

УДК 550.93:551.583.7:551.793:902.66/67(925.11)

ПАЛЕОКЛИМАТЫ И ХРОНОЛОГИЯ СРЕДНЕВЮРМСКОГО МЕГА-ИНТЕРСТАДИАЛА НА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЕ

© 2006 г. С.А. Лаухин, Х.А. Арсланов, Г.Н. Шилова, Ф.Ю. Величкевич,
Ф.Е. Максимов, В.Ю. Кузнецов, С.Б. Чернов, Т.В. Тертычная

Институт проблем освоения Севера СО РАН, Тюмень

Институт географии Санкт-Петербургского государственного университета

Институт геохимии и геофизики Белорусской национальной академии наук, Минск

ПГО "Аэрогеология", Москва

Представлено академиком А.П. Лисицыным 30.01.2006 г.

Поступило 10.02.2006 г.

Средний юрм, в Сибири каргинское время (50-24 тыс. лет назад), имеет потепления (три) и похолодания (два), которые прослежены в Северной Азии практически везде и, в целом, синхронны на этой территории [Кинд, 1974; Позднечетвертичные..., 2002; Волкова и др., 2003; Архипов и др., 1976 и мн. др.]. Для статуса этого отрезка геологической истории важна амплитуда потеплений. В Западной Европе и Северной Америке потепления не достигали параметров современного климата и средний юрм-висконсин там (практически везде) считается межстадиалом. В Сибири, по мнению большинства исследователей [Кинд, 1974; Волкова и др., 2003; Архипов и др., 1976; 1977; 1980; Архипов, 1997 и мн. др.], в оптимум потеплений климат достигал современных параметров или был теплее (и/или мягче) современного. Из-за сложности его палеоклиматической структуры ряд исследователей называли это время мегаинтерстадиалом. Основные разрезы, в которых палеоклимат каргинского времени предполагался близким к межледниковому, находятся в Западной Сибири, где палеоклиматы реконструировались главным образом по палеоботаническим данным. Отнесение слоев, содержащих эти данные, к каргинскому времени сделано по ^{14}C -датам в 60-70-х годах XX в. Уже тогда часть дат вызывала сомнение [Архипов и др., 1980]. Позже С.А. Архипов [1997] называл такие даты псевдоконечными. Однако основной массив дат был признан валидным. Тогда же выделены стратотипы слоев каргинского горизонта. Для Западной Сибири выделяются [Волкова и др., 2003]: шурышкарское потепление 50-44 тыс. лет назад (т. л. н.), кирьяское похолодание 43-42 т. л. н., золотомыское потепление 41-35 т. л. н., лохподгорское похолодание 34-30 т. л. н., верхнелобановское

потепление 29-24 т. л. н. и одноименные слои каргинского горизонта. Для детализации реконструкций палеоклимата и уточнения хронологии этих этапов авторами изучены стратотипы и опорные разрезы слоев каргинского горизонта. Наибольший интерес представляют материалы обнажений Золотой Мыс и Кирьяс, которые вскрывают разрез III надпойменной террасы Оби в ее нижнем и среднем течении соответственно.

Обнажение Кирьяс на левом берегу Оби около 60° 51' с.ш. и 15° 45' в.д. изучено нами в двух расчистках, отстоящих друг от друга на 1 км, слои 1-5 во 2-й, а слои 5-14 в 1-й расчистках. Здесь сверху вниз приведена сплошная нумерация слоев (рис. 1):

1) 0-0.1 м современный гумусовый горизонт, 2) 0.1-2.3 м суглинок серый слоистый, 3) 2.3-4.68 м суглинок пепельно-серый, 4) 4.68-4.85 м торф, 5) 4.85-6.2 м суглинок синевато-серый с линзами торфа, образующими маркирующие горизонты, 6) 6.2-7.6 м суглинок серый, 7) 7.6-9.4 м суглинок светло-серый, 8) 9.4-9.9 м тонкое переслаивание суглинка и алевролита, 9) 9.9-10.0 м торф, 10) 10.0-10.9 м суглинок сине-серый, 11) 10.9-11.9 м алевролит белесый, 12) 11.9-12.9 м торфяник, 13) 12.9-13.9 м суглинок серый тяжелый, 14) 13.9-16.3 м переслаивание песка желтого и суглинка синевато-серого. В несколько более грубой схеме слои по всему обнажению, включая обе наши расчистки, прослежены С.А. Архиповым [Архипов и др., 1976; 1980; Левина, 1979 и др.], что и позволило нам обе расчистки объединить в один разрез. Объем сообщения не позволяет сопоставить опубликованные им слои со слоями нашего описания. Поэтому сопоставим наши слои с толщами [Архипов и др., 1980]: слои 1-3 - верхняя покровная, слои 4-12 - средняя озерная,

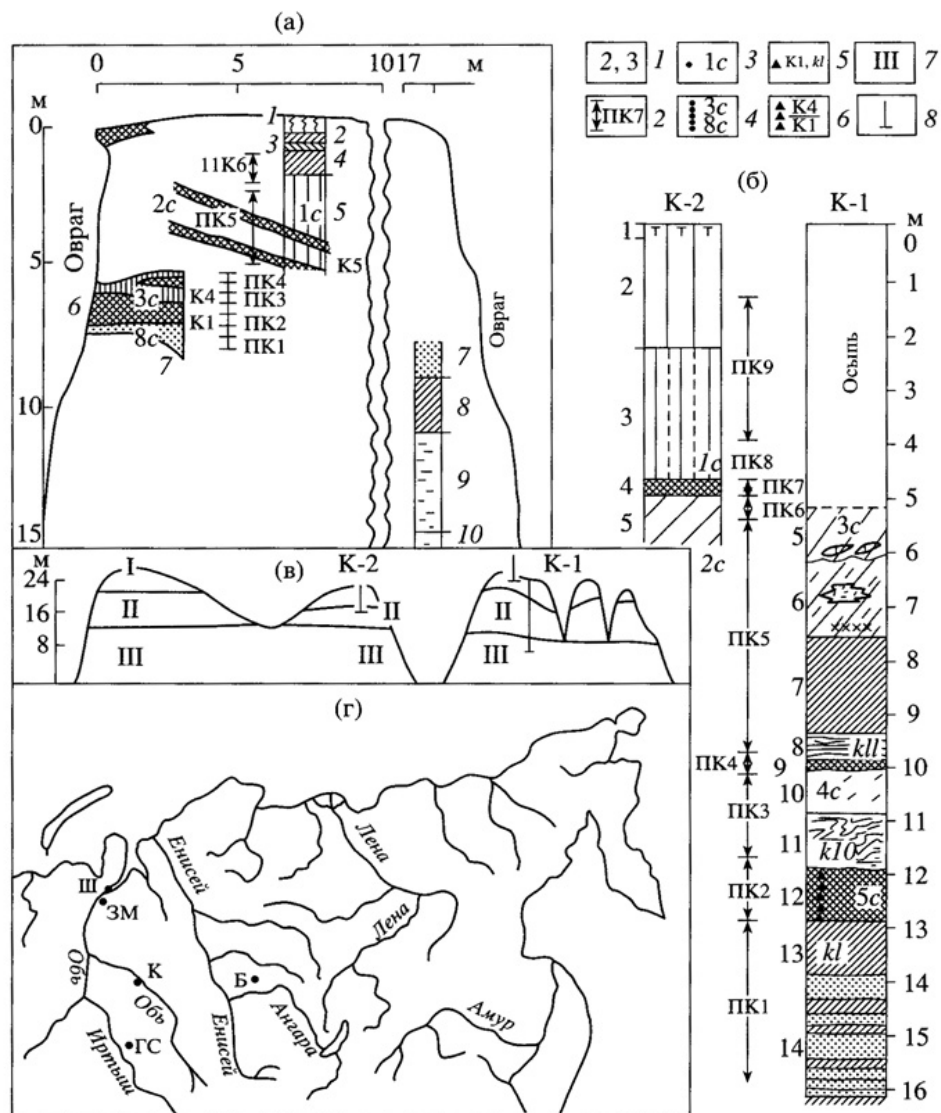


Рис. 1. Расчистки в обнажениях Золотой Мыс (а) и Кирьяс 1, 2 (б). В обнажении Кирьяс расположение расчисток Кирьяс 1 и Кирьяс 2 показано (в) на схеме соотношения основных толщ (по [7, 10]) и расположение обнажений, упомянутых в сообщении (г): ЗМ – Золотой Мыс, Ш – Шурышкар, ГС – Горная Суббота, К – Кирьяс 1 и 2, Б – Бедоба. 1–6 для а и б: 1 – номера слоев (курсив для а, прямые для б), описание см. в тексте; 2 – интервалы и номера палинокомплексов; 3 – ^{14}C -даты, полученные авторами в обнажениях: Золотой Мыс – 1с ЛУ-5096А и В, 2с ЛУ-5110А, 3с ЛУ-5112А, 4с ЛУ-5123А, 5с ЛУ-5116В, 6с ЛУ-5122В, 7с ЛУ-5121А и В, 8с ЛУ-5120В; Кирьяс 1, 2 – 1с ЛУ-5095, 2с ЛУ-5115, 3с ЛУ-5094, 4с ЛУ-5109, 5с ЛУ-5119; 4 – серии ^{14}C -дат, показаны номера от и до; 5 – проба на карпологию и ее номер, курсивом для б, прямым для а; 6 – серия проб на карпологию, номера от и до; 7 и 8 для в: 7 – номера пачек и границы между ними, 8 – расположение расчисток Кирьяс 1 (К-1) и Кирьяс 2 (К-2).

слои 13-14 - нижняя казанцевско-зырянская, цоколь террасы. Из средней толщи получены ^{14}C -даты [Архипов и др., 1980]: 27.5-36.3 т. л. н. выше белесых алевритов (сл. 11); а из торфяника (сл. 12) 38.7-44.7 т. л. н. Какая часть датированного интервала стратотипична для кирьяских слоев, из публикаций остается неясным.

Нами получены даты (рис. 1) для: слоя 4 с глубины 4.8 м $27\,800 \pm 210$ (ЛУ-5095), сл. 5 с гл. 5 м $31\,880 \pm 290$ (ЛУ-5115) и с гл. 6.1 м $32\,600 \pm 200$ (ЛУ-5094), сл. 9 с гл. 9.95 м $46\,350 \pm 1590$ (ЛУ-5109), сл. 12 с гл. 11.95 м $>60\,700$ (ЛУ-5119) лет. Следовательно, слой 12 древнее каргинского горизонта, что подтверждается и богатой макрофлорой из торфяника,

характерной для ранневалдайского (зырянского) интерстадиала.

Палиноспектры 71 образца из сл. 2-14 (рис. 1) объединены в 9 палинокомплексов (ПК). Из них ПК1 (сл. 13, 14) и ПК2 (сл. 12) древнее каргинского времени. Палиноспектры сл. 10 отражают перигляциальные разнотравно-злаковые ассоциации с ксерофитными группировками, с присутствием тундровых растений - морошки, крупки и т.п.; а спектры сл. 11 - березовое редколесье и ерники переходные от тайги ПК2, т.е. сл. 11 и 10 (ПК3) отлагались в конце зырянского ледникового времени.

Торфяник сл. 9 (ПК4) имеет возраст 47.9-44.7 т. л. н. и целиком вписывается в «шурыш-

карское потепление». По макрофлоре торфяник накапливался в мелком водоеме, окруженном лесотундровыми и тундровыми ландшафтами. Палиноспектры соответствуют листовенничным редколесьям. ПК5 (сл. 8-5) отражает разнотравно-злаковые луга и зеленомошные болота. По долинам могли существовать небольшие участки березовых редколесий, местами с листовенницей и елью. Климат был намного холоднее современного. На этом фоне улавливаются небольшие изменения растительности. В сл. 8 намечаются следы относительного похолодания. По стратиграфическому положению и составу палиноспектров сл. 8 мог бы быть стратотипом кирьяских слоев. Внизу слоя 7 спектры отражают незначительное расширение северотаежных редколесий с елью. Спектры из верха слоя 7 показывают распространение ерников, которые во время накопления сл. 6 вновь сменяются небольшим расширением редколесий. По времени палиноспектры сл. 6 и 7 соответствуют «золотомысскому потеплению» с двумя «пиками» относительного потепления и слабым похолоданием в середине этого этапа. ПК6 из низа сл. 5 (32.6-31.8 т. л. н.) соответствует лохподгорскому похолоданию [Волкова и др., 2003; Архипов и др., 1976; Архипов, 1997] и отражает господство разнотравно-злаковых лугов и расширение площади ерников, которые к концу накопления сл. 5 сменились сужением их площади (ПК7). Верхнелобановское потепление проявлено в ПК8: в торфянике сл. 4 (~27.8 т. л. н.) снижается количество и разнообразие разнотравья, по долинам распространились северотаежные редколесья с листовенницей, березой и елью. ПК9 из сл. 3 и 2 характерны для открытых перигляциальных ландшафтов сартанского оледенения.

Таким образом, в интервале 48-27 т. л. н. (ЛУ-5109-5095), который охватывает почти все каргинское время, в разрезе Кирьяс палиноспектры фиксируют три потепления в слоях 9, 7, 6, 4 и два похолодания: сл. 8 и 5. Во время похолоданий до Сургутского Приобья распространялись травянистые и ерниковые тундры. Смещение растительных зон к югу превышало 800 км во время похолоданий и могло достигать 600-300 км во время потеплений. Климат в Сургутском Приобье в каргинское время не достигал современных параметров, так как среди палиноспектров разреза Кирьяс нет даже отдаленно близких среднетаежным, изученным в субрецентных поверхностных пробах и в голоценовых отложениях. Между тем следов существенных размывов и/или перерывов осадко-накопления в средней пачке этого разреза не наблюдается. Поэтому надеяться на обнаруже-

ние слоев каргинского горизонта, которые формировались бы в условиях климата, близкого современному (или более мягкого), не приходится.

Обнажение Золотой Мыс расположено на правом берегу Оби около 64° 52' с.ш. и 65° 34' в.д. 30 лет назад берег был подмывной и обнажение было изучено до уреза воды в Оби [Архипов и др., 1976; 1977]. К 2003 г. около обнажения сформировался пляж высотой у тылового шва до 9-12 м. Соответственно поднялся уровень грунтовых вод, и мы смогли изучить лишь верхнюю половину разреза, а нижние 15-17 м, описанные в [Архипов и др., 1976; 1977], нам были недоступны. Но это не могло повлиять на основные выводы. Мы вскрыли расчистками сверху вниз (рис. 1): 1) 0-0.55 м гумусовый горизонт современной почвы; 2) 0.55-0.65 м суглинок торфянистый; 3) 0.65-1.0 м супесь светло-серая; 4) 1.0-1.8 м суглинок голубовато-серый; 5) 1.8-5.2 м суглинок буровато-серый, вверху горизонтально-слоистый, с гл. 3.8 м темно-серый с болотным запахом, на гл. около 4 и 5 м залегают с падением на юг два прослоя буровато-красного торфа; 6) 5.2-7.0 м погребенный торфяник с прослоями суглинка и алевролита, переслаивание деформировано, торф буровато-красный листоватый; 7) 7.0-9.0 м алевролит желтый; 8) 9.0-11.05 м суглинок зеленовато-серый; 9) 11.05-14.58 м глина сизо-синяя с прослоями песка; 10) 14.58-14.93 м глина сизо-серая. Расстояние между расчистками всего 5 и 9 м, поэтому все слои прослежены между расчистками. Однако породы очень сыпучие и сплошной расчистки всего обнажения сделать не удалось. Расчистки (см. рис. 1) значительно углублены. Это спасло их от осыпания и позволило детально задокументировать слои и составить по ним общее описание изученной нами части разреза.

Сравнение с описанием в [Архипов и др., 1976; 1977] показало, что в наших расчистках разрез над погребенным торфяником (сл. 6) сложнее: в [Архипов и др., 1977] над торфом залегают 1.8 м эоловых суглинков; в наших расчистках к ним можно отнести только сл. 3, ниже залегают пойменный и старинный аллювий (сл. 4, 5). Ниже и по мощности слоев, и по их генезису сходство в наших расчистках и в [Архипов и др., 1977] практически полное: сл. 6 торф старичного, сл. 7 алевролиты руслового аллювия. Затем залегают 2.5 м флювиогляциальных [Архипов и др., 1976] или озерно-ледниковых [Архипов и др., 1977] суглинков и глин. Далее вскрыта верхняя морена, отчасти с озерно-ледниковыми осадками: сл. 6 в [Архипов и др., 1977] и наши сл. 9-10. Ниже нами разрез

не вскрыт, а в [Архипов и др., 1977] под верхней мореной залегают аллювиальные и озерно-аллювиальные стратотипические золотомысские слои, которые подстилаются нижней мореной. Детальное литолого-фациальное, в том числе микроскопическое, изучение обеих морен [Архипов и др., 1977] убедительно показало их моренное происхождение. В торфянике (наш сл. 6) С.А. Архипов с соавторами [1977] получили дату 29.5 т. л. н., а в межморенных слоях-39.1-40.8 и >45 т. л. н., т.е. возраст золотомысских слоев в стратотипе определен от >45 до 39.1 т. л. н. [Архипов и др., 1977], а в современной схеме - 41-35 т. л. н. [Волкова и др., 2003]; палиноспектры этих слоев характерны для растительности, близкой современной или несколько более теплолюбивой [Архипов и др., 1976; 1977].

Нами получены даты: из сл. 5 - 35 000±990 (ЛУ-5096), 33 500±260 (ЛУ-5096В) из верхнего прослоя торфа и 36 250±550 лет (ЛУ-5110А) из нижнего прослоя; из погребенного торфяника сл. 6 - 40 100±520 (ЛУ-5112А), 42 540±1420 (ЛУ-5123А), 40 900±830 (ЛУ-5116В), 48 900±2800 (ЛУ-5122В), >46 500 (ЛУ-5121А), 47 200±1460 (ЛУ-5121В), >46 800 лет (ЛУ-5120В) с глубин соответственно 5.85-5.95 м, 5.95-6.05 м, 6.05-6.15 м, 6.3-6.4 м, 6.8-6.86 м (А - крупная фракция (>0.5 мм), В - мелкая фракция (<0.5 мм), растворимая в 2%-м растворе NaOH), т.е. торф из низа сл. 5 и из сл. 6 охватывает почти все каргинское время от 47.2 до 33 (35?) т.л.н. Даты 70-х годов [Архипов и др., 1977] приходится считать псевдоконечными в терминологии [Архипов, 1997], а отложения, которые выделены в качестве стратотипа золотомысских слоев [Волкова и др., 2003; Архипов и др., 1977; Архипов, 1997], - докаргинскими. Что же касается низов сл. 5 и сл. 6, то макрофлора из них характерна для лесотундры, южная граница которой находится в 100-130 км севернее обнажения Золотой Мыс. Палинология дает более сложную картину: спектры из сл. 7 характерны для лиственничных лесов с березой, елью и пихтой; из низа сл. 6 (ниже даты ЛУ-5121) - для кедрово-лиственничных лесов северной части северной тайги; из середины сл. 6 (даты ЛУ-5121-5116) - для лесотундры, а от даты ЛУ-5123 до верха сл. 6 - для кедрово-березовой северной тайги; из нижней половины сл. 5 - для лесотундры; а для верхней половины сл. 5 и почти всего сл. 4 - для лиственничных лесов с кедром, елью и березой, т.е. в пределах сл. 6-4 отражаются три потепления с произрастанием северной тайги и разделяющие их два похолодания, когда у Золотого Мыса распространилась лесотундра. К сожалению, торфяник

Золотого Мыса сильно минерализован, что не позволило получить U/Th-дату. Торфяник же Кирьяса был древнее каргинского времени и потому U/Th-методом не датировался. В обоих обнажениях датирование сделано только усовершенствованным [Арсланов, 1987] ¹⁴C-методом. Одновременно U/Th- и усовершенствованным ¹⁴C-методами нами датированы обнажений Бедобы [Арсланов и др., 2004] и Шурышкар [Астахов и др., 2005].

Стратотип шурышкарских слоев, торфяник Шурышкар в низовьях Оби (рис. 1), имел ¹⁴C-дату 42 т. л. н. и несколько запредельных дат [Архипов и др., 1977], содержит богатую макрофлору и палиноспектры [Архипов и др., 1977; Астахов и др., 2005] растительности более теплолюбивой, чем современная. Шурышкарское потепление признано главным оптимумом каргинского времени [Волкова и др., 2003]. U/Th-даты из этого торфяника, полученные методом выщелачивания (113±14 т.л.н.) и полного растворения (141.1±11.7 т. л. н.), обе попадают в казанцевское время [Астахов и др., 2005]. Что же касается растительности собственно шурышкарского времени (50-44 т.л.н.), то она изучена в торфянике слоя 9 с ¹⁴C-датой 46.3 т.л.н. разреза Кирьяс. Также казанцевским оказался возраст торфяника в разрезе Бедоба на р. Иркинеева (Северное Приангарье). Этот разрез тоже до самого последнего времени считался опорным для каргинского горизонта Средней Сибири, так как имел 11 последовательных ¹⁴C-дат 60-70-х годов от 47 до 24 т.л.н., а также макро- и микрофлору, характерную для климата несколько более мягкого, чем современный. U/Th-дата для торфяника из этого разреза 120±13 т.л.н. [Арсланов и др., 2004]. Повторное ¹⁴C-датирование этого торфяника дало только запредельные даты.

U/Th-датирование показало казанцевский возраст погребенных торфяников Шурышкар и Бедоба, содержащих богатую макрофлору. Сопоставление этих макрофлор с казанцевской же макрофлорой торфяника Горной Субботы в низовьях Иртыша дало интересные результаты. В частности, оно показало принадлежность всех трех флор к казанцевскому времени [Лаухин, 2005]. Для обсуждаемой же здесь проблемы важно то, что сравнение макрофлоры межморенных слоев в обнажении Золотой Мыс (стратотип золотомысских слоев) показало 70% общих форм с макрофлорой Горной Субботы [Лаухин, 2005]. Обнажение Золотой Мыс является не только стратотипом золотомысских слоев, но и опорным разрезом лохподгорских слоев (верхняя морена в этом обнажении). Следовательно, если лохподгорские слои залегают

на казанцевском горизонте, а перекрываются сначала флювиогляциальными (озерноледниковыми?) отложениями и только после этого раннекаргинским аллювием, есть основание относить лохподгорские слои к зырянскому (ранневюрмскому-ранневисконсинскому) горизонту. Таким образом, выясняется, что стратотипы шурышкарских и золотомысских слоев (а значит и выделение самих слоев) невалидны, а возможность выделения лохподгорских слоев в составе каргинского горизонта вызывает сомнение и требуется ревизия стратотипа этих слоев.

Еще одной особенностью каргинского времени является то, что в это 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 [Зольников и др.,

2003] каргинской ингрессии, влияние которой не проявилось в более южных районах.

Таким образом, ревизия ¹⁴C-дат 60-70-х годов показала невалидность основных стратотипов слоев каргинского горизонта Западно-Сибирской равнины. Для этой части Сибири каргинское время имеет статус межстадиала. Можно предполагать межстадиальный статус каргинского времени и для других районов Сибири, поэтому и там необходима ревизия «теплых» слоев каргинского горизонта. Нельзя полностью отрицать возможность палеоклиматов каргинского времени, близких к современному или более мягкого, но наиболее вероятно локальное развитие такого палеоклимата, например в рефугиумах (отдельные впадины в горных районах, участки долин крупных рек, текущих с юга на север и т.п.).

Работа выполнена при поддержке ИНТАС (грант 01-0675), РФФИ (грант 04-06-80024) и интеграционной программы СО РАН 16.4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 225 с.
2. Позднечетвертичные растительность и климаты Сибири и Российского Дальнего Востока (палинологическая и радиоуглеродная база данных). Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2002. 370 с.
3. Волкова В.С., Архипов С.А., Бабушкин А.Е. и др. Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск: Гео, 2003. 248 с.
4. Архипов С.А., Вотях М.Р., Довгалъ Л.А. и др. В сб.: Этюды по палеофитологии Сибири. М.: Наука, 1976. С. 65-101.
5. Архипов С.А., Вотях М.Р., Гольберт А.В. и др. Последнее оледенение в Нижнем Приобье. Новосибирск: Наука, 1977. 216 с.
6. Архипов С.А., Астахов В.И., Волков И.Л. и др. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. 109 с.
7. Архипов С.А. [Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири](#) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 12. С. 1863-1884.
8. Левина Т.П. В сб.: Стратиграфия и палинология мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 74-98.
9. Арсланов Х.А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Л.: Изд-во ЛГУ, 1987. 300 с.
10. Астахов В.И., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е. и др. Возраст межледникового торфяника на нижней Оби // Доклады РАН. 2005. Т. 401. № 1. С. 95-99.
11. Арсланов Х.А., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е. и др. Бедоба - опорный разрез казанцевского горизонта в Центральной Сибири // Доклады РАН. 2004. Т. 396. № 6. С. 796-799.
12. Лаухин С.А. В сб.: Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и фитогеографии. М.: Геос, 2005.
13. Зольников И.Д., Гуськов С.А., Орлова Л.А. и др. [Ведущие факторы морфолитогеоза в позднечетвертичной истории Западной Сибири](#) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 491-495.

Ссылка на статью:



Лаухин С.А., Арсланов Х.А., Шилова Г.Н., Величкевич Ф.Ю., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Чернов С.Б., Тертычная Т.В. **Палеоклиматы и хронология средневюрмского мегаинтерстадиала на Западно-Сибирской равнине** // Доклады РАН. 2006. Т. 411. № 4. С. 540-544.