

ПЕРВЫЕ U/Th-ДАТЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА СИБИРИ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ

С. А. Лаухин

Обсуждается геологическое положение U/Th-дат из погребенных торфяников нижнего и среднего течения Оби, низовий Иртыша и Северного Приангарья, а также сопровождающих их ^{14}C -дат и палеоботанических материалов из слоев, вмещающих, перекрывающих и подстилающих места отбора проб на даты. Выясняется, что стратотипы подгоризонтов каргинского горизонта: шурышкарского, золотомысского и кирьяского — имеют казацевский возраст для первых двух и возраст раннего («сибирский бреруп») межстадиала зырянского оледенения для последнего стратотипа. Зырянский возраст имеет также один из опорных разрезов лохподгорского подгоризонта, относимого к каргинскому горизонту. Даты позволяют наметить последовательность палеоклиматических событий в пределах казанцевского межледниковья и сопоставить их с событиями, отраженными в ледовом керне Гренландии. На севере Западной Сибири выделяются палеоклиматические события 5e5, 5e1 и намечаются события 5e2, 5e3 и 5e4. Главным оптимумом было событие 5e5. Оптимум 5e1 имеет сдвоенный характер. Казанцевское межледниковье на севере Западно-Сибирской низменности началось на несколько тысяч лет раньше, чем стадия MIS-5. Смещение растительных зон на западе Западно-Сибирской низменности к северу в главный оптимум казанцевского времени в районе Полярного круга достигало 700 км, а около 60° с. ш. и южнее — только 300–400 км. Во время пессимумов казанцевского времени растительные зоны смещались к югу менее чем на 100 км.

Ключевые слова: верхний плейстоцен, Сибирь, уран-ториевое датирование, геохронология, стратиграфия, палеоклиматы, стратотипы, палеоботаника.

Введение

На юге Западной Сибири, в Кузнецком Алатау, на Алтае и в других районах, известны палеолитические стоянки казанцевского времени. На Западно-Сибирской равнине такие памятники неизвестны, но прослеживается путь миграции палеолитических людей с юго-запада Европы в Кузнецкую котловину [Деревянко и др., 1992; Лаухин, 2007; и др.]. Природные условия межстадиалов зырянского оледенения позволяют предполагать возможность обитания человека в то время на Западно-Сибирской равнине [Лаухин, 2007; Laukhin et al., 2007]. На юго-востоке этой равнины известны находки палеолита каргинского [Зенин и др., 2000], а возможно, и докаргинского [Зенин и др., 2005] времени. В сартанское время предполагается широкое заселение Западно-Сибирской равнины палеолитическим человеком [Зенин, 2002; Деревянко и др., 2003]. Детально разработанная стратиграфия является надежной основой для определения последовательности формирования палеолитических культур и заселения любых территорий.

С другой стороны, реконструировать последовательность изменений палеоклиматов и палеоландшафтов, т. е. основных показателей природной среды, в которой обитал палеолитический человек, невозможно без детально разработанной геохронологии. Поэтому представляют интерес полученные в начале XXI в. уран-ториевые (U/Th) датировки позднего плейстоцена Сибири и обсуждение значения их для стратиграфии и геохронологии этой поры четвертичного периода.

В самом начале XXI в. для континентальной части Сибири получены первые U/Th-даты: сначала в донных осадках оз. Байкал [Гольдберг и др., 2002], а затем — в погребенных торфяниках террас рек Иркинеевой в Северном Приангарье [Arslanov et al., 2003; Арсланов и др., 2004], низовий Оби [Астахов и др., 2005; Арсланов и др., 2007], Иртыша [Лаухин и др., 2006а, 2008а; Арсланов и др., 2007], среднего течения Оби [Laukhin et al., 2007; Арсланов и др., 2007; и др.]. Результаты этого датирования оказались неожиданными. В разрезе Бедоба на р. Иркинеевой (Северное Приангарье), имевшем серию из 11 последовательных ^{14}C -дат от 47 до 24 тыс. лет, полученных в конце 60-х — начале 70-х гг. прошлого века независимо друг от друга в разных

лабораториях, и по многим признакам (^{14}C -датирование — основной из них) считавшемся опорным для каргинского горизонта, из погребенного торфяника в лаборатории геохронологии и палеогеографии Санкт-Петербургского государственного университета была получена U/Th-дата 120 ± 13 тыс. лет. Одновременно из этого разреза отбирались образцы на ^{14}C -датирование, которое проведено в той же лаборатории параллельно с U/Th-датированием; все ^{14}C -даты, кроме одной, оказались за пределами. Предельной оказалась только дата из верха обнажения, где с конца 60-х гг. известна дата 24120 ± 500 лет (СОАН-127); она показала возраст 52100 ± 1660 лет (ЛУ-5044). Вновь полученные ^{14}C -даты хорошо согласовываются с U/Th-датой. Проверяться и U/Th-дата. Новые ее значения $126,6 \pm 10,8/9,0$ (L/L) и $148,5 \pm 11,2/9,3$ (TSD) тыс. лет (L/L — метод выщелачивания, TSD — метод полного растворения) принципиально не отличались от полученного в самом начале.

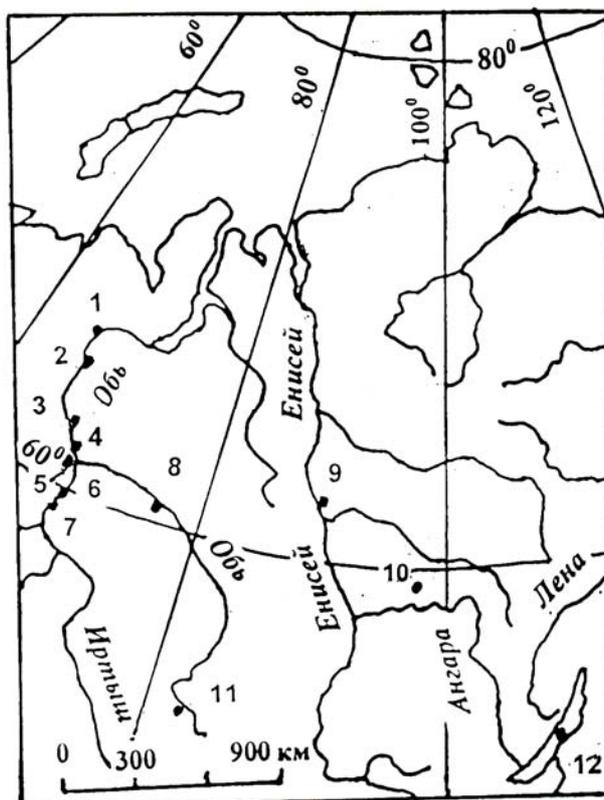


Рис. Расположение разрезов, обсуждаемых в статье:

- 1 — Шурышкары (в том числе Шур 1), 2 — Золотой Мыс, 3 — Карымкары, 4 — Богдашкины горы, 5 — Луговское, 6 — Чембакчино, 7 — Горная Суббота, 8 — Кирьяс, 9 — Бахта, 10 — Бедоба, 11 — Калистратиха, 12 — станция 15 на хр. Академический (оз. Байкал), где имеются U/Th-даты [Гольдберг и др., 2002]

Мы не обсуждаем здесь метод U/Th-датирования, так как это уже сделано в ряде публикаций [Heijnis, 1992; Geyh, 2001, 2008; Кузнецов и др., 2003; Кузнецов, 2005; Maksimov et al., 2006; Laukhin et al., 2007; и др.]. Здесь обсуждаются стратиграфические и геохронологические результаты этого датирования. Полученные даты показывают последовательность палеоклиматических событий и позволяют уточнить время их проявления в Западной и Средней Сибири. Сами же палеоклиматические события и эволюция палеоклимата в целом реконструируются по палинологическим данным. Использовалась также макрофлора, которая, кроме отражения палеоклиматов, может способствовать корреляции удаленных друг от друга разрезов.

U/Th-даты, полученные из стратотипических и опорных разрезов на Оби и Иртыше: Шурышкары, Чембакчино и Кирьяс (рис.), заставляют существенно уточнить современные представления о стратиграфии верхнего плейстоцена и геохронологии палеоклиматических событий

в позднем плейстоцене, по меньшей мере, для Западной Сибири. Однако прежде кратко напомним об этих представлениях.

Современная схема стратиграфии верхнего плейстоцена Западной Сибири.

В конце 1940-х гг., в связи с проведением геологического картирования в масштабе 1:1000000 В. Н. Сакс [1948, 1953] поделил верхний плейстоцен севера Сибири снизу вверх на четыре яруса (в конце 50-х гг. они переведены в ранг горизонтов): казанцевский, зырянский, каргинский и сартанский, стратотипы которых были разбросаны по всему сибирскому северу от р. Таз в Западной Сибири до Верхоянья. Первый и третий горизонты соответствовали одноименным межледниковьям, второй и четвертый — оледенениям. Здесь нет места для рассмотрения сложной, часто драматической, истории создания региональной стратиграфической схемы для Западной Сибири. Сложности возникали как при выборе стратотипов для региональных горизонтов, так и при уточнениях возраста стратотипов, выделенных еще В. Н. Саксом. Так, отложения в стратотипе каргинского горизонта (Каргинский мыс) оказались древнее, чем предполагал вначале В. Н. Сакс. Проблема отчасти была решена созданием для горизонтов ареальных стратотипов, состоящих из стратотипов слоев (свит, подсвит), входящих в состав горизонта. Однако дискуссии о стратотипах и валидности региональных горизонтов продолжаются до сих пор [Астахов, 2006; Астахов и др. 2007; Арсланов и др., 2007; Борисов, 2007; и мн. др.]. Несмотря на это, после почти полувековой дискуссии, которая не завершена до сих пор, большинство исследователей вернулись к старой схеме В. Н. Сакса с четырьмя горизонтами с теми же названиями [Волкова и др., 2003, 2005; и мн. др.] или с изменением названия только одного горизонта: ермаковский вместо зырянского [Борисов, 2007].

Геологическое картирование в масштабе 1:200000 и крупнее потребовало детализации этой стратиграфической схемы. Упомянутые выше горизонты были разделены на слои, «которые, в сущности, отвечают подгоризонтам» [Архипов, 1990. С. 59]. Регионально развитые слои и подгоризонты выделяются в разрезе горизонта снизу вверх. Латерально они состоят из слоев и свит местных стратиграфических схем, которые имеют собственные названия. Здесь обсуждаются только региональные подразделения и названия слоев местных схем не упоминаются, если они не являются одновременно названиями и региональных слоев, подгоризонтов или горизонтов. Наиболее простым, благодаря использованию массового ¹⁴C-датирования и лучшей обнаженности, было выделение региональных слоев (или подгоризонтов) в двух верхних горизонтах. Пожалуй, наиболее важную роль здесь сыграли работы Н. В. Кинд [1974]. Пять подгоризонтов сартанского горизонта [Волкова и др., 2003] сохранили, с небольшими изменениями, те же названия, которые дала им Н. В. Кинд. Геохронологический объем их также менялся мало по сравнению с обобщением Н. В. Кинд [1974].

Принципиальным отличием от схемы Н. В. Кинд [1974] было выделение в сартанском горизонте липовских (бассейны Тобола, Иртыша) и уртамских (Приобье) слоев, которые считаются отложениями гипотетического подпорно-ледникового озера-моря, предположительно покрывавшего почти всю Западно-Сибирскую равнину, когда сартанский ледник, как предполагалось [Волков и др., 1976; Архипов и др., 1980; и мн. др.], перегораживал от 23 до 10,7 тыс. лет назад всю равнину на севере от Урала до Таймыра. Эта гигантская акватория разделена на три основных озера: Мансийское, Пуровское и Енисейское, существовавшие более 22 тыс. лет [Архипов и др., 1980, 1999; и др.]. В 90-е гг. даже у наиболее ярких сторонников этой концепции стали возникать сомнения. В. И. Астахов [1993] начал замечать, что сартанский возраст морен, перегораживающих на севере Западно-Сибирскую равнину, не везде достаточно обоснован; С. А. Архипов [1993] отмечал трудности картирования береговых линий этих озер и т. п. Наконец, В. И. Астахов [Svensen et al., 1999; Astakhov, 2001; и др.] доказал, что морены, относившиеся на севере Западной Сибири к сартанскому оледенению, на самом деле более древние, а сартанские ледники не могли полностью перегораживать Западную Сибирь и вышеупомянутых подпорно-ледниковых озер не существовало. Последним ударом по концепции развития подпорноледникового озера-моря стало открытие в наиболее глубоких частях гипотетических Енисейского и Мансийского озер позднепалеолитических памятников сартанского возраста Бахта и Луговское [Laukhin, Drozdov, 2003; и др.]. Уртамские слои и их аналоги оказались покровными отложениями полигенетическими и разновозрастными (хотя часто в объеме сартанского горизонта). Несмотря на все эти данные, распространение подпорно-ледниковых слоев сартанского возраста, развитых в пределах гипотетической акватории всего гигантского озера-моря, до сих

пор отражается в некоторых стратиграфических схемах верхнего плейстоцена Западно-Сибирской равнины [Волкова и др., 2003].

Также пять подгоризонтов (слоев), соответствующих трем потеплениям и двум похолоданиям, выделены Н. В. Кинд [1974] для каргинского горизонта. Здесь произошло гораздо больше изменений, чем в сартанском горизонте. Н. В. Кинд [1974] не дала названий слоям, соответствующим раннему потеплению и раннему похолоданию. Этим слоям, а также остальным трем (малохетские, конощельские и липовско-новоселовские по Н. В. Кинд) в Западной Сибири были даны собственные, региональные, названия. Они менялись в ходе совершенствования стратиграфической схемы, изучения опорных разрезов и выбора стратотипов [Архипов и др., 1977; Архипов, 1990, 1997; Унифицированная региональная стратиграфическая схема..., 2000; и мн. др.]. Наиболее обоснованной на данный момент представляется такая схема [Волкова и др., 2003]: шурышкарские (50–44 тыс. лет), кирьяские (43–42 тыс. лет), золотомысские (41–35 тыс. лет), лохподгорские (34–30 тыс. лет) и верхнелобановские (29–24 тыс. лет) слои. Эта, в общем стройная, стратиграфическая схема каргинского горизонта не очень благополучна в отношении геохронологии. Все крио- и термосубхроны разделены одинаковыми промежутками времени: по 1 тыс. лет, что само по себе удивительно. Еще большее удивление вызывает сообщение: «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 [Волкова и др., 2003], т. е. продолжительность его сократилось более чем в два раза. При этом материалы, позволившие так сильно изменить продолжительность этого субхрона, нигде не приведены. Изменение возраста стратотипов — дело обычное, но в любом случае оно требует обоснования.

Деление каргинского горизонта на подгоризонты (слои) основано на принципах климато-стратиграфии. Главный пессимум этого термохрона приурочен к лохподгорскому криосубхрону (возрастной аналог конощельского этапа Н. В. Кинд), когда, согласно преобладающему мнению [Архипов и др., 1977; Архипов, Волкова, 1994; Волкова и др., 2003; и мн. др.], ледники спускались с Полярного Урала, пересекали Обь и оставили маловалунную морену на правом берегу Оби в разрезе Золотой Мыс (64° 52' с. ш.), а в Сургутском Приобье около 62° с. ш. наблюдается в слоях лохподгорского времени несколько уровней криогенных текстур, в том числе «громадные псевдоморфозы повторно-жильных льдов» [Волкова и др., 2003. С. 186]. Оптимум каргинского времени (криохрона, согласно Б. А. Борисову [2007]) относится в морских отложениях каргинской ингрессии к золотомысскому (среднему) потеплению [Гудина, 1976; Левчук, 1984], когда придонные температуры не опускались ниже +5 °С [Волкова и др., 2003]; а в континентальных отложениях — к шурышкарскому (раннему) потеплению, которое недавно «характеризовалось развитием в районе Салехарда северотаежных лесов, что позволяет предполагать в это время климат несколько теплее современного» [Волкова, 2001. С. 93], а позже [Волкова и др., 2005] отнесено к умеренно-теплому климату, тогда как современный климат характеризуется как умеренно-холодный, близкий к границе с субарктическим. Принципиально важно, что до недавнего времени большинство исследователей [Архипов, 1990, 1997; Лаухин, 1982, 2001, 2005; Волкова, 2001; Волкова и др., 2003, 2005; и мн. др.] считали, что в оптимум каргинского времени климат был близок к современному или несколько более теплый, т. е. каргинское время можно отнести к межледниковьям [Борисов, 2007]. Впрочем, было и другое мнение, согласно которому каргинское время было частью единого зырянско-сартанского криохрона [Фотиев, 1978; Васильчук, 1992], не достигавшего ранга даже значительного интерстадиала.

Сложнее обстоит дело с детализацией зырянского горизонта. В конце 80-х гг. в разрезе Богдашкины горы, расположенном на Оби немного ниже впадения в нее Иртыша, т. е. значительно южнее края зырянского покровного оледенения [Архипов, 1997; Волкова и др., 2003; Mangerud et al., 1999; Astakhov, 2001; Svendsen et al., 2004; Астахов и др., 2007; и др.], описаны богдашкины слои, состоящие из двух торфяников и разделяющих их суглинков. Палиноспектры из верхнего и нижнего торфяников типичны для средней позоны тайги, а разделяющие их суглинки содержат диатомеи, характерные для водно-ледниковой обстановки [Архипов, Волкова, 1994]. Верхний торфяник имеет TL-даты 65±8 тыс. лет, а нижний — TL-дату 80±11 тыс. лет. По мнению С. А. Архипова [1997. С. 1870], это позволяет отнести торфяники «к межстадиалам около 80 и 65 тыс. лет». В верхнем течении Оби, в районе д. Калистратиха, в лессах залегают две палеопочвы с TL-датами: верхняя — 69±7 тыс. лет и нижняя — 85±8 тыс. лет. Эти погребенные почвы, хотя и менее уверенно, «близко коррелируются с «верхним» и «нижним» торфом Богдашкина стратотипа» [Там же. С. 1874]. Однако позже новосибирские геологи [Волкова и др., 2003]

показали пунктиром (условно) лишь один межстадиал в зырянском горизонте в интервале времени около 80–65 тыс. лет, а затем [Волкова и др., 2005] межстадиал в зырянском оледенении вообще перестали выделять. Таким образом, в настоящее время зырянский горизонт не делится на более дробные подразделения (слои или подгоризонты).

Казанцевский горизонт в региональном плане до сих пор остается нерасчлененным. На севере Западно-Сибирской равнины он представлен морскими отложениями с богатой фауной фораминифер и моллюсков. Южнее морские отложения замещаются аллювием и болотными отложениями с торфяниками, а на юге равнины — погребенной почвой. В континентальных отложениях рассредоточено довольно много TL-дат от 130 до 110 тыс. лет, как правило несерийных. В торфяниках собрана обильная межледниковая макрофлора. Палеомагнитные исследования обнаружили в отложениях ряда разрезов этого горизонта эпизод Блейк. Имеется много спорово-пыльцевых диаграмм, характеризующих растительность более теплолюбивую, чем современная [Архипов, 1990, 1993, 1997; Архипов, Волкова, 1994; Архипов и др., 1999; Волкова и др., 2003, 2005; и мн. др.]. Но и здесь не все было гладко. Наиболее драматичным в изучении казанцевского горизонта было, пожалуй, самое начало 70-х гг., когда увлечение ¹⁴C-датированием привело к тому, что в каргинский горизонт переводили слои, иногда даже имевшие геологическое положение и палеоботанические данные, характерные для казанцевского горизонта. Таким, в частности, оказался торфяник Горной Субботы, считавшийся до того казанцевским [Волкова, Букреева, 1970; Никитин, 1970; Архипов, 1971]. Для него было получено три ¹⁴C-даты 32–24 тыс. лет [Волков и др., 1973] и он почти десятилетие датировался каргинским временем [Архипов и др., 1980, 1982; и др.], после чего ему «вернули» казанцевский возраст [Гуртовая, Кривоногов, 1988; Архипов, Волкова, 1994], и с тех пор Горная Суббота является опорным разрезом казанцевского горизонта [Архипов, 1997; Волкова и др., 2003]. Примечательно, что конечные ¹⁴C-даты (всего их получено 12) до 46881±550 лет [Гуртовая, Кривоногов, 1988] поступали для этого торфяника до середины 80-х гг. Близкая ситуация была с торфяником Карымкары, которому «вернули» казанцевский возраст тогда же [Архипов, Волкова, 1994], и рядом других разрезов.

В середине 90-х гг. возникла возможность [Архипов, 1991, 1997] сопоставления палеоклиматических событий Западной Сибири со стадиями изотопно-кислородной шкалы (MIS). С тех пор и до настоящего времени зырянское (ермаковское) оледенение соотносится с MIS-5a–d и MIS-4 [Архипов, 1997; Волкова и др., 2003; и др.]. Более того, намечается тенденция отрицания в Западной Сибири ледниковой стадии во время MIS-4 [Астахов и др., 2006]. Казанцевскому времени соответствует подстадия 5e. Соотнесение этой подстадии с первым позднплейстоценовым межледниковьем в Западной Сибири принимается всеми исследователями. Что касается зырянского (ермаковского) времени, то согласно МСК [Борисов, 2007] оно относится только к MIS-4, а MIS-5 со всеми ее подстадиями в этой схеме целиком попадает в казанцевское время. Корреляция сартанского времени с MIS-2, а каргинского с MIS-3 больших споров не вызывает. Дискуссионным остается сопоставление зырянского оледенения либо только с MIS-4, либо с MIS-4 и MIS-5a–d.

К началу XXI в. эволюция растительности и климата в позднем плейстоцене Западной Сибири была изучена достаточно детально. Однако слабая разработанность геохронологии не позволяла построить детальную, а главное — достаточно обоснованную последовательность палеоклиматических событий. Это, в свою очередь, сильно ограничивало применение методов ивентстратиграфии. Так, геохронология второй половины позднего плейстоцена базировалась главным образом на ¹⁴C-датах, полученных в конце 60-х — начале 70-х гг. — тогда же, когда выделялись основные подгоризонты и их стратотипы. О датах тех лет В. А. Зубаков [1974. С. 201] писал: «К настоящему времени для Приобья имеется более 100 датировок по ¹⁴C... значительная часть из них относится... к недостоверным». Для геохронологии первой половины позднего плейстоцена использовались почти исключительно разрозненные TL-даты, доверительный интервал которых часто охватывал 2–3 подгоризонта (субхрона), и не всегда было ясно: датированные слои имеют отношение к первой половине позднего или ко второй половине среднего плейстоцена.

Наши исследования начинались в рамках проекта ИНТАС 01-0675, посвященного детализации реконструкций палеоклиматов «теплых» этапов позднего плейстоцена. Реконструкции эти, как и раньше, базировались в основном на данных палеоботаники (изучались палиноспектры и макрофлора), но большое внимание уделялось изотопной геохронологии. Каждый разрез изучался палеоботанически и это изучение сопровождалось одновременно U/Th и усовершен-

ствованным [Арсланов, 1987] ^{14}C -датированием. Все U/Th- и ^{14}C -даты в ходе тех и последующих работ, проведенных главным образом по проектам РФФИ 04-06-80024, 04-06-88032, 05-06-88017 и 06-05-64996, получены в лаборатории геохронологии и палеогеографии Санкт-Петербургского государственного университета. Поскольку в самом начале XXI в. «теплые» этапы выделялись в каргинском и казанцевском времени, стратотипам соответствующих подгоризонтов было уделено основное внимание.

U/Th-даты и обсуждение полученных материалов

Казанцевский горизонт

U/Th-датирование донных осадков Байкала показало самое начало казанцевского потепления 138–140 тыс. лет назад, максимум биопродуктивности 128–131,5 тыс. лет, середину казанцевского времени 122–128 тыс. лет, а конец его (переход от MIS-5.4 к MIS-5.5) — 100–113 тыс. лет [Гольдберг и др., 2002].

Разрез Бедоба в Северном Приангарье считался опорным для малохетского подгоризонта каргинского горизонта. Обнажение Бедоба (58° 47' с. ш. и 97° 30' в. д.) вскрывает разрез 15–16-метровой террасы Иркиннеевой по строению довольно простой (снизу вверх): русловые галечники; глины старичных фаций с линзой погребенного торфяника, переходящие в пойменные фации аллювия; пески констративного аллювия с линзами глины вторичных водоемов и покровные суглинки. Послойное описание разреза опубликовано [Лаухин и др., 2005]. В русловых галечниках собраны сотни раковин унионид, свидетельствующих о климате теплее современного, а субфация плавника датирована по ^{14}C 47–46,1 тыс. лет. Тогда же (конец 60-х — начало 70-х гг.) получены ^{14}C -даты для старичных глин и торфа 38,2–29,6 тыс. лет, а для глин фации вторичного водоема — 24,1 тыс. лет. Всего имелось 11 последовательных ^{14}C -дат. Палиноспектры были очень скудными, но макрофлора определенно свидетельствовала о климате во время накопления старичных фаций более мягком, чем современный [Лаухин, 1982].

Собранная в 2002 г. из торфяника и старичных глин макрофлора содержит 130 таксонов и отражает три этапа развития растительности. Нижний комплекс, наиболее богатый, обнаружен в нижних $\frac{3}{4}$ торфяника. Он характеризует смешанные леса межледникового типа из пихты, лиственницы, березы, ольхи и содержит ряд межледниковых форм, в том числе *Brasenia* sp., *Azolla interglacialica*, *Potamogeton trichoides*. Этот комплекс отнесен к оптимуму казанцевского межледниковья. В этом интервале торфяника получена U/Th-дата 120±13 тыс. лет [Арсланов и др., 2004] для интервала от кровли старичного торфяника 70–110 см. Позже [Арсланов и др., 2007] дата была уточнена для интервала торфяника 60–100 см: 126,7+10,3/-8,6 тыс. лет (L/L) и 148,5+11,2/-9,3 тыс. лет (TSD). Средний и верхний комплексы макрофлоры показывают похолодание, возможно, конца межледниковья [Velichkevich et al., 2004]. Но палинологический анализ не показал следов существенного похолодания в верхних слоях торфяника. Богатые палиноспектры изучены от линз песка в русловых галечниках до линзы глин вторичного водоема сверху аллювиальной части разреза. Только эта линза получила конечную ^{14}C -дату (52,1 тыс. лет). ^{14}C -даты из нижележащих слоев все имели значения больше 53,5–56,9 тыс. лет, т. е. все оказались запредельные. В русловом аллювии изучены палиноспектры растительности, характерной для климата более мягкого, чем современный. На склонах произрастали еловые леса с пихтой и сибирским кедром, а в долинах — березовые леса с лещиной и липой. В старичных глинах ниже торфяника палиноспектры отражают лиственнично-березовые леса с пихтой, елью и подлеском из кустарниковых берез. Намечается похолодание. В нижней половине торфяника палиноспектры характерны для елово-пихтово-кедровых лесов оптимума межледниковья. У подножий склонов распространялись березово-сосновые леса с лещиной и дубом. В верхней половине торфяника (где получена U/Th-дата) палиноспектры типичны для еловых лесов с пихтой, площади березово-сосновых лесов с участием лещины и липы сокращаются, т. е. U/Th-дата получена выше слоев со следами оптимума. В палиноспектрах старичных глин выше торфяника отражены березово-сосновые леса с елью, пихтой лиственницей и кустарниковой березой в подлеске. Намечается похолодание конца казанцевского межледниковья. Выше, в песках констративного аллювия, залегающих на старичных глинах с глубоким эрозионным несогласием, палиноспектры типичны для безлесной перигляциальной растительности.

В палиноспектрах казанцевских отложений разреза Бедоба постоянно присутствует, иногда до 3,9–4,9 %, пыльца широколиственных пород: в основном (до 3–3,7 %) лещины, а пыльцы дуба больше всего внизу торфяника. Разные группы палеонтологических остатков фиксируют

оптимум на разных стратиграфических уровнях: моллюски — в галечниках и глинах, подстилающих торфяник; макрофлора — внизу торфяника; палинология — вверху торфяника, где по макрофлоре намечается уже небольшое похолодание [Лаухин и др., 2005].

Особый интерес представляют разрез Шурышкар (65° 55' с. ш. и 65° 30' в. д.) в низовьях Оби. Разрез Шурышкарского сора (сор — пойменное озеро) вскрывает верхи отложений ледникового ряда и перекрывающие их межледниковые аллювиальные и озерные отложения, представленные песками, иногда с галькой, супесями и линзами торфа. Эти отложения заполняют эрозионные понижения в верхней части отложений ледникового ряда, в связи с чем подошва аллювия и озерных отложений наблюдается на отметках (здесь и дальше отметки абсолютные) от +10 до -18 м [Архипов и др., 1977]. Приведенная схема если и вызывает дискуссии, то лишь в деталях. Большие разногласия возникли после получения U/Th-даты из торфяника [Астахов и др., 2005]: 141,1±11,7 (TSD) и 133±14 (L/L) тыс. лет. Впоследствии датировка была уточнена [Арсланов и др., 2007]: 133,7±13,5/-11,5 (L/L) и 137,0±11,0/-9,2 (TSD) тыс. лет. В первой половине 70-х гг. из торфяников получены ¹⁴C-даты: 42500±1350 (СОАН-648) лет из «верхнего» торфяника и ≥ 40000 (СОАН-646, 647) лет из «нижнего» торфяника и песков, разделяющих эти торфяники [Архипов и др., 1977]. На основании указанных ¹⁴C-дат межледниковые торфяники включены в каргинский горизонт, а разрез Шурышкарского сора стал стратотипом шурышкарского подгоризонта [Волкова и др., 2003; и мн. др.]. Подстилающая их морена отнесена [Архипов и др., 1977; Волкова и др., 2003; и др.] к зырянскому оледенению. U/Th-дата заставляет межледниковые отложения считать казанцевскими, а подстилающие их ледниковые — среднеплейстоценовыми [Астахов и др., 2005].

Палеоботанические материалы из межледниковых отложений, как тогда казалось, не противоречили их каргинскому возрасту. По спорово-пыльцевым данным вверх по разрезу сменяется восемь фаз растительности: лесотундра — северотаежное редколесье — южная часть северной тайги — темнохвойные леса с примесью сосны и березы (вероятно, южная тайга) — редкостойные темнохвойные леса — тундра и, наконец, лесотундра (в торфянике с датой 42,5 тыс. лет); в этом же торфянике макрофлора характерна для северной тайги [Архипов, Волкова, 1994]. Странно то, что торфяник с макрофлорой северной тайги, возможно даже более южной ее части, чем современная [Там же. С. 54], содержал палиноспектры тундры. Но в целом макрофлора и палиноспектры отражали (хотя и на разных стратиграфических уровнях) растительность, близкую современной или немного более теплолюбивую, что считалось характерным для теплых этапов каргинского времени [Кинд, 1974; Архипов и др., 1977; Архипов, Волкова, 1994; Лаухин, 1982, 2001, 2005; Архипов, 1997; Волкова и др., 2003, 2005; и мн. др.]. Однако близкая растительность реконструировалась по палиноспектрам и макрофлоре на несколько разных стратиграфических уровнях, а это заметное противоречие.

Другое противоречие возникает при сравнении спорово-пыльцевых диаграмм М. Р. Вотях [Архипов и др., 1977] и В. В. Разиной [Астахов и др., 2005], хотя во второй работе и утверждается, что «ход кривых... сходен с диаграммой М. Р. Вотях» [Там же. С. 97]. Однако, сравнение диаграмм в этих публикациях говорит о другом. Соотношение пыльцы древесных пород и травянистых растений в торфянике, изученном М. Р. Вотях, близко лишь к верхней трети торфяника, изученного В. В. Разиной. Но и здесь у В. В. Разиной больше пихты, березы, злаковых, меньше ели, отмечены липа, вяз, дуб, довольно много пыльцы граба. В нижних же двух третях торфяника роль древесных, как правило, превышает 90 % (у М. Р. Вотях обычно 50–70 %), березы 40–50 % (против 15–20 %, редко до 50 % у М. Р. Вотях) больше пыльцы и ели, отмечена до 2 % пыльца широколиственных пород: граб, дуб, вяз, редко липа.

Данные по Шурышкарскому сору могут показаться противоречивыми. Но если внимательно рассмотреть положение мест отбора образцов, противоречия не будет. Расчистки С. А. Архипова и др. [1977. С. 78–119] сделаны около точек наблюдения 11а («на северном берегу в 2,5 км от устья сора») и 11 (0,5 км от деревни и тоже на северном берегу сора). Однако сор в межень (отметка уреза воды 3 м) с юга на север достигает 17 км, а оттуда до устья сора не менее 12 км, т. е. точка 11а, если она на севере сора, не может находиться в 2,5 км от его устья. Более того, во время описания точек 11а и 11 уреза воды в соре был 9–10 м, т. е. площадь сора была намного больше, а северный берег его намного дальше от устья сора. В точке 11а торфяники залегают на отметке 11,3–12 м (мощность 0,7 м) и 15,9–16,15 м (мощность 0,25 м), а в точке 11 — на отметке 16,4 м (мощность 10–15 см). При этом на отметке 13,4 м (т. е. выше «мощного» нижнего торфяника) залегают озерно-ледниковые отложения, предшествовавшие торфонакоплению.

Образец макрофлоры отобран из верхнего «маломощного» торфяника точки 11а. Разрез же Шур 1 [Астахов и др., 2005] находится на юго-востоке сора в 1–1,5 км от с. Шурышкар, мощность торфяника 0,9 м; на 0,5 м ниже залегают озерно-ледниковые глины. Из сказанного видно, что торфяник Шур 1 залегает стратиграфически ниже торфяников расчистки 11 [Архипов и др., 1977] и удален от последнего по меньшей мере на несколько километров. Не исключено, что торфяник расчистки 11 стратиграфически настраивает (частично одновозрастен?) торфяник Шур 1. Торфяник точки 11а [Там же] в любом случае моложе обоих только что упомянутых торфяников. Таким образом, нижняя (большая) часть торфяника разреза Шур 1 отвечает главному (нижнему) оптимуму межледниковья, верхний торфяник расчистки 11а — верхнему оптимуму, а супеси и пески, разделяющие их и палинологически изученные М. Р. Вотях, относятся к похолоданию, разделяющему эти оптимумы. С учетом того, что 54 % таксонов флоры Шурышкар [Архипов и др., 1977] определены и во флоре Горной Субботы [Никитин, 1970; Гуртовая, Кривоногов, 1988], уже не кажется странным обнаружение во флоре Шурышкар *Azolla interglacialica*.

U/Th-дата, полученная методом TSD, отличается от значения той же даты L/L. Однако если учесть доверительные интервалы, то получится, что нижний предел обоих значений (TSD и L/L) будет в MIS-6, что исключается палеоботаническими характеристиками торфяника. Верхний же предел обоих значений хорошо вписывается в MIS-5е, что полностью соответствует палеоботаническим данным. Более того, дата находится на уровне палинозоны 3, а наиболее теплый климат соответствует палинозоне 2 [Астахов и др., 2005], которая немного древнее U/Th-даты, т. е. соответствует самому началу MIS-5е или части этой подстадии, обозначенной 5е5 [Dansgaard et al., 1993]. Как известно, кривые $\delta^{18}\text{O}$, записанные в ледовом керне GRIP SUMMIT Гренландии и Восток в Антарктиде, существенно различаются. При этом максимум 5е5 на обеих кривых совпадает почти идеально, как ни один другой из пиков этих двух кривых, отражающих колебания климата за последние 220 тыс. лет в южном и северном полушариях. U/Th-дата позволяет предполагать, что палинозона 2 в разрезе Шур 1 полностью соответствует эпизоду 5е5. Обращает на себя внимание большая древность U/Th-даты Шур 1 по сравнению с событием 5е5 в ледовом керне Гренландии и с началом подстадии MIS-5е.

Торфяники Бедоба и Шур 1, отдаленные друг от друга по широте на 32° (около 1500 км) и по меридиану на 8°, но содержащие следы растительности наиболее теплолюбивой (для своих территорий), «согласованно» фиксируют время оптимума казанцевского времени. Обращает на себя внимание, что оба торфяника имеют U/Th-даты несколько большие, чем возраст границы MIS-6/MIS-5, датированной 127 тыс. лет [Bassinot et al., 1994]; как, впрочем, и даты этой границы в донных отложениях Байкала (см. выше).

Расхождения дат начала MIS-5 в океане и соответствующего потепления Сибири, очевидно, объясняются тем, что границы стадий MIS показывают опреснение океанской воды, происходящее за счет таяния ледников. Нечетные пики MIS отражают уменьшение объемов ледников. Но чтобы опреснение достигло величины нечетного пика MIS, необходимо таяние ледников в течение определенного времени, т. е. потепление начинается существенно раньше возникновения нечетного пика MIS. Очевидно также, что потепление отражалось на составе растительности значительно раньше, чем на опреснении океанской воды, т. е. раньше, чем в океане начался нечетный пик MIS. Большие доверительные интервалы U/Th-дат не позволяют точно сказать, насколько раньше потепление, соответствующее MIS-5, отразилось в составе наземной растительности Западной Сибири, но не будет большой ошибкой считать, что начало казанцевского потепления в Сибири произошло на несколько тысяч лет раньше рубежа MIS-6/MIS-5 в океане. Этим может объясняться не только более раннее начало казанцевского межледниковья в Западной Сибири по сравнению с началом MIS-5, но и более ранние проявления на севере Западной Сибири палеоклиматических событий 5е5, 5е3, 5е4 и 5е1, выявленных в гренландском ледниковом керне [Dansgaard et al., 1993; Лаухин и др., 2008б].

Приведенные данные говорят о том, что в главный оптимум казанцевского времени южная тайга с примесью широколиственных пород располагалась практически до южного побережья Карского моря того времени. По мнению С. М. Фотиева [2005], южная граница многолетней мерзлоты на северо-западе Западной Сибири в оптимуме казанцевского времени смещалась на север до 62° с. ш. Трудно предполагать произрастание широколиственных пород, особенно дуба и граба, около 66° с. ш. в зоне многолетней мерзлоты на 4° (650–700 км) севернее ее южной границы. Больше оснований считать, что многолетняя мерзлота уходила здесь севернее

Полярного круга, но немного севернее Шурышкар тогда располагалась береговая линия морской, казанцевской, трансгрессии.

Стратотип следующего подгоризонта каргинского горизонта, формировавшегося в условиях климата, «близкого современному или чуть более теплого, чем современный», изучен С. А. Архиповым и др. [1977] в обнажении Золотой Мыс на правом берегу в нижнем течении Оби (64° 52' с. ш. и 65° 33' в. д.). Протяженность обнажения более 200 м, и строение его верхней части на этом расстоянии несколько различается. В расчистке С. А. Архипова и др. [1977] сверху залегает 1,8 м золотых суглинков, перекрывающих верхний торфяник. Нам удалось найти более полный разрез верхней части обнажения, где этот торфяник перекрывается пойменным, отчасти старичным, аллювием мощностью 5,5 м и только выше залегает 0,65 м золотых суглинков [Лаухин и др., 2006б]. Начиная от верхнего, старичного, торфяника строение разреза в обоих обнажениях практически одинаковое: торфяник подстилается алевритами руслового аллювия, ниже залегают озерно-ледниковые суглинки и глины, затем — верхняя маловалунная морена; аллювиальные пески, глины и торф (стратотип золотомысских слоев) и нижняя, валунная, морена. Отложения ледникового ряда в данном обнажении детально изучены [Архипов и др., 1977] литологически (в том числе микроскопически) и генезис их сомнения не вызывает. В середине 70-х гг. правый берег был подмывным и С. А. Архипову и др. [1977] удалось его изучить до уреза воды в Оби, т. е. до верхних слоев нижней морены. В конце XX в. русло Оби стало смещаться к западу, правый берег сделался аккумулятивным, и к 2003 г, когда мы изучали обнажение [Лаухин и др., 2006б], образовался пляж высотой до 12 м, поднялся уровень грунтовых вод и мы смогли изучить разрез только до верхней морены.

В 1975 и 1976 гг. для этого обнажения получено пять ¹⁴C-дат: одна из верхнего торфяника 29500±520 лет (СОАН-974) и четыре из нижнего торфяника — 39150±1200 лет (СОАН-973), 39860±1000 лет (СОАН-976), 40800±1300 лет (СОАН-682) и ≥ 45000 лет (СОАН-975). Эти даты послужили основанием для отнесения нижнего торфяника к каргинскому горизонту. Палиноспектры из него и вышележащего аллювия показали смену растительности от лесотундры через лес северотаежного типа к заболоченным редколесьям [Архипов и др., 1977]. В настоящее время обнажение Золотой Мыс находится в северной тайге ближе к южной части этой подзоны. Поэтому палинологические данные не противоречили, как принято считать [Волкова и др., 2003], каргинскому возрасту вмещающих отложений. Не совсем удачно вписывалась в эту датировку богатая макрофлора из нижнего торфяника. Но если выбросить из списка, посчитав их переотложенными, *Salvinia natans*, *Azolla interglacialica* (представлена в массовом порядке), то можно говорить, что флора обитала «при умеренно прохладном климате, быть может, чуть более теплом, чем современный» [Архипов и др., 1977. С. 91]. Однако если в 70-е гг. и позднее еще можно было *Azolla interglacialica* относить к переотложенным [Никитин, 1970; Архипов и др., 1977; Архипов, Волкова, 1994], даже если мегаспор ее (частично с массулами) было найдено во флоре на порядок или два порядка больше, чем любого другого непереотложенного таксона, то после находок почти в половине образцов разреза Бедоба мегаспор *Azolla interglacialica* с массулами и без признаков переотложения [Velichkevich et al., 2004] стало трудно считать переотложенными ее находки и в Горной Субботе, и на Золотом Мысу, и даже на Шурышкарском соре в отложениях одного и того же, казанцевского, времени (см. далее).

Нижний торфяник Золотого Мыса мы, по указанной выше причине, вскрыть не смогли. Однако малая мощность его все равно не позволила бы использовать U/Th-датирование. Мощность верхнего торфяника давала такую возможность. К сожалению, торф в верхнем торфянике оказался настолько сильно минерализован, что U/Th-дату получить не удалось. В этом торфянике получено [Лаухин и др., 2006б] усовершенствованным ¹⁴C-методом шесть дат от 48900±2800 лет (ЛУ-5122) до 40100±520 лет (ЛУ-5112) и еще две даты в прослоях торфа из вышележащего пойменного аллювия: 36250±550 лет (ЛУ-5110) и 35000±990 лет (ЛУ-5096). Таким образом, практически весь (может быть, за исключением конца его) каргинский интервал времени поместился в верхний торфяник и вышележащие отложения.

Сравнение списка макрофлоры из нижнего торфяника Золотого Мыса, опубликованного С. А. Архиповым и др. [1977], с макрофлорой опорного разреза казанцевского горизонта Горная Суббота показало 70 % общих таксонов. Большое сходство макрофлоры Золотого Мыса и Горной Субботы в середине 70-х гг. удивления не вызывало, так как оба торфяника, из которых получена флора, считались тогда каргинскими, практически одновозрастными. В 90-е гг., когда торфянику Горной Субботы «вернули» казанцевский возраст, сравнения, видимо, не произво-

дились и каргинский возраст золотомысского торфяника сомнениям не подвергался [Волкова и др., 2003].

Сравнение флоры Золотого Мыса с флорой Шурышкар показало только 60 % общих форм, хотя Шурышкарский сор находится на 1° севернее Золотого Мыса, а Горная Суббота — на 5° южнее. При этом 7 форм макрофлоры Золотого Мыса из 14 отсутствующих в Шурышкаре известны одновременно и во флоре Горной Субботы, и во флоре Бедобы, хотя последняя находится от Золотого Мыса не только на 6° южнее, но и на 32° восточнее. Столь большое сходство макрофлоры нижнего торфяника в разрезе Золотой Мыс (стратотип золотомысского подгоризонта) с макрофлорой Горной Субботы, опорного разреза казанцевского горизонта, и с макрофлорой Шурышкар и Бедобы, датированных U/Th-методом началом казанцевского времени, не оставляет сомнений в казанцевском возрасте нижнего торфяника разреза Золотого Мыса. Показательно и то, что в золотомысской пачке стратотипа этого подгоризонта только 30 % видов диатомей относится к арктическим и арктобореальным формам, остальная же диатомовая флора представлена видами широкого географического распространения [Архипов и др., 1977]. Маловалунная морена, перекрывающая нижний торфяник, является опорным разрезом лохподгорского подгоризонта каргинского горизонта [Архипов, 1997; Волкова и др., 2003; и мн. др.]. Однако она перекрывает нижний торфяник казанцевского возраста и подстилает верхний торфяник с ¹⁴C-датой 48,9 тыс. лет (см. выше). Поэтому маловалунная морена разреза Золотой Мыс должна быть отнесена к зырянскому горизонту. Таким образом, в стратотипе золотомысского и опорном горизонте лохподгорского подгоризонта, каргинский возраст которых был основан на ¹⁴C-датах 60–70-х гг., отложения оказались докаргинскими: в первом случае казанцевскими, во втором — зырянскими.

Попытка получить U/Th-дату для торфяника Горная Суббота была неудачной. Мощный (1,3 м) торфяник казанцевского возраста изучен [Гуртовая, Кривоногов, 1988] в овраге на правом берегу в низовьях Иртыша (59° 30' с. ш. и 69° 55' в. д.). Мы посетили этот овраг на 20 лет позднее. За это время овраг расширился и значительная часть линзы торфяника разрушилась. Сохранились только выклинивания линзы с частыми прослоями алеврита либо без них, но с мощностью торфа менее 50 см, что не позволило получить U/Th-дату. Такую дату удалось получить для торфяника в обнажении Чембакчино, тоже на правом берегу Иртыша, но в 40 км севернее обнажения Горной Субботы.

Обнажение Чембакчино (60° 08' с. ш. и 69° 48' в. д.) протяженностью около 7 км активно подмывается руслом Иртыша, и каждый год в нем происходят изменения. Высота бровки обнажения над урезом воды в Иртыше около 60 м. В обобщенных схемах [Архипов и др., 1997; Афанасьев, Архипов, 1990] показаны погребенные почвы на глубинах от бровки: каргинские — 6 м, казанцевские — 10–11 м, ширтинские (средний плейстоцен) — 20–21 м; последняя по простирацию замещается торфяником. Ранее, в работах С. А. Архипова, торфяники были показаны также и на уровне казанцевской почвы и в слоях тобольского (среднеплейстоценового, миндельрисского) возраста — на глубинах соответственно 35–36 и 42–44 м. Мощность торфяников в работах С. А. Архипова обычно не указывалась. В ходе полевых работ 2002 и 2004 гг. на всех указанных уровнях мы наблюдали фрагменты погребенных почв, переходящие в маломощные (от 2–5 до 10–15 см) торфяники, обычно сильно деформированные. Торфяник мощностью более 50 см, ширтинский возраст которого можно было предполагать по его гипсометрическому и стратиграфическому положению, обнаружен нами в 2002 г. в 2,5 км от с. Чембакчино [Попов, Лаухин, 2004]; в 2004 г. этот торфяник был уже разрушен подмывом.

В 4,5–5 км выше по течению от с. Чембакчино берег Иртыша становится аккумулятивным. Береговой обрыв отдален от русла и показан у Ф. А. Каплянкой и В. Д. Тарноградского [1974] как полностью залесенный и лишенный обнажений. Нами в 6 км от села на залесенном склоне обрыва найдено несколько небольших выходов плейстоценовых отложений. В одном из них на 9–10 м ниже бровки обрыва была замечена линза торфа, что стало причиной заложения траншеи от бровки вниз, а ниже торфяника — проходки шурфа. Выше торфяника залегают озерно-болотные, возможно частично делювиальные, образования; ниже торфяника — аллювиальные [Лаухин и др., 2008а]. Выше торфяника наблюдается псевдоморфоза по ледяной жиле более 3 м по вертикали. Ниже торфяника вскрыты следы нескольких систем псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам.

Образцы с глубины 30–55 см от кровли торфяника дали U/Th-дату 114,2±22,1/14,7 (L/L) и 110,0±6,7/5,9 (TSD) тыс. лет [Там же].

Первые U/Th-даты континентальных отложений верхнего плейстоцена Сибири...

Обильная (иногда более 1000 остатков на образец), но довольно бедная таксономически макрофлора торфяника содержит очень много остатков болотных растений и мало — других видов, что делает ее трудной для возрастной интерпретации. Внизу торфяника выделяется лесной, елово-березовый комплекс, а выше он внезапно исчезает. Отсутствие древних, вымерших форм и свежий облик растительных остатков свидетельствуют о позднеплейстоценовом возрасте флоры и не противоречат казанцевскому возрасту торфяника, но отражают в основном локальные условия хода торфонакопления. Зональный тип растительности и ее эволюция в ходе торфонакопления реконструируются по палинологическим данным.

Торфонакоплению предшествовало развитие сосновых лесов с елью и пихтой и березовых лесов со значительной примесью широколиственных пород (пыльца лещины, липы, вяза, клена составляет 0,4–5,2 %). В начале формирования торфяника эти леса сменились заболоченным редколесьем. Затем распространились еловые леса с пихтой, а по долинам рек — березовые леса с дубом, вязом и лещиной (1,3–9 % пыльцы). Выше в торфянике увеличивается роль пыльцы сибирского кедра и уменьшается роль ели, единична пыльца лещины и дуба. Затем распространились березовые леса со значительной ролью кустарниковых форм березы. U/Th-дата показывает время развития хвойных лесов, предшествовавших березовым и отражавших оптимум межледниковья. После фазы березовых лесов вновь распространились кедрово-елово-пихтовые леса с березой, близкие современной средней подзоне тайги. Верхние слои торфяника и перекрывающие его глины накапливались в условиях перехода к болотным редколесьям. Отчетливо выделяется два оптимума: во время накопления аллювия, подстилающего торфяник, и во время формирования средней части торфяника.

Казанцевский горизонт Западной Сибири и эволюция природной среды этого термохрона изучены довольно полно [Волкова, 1977; Гуртовая, Кривоногов, 1988; Архипов, Волкова, 1994; Волкова и др., 2003; и мн. др.]. Приведенные выше материалы лишь дополняют эти сведения, но они уже сейчас позволяют наметить последовательность палеоклиматических событий в пределах казанцевского межледниковья и не только сопоставить их со стадиями MIS, что делалось и раньше [Архипов, Волкова, 1994; Архипов, 1997; Волкова и др., 2003], но и грубо сопоставить их с событиями, отраженными в ледовом керне Гренландии [Лаухин и др., 2008б]. Выясняется, что начало, а также основные потепления казанцевского оледенения в растительности Западно-Сибирской низменности проявились раньше, чем в стадиях MIS и в ледовом керне Гренландии. В казанцевском межледниковье на Севере Западной Сибири выделяются оптимумы, соответствующие климатическим событиям 5e5, 5e1 [Dansgaard et al., 1993], и намечается оптимум на уровне события 5e3. Выделяется, хотя и менее четко, пессимум на уровне события 5e2. В разрезе Чембакчино выявлен сдвоенный характер оптимума, соответствующего событию 5e1. Главным в казанцевское время в Западной Сибири был ранний оптимум, соответствующий событию 5e5.

Послеказанцевское время

Для этого времени была получена только одна U/Th-дата — в погребенном торфянике разреза Кирьяс на левом берегу Оби в ее среднем течении (Сургутское Приобье). Разрез Кирьяс (60° 57' с. ш. и 75° 45' в. д.) в настоящее время находится в подзоне средней тайги и до сих пор считается стратотипом кирьясского подгоризонта каргинского горизонта на основании ¹⁴C-дат 70-х гг. [Архипов и др., 1976, 1980; Архипов, 1997; Волкова и др., 2003; и др.]. Описание обнажения Кирьяс неоднократно опубликовано [Архипов и др., 1976, 1980; Левина, 1979; Лаухин и др., 2006б; Лаухин, 2007; и др.]. В нем выделяется два уровня погребенных торфяников, возраст которых, согласно ¹⁴C-датам 70-х гг., относится к каргинскому времени: 27,5–36,3 тыс. лет из торфяников верхнего уровня и 38,7–44,7 тыс. лет из торфяников нижнего уровня [Архипов и др., 1980]. Современное ¹⁴C-датирование подтвердило каргинский возраст верхнего уровня торфяников (получены ¹⁴C-даты 27,8–46,4 тыс. лет) и показало докаргинский возраст нижнего уровня торфяников, в кровле которых получена ¹⁴C-дата ≥ 60,7 тыс. лет [Лаухин, 2007]. В средней части торфяника нижнего уровня получена U/Th-дата: 105,5±3,6/3,3 (L/L) и 104,4±4,4/3,9 (TSD) тыс. лет [Там же]. Таким образом, торфяник может быть отнесен к подстадии MIS-5с и сопоставлен с палеоклиматическим событием бреруп в гренландском ледовом керне и прослеженным в Западной Европе [Dansgaard et al., 1993].

Богатая макрофлора (тысячи остатков на образец) из этого торфяника [Лаухин и др., 2006б] резко отличается от казанцевской (MIS-5e) и характерна для елово-лиственничных лесов. Из-

менение флоры по разрезу демонстрирует превращение первичного водоема в олиготрофное болото, что затухивает эволюцию растительности во времени, отраженную в изменении флоры.

По палинологическим данным, суглинок, подстилающий обсуждаемый торфяник, накопился в условиях безлесной перигляциальной растительности [Левина, 1979]. Это вполне соответствует распространению зырянского ледникового покрова, максимальное продвижение которого к югу достигало на западе $67^{\circ} 20'$ с. ш. только по р. Щучья, а в Обской губе край его поднимался почти до 68° с. ш. [Астахов и др., 2007]. На полуострове же Гыдан (на меридиане разреза Кирьяс — около 76° в. д.) южный край покровного ледника находился около $69^{\circ} 30' - 69^{\circ} 70'$ с. ш. [Назаров, 2007], т. е. простирался значительно севернее Полярного круга. При таком положении южного края покровного ледника на широте Кирьяса могла быть только безлесная перигляциальная растительность первой стадии зырянского оледенения, т. е. подстадии MIS-5d.

Перед началом торфонакопления в район Кирьяса продвинулись лесотундровые редколесья. Нижняя половина датированного по U/Th торфяника формировалась в условиях северной подзоны тайги, которая позже (верхняя часть торфяника) сменилась заболоченным березовым редколесьем [Лаухин, 2007]. Таким образом, в нижней части разреза Кирьяс отчетливо выделяются следы подстадий MIS-5d, 5c и начала 5b. Следы средней и поздней стадий зырянского оледенения и разделяющего их межстадиала отражены в строении разреза (в частности, стадии оледенения документируются двумя уровнями криоструктур), но «абсолютных» датировок не имеют [Там же]. Палинологические данные не противоречат развитию этих двух стадий оледенения и межстадиала между ними, но недостаточно детальны, чтобы подробно характеризовать эти палеоклиматические события.

Погребенных торфяников, возраст которых был бы подтвержден U/Th-методом, в Сибири пока не имеется.

Заключение

Материалом для U/Th-датирования континентальных отложений, к сожалению, пока могут служить только погребенные торфяники мощностью не менее 0,5 м. Такие торфяники довольно редки. Существует мнение, что погребенных торфяников последнего межледниковья, массово встречающихся в Западной Европе и Центральной России, в Западной Сибири всего 3 или 4 [Астахов, 2006. С. 20]. Такое мнение об уникальности погребенных торфяников в Западной Сибири сильно преувеличено. Доголоценовых торфяников даже мощностью более 0,5 м известно там в настоящее время более двух десятков. Правда, часть из них, как показано выше, может относиться не к межледниковью, а к межстадиалам первого позднеплейстоценового (зырянского) оледенения.

Более двух десятков — много это или мало? ^{14}C -даты в Западной Сибири исчисляются тысячами. Однако подавляющее большинство их относится к голоцену и позднеледниковью. Лишь несколько сотен дат характеризуют каргинское время. При этом ^{14}C -даты, полученные обычным сценцилляционным методом, охватывают лишь вторую половину каргинского времени — моложе 30–35 тыс. лет. Более древние даты редки, вызывают сомнения, а значительная часть их уже переведена в разряд псевдоконечных. Даты же, полученные усовершенствованным ^{14}C -методом [Арсланов, 1987] и достигающие 50–55 тыс. лет, вообще единичны в Западной Сибири. Их меньше, чем торфяников, пригодных для U/Th-датирования.

Для датирования докаргинских, часто и для раннекаргинских, отложений в «абсолютном» летоисчислении в Западной Сибири применяют почти исключительно термлюменисцентный (TL) метод. При этом TL-даты почти везде единичные и потому часто вызывают сомнения. Только в самые последние годы для севера Западной Сибири появились серийные оптико-термлюминесцентные (OSL) датировки [Mangerud et al., 1999; Астахов, Мангеруд, 2005; Астахов, 2006]. Однако наиболее распространенные разновидности TL-датирования (OSL, RTL) имеют доверительный интервал $\pm 20-25\%$. При таком доверительном интервале, даже в больших сериях дат, лишенных инверсий (что само по себе редкость), один и тот же слой может быть с одинаковым основанием отнесен как к казанцевскому, так и к зырянскому или тазовскому (уже средний плейстоцен) горизонтам. В такой ситуации невозможно переоценить значение даже редких U/Th-дат для первой половины — середины верхнего плейстоцена. Значение это велико как для собственно датирования, так и, особенно, для коррекции серийных OSL (и других разновидностей TL) дат.

Первые U/Th-даты континентальных отложений верхнего плейстоцена Сибири...

Поздний плейстоцен — слишком короткий отрезок времени (120–130 тыс. лет), чтобы в течение его появились достаточно заметные эволюционные изменения в таксонах фауны и тем более — флоры. Поэтому палеонтологические методы для верхнего плейстоцена имеют большое значение лишь в плане ивентстратиграфии (климатостратиграфии, в частности). Геохронологическое же значение этих методов невелико. По этой причине для геохронологии позднего плейстоцена особое значение приобретают изотопные методы определения «абсолютного» возраста. При широком спектре этих методов [Вагнер, 2006] практическое применение в Западной Сибири нашли только методы ^{14}C - и TL-датирования. В последние годы к ним добавился U/Th-метод.

U/Th-дат пока всего несколько, но, как показано выше, они вносят существенные изменения в геохронологию позднего плейстоцена и стратиграфию соответствующих отложений. Известно, что появление в 1954 г. первой для Сибири ^{14}C -даты привело к массовому увлечению этим методом. В 60-е и начале 70-х гг. был пересмотрен ряд стратиграфических и геохронологических представлений, казавшихся ранее устоявшимися. Но уже в середине 70-х гг. эйфория сменилась критическим отношением к ^{14}C -датам. Многие из них, особенно древнее 30–35 тыс. лет, были признаны псевдоконечными. В ряде опорных разрезов (Горная Суббота, Карымкары и др.) ^{14}C -даты были признаны невалидными и для этих разрезов вернулись к старым представлениям. Не получится ли то же с первыми U/Th-датами? Не исключено, что со временем выявятся слабые стороны U/Th-датирования или методические недоработки этого метода. Но для выявления недоработок надо иметь большее число U/Th-дат. Пока же мы можем надеяться на то, что непротиворечивость полученных U/Th-дат геологической ситуации и подтверждение их как вновь полученными ^{14}C -датам, так и палеоботаническими данными сохраняют вышеприведенным U/Th-датам валидность и в будущем.

U/Th-даты для погребенных торфяников и новые палеоботанические материалы получены в ходе работ по проекту ИНТАС 01-0675. Автор выражает искреннюю признательность всем членам этого проекта, а прежде всего проф. Х. А. Арсланову, проф. В. Ю. Кузнецову, исследователю Ф. Е. Максиму, проф. А. Гайгаласу, проф. М. Фрехену, проф. Ф. Ю. Величкевичу, палинологу Г. Н. Шиловой и проф. А. Ф. Санько. Завершена данная работа при поддержке Интеграционной программы СО РАН 16.04.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

- Арсланов Х. А. Радиоуглерод: Геохимия и геохронология. Л.: ЛГУ, 1987. 300 с.
- Арсланов Х. А., Лаухин С. А., Максимов Ф. Е. и др. Бедоба — опорный разрез казанцевского горизонта в Центральной Сибири // Докл. АН. 2004. Т. 396, № 6. С. 796–799.
- Арсланов Х. А., Максимов Ф. Е., Лаухин С. А. и др. Применение усовершенствованных вариантов ^{14}C и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ методов для обоснования хронологии позднелейстоценовых отложений Западной Сибири // Фундаментальные проблемы квартера: Итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. М.: ГЕОС, 2007. С. 18–20.
- Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. 331 с.
- Архипов С. А. Решение межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Западно-Сибирской равнины. Новосибирск, 1990. 96 с.
- Архипов С. А. Корреляция плейстоценовых событий на Северо-Азиатском континенте // Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона. М.: Наука, 1991. С. 4–14.
- Архипов С. А. Комплексная палеогеографическая реконструкция для эпохи 20–18 тыс. л. н. // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. М.: Наука, 1993. С. 37–41.
- Архипов С. А. Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 12. С. 1863–1884.
- Архипов С. А., Довгаль Л. А., Левина Т. П. и др. Литологическая, палинологическая характеристика, диатомовая флора и остракоды из разреза третьей надпойменной террасы реки Оби (Сургутское Приобье) // Этюды по палеофитологии Сибири. М.: Наука, 1976. С. 83–101.
- Архипов С. А., Вотях М. Р., Гольберт А. В. и др. Последнее оледенение в Нижнем Приобье. Новосибирск: Наука, 1977. 214 с.
- Архипов С. А., Астахов В. И., Волков И. А., Паньчев В. А. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум последнего оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. 110 с.
- Архипов С. А., Гросвальд М. Г., Гайгалас А. И. и др. О сходимости результатов радиометрических определений и биостратиграфического изучения четвертичных отложений (на примере Красного Яра) // Геология и геофизика. 1982. № 1. С. 23–29.

- Архипов С. А., Волкова В. С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО РАН, 1994. 106 с.
- Архипов С. А., Волкова В. С., Зольников И. Д. и др. Западная Сибирь // Изменение климатов и ландшафтов за последние 65 млн лет. М.: ГЕОС, 1999. С. 84–109.
- Архипов С. А., Зыкина В. С., Круковер А. А. и др. Стратиграфия и палеомагнетизм ледниковых и лессово-почвенных отложений Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 6. С. 1027–1048.
- Астахов В. И. Проблемы последнего оледенения Западной Сибири // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. М.: Наука, 1993. С. 41–44.
- Астахов В. И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 11. С. 1207–1220.
- Астахов В. И., Мангеруд Я. Возраст каргинских слоев и климат OIS-3 на севере Сибири // Квартер-2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 24–25.
- Астахов В. И., Арсланов Х. А., Максимов Ф. Е. и др. Возраст межледникового торфяника на нижней Оби // Докл. АН. 2005. Т. 401, № 1. С. 95–99.
- Астахов В. И., Мангеруд Я., Свенсен Й.-И. Новое о позднем кайнозое Западной Арктики // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. СПб.: Недра, 2006. С. 131–153.
- Астахов В. И., Мангеруд Я., Свенсен Й.-И. Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена Севера // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30–31. С. 190–206.
- Афанасьев С. Л., Архипов С. А. Наноциклитный метод определения геологического возраста четвертичных отложений. Новосибирск: Наука, 1990. 124 с.
- Борисов Б. А. Дальнейшее совершенствование Общей стратиграфической шкалы четвертичной системы // Геологические события неогена и квартера России: Современное состояние стратиграфических схем и палеоклиматические реконструкции. М.: ГЕОС, 2007. С. 16–19.
- Вагнер Г. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. М., 2006. 575 с.
- Васильчук Ю. К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов: Опыт палеогеографических реконструкций. М.: РИО Мособлупрполиграфиздат, 1992. 420 с.
- Волков И. А., Волкова В. С., Гуртовая Е. Е. О возрасте верхней толщи западной части Обь-Иртышского междуречья // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973. С. 40–45.
- Волков И. А., Гросвальд М. Г., Троицкий С. Л. О стоке приледниковых вод во время последнего оледенения Западной Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1976. С. 83–94.
- Волкова В. С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. М.: Наука, 1977. 238 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., Букреева Г. Ф. Западная часть Обь-Иртышского междуречья (Тобольское Прииртышье): Спорово-пыльцевая характеристика основных разрезов позднеплиоценовых и четвертичных отложений // История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплиоценовое и четвертичное время. М.: Наука, 1970. С. 48–80.
- 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.
- Гольдберг Е. Л., Грачев М. А., Эджингтон Д. и др. Уран-ториевая датировка двух последних межледниковий в осадках озера Байкал // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 2002. С. 92–99.
- Гуртовая Е. Е., Кривоногов С. К. Фитологическая характеристика континентальных отложений казанцевского горизонта // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск, 1988. С. 69–91.
- Гудина В. И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976. 124 с.
- Деревянко А. П., Зыкина В. С., Маркин С. В. и др. Первые раннепалеолитические объекты Кузнецкой котловины. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 1992. 62 с.
- Деревянко А. П., Молодин В. И., Зенин В. Н. и др. Позднепалеолитическое местонахождение Шестаково. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 2003. 168 с.
- Зенин В. Н. Основные этапы освоения Западно-Сибирской равнины палеолитическим человеком // Археология, этнография и антропология Евразии. 2002. № 4. С. 22–44.
- Зенин В. Н., Лецинский С. В., Борисов М. А., Старцева С. В. О некоторых результатах поиска и разведки палеолитических местонахождений Томь-Енисейского междуречья // Проблемы археологии, этнографии и антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 2000. Вып. 6. С. 124–130.

Первые U/Th-даты континентальных отложений верхнего плейстоцена Сибири...

- Зенин В. Н., Лещинский С. В., Кузьмин Я. В.* В вопросу о среднем палеолите Западно-Сибирской равнины // Проблемы палеонтологии и археологии юга России и сопредельных территорий. Ростов н/Д: ЮНЦ РАН, 2005. С. 30–32.
- Зубаков В. А.* Приобская Сибирь // Геохронология СССР. Л.: Недра, 1974. Т. 3. С. 187–209.
- Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д.* Средний и нижний плейстоцен низовий Иртыша. Л.: Недра, 1974. 159 с.
- Кинд Н. В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.
- Кузнецов В. Ю., Арсланов Х. А., Козлов В. Б. и др.* Перспективы применения уран-ториевого метода неравновесной геохронологии для датирования межледниковых, континентальных отложений // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 2003. Вып. 2. С. 40–51.
- Кузнецов В. Ю.* Неравновесная ядерная геохронология в палеоклиматологии и четвертичной геологии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. СПб., 2005. 42 с.
- Лаухин С. А.* Верхний плейстоцен юго-запада Сибирской платформы // Верхний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 84–101.
- Лаухин С. А.* Рубеж среднего и позднего палеолита в Северной Азии: Проблема каргинского времени // Проблемы взаимодействия человека и природной среды. Тюмень: ИПСО СО РАН, 2001. Вып. 3. С. 11–18.
- Лаухин С. А.* Новые данные о каргинском времени Сибири // Квартер-2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 217–218.
- Лаухин С. А.* Палеорастительность и палеоклиматы раннего интерстадиала зырянского оледенения бореальной зоны Западно-Сибирской равнины // ВИАЭ. 2007. № 8. С. 188–205.
- Лаухин С. А., Санько А. Ф., Величкевич Ф. Ю., Шилова Г. Н.* К палеогеографии казанцевского времени центральных частей Средней Сибири // ВИАЭ. 2005. № 6. С. 249–271.
- Лаухин С. А., Арсланов Х. А., Максимов Ф. Е. и др.* Палеоклиматы и хронология средневюрмского мегаинтерстадиала на Западно-Сибирской равнине // Докл. АН. 2006а. Т. 411, № 4. С. 540–544.
- Лаухин С. А., Шилова Г. Н., Величкевич Ф. Ю.* Палеоботаническая характеристика и палеоклиматы каргинского времени на Западно-Сибирской равнине // ВИАЭ. 2006б. № 7. С. 203–225.
- Лаухин С. А., Арсланов Х. А., Максимов Ф. Е. и др.* Новое обнажение погребенного торфяника казанцевского возраста в низовьях Иртыша // Докл. АН. 2008а. Т. 418, № 5. С. 689–692.
- Лаухин С. А., Шилова Г. Н., Фирсов А. М.* К палинологической характеристике аналогов начала стадии 5 МИС на севере Западно-Сибирской низменности // Современная микрорепалеонтология: Палеобиологические и геологические аспекты. Новосибирск: Наука, 2008б (В печати).
- Левина Т. П.* Палинологическая характеристика отложений позднечетвертичной ледниковой эпохи в долине Средней Оби // Стратиграфия и палинология мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск, 1979. С. 74–98.
- Левчук Л. К.* Биостратиграфия верхнего плейстоцена севера Сибири по фораминиферам. Новосибирск: Наука, 1984. 128 с.
- Никитин В. П.* Четвертичные флоры Западной Сибири (семена и плоды) // История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднелиценное и четвертичное время. М.: Наука, 1970. С. 245–311.
- Назаров Д. В.* Новое о четвертичных отложениях центральной части Западносибирской Арктики // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30–31. С. 213–221.
- Попов П. П., Лаухин С. А.* Плейстоценовая ель в Западной Сибири // Вестн. экологии, лесоведения и ландшафтоведения. 2004. Вып. 5. С. 86–92.
- Сакс В. Н.* Четвертичный период в Советской Арктике // Тр. Аркт. ин-та. 1948. Т. 201.
- Сакс В. Н.* Четвертичный период в Советской Арктике // Тр. НИИГА. 1953. Т. 77. 627 с.
- Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины.* Новосибирск: СНИИГГИМС, 2000. 64 с.
- Фотиев С. М.* Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР. М.: Наука, 1978. 236 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.
- Arslanov Kh. F., Laukhin S. A., Kuznetsov V. Yu. et al.* On the age of interglacial peat and gyttja deposits in the sections on the Lipna river and Irkineeva river determined // Loess and paleoenvironment. M.: GEOS, 2003. P. 9.
- Astakhov V. I.* The stratigraphic framework for Upper Pleistocene of the Glaciated Russian Arctic: Changing paradigms // Global and Planetary Change. 2001. Vol. 1. P. 283–295.
- Bassinot F. E., Laberie L. D., Vincent E. et al.* The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 126. P. 91–108.
- Dansgaard W., Johnsen S. J., Clausen H. B. et al.* Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice core record // Nature. 1993. Vol. 364, № 6434. P. 218–220.
- Geyh M. A.* Reflection on the $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of the dirty material // Geochronometria. 2001. Vol. 20. P. 9–14.
- Geyh M. A.* Selection of suitable data sets improves $^{230}\text{U}/\text{Th}$ dates of dirty material // Geochronometria. 2008. Vol. 30. P. 69–77.

С. А. Лаухин

Heijnis H. Uranium/Thorium dating of Late Pleistocene peat deposits in N. W. Europa. Rijksuniversitet Groningen, 1992. 149 p.

Laukhin S. A., Drozdov N. I. Late Paleolithic Site and Global Paleogeography // Prehistory and Ancient History. 2003. Vol. 18, № 6. P. 97–11.

Laukhin S. A., Arslanov Kh. A., Maksimov F. E., Kuznetsov V. Yu. The first early interstadial of Zirianian traces (Early Würm) glaciation in Siberia: U/Th date and paleobotanical data // Geologija. 2007. № 59. P. 47–58.

Maksimov F., Arslanov Kh., Kuznetsiv V., Chernov S. ²³⁰Th/U and ¹⁴C dating of Upper and Middle Pleistocene interglacial and interstadial organic deposits from the East European Plain and Siberia // Pleistocene environments in Eurasia. Hannover: Geoscience Center, 2006. P. 45–48.

Mangerud J., Svensen J. I., Astakhov V. I. Age and extend of the Barents and Kara ice sheets in Northern Russia // Boreas. 1999. Vol. 28, № 1. P. 46–80.

Svensen J. I., Astakhov V. I., Bolsiyanov D. Yu. et al. Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian // Boreas. Vol. 28, № 28. 1999. P. 234–242.

Svensen J. I., Alexanderson H., Astakhov V. I. et al. Late Quaternary Ice Sheet history of Northern Eurasia // Quaternary Science Review. 2004. Vol. 23. P. 1229–1271.

Velichkevich F., Sanko A., Laukhin S. et al. Paleobotanical and paleomalacological characteristics of Middle Siberia Kazantsovian Interglacial according to Bedoba section data // Geologija. 2004. № 46. P. 17–26.

Тюмень, ИПОС СО РАН

The article discusses a geological position of the U/Th data from the buried peat bogs in the down-stream and mid-channel of the Ob, the lower course of the Irtysh and the North Angara basin, together with the accompanied ¹⁴C-data and paleobotanic materials from the layers encompassing, overlapping and underlying the sampling places to that U/Th and ¹⁴C-data. It is found out that stratotypes of subhorizons of the Kargino horizon, namely, those of Shuryshkar, Zolotomys, and Kiryas being of the Kazantsevo Age for the first two ones, and the age of the early (“Siberian Brehrup”) interstadial of the Zyriansk Glaciation for the last stratotype. The Zyriansk Age being also associated with one of the key sections of the Lokhpodgorian subhorizon confined to the Kargino horizon. The data allow to outline succession of the paleoclimatic events within the limits of the Kazantsevo interglaciation, correlating these with the events reflected in the ice core of Greenland. In the north of West Siberia subject to the identification being 5e5, 5e1 paleoclimatic events, while subject to the outline — 5e2, 5e3 and 5e4 events. As to the main optimum, it was 5e5 event. 5e1 optimum being of the double character. The Kazantsevo interglaciation in the north of West Siberian lowland started several thousand years earlier than MIS-5 stage. Shifting of the vegetation zones in the west of West Siberian lowland to the north during the main optimum of the Kazantsevo time in the area of the polar circle reached 700km, while around 60°NL and further to the south — only 300–400 km. During pessimums of the Kazantsevo time, shifting of the vegetation zones to the south was less than 100 km.

Key words: Upper Pleistocene, Siberia, Uranium/Thorium dating, geochronology, stratigraphy, paleoclimates, stratotypes, paleobotanics.