ели и кедровой сосны сохранялись, вероятно, по долинам. Намечаются похолодание и увеличение континентальности климата.

ПК 4 из верха торфяника слоя 6 (рис. 4). В общем составе увеличивается роль древесных пород — до 48–65 % за счет распространения ели, кедровой сосны и берез (в том числе кустарниковых 2–3 %); единичны лиственница, пихта, ольха. В группе трав примерно поровну злаковых (4–14 %), полыни (8,8–10,8 %) и разнотравья (6,7–14,7 %); единична пыльца осоковых, маревых, вересковых, эфедры. Разнотравье представлено лугово-лесными (кипрей, валериановые, крапивные), луговыми (гвоздичные, горечавковые, гречишные, василистник, лютиковые), степными (астровые, цикориевые), болотными (синюха, горец земноводный), тундровыми (крупка) растениями. В группе спор *Lycopodium selago* составляет 6–10 %, единичны споры зеленых и сфагновых мхов и др. Реконструируется северная тайга с участием лиственницы, ели, кедровой сосны и березы.

ПК 5, образцы 19, 1, 15, 14, 11 и 9 из слоя 5. Вновь увеличивается роль пыльцы трав (59–71 %), в том числе разнотравья (20–47 %): лугового (гвоздичные, гречишные, горечавковые, гречишные, василистник, примуловые, бальзаминовые, лютиковые, зонтичные, норичниковые, розоцветные, горец птичий, паслен), степного (5 видов астровых, цикориевые), тундрового (крупка, камнеломка, кисличник, армерия), лугово-степного (валериановые, щавель), лугово-болотного (синюха, кровохлебка) и др. В нижнем образце пыльцы цикориевых, характерных для участков с нарушенным или несформировавшимся почвенным покровом, до 20,6 %. Пыльцы древесных и кустарниковых растений всего 16,5–35,5 %: ель, кедровая сосна, лиственница и др. Единичны споры зеленых и сфагновых мхов, папоротников, плаунов как лесных (*Lycopodium annotinum*, *L. complanatum*, *L. selago*), так и тундровых (*Lycopodium pungens*, *L. alpinum*). Расширились открытые пространства с разнотравно-злаковыми ассоциациями, ксерофитами (полынь, маревые), тундровым разнотравьем. Уменьшились площади лиственничных лесов с примесью ели, кедровой сосны и березы. Намечается похолодание.

ПК 6, образцы 7, 5, 3 и 2 из верха слоя 5 и низа слоя 4. Возрастает роль древесных пород (23–45 %). Больше пыльцы травянистых растений (45–66 %). Обильна пыльца злаков (16,5–33 %) и разнотравья (15,7–34 %). Среди древесных увеличилась роль березы (5,1–7,5 %) и ольхи (1,4–4,3 %), появляется ольховник, но преобладает пыльца ели, сосны, сосны кедровой и лиственницы. Разнотравье разнообразное, представлено луговыми, степными, тундровыми, лугово-лесными, лугово-болотными и водными растениями. Среди споровых много папоротников (2,2–7 %) и зеленых мхов (2,2–4,6 %), единичны сфагновые мхи, плаунок и плауны как лесные (*Lycopodium clavatum*, *L. selago*), так и тундровые (*Lycopodium alpinum*, *L. pungens*). Распространились увлажненные березово-лиственничные редколесья, по склонам северной экспозиции сохранялись открытые местообитания с разнотравно-злаковыми ассоциациями, тундровым разнотравьем и тундровыми плаунами. Намечается некоторое потепление.

Во всех палинокомплексах отмечена пыльца *Picea*, *Pinus*, *Tsuga*, *Betulaceae*, *Juglans*, *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Alnus* и др., споры *Osmunda*, *Gleichenia* и др., переотложенные как из третичных, так, возможно, и из более древних четвертичных отложений.

Таким образом, палинокомплексы, полученные все из слоев 7–2, отражают три потепления с произрастанием северной тайги, разделенные двумя похолоданиями, когда в районе Золотого Мыса распространялась лесотундра. В настоящее время южная граница лесотундры находится

в 100–130 км севернее Золотого Мыса. В целом полученные нами палиноспектры близки опубликованным М. Р. Вотах [Архипов и др., 1976б, 1977], но верхняя часть разреза (наши слои 2–6) тогда изучены были менее детально и потому в этом интервале не были выявлены все пять палеоклиматических событий каргинского времени. Имели значение и ^{14}C -даты тех лет, согласно которым в этот интервал попадал лишь самый конец каргинского времени, что и послужило причиной довольно редкого отбора образцов в данном интервале разреза.

Что касается межморенных отложений, выделявшихся в качестве стратотипа золотомысских слоев каргинского времени, то они содержат богатую макрофлору [Архипов и др., 1977]. Недавно сделанное сравнение ее с макрофлорой опорного разреза казанцевского горизонта Горная Суббота в низовьях Иртыша [Никитин, 1970] показало, что флора Золотого Мыса имеет 70 % общих форм с флорой Горной Субботы; велико сходство ее и с флорами Бедобы [Velichkevich et al., 2004] и Шурышкар [Никитин, 1970], казанцевский возраст которых установлен по данным U/Th и современного усовершенствованного [Арсланов, 1987] метода ^{14}C -датирования. Это позволяет датировать и межморенные слои (стратотип золотомысских слоев) казанцевским временем, а маловалунную морену лохподгорских слоев — временем зырянского оледенения. Тогда нижняя морена разреза Золотой Мыс имеет среднеплейстоценовый возраст. Таким образом, стратотип и золотомысских слоев оказался древнее каргинского времени и, как и Шурышкар, должен быть отнесен к казанцевскому горизонту.

Стратотип кирьяских слоев

Обнажение Кирьяс, стратотип кирьяских слоев, находится на левом берегу Оби в ее среднем течении: $60^{\circ} 51'$ с. ш. и $75^{\circ} 45'$ в. д. (рис. 1). Оно изучено нами в двух расчистках, отстоящих на 1 км друг от друга. В расчистке Кирьяс 1 (К-1) верх разреза скрыт под мощной осыпью, но нижний слой расчистки Кирьяс 2 (К-2) частично вскрыт в расчистке К-1 (рис. 5). Корреляция слоев обеих расчисток произведена нами по маркирующим горизонтам скоплений торфа внизу слоя 5. От расчистки К-2 они прослеживаются на юг вдоль обнажения в виде двух четких горизонтов «торфяников». В зачистках же четких торфяников не наблюдается: торфянистое вещество образует в суглинках скопления в виде крупных пятен, реже — линз, залегающих горизонтальными цепочками. На запад, к расчистке К-1, прослеживается (с перерывами) лишь нижний горизонт скоплений торфа. Верхний горизонт, как и вышележащие слои, скрыт под мощной осыпью. Мы не имели возможности вскрыть эту осыпь траншеей, но такая возможность была у С. А. Архипова, который располагал большим отрядом и достаточным временем для того, чтобы проследить слои по всему обнажению [Архипов и др., 1980]. Ориентируясь на данные С. А. Архипова (рис. 6) и нижний маркирующий горизонт скоплений торфа, вскрытый нами как в траншее К-2, так и в расчистке К-1, мы объединили обе расчистки (рис. 5, 6). Корреляция слоя 5 в обеих расчистках подтверждается также и ^{14}C -датами (см. далее).

Обе расчистки вскрывают разрез III надпойменной террасы Оби [Архипов и др., 1976б, Левина, 1979], который обнажается на ее протоке Кирьяс. Расчистка К-2 сделана в виде глубокой траншеи, координаты которой $60^{\circ} 57' 0,9''$ с. ш. и $75^{\circ} 45' 56,6''$ в. д. Координаты расчистки К-1 $60^{\circ} 57' 19,0''$ с. ш. и $75^{\circ} 45' 42,3''$. Поскольку обе расчистки вскрывают единый разрез, нумерация слоев в описании дана общая. Описание приводится сокращенно сверху вниз (рис. 5):

Слой 1 — 0–0,1 м. Гумусовый горизонт современной почвы, рыхлый, супесчаный, по простиранию замещается торфяником.

Слой 2 — 0,1–2,3 м. Суглинок серый, тяжелый, слоистый, алевритистый, вверху мелкооскольчатый, с белым налетом алеврита по граням осколков. Слоистость горизонтальная, волнистая, линзовидная. На глубине около 1 м прослеживается линия ортштейна. Ниже ее рассредоточены горизонтальные концентрации (10–15×150 см) круглых (1–3 см) концентрических (5–7 кругов) пятен ожелезнения. С глубины 1,9 м наблюдается плитчатость (по слоистости) за счет присыпок алеврита по наслоению. Переход от слоя 2 к слою 3 постепенный.

Слой 3 — 2,3–4,68 м. Суглинок пепельно-серый до голубовато-серого внизу, неслоистый; тяжелый, вверху с землистым сколом, внизу текстура массивная, суглинок вязкий, книзу переходит в глину алевритистую. В глине рассредоточены рыхлые конкреции круглые (1–3 см) и овальные (1–2×10–15 см). Более чем на 2–2,5 м вглубь склона конкреции становятся плотными.

Слой 4 — 4,68–4,85 м. Пачка торфа буровато-коричневого, листоватого, плотного. Пачка состоит из двух прослоев торфа, разделенных суглинком пепельно-серым, неслоистым. Верхний прослой (5–7 см) прерывистый, сложен тонким переслаиванием светло-серого суглинка и буровато-коричневого торфа. Нижний прослой (от 1–3 до 8–9 см) сложен торфом листоватым.

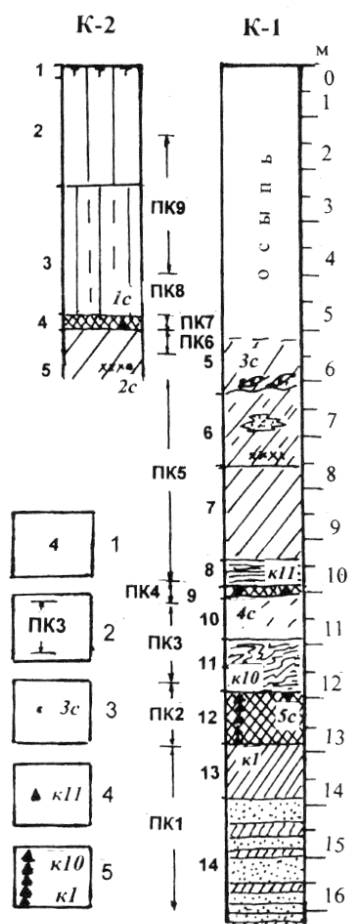


Рис. 5. Расчистки Кирьяс 1 (К-1) и Кирьяс 2 (К-2) в обнажении Кирьяс III надпойменной террасы Оби: 1 — номера слоев (описание см. в тексте); 2 — интервалы палинозон (см. рис. 7 и текст); 3 — места отбора образцов на ^{14}C -датирование: 1с — 27 800±210 лет (ЛУ-5095), 2с — 31 880±290 лет (ЛУ-5115), 3с — 32 600±200 лет (ЛУ-5094), 4с — 46 350±1590 лет (ЛУ-5109), 5с — ≥60 700 лет (ЛУ-5119); 4 — место отбора образца 11 на карпологический анализ (см. табл.); 5 — интервал отбора образцов 1–10 на карпологический анализ (см. табл.)

Слой 5 — 4,85–6,2 м. Суглинок средний сизо-серый глеевый до коричнево-бурого, вверху переходит в супесь, внизу — до тяжелого суглинка; неслоистый, с болотным запахом. По всему слою рассредоточено торфянистое вещество. На глубине 5,8 м торфянистое вещество образует скопления в виде пятен до 20–30×50–70 см, реже — в виде линз; те и другие залегают горизонтально и образуют на выветрелой стенке обнажения четкий торфянистый горизонт. Второй, прерывистый, горизонт наблюдается на глубине около 5,5 м; в расчистке на его уровне торфянистых пятен нет, видно только небольшое обогащение торфом. Достаточное количество торфа для ^{14}C -датирования имеется только в нижнем торфянистом горизонте.

Слой 6 — 6,2–7,6 м. Суглинок серый до темно-серого, с болотным запахом, средний до тяже-лого, сильно алевритистый. В нижней половине слоя 3 залегают сильно перемятые, раздерганные, растасканные линзы алеврита светло-серого до палевого. Внизу слоя залегают мелкие (2×5 до 4×15 см) линзы, обогащенные торфянистой трухой. За счет этих линз нижняя часть слоя темная. По простирацию растасканные комочки торфянистого вещества измельчаются (до 1–3 см) и залегают строго горизонтально, а тонкие прослои белесого алеврита создают впечатление переслаивания. Прослои алеврита имеют облегающие и натечные смятия. Внизу слоя обильная крошка торфа подчеркивает субгоризонтальную слоистость в суглинке.

Слой 7 — 7,6–9,4 м. Суглинок светло-серый, до глубины 8,3 м с зеленоватым, ниже — с сине-вато-сизым оттенком. Вверху слоистость более явная, горизонтальная. На глубине 1,2 м суглинок более темный, появляется болотный запах.

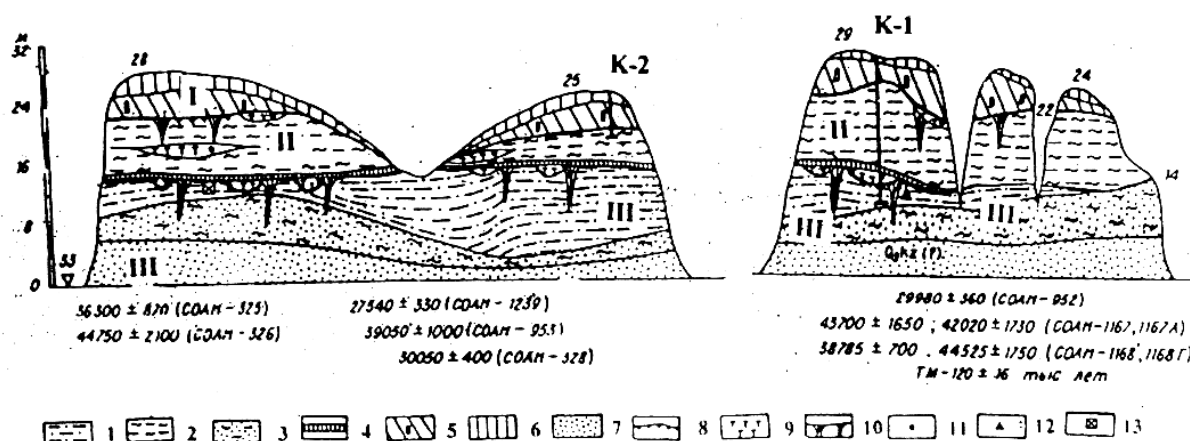


Рис. 6. Строение разреза III надпойменной террасы Оби в обнажении Кирьяс по С. А. Архипову и др. [1980]. Показано положение расчисток К-1 и К-2, изученных авторами данной статьи: I–III — толщи по [Архипов и др., 1980]: I — верхняя, II — средняя, III — нижняя; 33 м — абсолютная отметка меженного уреза воды в Оби, остальные цифры (поверхность обнажения и контакты слоев) — отметки относительные; 1 — глины и алевриты; 2 — переслаивание глин и суглинков; 3 — переслаивание глин, суглинков и песков; 4 — алевриты белесые, мучнистые; 5 — суглинки зеленовато-серые песчано-пылеватые; 6 — суглинки лессовидные; 7 — пески; 8 — погребенная почва; 9 — торф; 10 — псевдоморфозы по ледяным клиньям; 11 — ^{14}C -даты; 12 — термолюминесцентные даты; 13 — флора среднетаежной зоны

Слой 8 — 9,4–9,9 м. Тонкое горизонтальное переслаивание суглинков серых и алевритов почти белых: внизу до 15 пар слоев на 2 см мощности слоя; в середине преобладают прослой алевритов; верхние 17–20 см слоя содержат деформации в виде микроклиньев, отстоящих друг от друга на 5–7 см.

Слой 9 — 9,9–10,0 м. Торф буровато-коричневый плотный, тонколистоватый. Мощность слоя переменная: от 5 до 10 см, залегание горизонтально-волнистое.

Слой 10 — 10,0–10,9 м. Суглинок сизо-серый средний, алевритистый с крупнооскольчатой текстурой, с очень слабо выраженной слоистостью, смятой. 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 прослой (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 залегает суглинок серый (50–70 см), легкий, очень интенсивно деформированный (натечные деформации).

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

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 прослой (до 2–3 см) суглинка темного. Внизу суглинок сильно песчаный.

Палеоботаническая характеристика и палеоклиматы каргинского времени...

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.

В качестве стратотипа разрез Кирьяс изучен и опубликован С. А. Архиповым [Архипов и др., 1973, 1976б, 1980; Левина, 1979]. Сопоставим наши слои с толщами, суммированными в [Архипов и др., 1980]. Наши слои 1–3 соответствуют верхней покровной, слои 4–12 — средней озерно-аллювиальной, слои 13–16 — нижней, казанцевско-зырянской, толще [Там же]. Нижняя толща является цоколем террасы. В 60–70-х гг. из средней толщи получены ¹⁴C-даты (рис. 6): выше «белесых алевритов» (наш слой 11) — от 27,5 до 36,3 тыс. лет, а из «нижнего торфяника», подстилающего эти алевриты, — от 38,7 до 44,7 тыс. лет. Возраст интервала разреза, датированного в те годы, 27,5–44,7 тыс. лет; какая часть его является стратотипом кирьясских слоев, в публикациях [Архипов и др., 1973, 1976б, 1980; и др.] не указано.

По методике датирования, усовершенствованной в Санкт-Петербургском государственном университете [Арсланов, 1987] по нашим образцам получены даты [Лаухин и др., 2005]: из слоя 4 с глубины 4,8 м — 27 800±210 лет (ЛУ-5095), из слоя 5 с глубины 5 м — 31 880±290 лет (ЛУ-5115) и с глубины 6,1 м — 32 600±200 лет (ЛУ-5094), из слоя 9 с глубины 9,95 м — 46 350±1590 лет (ЛУ-5109) и из слоя 12 с глубины 11,95 м — ≥60 700 лет (ЛУ-5119) (рис. 5). Следовательно, «нижний торфяник» в [Архипов и др., 1980], а наш слой 12, древнее каргинского горизонта. Это подтверждается и богатой (много тысяч остатков) макрофлорой из этого торфяника, характерной, согласно Ф. Ю. Величкевичу, для зырянского (ранневюрмского) интергляциала (табл.). Эта флора отражает лесной тип растительности с доминированием хвойных пород (*Larix sibirica*, *Picea sect. Eurpicea* и др.). Изменение флоры по разрезу отражает процесс заболачивания и превращения первичного водоема в олиготрофное болото с ограниченным набором видов (*Carex sp.*, *Eriophorum vaginatum*, *Chamaedaphne calyculata*, *Ledum palustre* и др.). Полностью отсутствуют как холодостойкие виды, так и ярко выраженные термофилы. Флора скорее всего относится к одному из ранневюрмских лесных интерстадиалов типа амерсфорта-оддераде.

**Флора разреза Кирьяс 1 по данным карпологического анализа.
Определения Ф. Ю. Величкевича**

Таксон	K*	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Salvinia natans</i> (L.) All.	m	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Larix sibirica</i> Ldb.	s/ds	16/5	26/2	82/1	110/36	62/1	10/—	4/—	5/—	—	1/—	—
<i>Picea sect. Picea</i> Willk.	s/n	10/—	3/∞	23/—	15/—	7/15	1/14	—/10	—	—	—	—
<i>Pinus silvestris</i> L.	ds	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
<i>Typha</i> sp.	t	∞	∞	∞	∞	∞	—	—	—	—	—	—
<i>Potamoeton alpinus</i> Balb.	e	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4
<i>P. filiformis</i> Pers.	e	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	26
<i>P. Pectinatus</i> L.	e	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
<i>P. pusillus</i> L.	e	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5
<i>P. sibiricus</i> A. Benn.	e	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7
<i>Potamogeton</i> sp.	e	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9
<i>Sparganium minimum</i> Wallr.	e	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
<i>S. Hyperboreum</i> Laest.	e	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
<i>Carex cf. diandra</i> Schrank.	f	1	47	35	66	41	15	16	8	—	—	—
<i>C. pseudocyperus</i> L.	f	7	∞	∞	∞	∞	83	26	∞	—	—	—
<i>C. riparia</i> Curt.	f	24	9	10	2	∞	∞	∞	∞	∞	∞	—
<i>C. cf. rostrata</i> Stokes	f	—	—	5	68	—	—	—	—	—	—	—
<i>C. s/g Vignea</i> (Beauv.) Kirschl.	f	—	52	75	—	—	—	—	—	—	—	∞
<i>Carex</i> sp.	f	43	32	18	∞	∞	∞	∞	∞	—	—	8
<i>Shoeplectus tabernaemontani</i> (C. C. Gmel.) Palla	f	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1
<i>Eriophorum vaginatum</i> L.	f	—	—	—	—	—	—	—	—	11	176	2
<i>Calla palustris</i> L.	s	—	—	4	47	76	10	6	12	55	83	4
<i>Lemna trisulcata</i> L.	s	—	2	—	10	12	—	—	—	—	—	—
<i>Betula fruticosa</i> Pall.	f/sc	58/4	60/3	34/4	52/1	10/1	—	—	—	—	—	—
<i>B. humilis</i> Schrank	f/sc	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	54/21
<i>B. nana</i> L.	f/sc	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	85/3

Таксон	K*	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>B. sect. Albae</i> Reg.	f/sc	1/—	6/1	1/—	7/1	—	3/—	1/—	3/—	—	14/—	23/—
<i>Caltha palustris</i> L.	s	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4
<i>Urtica dioica</i> L.	f	—	—	38	2	2	—	—	—	—	—	—
<i>Atriplex cf. paluta</i> L.	s	4	11	2	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Rumex</i> sp.	f	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Silene cf. acaulis</i> (L.) Jacq.	s	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3
<i>Batrachium</i> sp.	f	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8
<i>Ranunculus flammula</i> L.	f	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
<i>R. lingua</i> L.	f	—	—	10	61	164	40	38	3	14	—	—
<i>R. repens</i> L.	f	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	6
<i>R. gmelinii</i> DC.	f	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
<i>R. scelleratus</i> L.	f	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3
<i>Thalictrum lucidum</i> L.	f	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Rubus idaeus</i> L.	f	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
<i>Rubus</i> sp.	f	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
<i>Comarum palustre</i> L.	f	—	—	—	—	44	23	13	32	9	18	—
<i>Viola palustris</i> L.	s	3	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Cicuta virosa</i> L.	f	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—	—
<i>Hippuris vulgaris</i> L.	f	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	1
<i>Myriophyllum spicatum</i> L.	f	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	9
<i>Patentilla</i> sp.	f	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
<i>Ledum palustre</i> L.	l	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
<i>Chamaedaphne calyculata</i> (L.) Moench.	s	—	—	—	—	—	—	—	—	36	14	147
<i>Lusimachia thyrsiflora</i> L.	s	—	—	—	—	4	23	22	18	20	27	—
<i>Menyanthes trifoliata</i> L.	s	2	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	—	1	—
<i>Lycopus europaeus</i> L.	f	—	3	7	∞	89	25	11	4	—	—	—
<i>Stachys palustris</i> L.	f	—	—	—	—	1	—	—	2	—	—	—
<i>Galeopsis bifida</i> Boenn.	f	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—
<i>Laminaceae</i> gen.	f	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Scutellaria galericulata</i> L.	s	—	—	—	6	—	—	—	1	—	1	—
<i>Bidens tripartite</i> L.	s	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—
<i>Cirsium palustre</i> (L.) Scop.	s	—	—	5	1	—	—	—	—	—	—	—
<i>Carduus</i> sp.	s	2	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Asteraceae</i> gen.	s	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
<i>Cenococcum graniformae</i> (Sow.) Ferd. Et Winge	st	∞	∞	∞	∞	—	—	—	—	—	—	—

Примечания: 1–11 — номера карпологических образцов (см. текст); K* — тип остатков: s — семя, ds — мелкие побеги, n — иголки, t — тегмены, e — эндоспермы, f — плоды, st — склеротий, l — листочки, m — мегаспоры, sc — чешуйки; ∞ — несколько сотен остатков.

Палинологически проанализирован 71 образец (рис. 7). Из слоев 13 и 14 образцы отбирались редко, так как отложения были заведомо древнее каргинских. Поэтому нижние пять палиноспектров могут отражать самостоятельные палинокомплексы. Здесь для краткости эти спектры объединены в один палинокомплекс (ПК 1), который отражает господство разнотравных лугов с маревыми и полынью, редколесья с березой, лиственницей, елью в условиях холодного, то относительно влажного (внизу слоя 14), то более сухого (вверху слоя 14) климата. В слое 13 увеличение роли пыльцы древесных пород до 53,5 % и состав травянистых растений свидетельствуют о появлении редколесий с березой, елью, кедровой сосной. В ПК 1 много пыльцы переотложенной из неогена и палеогена.

Палиноспектры ПК 2 из торфа слоя 12 разнообразны и отражают четыре фазы развития растительности: елово-березовых редколесий с широким распространением зеленомошных болот; еловых и лиственничных лесов с *Selaginella sibirica* и лесными видами плаунов; редколесья из лиственницы, березы и ели, вместе с *Selaginella sibirica* отмечены только тундровые виды плаунов; березовых редколесий. Даже из беглого обзора видно, что нижние палиноспектры ПК 1 отражают замещение холодных открытых пространств березовым редколесьем. Затем распространяются елово-березовые редколесья, которые сменяются хвойными лесами во время формирования средней части погребенного торфяника слоя 12. После этого снова происходит деградация лесов, возникают сначала хвойно-мелколиственные, а затем — березовые редколесья 3-й и 4-й фаз ПК 2. В течение всех четырех фаз ПК 2 климат был холоднее современного. Видимо, и в составе макрофлоры отражается не только прогрессирующий переход во-

Палеоботаническая характеристика и палеоклиматы каргинского времени...

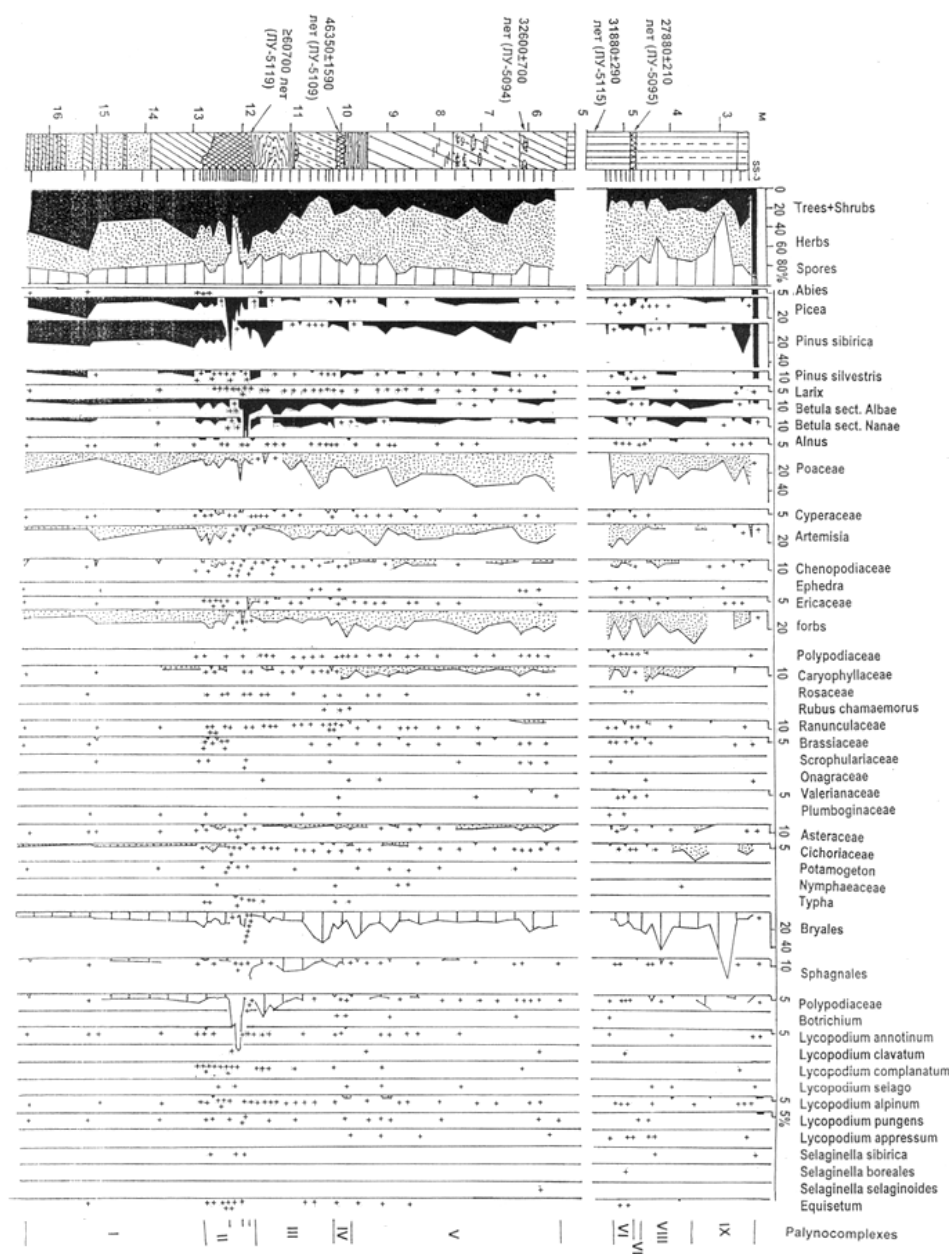


Рис. 7. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Кирьяс (описание разреза и палинокомплексов см. в тексте):

SS-3 — поверхностная проба; + — количество пыльцы или спор менее 2 %

дома в олиготрофное болото, но и общая для Сургутского Приобья смена открытых (тундровых?) пространств лесотундрой, лесами типа северной тайги, а затем — снова лесотундрами. Завершается накопление погребенного торфяника слоя 12 перерывом осадконакопления и образованием многочисленных и довольно крупных (1–6 м) ледяных (ледово-грунтовых?) жил, которые, однако, не образовывали системы полигонально-жильных льдов (рис. 6). Дата $\leq 60\,700$ лет (ЛУ-5119) в кровле погребенного торфяника подтверждает зырянский (ранневюрмский) возраст погребенного торфяника слоя 12.

Затем последовала деградация жильных льдов и накопление «белесых алевритов», слой которых прослеживается [Архипов и др., 1980] по всему обнажению Кирьяс как в широтном, так и в меридиональной его частях (рис. 6). Палиноспектры из «белесых алевритов» (начало ПК 3, рис. 7) отражают березовые редколесья с елью и лиственницей. В общем составе пыльцы древесных пород 25,5–52,5 % (в среднем 39–45 %) при 20–46 % (в среднем 27–35 %) пыльцы

травянистых растений; среди древесных доминирует береза (8–18 %). В группе травянистых растений сначала преобладают вересковые, затем — злаки, а потом — полынь. В начале накопления «белесых алевритов», возможно, было незначительное потепление. Деграция редколесий в конце формирования ПК 3 (слой 10) привела к господству безлесной перигляциальной растительности с разнотравно-злаковыми ассоциациями, ксерофитными группировками (полынь, маревые, эфедра), зеленомошными и сфагновыми болотами в понижениях, распространением верещатников, ерников с морошкой, крупкой, холодолюбивым плауном и тундровыми видами плаунок. Очевидно, завершение зырянского оледенения в районе обнажения Кирьяс ознаменовалось накоплением суглинков слоя 10.

ПК 4 изучен вверху слоя 10 и в торфянике слоя 9. Количество пыльцы древесных и кустарниковых пород увеличивается от 8,5–14,8 до 28 % при пыльце трав и кустарничков от 56–52 до 45,5 %. Увеличивается роль берез и хвойных пород (ель, лиственница, кедровая сосна), появляются лесные плауны (*Lycopodium annotinum*, *L. complanatum*, *L. selago*). В равных количествах представлена пыльца злаков, полыни и разнотравья. Распространяются редколесья с березой, лиственницей, елью, разнотравно-злаковыми лугами. Сохранились тундровые участки с ерниками, верещатниками, ксерофитами. Во время торфонакопления потепление выражено ярче: палиноспектры отражают лиственничное редколесье. Для торфяника слоя 9 имеется ¹⁴C-дата ЛУ-5109 46 350±1590 лет, которая всем своим доверительным интервалом попадает в раннее потепление каргинского времени, как в понимании Н. В. Кинд [1974], так и согласно В. С. Волковой с соавт. [2003]. В настоящее время обнажение Кирьяс находится в подзоне средней тайги, и состав палиноспектра поверхностной пробы сильно отличается от спектров раннего потепления каргинского времени (рис. 7). По составу макрофлоры (табл., образец 11) торфяник накапливался в небольшом водоеме, окруженном лесотундровыми и тундровыми ландшафтами. Среди трех видов берез доминируют кустарничковый (*Betula nana*) и кустарниковый (*Betula humilis*) виды. Почти все определенные здесь виды (табл.) относятся к группе холодостойких растений.

Важно отметить, что переход от зырянского ледникового к каргинскому времени происходит в пределах одного слоя (слой 10) и не сопровождался даже коротким перерывом осадконакопления. По палинологическим данным переход этот происходил хотя и постепенно, но очень быстро и изменениями в осадконакоплении не сопровождался.

ПК 5 охватывает большую часть разреза: слои 8–6 и часть слоя 5. В нем обильна пыльца злаковых, полыни, гвоздичных, разнообразно разнотравье, отмечены морошка, крупка. Разнообразны плауны, как тундровые (*Lycopodium alpinum*, *L. pungens*, *L. apressum*), так и лесные (*L. annotinum*, *L. clavatum*, *L. selago*), появляются плауники *Selaginella sibirica*, *S. borealis*. Пыльцы древесных и кустарниковых пород обычно 9–15 до 31 %, преобладают береза кустарниковая и древовидная, ель, кедровая сосна, лиственница. Господствовали разнотравно-злаковые луга, на склонах северной экспозиции — участки тундры с ерниками, верещатниками, морошкой. По долинам могли сохраняться небольшие участки березовых редколесий. Климат был существенно холоднее современного. На этом фоне улавливаются небольшие изменения растительности. В слое 8 намечаются следы относительного похолодания. По стратиграфическому положению и составу палиноспектров слой 8 мог бы быть стратотипом кирьясских слоев. Внизу слоя 7 спектры отражают незначительное расширение северотаежных редколесий с елью. Спектры из верха слоя 7 показывают распространение ерников, которые во время накопления слоя 6 вновь сменяются небольшим расширением редколесий. По стратиграфическому положению палиноспектры слоев 6 и 7 соответствуют среднему потеплению каргинского времени с двумя «пиками» незначительного потепления и похолоданием в середине этого этапа.

ПК 6 из основной части слоя 5 отражает господство разнотравно-злаковых лугов сначала с расширением ерников, а затем — с сужением их площадей во время второго похолодания каргинского времени около 31,8 тыс. лет назад (ЛУ-5115), отличавшегося холодным и сухим климатом.

В ПК 7 из торфяника слоя 4 пыльца трав составляет 55–65 %. При обилии злаков и полыни снижаются количество и разнообразие разнотравья. Пыльца древесных пород (13–20 %) почти целиком представлена лиственницей, елью и кедровой сосной. Широко распространялись разнотравно-злаковые луга, по долинам — лиственничные редколесья, что отражает незначительное потепление около 27,8 тыс. лет назад (ЛУ-5095). Этот торф накапливался во время последнего потепления каргинского времени.

ПК 8 из нижней части слоя 3 при обилии злаков содержит много пыльцы гвоздичных, а иногда — цикориевых. Отмечена пыльца тундровых растений (крупка, кисличник) и маревых (*Chenopodium album*), характерных, как и цикориевые, для несформированных грунтов. При обилии спор зеленых мхов присутствуют арктические плауны (*Lycopodium alpinum*, *L. pungens*, *L. apressum*) и *Selaginella sibirica*. Спектры отражают господство сравнительно влаголюбивой тундровой растительности времени сартанского оледенения.

ПК 9 из верхней части слоя 3 и из слоя 2, кроме обилия злаков, содержит много пыльцы цикориевых, характерных для незадернованных участков. Распространялась тундровая растительность с арктическими плаунами, вересковыми, маревыми, эфедрой, полынью, характерная для холодного сухого климата, вероятно, середины сартанского времени.

Некоторые следствия

Для стратиграфии и палеогеографии

Таким образом, в интервале 48–27 тыс. лет (ЛУ-5109 — ЛУ-5095), который охватывает почти все каргинское время, в разрезе Кирьяс по палинологическим данным намечается три потепления: палиноспектры слоев 9, 7–6, 4 и два похолодания — в слоях 8 и 5. Во время похолоданий до Сургутского Приобья распространялись травянистые и ерниковые тундры. Смещение растительных зон к югу могло превышать 800 км во время похолодания и достигать 600–300 км во время потеплений. Климат в Сургутском Приобье в каргинское время не достигал современных параметров: среди палиноспектров разреза Кирьяс нет даже отдаленно близких к средне-таежному, изученным в субректентных поверхностных пробах и в голоценовых отложениях. Ранее опубликованные палеоботанические данные по разрезу Кирьяс [Архипов и др., 1973, 1976б; Левина, 1979] также не обнаружили следов климата, близкого современному, но показали развитие климата постоянно более холодного. Между тем следов существенных размывов и/или перерывов осадконакопления в средней пачке (слои 9–5 нашего описания) этого разреза также не обнаружено, что не позволяет надеяться на обнаружение слоев каргинского горизонта, которые формировались здесь в условиях климата, близкого современному или более мягкого, но попали в перерыв осадконакопления и потому не выявлены в разрезе Кирьяс. Как видим, в этом разрезе все ¹⁴C-даты 60–70-х гг., а не часть их, как показано в [Архипов и др., 1980], оказались псевдоконечными. Но даже если бы и можно было признать валидными даты из «нижнего торфяника» (наш слой 12), все равно в нем нет палиноспектров, близких палиноспектрам современной средней подзоны тайги, в южной части которой находится разрез Кирьяс.

Приведенные данные показывают, что стратотипы шурышкарских, кирьяских, золотомыских слоев и опорный разрез лохподгорских слоев невалидны, несмотря на то что во всех этих разрезах удастся выявить следы трех потеплений и двух похолоданий. Однако потепления далеко не достигали современных климатических показателей в районах этих разрезов, и потому каргинское время на Западно-Сибирской равнине не может иметь статус межледниковья, но имеет все признаки межстадиала продолжительного и сложного в пространственном и временном отношении. Каргинский горизонт сохраняет свое стратиграфическое значение, но стратотипы его слоев такое значение утратили, и потому данный горизонт не имеет и ареального стратотипа, на который ссылаются унифицированные стратиграфические схемы последних десятилетий [Архипов, 1990; Унифицированная региональная стратиграфическая схема..., 2000; Волкова и др., 2003, 2005].

Интересно обнаружение небольшого похолодания в середине среднего «потепления» (слои 6 и 7 в разрезе Кирьяс) Сургутского Приобья. Если вспомнить данные С. С. Сухоруковой [1998] о следах похолодания около 27 тыс. лет в позднем потеплении каргинского времени на севере Приенисейской и Приобской частей Западной Сибири, то появится возможность предполагать существование, наряду с давно и всеми признанным 5-членным делением каргинского времени, следующего, более дробного, 9-членного деления событийной шкалы каргинского времени. Обращает на себя внимание то, что, несмотря на все колебания в датировках «теплых» и «холодных» этапов каргинского времени за последние 30 лет — от [Кинд, 1974] до [Волкова и др., 2005], продолжительность «теплых» этапов всегда оценивалась примерно в 2–3 раза больше продолжительности «холодных» этапов. Не вызывает удивления, что «трехчленность» последнего потепления была замечена почти на 10 лет раньше, чем «трехчленность» среднего потепления; а история растительности и палеоклиматов раннего потепления, где ¹⁴C-даты находятся у предела возможностей метода (50–45 тыс. лет) и потому малочисленны, до сих пор

изучена не достаточно для того, чтобы выявить в ее пределах три (больше? меньше?) палеоклиматических события или доказать монотонность этого потепления, т. е. отсутствие колебаний климата в его пределах. Конечно, данных для трехчленного деления позднего и среднего потеплений каргинского времени пока очень мало. Однако они уже дают направление для исследований возможности детализации событийной шкалы каргинского времени и детализации климатостратиграфической схемы одноименного горизонта.

Еще одной особенностью каргинского времени на Западно-Сибирской равнине является то, что в каргинское время общее похолодание, по сравнению с современным климатом, как во время потеплений, так и во время похолоданий на севере было значительно меньше, чем на юге (Золотой Мыс на 4° севернее Кирьяса). Видимо, это связано с проникновением в низовья Оби теплой [Волкова, 2001; Зольников и др., 2003] каргинской ингрессии, влияние которой не проявилось в более южных районах. Известно, что даже в оптимум каргинского времени уровень мирового океана был на 40–50 м ниже современного. В этих условиях ингрессия на севере Западно-Сибирской равнины была возможна только за счет изостатических опусканий, вызванных зырянским ледниковым покровом. Покров этот был весьма обширным, особенно на Евразийском шельфе [Astakhov, 2001], что могло обеспечить изостатическое опускание, достаточное для неглубокой каргинской ингрессии в низовья крупных рек на севере Западно-Сибирской равнины.

Для палеокриологии

Растительность чутко реагирует на наличие и характер многолетней мерзлоты. К сожалению, в большинстве публикаций по ботанике и геоботанике отмечаются лишь характерные виды [Москаленко, 2003; и мн. др.], а в палинологии определения до видов редки, но обычны — до рода и более высоких таксономических уровней. Поэтому для реконструкции изменений положения и характера многолетней мерзлоты каргинского времени на Западно-Сибирской равнине нами использованы зональные типы современной растительности. Четкое выделение их по характеру палиноспектров разработано давно [Гричук, 1959; и мн. др.] и активно применяется практически всеми палинологами Сибири. Положение зон и подзон современной растительности сопоставлено с положением различных типов многолетней мерзлоты Западно-Сибирской равнины с карты Дж. Брауна [Brown et al., 1997]. Как отдельные виды, так и типы растительности за последние 50 тыс. лет (с начала каргинского времени) изменились очень слабо. В частности, на примере ели сибирской видно, что и за 200 тыс. лет изменения видов были весьма незначительными [Попов, Лаухин, 2004]. Поэтому есть основания при используемом здесь уровне схематизации принимать метод актуализма почти без ограничений. То есть, если в настоящее время на Западно-Сибирской равнине южная граница сплошной многолетней мерзлоты приблизительно совпадает с северной границей лесотундры, а южная граница островной мерзлоты находится в 700–750 км южнее северной границы лесотундры, то в ходе дальнейших реконструкций мы принимаем, что и в каргинское время смещение к югу (или северу) границ растительных зон (подзон) соответствовало смещению границ многолетней мерзлоты, адекватно современному их соотношению с растительными зонами (подзонами).

Отклонение от актуализма может быть вызвано только наличием в каргинское время мертвых льдов зырянского покровного оледенения. Реликтовые льды зырянских ледников и сейчас широко развиты на севере Западно-Сибирской равнины вдоль Полярного круга [Шполянская, Стрелецкая, 2004; Астахов и др., 2005а; и мн. др.]. В каргинское время их мощность и поля развития, несомненно, были во много раз обширнее. Тогда мертвые льды зырянского оледенения могли создавать региональную «область выхолаживания» в северной половине Западно-Сибирской равнины. В настоящее время «область выхолаживания» располагается широтно — это арктические широты Западной Сибири. В первой половине каргинского времени «область регионального выхолаживания», очевидно, располагалась южнее — в зоне сохранения мертвых льдов зырянского ледникового покрова (рис. 8). А эта зона могла находиться только между 70° с. ш. и Полярным кругом, так как по последним данным В. И. Астахова и др. [2005а] зырянский ледниковый покров южнее Полярного круга в Западной Сибири не распространялся, а севернее 70° с. ш. Гыданский п-ов был почти целиком покрыт водами каргинской трансгрессии, температура которых была положительной [Волкова, 2001]. Поэтому непосредственно у берегов Северного Ледовитого океана в каргинское время мертвые льды зырянского покровного оледенения вряд ли могли сохраняться. Как показали Н. А. Шполянская и И. Д. Стрелецкая [2004], зырянский ледниковый покров распространялся с запада (Полярный Урал — Новая Земля)

Палеоботаническая характеристика и палеоклиматы каргинского времени...

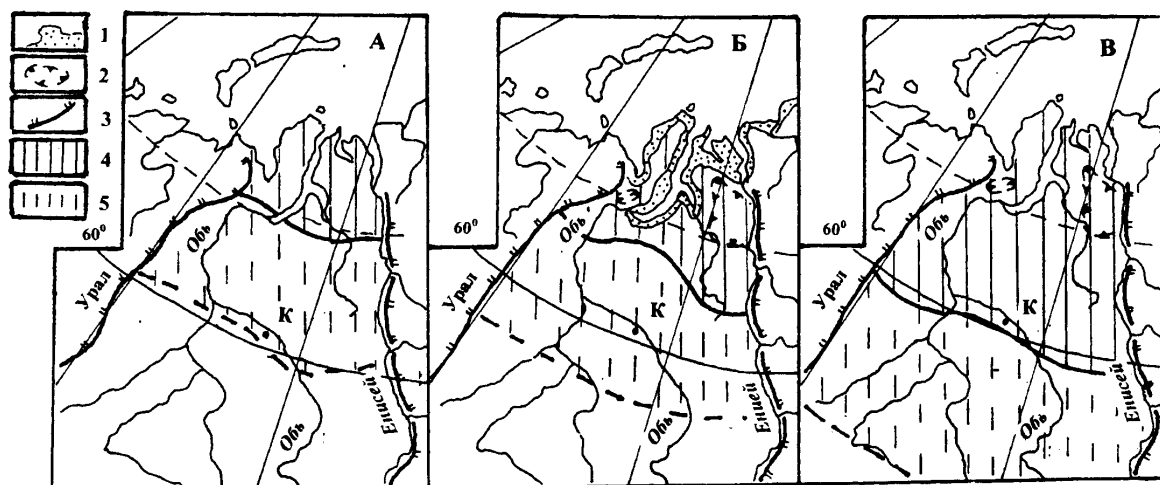


Рис. 8. Распространение многолетней мерзлоты на Западно-Сибирской равнине современное (А) и реконструируемое для каргинского времени (Б и В) (Б — для теплых, В — для холодных этапов):

- К — положение разреза Кирьяс; 1 — распространение каргинской ингрессии моря (по [Волкова, 2001]);
 2 — предполагаемые поля распространения мертвых льдов; 3 — границы гор Урала и Средне-Сибирского плоскогорья; 4 — распространение сплошной многолетней мерзлоты; 5 — распространение прерывистой и островной многолетней мерзлоты

и востока (Таймыр — Путоран), но в средней части Западно-Сибирской равнины не смыкался. Следовательно, «область регионального выхолаживания» состояла из Приобской и Приенисейской частей, которые не соединялись в центре равнины. Эти два района реликтовых мертвых льдов и создавали охлаждение Западно-Сибирской равнины, которое в каргинское время уменьшалось как в южном, так и в северном направлении. Сургутское Приобье находится почти в осевой части Западно-Сибирской равнины. Можно предполагать, что там выхолаживающее влияние мертвых льдов было минимальным. К востоку и западу, где располагались поля мертвых льдов, оно могло увеличиваться. Не случайно южная граница северной тайги в Приенисейской части равнины сейчас достигает $62^{\circ} 40'$ с. ш., в Приобской — $62^{\circ} 30'$, а в верховьях Пура и Надыма (ближе к осевой части равнины) — $64^{\circ} 50'$ с. ш. Разумеется, это отголоски не зырянско-каргинских палеоклиматов, а климатических событий сартанского оледенения. Однако, как теперь окончательно доказано, западный и восточный ледниковые покровы сартанского оледенения не смыкались на севере равнины. Расположение их было такое же, как и во время зырянского оледенения (только масштабы были скромнее). Поэтому некоторые аналогии с палеоклиматическим влиянием мертвых льдов зырянского ледникового покрова в каргинское время здесь вполне возможны. Как видно из рис. 8, возможные площади распространения мертвых льдов в каргинское время были небольшие. Поэтому мертвые льды вряд ли могли существенно отразиться на распространении многолетней мерзлоты. Скорее всего, развитие их могло лишь несколько усложнить положение южной границы распространения сплошной многолетней мерзлоты, по сравнению с почти точно широтным положением современных границ распространения сплошной и островной многолетней мерзлоты.

Для истории освоения Западно-Сибирской равнины палеолитическим человеком

Каргинское время на Западно-Сибирской низменности было весьма неблагоприятным в климатическом отношении, что могло быть серьезным препятствием для заселения ее палеолитическим человеком. Но были ли благоприятнее условия Ванкаремской низменности на севере Чукотского п-ва, где известен памятник Кымынейкей (около 30 тыс. лет)? Разумеется, нет. Однако милютхейцы, следы которых обнаружены на этом памятнике, и не жили на низменности. Они жили в отрогах Чукотского нагорья [Laukhin, 1997]. Что касается равнин, то давно обнаружено [Лаухин, 1993], а позже подтверждено [Pitul'ko, 2001], что их заселение и на северо-востоке Азии началось не раньше 18 тыс. лет назад. Видимо, не только неблагоприятные климатические условия были причиной позднего заселения всех равнин Северной Азии, а не только Западно-Сибирской равнины.

Более 800 тыс. лет назад палеолитические люди Северной Азии заселяли только Южный горный пояс Сибири [Лаухин, 2004]. Как показано ранее [Лаухин, 2002 и др.], к середине каргинского времени произошло демографическое насыщение Южного горного пояса. Конощельское похолодание (около 31–30 тыс. лет назад) потребовало расширения охотничьих угодий, чем вызвало демографическое пересыщение в нем, и одновременно «выровняло» природные (особенно климатические) условия этого горного пояса и более северных территорий Северной Азии. Климат и ландшафты большей части Южного горного пояса стали такими же, как и на Средне-Сибирском плоскогорье, и мало чем отличались от ландшафтов севера Якутии и Чукотки, что и создало возможность выхода в конощельское время позднепалеолитических людей из Южного горного пояса на северо-восток и быстрого их расселения в нагорьях Восточной Сибири и северо-востока Азии. Мозаичность климата в этих нагорьях позволяла находить носителям позднепалеолитической культуры благоприятные экологические ниши, подобно тому как их предки почти миллион лет назад находили такие ниши в Южном горном поясе Сибири. На равнинах же не было мозаичных ландшафтов и привычной для палеолитических людей возможности находить относительно более благоприятные экологические ниши.

Природные условия Западно-Сибирской равнины в каргинское время были монотонно неблагоприятные, повсеместно менее благоприятные, чем современные. В то же время в нагорьях Восточной Сибири и северо-востока Азии при мозаичности горных ландшафтов палеолитический человек мог найти отдельные рефугиумы — экологические ниши, подходящие для обитания [Лаухин, 2003]. Поэтому вряд ли можно результаты, полученные на Западно-Сибирской равнине, распространять на всю Северную Азию, как это делают В. И. Астахов и Я. Мангеруд [2005]. Показательно, что, как и раньше [Лаухин, 1996], следы климата каргинского времени, более теплого, чем современный, обнаруживают и теперь именно в горных районах как Южного горного пояса [Деревянко и др., 1993, 2000; Русанов, 2005; Калмыков, 2005; Покатилов, 2005; и др.], так и к северу от него [Laukhin, Rybakova, 1986; Лаухин, 2001, 2003; Пушкарь, Черепанова, 2002; Шило и др., 2005; и др.]. Однако в более северных районах Восточной Сибири количество рефугиумов было гораздо меньше, чем в Южном горном поясе Сибири. Быстрота миграции от Алтае-Саянской области до Чукотки (за 1–2 тыс. лет) объясняется тем, что эта миграция шла от рефугиума к рефугиуму и многие из них связаны с долинами крупных рек, текущих с юга на север. Эти артерии способствовали быстрому проникновению палеолитических людей на северо-восток Азии. Последующее же расселение позднепалеолитических людей в пределах нагорий востока Азии происходило не медленным, эстафетным в понимании В. А. Ранова [1988], способом, и не фронтальной диффузией, а радиальным расселением из рефугиумов, освоенных первыми мигрантами, что и обеспечило его большую быстроту (4–5 тыс. лет). Эта быстрота лишь в небольшой степени зависела от увеличения позднепалеолитического населения. Главным образом она определялась небольшим количеством и малой «демографической емкостью» рефугиумов в нагорьях Восточной Сибири и северо-востока Азии.

К началу сартанского оледенения произошло демографическое насыщение и нагорий востока Северной Азии. В первой половине сартанского похолодания (оледенения) снова, как и в конощельское время, потребовалось расширение охотничьих угодий, что привело к демографическому пересыщению, но теперь уже нагорий Восточной Сибири и северо-востока Азии. Незаселенными оставались только равнины, и только за счет лишенных климатической мозаичности «монотонно неблагоприятных» равнин теперь могло происходить расширение ойкумены палеолитических людей. Однако выход из привычной горной экологической обстановки произошел, видимо, не сразу. Потребовалась «технологическая и экологическая подготовка». Возникли начала индустрии средних стадий позднего палеолита. На просторах Северной Азии образовалась гигантская перигляциальная гиперзона с мигрировавшими по ней, не соблюдая природной зональности (в то время не существовавшей), стадами мамонтовой фауны. В соответствии со 2-м и 3-м следствиями экстремально неблагоприятной обстановки в Северной Азии [Лаухин, 1994] вслед за этими стадами, не постепенно, а массово «широким фронтом» двинулись на равнины палеолитические племена. Просторы Западно-Сибирской равнины были освоены, вероятно, ближе к пессимуму сартанского времени. Дальнейший механизм освоения, уже конкретно Западно-Сибирской равнины, кратко обсуждался нами [Лаухин, 2005] и более подробно А. П. Деревянко и др. [2003] и В. Н. Зениным [2002].

Заключение

Ревизия стратотипов и опорных разрезов каргинского горизонта Западно-Сибирской равнины с использованием уран-ториевого датирования и усовершенствованного метода ^{14}C -датирования [Арсланов и др., 2004; Астахов и др., 2005а, б; Laukhin et al., 2004; Лаухин и др., 2005] показала невалидность многих ^{14}C -дат 60–70-х гг. и позволила существенно уточнить эволюцию природной среды Западно-Сибирской равнины в течение каргинского времени. Подтверждена пятичленная событийная шкала этого времени, и намечается возможность ее существенной детализации. Выявлены причины позднего заселения равнин Северной Азии, и в частности Западно-Сибирской равнины, палеолитическим человеком.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

- Арсланов Х. А. Радиоуглерод: Геохимия и геохронология. Л.: Ленингр. ун-т. 1987. 300 с.
- Арсланов К. Х., 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. Стратиграфия четвертичных отложений Тюменского нефтегазоносного региона. Уточненная стратиграфическая основа. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. 52 с.
- Архипов С. А. Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. 95 с.
- Архипов С. А. Геохронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика. 1997. № 12. С. 1863–1884.
- Архипов С. А., Астахов В. И., Волков И. А., Паньчев 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: Наука, 1994. 106 с.
- Архипов С. А., Вотах М. Р., Гольберт А. В. и др. Последнее оледенение в нижнем Приобье. Новосибирск: Наука, 1977. 215 с.
- Архипов С. А., Вотах М. Р., Довгаль Л. А. Новый разрез ранне-среднезырянских отложений на нижней Оби: (Стратиграфия, палинология, диатомеи) // Этюды по палеофитологии Сибири. М.: Наука, 1976а. С. 65–82.
- 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) // Там же. 1976б. С. 83–101.
- Архипов С. А., Фирсов Л. В., Паньчев В. А., Орлова Л. А. Новые данные по стратиграфии и геохронологии террас Средней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973. С. 21–33.
- Астахов В. И., Мангеруд Я. Возраст каргинских слоев и климат океанической изотопной стадии 3 (ОИС 3) // Квартер-2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 24–25.
- Астахов В. И., Мангеруд Я., Свенсен Й.-И. Хронология позднего плейстоцена Русской Арктики по данным международных исследований // Там же. 2005а. С. 26–27.
- Астахов В. И., Арсланов К. Х., Максимов Ф. Е. и др. Возраст межледникового торфяника на нижней Оби // Докл. АН. 2005б. Т. 401, № 1. С. 95–99.
- Борцов А. В., Лисицина О. М. Динамика мерзлых толщ Норильской предгорной депрессии в позднем плейстоцене и голоцене // Материалы Третьей конференции геокриологов России. М.: Моск. ун-т, 2005. Т. 3. С. 10–17.
- Васильчук Ю. К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов: (Опыт палеогеографических реконструкций). М.: РИО Мособлупрполиграфиздат, 1992. 420 с.
- Волкова В. С. Палеогеография каргинского межледниковья (межстадиала) в Западной Сибири 50(55)–23 тыс. лет // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. 2001. № 64. С. 89–93.
- 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.
- Гричук М. П. К применению метода спорово-пыльцевого анализа в Сибири // Науч. докл. Высш. школы. Сер. геолого-географических наук. 1959. № 1. С. 19–24.
- Деревянко А. П., Лаухин С. А., Малаева Е. М. и др. Проблемы существования широколиственных пород в позднем вюрме Алтая // Докл. АН. 1993. Т. 330, № 6. С. 736–739.
- Деревянко А. П., Малаева Е. М., Шуньков М. В. Развитие растительности низкогорного пояса Алтая в плейстоцене // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 2000. С. 162–174.
- Деревянко А. П., Молодин В. И., Зенин В. Н. и др. Позднепалеолитическое местонахождение Шестаково. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 2003. 168 с.

- Деревянко А. П., Шуньков М. В.* Становление верхнепалеолитических традиций на Алтае // Археология, этнография и антропология Евразии. 2004. № 2. С. 33–52.
- Зенин В. Н.* Основные этапы освоения Западно-Сибирской равнины палеолитическим человеком // Археология, этнография и антропология Евразии. 2002. № 4. С. 22–44.
- Зольников И. Д., Гуськов С. А., Орлова Л. А. и др.* Ведущие факторы морфолитогенеза в позднечетвертичной истории Западной Сибири // Геология и геофизика. Т. 44, № 5. 2003. С. 491–495.
- Зубаков В. А.* Приобская Сибирь // Геохронология СССР. Л.: Недра, 1974. Т. 3. С. 187–209
- Калмыков Н. П.* Палеогеографическая обстановка бассейна озера Байкал в позднем плейстоцене // Квартер-2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 168–169.
- Кинд Н. В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.
- Лаухин С. А.* Концепция поэтапного заселения Северной Азии палеолитическим человеком // Докл. АН. 1993. Т. 332, № 3. С. 352–356.
- Лаухин С. А.* Некоторые факторы, определившие этапность заселения Северной Азии палеолитическим человеком // Докл. АН. 1994. Т. 336, № 1. С. 107–110.
- Лаухин С. А.* История геологического развития Северной Азии в плейстоцене-плейстоцене и этапы ее заселения палеолитическим человеком: Дис.... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1996. 67 с.
- Лаухин С. А.* Рубеж среднего и позднего палеолита в Северной Азии — проблемы каргинского времени // Проблемы взаимодействия человека и природной среды. Тюмень: ИПОС СО РАН, 2001. Вып. 2. С. 11–18.
- Лаухин С. А.* Заселение Северной Азии палеолитическим человеком // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. М.: Связь-Принт, 2002. Т. 1. С. 158–160.
- Лаухин С. А.* Роль рефугиумов в расселении палеолитического человека в пределах Северной Азии // Горизонты антропологии. М.: Наука, 2003. С. 413–417.
- Лаухин С. А.* Положение границы палеолитической ойкумены в Северной Азии // Археология и палеоэкология Евразии. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 2004. С. 149–158.
- Лаухин С. А.* Последние этапы заселения Северной Азии палеолитическим человеком (к проблемам каргинского времени) // Проблемы взаимодействия человека и природной среды. Тюмень: ИПОС СО РАН, 2005а. Вып. 6. С. 97–107.
- Лаухин С. А.* Стратиграфическое значение макрофлоры для верхнего плейстоцена Средней и Приобской Сибири // Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и фитостратиграфии. М.: ГЕОС, 2005б. Вып. 1. С. 178–187.
- Лаухин С. А., Арсланов Х. А., Максимов Ф. Е. и др.* О стратиграфии, хронологии и палеоботанической характеристике каргинских отложений в опорных разрезах Золотой Мыс и Кирьяс в нижнем и среднем Приобье // Квартер-2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 219–220.
- 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.
- Москаленко Н. Г.* Взаимосвязь мерзлоты и растительности в разных природных зонах западной части Арктики России // Криосфера Земли. 2003. Т. 7, № 4. С. 14–20.
- Никитин В. П.* Четвертичные флоры Западной Сибири (семена и плоды) // История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплейстоценовое и четвертичное время. М.: Наука, 1970. С. 245–311.
- Покатилов А. Г.* Стратиграфия плейстоцена и голоцена юга Восточной Сибири // Квартер-2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 331–332.
- Попов П. П., Лаухин С. А.* Плейстоценовая ель в Западной Сибири // Вестник экологии, лесоведения и ландшафтоведения. 2004. № 5. С. 86–92.
- Пушкарь В. С., Черепанова М. В.* Диатомеи плейстоцена и антропогена Северной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 2001. 222 с.
- Ранов В. А.* Каменный век Южного Таджикистана и Памира: Дис.... д-ра ист. наук. Новосибирск, 1988. 52 с.
- Русанов Г. Г.* Позднеплейстоценовые дилювиально-подпрудные озера в долинах Северного Алтая // Квартер-2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 365–366.
- Сухорукова С. С.* Каргинско-сартанская климатическая запись и 40 700-летний геологический ритм // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 1998. С. 277–283.
- Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины.* Новосибирск: СНИИГГИМС, 2000. 64 с.
- Фотиев С. М.* Современные представления об эволюции криогенной области Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене // Криосфера Земли. 2005. Т. 9, № 2. С. 3–22.
- Шило Н. А., Ложкин А. В., Андерсон П. М. и др.* Первые радиоуглеродные датировки и палинологическая характеристика верхнеплейстоценовых интерстадиальных озерных отложений Южной Чукотки // Докл. АН. 2005. Т. 403, № 6. С. 821–823.

Палеоботаническая характеристика и палеоклиматы каргинского времени...

Шилова Г. Н., Максимов Ф. Е., Величkevич Ф. Ю. и др. Палеоботаническая характеристика и возраст кирьяских слоев (поздний плейстоцен Западной Сибири) // Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и фитостратиграфии. М.: ГЕОС, 2005. С. 94–95.

Шполянская Н. А., Стрелецкая И. Д. Генетические типы пластовых льдов и особенности их распространения в Российской Субарктике // Криосфера Земли. 2004. Т. 8, № 4. С. 56–71.

Astakhov V. The stratigraphic framework for the Upper Pleistocene of the glaciation of Glaciated Russian Arctic: Changing paradigms // Global and Planetary Change. 2001. 31. P. 283–295.

Brown J., Ferrians O. J., Heginbottom J. A., Melnikov E. S. Circum-Arctic map of Permafrost and Ground Ice Conditions. US Geological Survey. 1997.

Laukhin S. A. The Late Pleistocene Glaciation in the Northern Chukchi Peninsula // Quaternary International. 1997. Vol. 41/42. P. 33–41.

Laukhin S., Arslanov Kh., Maksimov F. et al. Golden Cape — key section of Middle Würm on North of Western Siberia: Stratigraphy, radiocarbon chronology and paleoclimatic reconstructions // 8th Intern. Conf. "Methods of Absolute Chronology": Abstr. Ustron, Poland, 2004. P. 91–92.

Laukhin S. A., Rybakova N. O. Palynological characteristics of the low terraces of Selennyakh-river (Yakutia) // Polar Geography and Geology. 1986. Vol. 10, № 2. P. 105–113.

Pitul'ko V. Terminal Pleistocene — Early Holocene occupation in northeast Asia and the Zhokhov assemblage // Quaternary Science Review. 2001. 20. P. 267–275.

Velichkevich F., Sanko A., Laukhin S. et al. Paleobotanical and palaeomalacological characteristics of Middle Siberia Kazantsovian Interglacial according to Bedoba section data // Geologija. 2004. Vol. 46. P. 17–26.

Тюмень, ИПОС СО РАН
Минск, ИГиГ БНАН

A revision of stratotypes' chronology with regard to strata of Kargino horizon using a uranium-thorium age method and an improved radiocarbon method showed that the strata containing climatic traces which are close to modern climate and/or a warmer climate, are of pre-Kargino age. As ever, within Kargino horizon subject to detecting being the strata to be shaped during three warming ups and two cooling offs. Nevertheless, during warming ups boundaries of vegetation zones shifted southward by 50–80 km in the north, and by 300–600 km in Surgut Low Ob basin, while during cooling offs — by 100–150 km, and by over 800 km, respectively. There arises a chance of giving a Kargino time event scale in full detail. The paper illustrates properties of permafrost development during Kargino time, specifying causes for a late settling down of North Asian plains, and in particular, of West Siberian plain, by Paleolithic man.