

УДК 551.791:551.583.7

## ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА В ЗАПАДНОЙ И СРЕДНЕЙ СИБИРИ В ТЕЧЕНИЕ МИС-5

С.А. Лаухин

Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва

Поступила в редакцию 12.04.17

Сопряженное  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  и  $^{14}\text{C}$  датирование опорных разрезов верхнего плейстоцена Западной и восточной части Средней Сибири позволило реконструировать последовательность палеоклиматических событий, выделенных ранее и выявленных по вновь полученным палеоботаническим данным. Эта последовательность сопоставлена с палеоклиматическими событиями, отраженными в ледовом керне (GRIP Summit) Гренландии. В казанцевском горизонте Западной и Средней Сибири выделены палеоклиматические аналоги подстадий МИС-5: 5e,d,c на западе и 5a,b на востоке Западной Сибири. В подстадии МИС-5e в Западной Сибири выявлены следы палеоклиматических событий 5e5–1.

*Ключевые слова:* палеоклиматические события, казанцевский горизонт, Западная и Средняя Сибирь, термохрон МИС-5.

*Laukhin S.A.* Pleistocene paleoclimatic events in Western and Middle Siberia during MIS-5. Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Series. 2017. Volume 92, part 2. P. 49–57.

Entailing  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$  dating of the Pleistocene key sections of the Western and eastern part of Middle Siberia was registered succession of paleoclimatic events which were obtained by paleobotanic events. This succession was compared with paleoclimatic curve which reflected Greenland ice core (GRIP Summit). In result the paleoclimatic analogues of MIS-5a,d,c on west and MIS-5a,b on east of Western Siberia were detected in Kazantsevian Horizon. Also tracks of paleoclimatic events 5e5–1 were revealed.

*Key words:* paleoclimatic events, Kazantsevian Horizon, Western and Middle Siberia, thermo-chron MIS-5.

Изучение опорных разрезов верхнего плейстоцена boreальной зоны Западной Сибири в интервале от 60 до 66° с.ш. (рис. 1) в течение 2001–2008 гг. сопровождалось сопряженным  $^{14}\text{C}$  и  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  датированием. Эти исследования были продолжены в 2009–2015 гг. в восточной части Западной Сибири и в Тункинских впадинах (юг Средней Сибири). Часть  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  дат была позже уточнена (Арсланов и др., 2007; Кузнецов, Максимов, 2012; Maksimov et al., 2006). Далее использованы только уточненные  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  даты. Ниже приведены также только некалиброванные  $^{14}\text{C}$  даты, так как для обсуждения событий, сопоставимых с МИС-5, калибровка  $^{14}\text{C}$  дат не имеет значения. Кроме того,  $^{14}\text{C}$  даты XX в. опубликованы в тысячах работ и включены в официально принятые в России стратиграфические схемы квартера (Унифицированная..., 2000, 2010 и др.) как некалиброванные. Сопряженное  $^{14}\text{C}$  и  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  датирование показало невалидность части  $^{14}\text{C}$  дат, опубликованных в 1960–1970-е гг. (Архипов и др., 1977; Архипов, Волкова, 1994 и др.), на которых основана современная стратиграфическая схема для второй половины верхнего плейстоцена Западной Сибири. Установлено, что опорные разрезы, которые изучались нами в XXI в., имеют возраст, сопоставимый с МИС-5, и количество таких опорных

разрезов увеличилось. Все эти разрезы хорошо изучены палеоботанически, в том числе палинологически (Архипов и др., 1977; Архипов, Волкова, 1994; Волкова и др., 2003; Гуртовая, Кривоногов, 1988; Никитин, 1970 и многие др.). Для части этих разрезов получены дополнительные палеоботанические материалы (Астахов и др., 2005; Гусев и др., 2016; Лаухин и др., 2008а, б; Максимов и др., 2015; Laukhin, Gaigalas, 2008; Laukhin, Shilova, 2005, 2007 и др.), частично обобщенные в (Laukhin, 2011).

Палеоклиматическая кривая Западной Сибири (рис. 2) построена в основном по палеоботаническим данным. В меньшей степени привлекались материалы по фауне млекопитающих, палеогеокриогенезу, литологии и др. Сумма палеоботанических и геологических данных позволила выявить многочисленные палеоклиматические события первой половины позднего плейстоцена этой части Западной Сибири, а  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  даты показали последовательность этих событий. Широкий доверительный интервал не всегда позволяет точно датировать палеоклиматические события, но для  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  дат он может быть существенно сужен с помощью палеоботанических данных (Laukhin, Gaigalas, 2008). Стратиграфическое значение  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  датировок уже

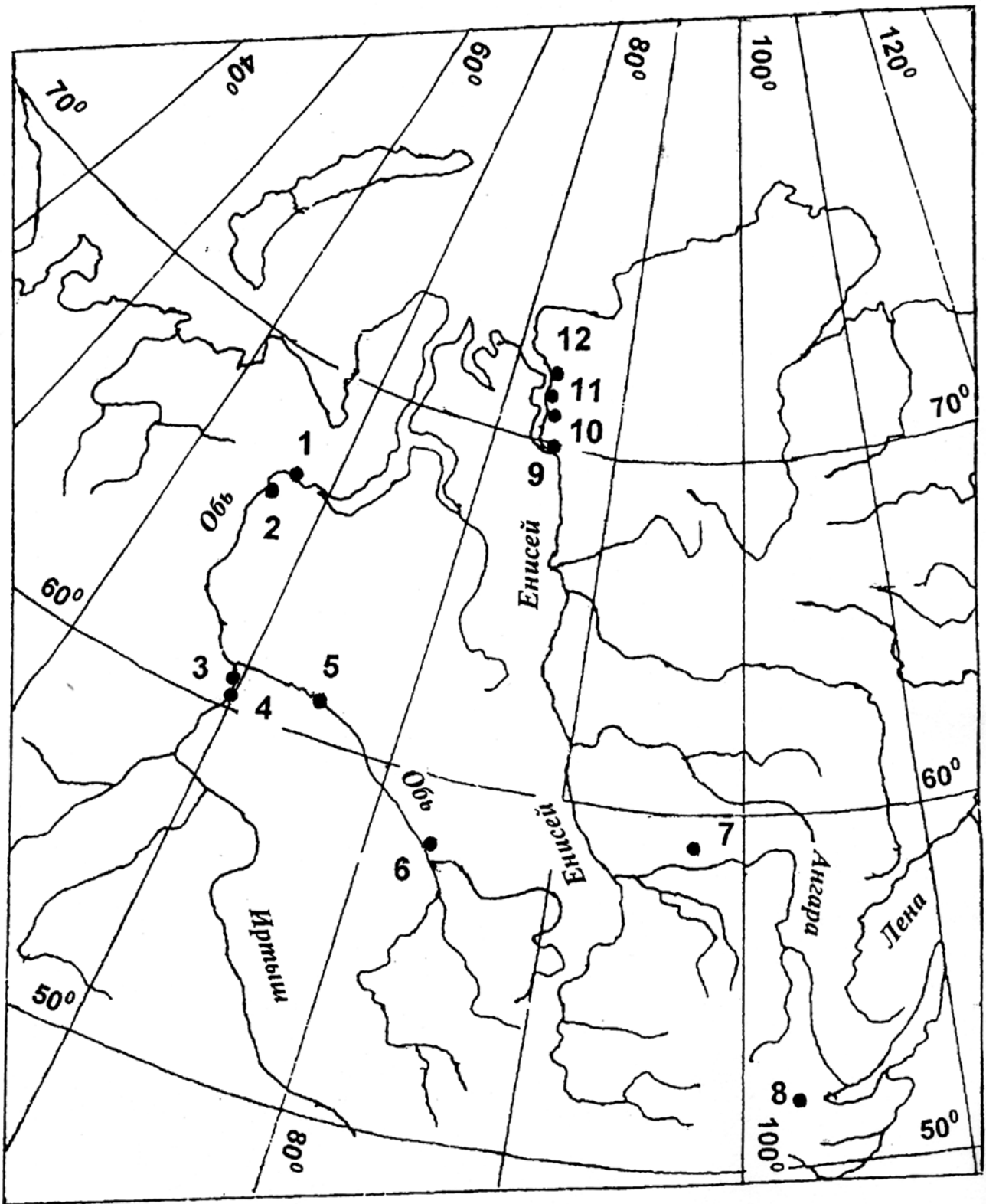


Рис. 1. Разрезы, упомянутые в статье: 1 – Шурышкары, 2 – Золотой Мыс, 3 – Чембакчино, 4 – Горная Суббота, 5 – Кирьяс, 6 – Колпашево, 7 – Бедоба, 8 – Белый Яр II, 9–12 разрезы в низовьях Енисея, по (Гусев и др., 2016): 9 – Казанка, 10 – Ладыгин Яр, 11 – Мыс Гостиный, 12 – Троицкие Пески

обсуждалось (Лаухин, 2009). В данной статье сделана попытка датировать последовательность палеоклиматических событий Сибири, соответствующих МИС-5, путем сопоставления их с событиями, выявленными в ледовом керне (GRIP Summit) Гренландии (Dansgaard et al., 1993; Laukhin, 2012).

#### Особенности конструирования палеоклиматической кривой

Последовательность палеоклиматических событий для обсуждаемой части Западной Сибири (рис. 2) отличается от палеоклиматической кривой

Гренландии прежде всего своей прерывистостью. Это естественно, так как континентальные отложения квартера Западной Сибири изобилуют перерывами, которые не всегда удается заполнить данными соседних разрезов, тогда как ледовый керн представляет собой непрерывный разрез до глубины 3000 м. Для нас представляет интерес только интервал, датированный от 71 до 140 тыс. лет назад. Последовательность палеоклиматических событий в Западной Сибири значительно грубее, но в целом она подобна палеоклиматической кривой гренландского ледового керна. В нижней части палеоклиматическая кривая Западной Сибири не полностью совпадает с таковой Гренландии. Возможно, палеоклиматические события в центре Евразийского континента проявились несколько раньше, чем в Гренландии на севере Атлантического океана. Однако сравнение палеоклиматических кривых мирового океана (Bassinot et al., 1994) и Гренландии (Dansgaard et al., 1993) показывает, что последняя определенно имеет «континентальный» облик (Лаухин, 2017; Laukhin, 2012). Некоторое же отставание ее событий от аналогичных событий Западной Сибири объясняется, скорее, значительно меньшей точностью датирования палеоклиматических событий Западной Сибири.

В статье (Bassinot et al., 1994) кривая подстадий морских изотопных стадий сопоставлена с кривой в статье (Dansgaard et al., 1993). На палеоклиматической кривой ледового керна Гренландии интервалы подстадий стадии МИС-5 иные. Однако эти различия не катастрофически большие, а главное, подстадии 5.1, 5.2, 5.3, 5.4 и 5.5 по своему положению на шкале времени соответствуют подстадиям а–е МИС-5, т.е. на кривых морских изотопных стадий у (Bassinot et al., 1994) и у ледового керна (Dansgaard et al., 1993) нечетные стадии отвечают потеплениям, а четные – похолоданиям. Это важнее того, что продолжительность конкретных подстадий на этих кривых может различаться. Большое значение имеет то, что морские изотопные стадии, установленные в тропиках Тихого и Индийского океанов, существенно отличаются по продолжительности от соответствующих им по положению на шкале времени этапов потеплений и похолоданий, выявленных в ледовом керне Гренландии и в глубоководных илах оз. Байкал. Последние, полученные на континентах, ближе между собой по продолжительности этапов потепления и похолодания, чем с интервалами подстадий МИС-5 в океанах.

Колонки скважин, вскрывших ледовый керн в Гренландии, и глубоководные илы на дне Байкала – это непрерывные разрезы, охватывающие весь интервал времени, отражающий стадию МИС-5. Поэтому их проще сравнивать между собой, чем опорные разрезы, хотя последние не так далеко удалены друг от друга. Кроме того, палеоклиматические записи в Гренландии и на Байкале основаны на изотопных данных. Опорные разрезы фрагментарны, отражают часто небольшие интервалы за-

писей стадии МИС-5, и их палеоклиматические записи прочитываются по изменениям растительности, характер которых зависит от природной зональности. В начале позднего плейстоцена эта зональность хотя и была близка современной, но она не была полностью ей идентична.

Поэтому для построения палеоклиматической кривой выбраны опорные разрезы по интервалу МИС-5с,d,e, сгруппированные на северо-западе Западной Сибири между 60–66° с.ш., а для интервала 5а и b – в низовьях Енисея, так как на северо-западе Западной Сибири материалы для изучения последних двух подстадий очень скудные. Разрезы в центральной части Западной Сибири (Колпашево) и в Средней Сибири (Бедоба, Белый Яр II и др.) учтены, но в построении палеоклиматической кривой не использованы. На рис. 2 палеоклиматическая кривая для интервалов МИС-5а и b и МИС-5с–е разделена разрывом, так как опорные разрезы, по которым сделаны эти реконструкции, разобщены территориально и особенно отличаются по ландшафтной обстановке. Однако и на северо-западе Западной Сибири северные (65–66° с.ш.) и более южные (60–61° с.ш.) разрезы тоже расположены достаточно далеко друг от друга и «сведение» их в одну палеоклиматическую кривую (рис. 2) придает последней большую схематичность.

#### Опорные разрезы, их датировка и климатические реконструкции

Перейдем к обсуждению тех опорных разрезов Западной Сибири, которые послужили основой для построения палеоклиматической кривой (рис. 2).

Палеоклиматы начала позднего плейстоцена реконструированы по результатам изучения обнажений Шурышкары (65°55' с.ш. и 65°30' в.д.) в низовьях Оби (рис. 1), которые вскрывают отложения ледникового ряда и перекрывающие их межледниковые аллювиальные и озерные толщи: пески с супесями и линзами торфа. Они заполняют эрозионные понижения в отложениях ледникового ряда. Торфяники залегают на разных уровнях. В нижнем торфянике (Шур 1) получена (Арсланов и др., 2007; Астахов и др., 2005; Кузнецов, Максимов, 2012) <sup>230</sup>Th/U-дата 135,7±8,5/7,0 тыс. лет. В палиноспектрах нижней части торфяника Шур 1 много пихты, отмечена пыльца липы, вяза, дуба (в сумме до 2%), не обнаруженная (Архипов и др., 1977) в вышележащих двух торфяниках. В средних и верхних торфяниках, по спорово-пыльцевым данным, вверх по разрезу сменяется восемь фаз растительности: лесотундра – северо-таежное редколесье – южная часть северной тайги – темнохвойные леса с примесью сосны и березы (вероятно, южная тайга) – редкостойные темнохвойные леса – тундра и, наконец, лесотундра. Южная тайга фиксирует второй оптимум межледниковья. Таким образом, в разрезах Шурышкары отражены два оптимума: ранний в разрезе Шур 1 (Астахов и др., 2005) и поздний



в среднем (Архипов и др., 1977) торфянике с палиноспектрами темнохвойных лесов и макрофлорой с *Azolla interglacialica* Nikit. (Архипов и др., 1977; Никитин, 1970). В целом же макрофлора торфяников Шурышкары (выше Шур 1) содержит 54% таксонов, общих с опорным для казанцевского горизонта разрезом Горная Суббота (Laukhin, Gaigalas, 2008), расположенным на 6° южнее Шурышкары (рис. 1), что позволяет все три этих торфяника относить к казанцевскому горизонту. Учитывая северное положение торфяников Шурышкары, можно считать, что в нижнем торфянике (Шур 1) отразилось наиболее масштабное потепление казанцевского межледниковья.

Нижним пределом  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  дата торфяника Шур 1 попадает в последнее похолодание среднего плейстоцена (МИС-6), что исключается палеоботаническими характеристиками. В целом дата может соответствовать началу подстадии МИС-5е, т.е. палеоклиматическому событию 5е5. Кривые  $\delta^{18}\text{O}$ , записанные в ледовом керне Гренландии и станции «Восток» Антарктиды, существенно различаются, но максимум в самом начале стадии МИС-5 (5е5) на обеих кривых совпадает как ни один другой из пиков этих кривых, отражающих колебания климата за последние 200 тыс. лет. Однако дата Шур 1 древнее события 5е5 и вообще древнее начала МИС-5 – 127 тыс. лет в мировом океане (Bassinot et al., 1994). Торфяник Шур 1 содержит следы растительности, наиболее теплолюбивой в казанцевское время для своей территории, и фиксирует главный оптимум этого межледниковья. Начало этого межледниковья и раньше предполагалось (Архипов и др., 1977) на уровне 140–150 тыс. лет. Оно отмечено во многих районах Евразии с возрастом около 140 тыс. лет (Молодьков, Болиховская, 2011). В гренландском ледовом керне оно отмечено на уровне 133 тыс. лет (Dansgaard et al., 1993). Оно же подтверждено в донных осадках оз. Байкал – 140–138 тыс. лет (Гольдберг и др., 2002). Расхождение времени начала МИС-5 в мировом океане и соответствующего потепления в Сибири можно объяснить тем, что опреснение мирового океана (МИС-5) могло существенно отставать от начала глобального потепления, что хорошо видно при сравнении теплых и холодных этапов в морской изотопно-кислородной последовательности и в последовательности палеоклиматических событий Гренландии. Не будет ошибкой

сказать, что в наземной растительности казанцевское потепление отразилось даже раньше, чем «прогрелось» глубоководное оз. Байкал (Лаухин, 2017). Вероятно, не только начало МИС-5е, но и остальные палеоклиматические события (5е5–1), выявленные в гренландском ледовом керне (Dansgaard et al., 1993), на севере Западной Сибири могли проявиться раньше в составе растительности. С учетом этого обстоятельства сделана попытка сопоставить колебания климата, выявленные в изменениях растительности севера Западной Сибири в казанцевское время с палеоклиматическими событиями (Dansgaard et al., 1993), отраженными в ледовом керне Гренландии (Laukhin, 2012).

Опорный разрез Золотой Мыс (рис. 1) расположен в нижнем течении Оби (64°52' с.ш. и 65°33' в.д.). Здесь нами описаны (Лаухин и др., 2006а): покровные отложения 0,6 м, супеси и суглинки пойменного (4,8 м), торфяник старичного (1,8 м) и алеврит (2 м) руслового аллювия. Ниже залегают (Архипов и др., 1977): озерноледниковые суглинки; верхняя маловалунная морена; аллювиальные пески, глины, нижний торфяник. В 1975 и 1976 гг. для этого обнажения получено пять  $^{14}\text{C}$ -дат: из верхнего торфяника 29,5 тыс. лет и четыре из нижнего торфяника – 39,1–40,8 тыс. лет. Эти даты послужили основанием для отнесения нижнего торфяника к каргинскому горизонту (Архипов и др., 1977). Его палиноспектры показали смену растительности от лесотундры через северную тайгу к заболоченным редколесьям (Архипов и др., 1977). В настоящее время обнажение Золотой Мыс находится в северной тайге ближе к южной части этой подзоны. Не соответствовала каргинскому возрасту богатая макрофлора из нижнего торфяника с *Salvinia natans* All. и *Azolla interglacialica* Nikit. (в массовом количестве). Позже из верхнего торфяника и перекрывающего его аллювия нами получена (Лаухин и др., 2006б) серия  $^{14}\text{C}$ -дат 33,5–48,9 тыс. лет, т.е. оказалось, что весь каргинский горизонт залегает выше маловалунной морены, которая в этом случае датируется зырянским временем, а нижний торфяник не моложе ее.

Сравнение макрофлоры нижнего торфяника (Laukhin, Gaigalas, 2008) с макрофлорой опорного разреза казанцевского горизонта Горная Суббота показало 70% общих таксонов. Сравнение флоры Золотого Мыса с флорой Шурышкары показало

Рис. 2. Сопоставление «холодных» и «теплых» этапов морских изотопных стадий, по (Bassinot et al., 1994) – I; по палеоклиматической кривой керна GRIP Summit, по (Dansgaard et al., 1993) – II; по палеоклиматической кривой Западной Сибири – III; по донным отложениям Байкала, по (Гольдберг и др., 2002) – IV. Для I и II: 1 – «холодные» этапы; 2 – «теплые» этапы; 5а, 5б, 5с, 5д и 5е – МИС-5а, МИС-5б, МИС-5с, МИС-5д и МИС-5е; е1, е2, е3, е4 и е5 – МИС-5е1, МИС-5е2, МИС-5е3, МИС-5е4, МИС-5е5, по (Dansgaard et al., 1993). Для III: 3 – реконструкции палеорастительности для этапов МИС-5а и МИС-5б в низовьях Енисея; 4 – реконструкции по разрезам северо-запада Западной Сибири около 65–66° с.ш.; 5 – реконструкции по разрезам северо-запада Западной Сибири около 60–61° с.ш.; П – перигляциальная растительность; Т – тундра; ЛТ – лесотундра; СТ – северная подзона тайги; СрТ – средняя подзона тайги; ЮТ – южная подзона тайги; опорные разрезы: Мыс Гостиный, около 71° с.ш., К – Кирьяс, около 61° с.ш., Ч – Чембакчино, около 60° с.ш., ЗМ – Золотой Мыс, около 65° с.ш., ГС – Горная Суббота, около 60° с.ш., торфяники Шурышкары, около 66° с.ш.: Шв – верхние торфяники, Шс – средние торфяники, Шн(Шур 1) – нижний торфяник. Для IV: 138–140 тыс. лет, начало потепления, 128–131,5 тыс. лет, максимум биопродуктивности, 5.4/5.5 – переход от палеоклиматического события 5.5 к палеоклиматическому событию 5.4, по (Гольдберг и др., 2002)

только 60% общих форм, хотя Шурышкары находится на 1° севернее Золотого Мыса, а Горная Суббота – на 5° южнее. Большое сходство макрофлоры нижнего торфяника Золотого Мыса с макрофлорой Горной Субботы, Шурышкары и Бедобы, датированных по  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  началом казанцевского времени, не оставляет сомнений в казанцевском возрасте нижнего торфяника разреза Золотой Мыс.

Попытка получить  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -дату для торфяника Горная Суббота (59°30' с.ш. и 69°55' в.д.) была неудачной из-за его высокой минерализации. Этот разрез многократно изучался. В песках выше торфяника обнаружен эпизод Блейк (Волкова и др., 2003), возраст которого 128 тыс. лет (Поспелова, 2002), а в прослое алевроита сверху торфяника получена TL-дата 130±31 тыс. лет (Архипов, 1997), что подтверждает его казанцевский (МИС-5) возраст. В нижней части торфяника выявлены палинозоны I и II начала (южная тайга) и оптимума (южная тайга с участием липы, вяза, дуба, лещины) казанцевского межледникового (Архипов, Волкова, 1994; Гуртовая, Кривоногов, 1988 и др.). Выше выделены палинозоны III средней и IV северной тайги. Сравнение палиноспектров оптимума межледникового Горной Субботы и Шур 1 показывает, что спектры Шур 1 характерны для растительности более теплолюбивой, хотя Шур 1 более чем на 6° севернее Горной Субботы. Вероятно, палинозона I Горной Субботы отражает не начало оптимума, а небольшое похолодание в пределах оптимума. Тогда весь торфяник Горной Субботы формировался во второй половине оптимума и после него, т.е. он лежит стратиграфически выше торфяника Шур 1, и если Шур 1 датируется 5е5 (см. выше), то торфяник Горной Субботы должен относиться к событиям 5е5 и 5е4. TL-дата 130±31 тыс. лет сверху этого торфяника не противоречит такой датировке.

Сравнение макрофлоры торфяника Горная Суббота, верхнего торфяника Шурышкары и нижнего торфяника Золотого Мыса (Laukhin, Gaigalas, 2008) показало, что флора Золотого Мыса по возрасту ближе к верхам торфяника Горной Субботы, чем к флоре Шурышкары. Флора межморенного торфяника Золотого Мыса, вероятно, отражает событие 5е4 и занимает интервал истории развития растительности между палинозоной IV Горной Субботы и палиноспектрами, располагающимися ниже второго оптимума, записанного в среднем торфянике Шурышкары.

В обнажении у с. Чембакчино (60°08' с.ш. и 69°48' в.д.) в 40 км севернее Горной Субботы в береговом обрыве Иртыша (рис. 1) торфяник имеет  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -дату (Кузнецов, Максимов, 2012): 110,5±±6,3/5,4 (  $T_{\Sigma}$ -1) и 107,8±±5,9/5,0 (  $T_{\Sigma}$ -2) тыс. лет. Обильная (иногда более 1000 остатков на образец), но бедная по таксономическому составу макрофлора торфяника содержит много остатков болотных растений и мало – других видов, что делает ее трудной для возрастной интерпретации. Внизу торфяника выделяется лесной, елово-березовый комп-

лекс, который выше 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. Эволюция растительности в ходе торфонакопления реконструируется по палинологическим данным. Торфонакоплению предшествовало развитие сосновых лесов с елью, 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 – ели, единична пыльца лещины и дуба. Затем распространились березовые леса со значительной ролью кустарниковых форм березы.  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -дата показывает время развития хвойных лесов, предшествовавших березовым и отражавших оптимум межледникового. После фазы березовых лесов вновь распространились кедрово-елово-пихтовые леса с березой – близкие к современной тайге средней подзоны. Верхи торфяника и перекрывающие его глины накапливались в условиях перехода к болотным редколесьям (Лаухин и др., 2008б). Отчетливо выделяются два оптимума: во время накопления аллювия, подстилающего торфяник, и во время формирования средней части торфяника (Laukhin, 2011).

Казанцевский горизонт Западной Сибири и эволюция природной среды этого термохрона изучены довольно полно (Архипов, Волкова, 1994; Волкова и др., 2003 и многие др.). Приведенные материалы дополняют эти сведения, позволяют наметить последовательность палеоклиматических событий в пределах этого межледникового и приблизительно сопоставить их с событиями, отраженными в ледовом керне Гренландии. Четко выделяются два оптимума казанцевского межледникового, соответствующие событиям 5е5 и 5е1, намечается оптимум события 5е3. Более четко выделяется пессимум события 5е4 и менее четко – на уровне 5е2. В главный оптимум (5е5) на западе Западно-Сибирской равнины смещение северной границы южной тайги к северу превышало 700 км (до берега трансгрессировавшего во время МИС-5 казанцевского моря), а южнее 60° с.ш. растительные зоны смещались к северу, вероятно, на 300–400 км.

В нижнем торфянике (слой 12) разреза Кирьяс (60°57' с.ш. и 75°45' в.д.) в среднем течении Оби получена  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -дата (Кузнецов, Максимов, 2012) 105,2±±2,8/2,6 (  $T_{\Sigma}$ -1) и 103,9±±3,8/3 тыс. лет (  $T_{\Sigma}$ -2), которая поддержана  $^{14}\text{C}$ -датой ≥ 60,7 тыс. лет (Лу-5119) и строением разреза между слоем 9 с датой 46350±±1590 лет (Лу-5119) и кровлей этого торфяника. До сих пор этот разрез считается стратотипом

кирьяского подгоризонта каргинского горизонта (Архипов, 1997; Волкова, 2001; Волкова и др., 2003 и др.), так как в 1970-е гг. в нем были получены  $^{14}\text{C}$ -даты 27,5–34,3 тыс. лет для торфяников верхнего и 38,7–44,7 тыс. лет – нижнего уровня. Современное  $^{14}\text{C}$ -датирование (27,8–46,4 тлн) подтверждает каргинский возраст только верхнего уровня торфяников.  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -дата из нижнего торфяника соответствует подстадии МИС-5с, и этот торфяник может быть сопоставлен с палеоклиматическим событием Брёруп в ледовом керне Гренландии (Laukhin, 2012). В нижнем торфянике (слой 12) собрана (Laukhin et al., 2007) обильная макрофлора (много тысяч находок). В течение всего торфонакопления в районе произрастала елово-лиственничная тайга с примесью березы древовидной и кустарниковой. Травянистые растения принадлежат болотному тафоценозу. Холодостойкие и типично термофильные растения отсутствуют. Изменение состава флоры снизу вверх по слою 12 отражает прогрессирующее заболачивание первичного водоема и трансформацию его в олиготрофное болото с типичным для него ограниченным составом видов. В то же время таежный тип флоры сохранялся все время формирования торфяника. Некоторое обеднение флоры наблюдается к кровле торфяника. Изменение растительности и палеоклимата в районе разреза Кирьяс реконструировано по палинологическим данным из торфяника слоя 12 (Лаухин, 2007). Суглинки слоя 13, подстилающие торфяник, отлагались в условиях безлесной перигляциальной растительности (Левина, 1979), видимо, во время подстадии МИС-5d. В конце накопления суглинков распространились редколесья с широким развитием зеленомошных болот и обилием (до 2%) холодостойкого плауна *Lycopodium alpinum* L. В это время возможно распространение лесотундры в районе Кирьяса.

Во время формирования торфяника слоя 12 выявлено три фазы развития растительности. В начале (фаза «а») резко уменьшается роль травянистых растений. Палиноспектры, как и макрофлора, типичны для елово-лиственничной тайги. Преобладала лиственница (Laukhin et al., 2007). Обилие пыльцы ели в лесах среднего течения Оби свидетельствует о развитии там обширной таликовой зоны. В макрофлоре кустарниковые березы преобладали над древовидными. Во второй половине фазы «а» резко (до 60%) увеличивается роль *Polypodiaceae*, характерных для темнохвойных лесов. В целом палиноспектры свидетельствуют о развитии в то время северной подзоны тайги, южная граница которой в настоящее время располагается в 400–450 км севернее Кирьяса. В палиноспектрах фазы «b» возрастает роль разнообразного разнотравья. Среди древесных много ели, но возрастает роль березы кустарниковой и древовидной. Среди спор разнообразны холодолюбивые *Lycopodium alpinum* L., *L. pungens* La Pyl., *Selaginella sibirica* Heron. и др. Преобладали редколесья с лиственницей, елью и березой. Усилилось похолодание. В палиноспектрах

фазы «с» увеличилась роль берез, в основном древовидных. Распространились березовые редколесья со сфагновыми болотами. В течение всего времени формирования торфяника слоя 12 климат был холоднее современного, но по сравнению со временем накопления слоев 13 и 10, когда в районе господствовали безлесные перигляциальные ландшафты, это было этапом потепления (Laukhin, 2011). В оптимум «сибирского Брёрупа» смещение растительных зон к югу могло превышать на Западно-Сибирской равнине 450 км. По данным изучения макрофлоры, торфяник в таликовой зоне Оби формировался в таежных условиях, тогда как в ландшафтах, окружавших болото, преобладала лесотундра. Формирование торфяника завершилось в разрезе Кирьяс перерывом осадконакопления.

Данных о климате конца стадии МИС-5 в обсуждаемой части Западной Сибири мало. Возможно, с подстадией МИС-5а сопоставим нижебогдашкинский торфяник. В разрезе Богдашкины горы на Оби ниже впадения в нее Иртыша (рис. 1) описаны богдашкины слои, состоящие из двух торфяников и разделяющих их суглинков (Архипов, 1997). Палиноспектры из верхнего и нижнего торфяников типичны для средней подзоны тайги (т.е. растительность была близка к современной), а разделяющие их суглинки содержат диатомеи, характерные для водноледниковой обстановки (Архипов, Волкова, 1994). Верхний торфяник имеет TL-даты  $65 \pm 8$  тыс. лет, а нижний – TL-дату  $80 \pm 11$  тыс. лет. По мнению С.А. Архипова (1997, с. 1870), это позволяет отнести торфяники «к межстадиалам около 80 и 65 тыс. лет». Слои, соответствующие подстадии МИС-5в, в обсуждаемом районе Западной Сибири пока не обнаружены.

Подстадии МИС-5а и b более детально изучены на северо-востоке Западной Сибири, в низовьях Енисея (Гусев и др., 2016), где датирование производилось двумя-тремя независимыми методами (ИК-ОСЛ, ЭПР,  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ ). Казанцевские отложения там представлены в основном мелководными морскими фашиями. Слои, отнесенные к МИС-5а, отличаются обилием теплолюбивых моллюсков (Гусев и др., 2012; Гусев, Молодьков, 2012). Для слоев, формировавшихся 90–80 тыс. лет назад, характерны палиноспектры тайги. Для реконструкции растительности в низовьях Енисея во время подстадии МИС-5а за основу принята палинологическая диаграмма опорного разреза Мыс Гостиный (около  $71^\circ$  с.ш.), так как результаты его изучения опубликованы наиболее полно. Палинокомплексы этого разреза отражают таежную растительность (Гусев и др., 2016), а палинокомплекс 4 скорее близок к растительности средней тайги. Можно предположить, что он указывает на границу между средней и северной тайгой (рис. 2). При таком варианте корреляции продвижение на север границы северной и средней подзон тайги во время подстадии МИС-5а реконструируется на расстояние 850 км от современного ее положения. Это близко к продви-

жению к северу растительных подзон в подстадию МИС-5е на северо-западе Западной Сибири (Гуртовая, Кривоногов, 1988). Палеонтологические находки свидетельствуют о существенном похолодании во время МИС-5б. Однако климат в течение обеих подстадий (МИС-5а и б) был теплее современного. Южнее, в среднем течении Оби, у пос. Колпашево, палиноспектры слоев, отнесенных по  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  к МИС-5а, отражают таежную растительность, заметно более теплолюбивую, чем современная (Максимов и др., 2017). Вероятно, слои низов разреза Белый яр II в Тункинской впадине можно отнести к подстадии МИС-5е.  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  дата этому не противоречит (Максимов и др., 2015).

### Заключение

Таким образом, по палеоботаническим данным в северной части Западной Сибири выявлены оптимумы, соответствующие климатическим событиям Гренландии 5е5 и 5е1, и намечается еще один оптимум на уровне события 5е4.  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  даты, даже при современной их невысокой точности, позволяют выявить не только основные, но и некоторые частные климатические события в пределах

казанцевского межледниковья в Западной Сибири. Так, уже сейчас установлен сдвоенный характер оптимума в разрезе Чембакчино, соответствующего событию 5е1. Главным оптимумом казанцевского межледниковья был ранний оптимум – климатическое событие гренландского ледового керна – 5е5. Показано, что событие 5е5 в Западной Сибири началось гораздо раньше, чем 127 тыс. лет, как принято думать (Bassinot et al., 1994). Подстадии МИС-5д и с отчетливо проявлены в Приобье. Холодные этапы подстадии МИС-5е изучены пока хуже и в основном севернее  $65^\circ$  с.ш. в Приобье. Там во время события 5е4 граница тундры и лесотундры могла смещаться к югу на 50–70 км. В среднем течении Оби выявлены слои, соответствующие подстадии МИС-5с. Предшествовавшее ему похолодание, по палинологическим данным, не уступало по глубине стадиям зырянского оледенения. Это похолодание сопоставляется с подстадией МИС-5д. Подстадии МИС-5а и б выявлены на северо-востоке Западно-Сибирской равнины.

Автор благодарит А.С. Алексеева за ценные замечания, которые позволили существенно улучшить текст статьи. Работа выполнена по проекту 9 СО РАН.

### ЛИТЕРАТУРА

- Архипов С.А. Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 12. С. 1863–1884.
- Архипов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск: ИГИГ СО РАН, 1994. 106 с.
- Архипов С.А., Вотах М.Р., Гольберт А.В. и др. Последнее оледенение в Нижнем Приобье. Новосибирск: Наука, 1977. 214 с.
- Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Лаухин С.А. и др. Применение усовершенствованных вариантов  $^{14}\text{C}$  и  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  методов для обоснования хронологии позднеледниковых отложений Западной Сибири // Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований / Ред. Ю.А. Лаврушин. М.: ГЕОС, 2007. С. 18–20.
- 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.
- Волкова В.С. Палеогеография каргинского интерстадиала в Западной Сибири 50(55)–23 тысяч лет // Бюл. Комиссии по изуч. 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.
- Гольберг 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 / Ред. С.В. Маркин. Новосибирск: ИАиЭ 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 / Ред. С.Б. Шацкий. Новосибирск: Наука, 1988. С. 69–91.
- Гусев Е.А., Крылов А.В., Воронков А.Ю., Никитин М.Ю. Позднекайнозойские моллюски Енисейского Севера // Современные наукоемкие технологии. Геолого-минералогические науки. 2012. № 2. С. 11–15.
- Гусев Е.А., Молодьков А.Н. Строение отложений заключительного этапа казанцевской трансгрессии (МИС 5) на севере Западной Сибири // Докл. АН. 2012. Т. 443, № 6. С. 707–710.
- Гусев Е.А., Молодьков А.Н., Стрелецкая И.Д. и др. Отложения казанцевской трансгрессии (МИС-5) Енисейского Севера // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 4. С. 743–757.
- Кузнецов В.Ю., Максимов Ф.Е. Методы четвертичной геохронометрии в палеогеографии и морской геологии. СПб.: Наука, 2012. 191 с.
- Лаухин С.А. Палеорастительность и палеоклиматы раннего интерстадиала зырянского оледенения boreальной зоны Западно-Сибирской равнины // Вестн. археологии, антропологии и этнографии. 2007. № 8. С. 188–205.
- Лаухин С.А. О некоторых стратотипах горизонтов верхнего неоплейстоцена Западной Сибири и соотношении их с изотопно-кислородной кривой // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии / Ред. Ю.А. Лаврушин. М.: ГЕОС, 2009. С. 78–83.
- Лаухин С.А. К проблеме распространения многолетней мерзлоты во время термохрона МИС-5 в Западной и Средней Сибири (по палинологическим данным) // Актуальные проблемы современной палинологии / Ред. Н.С. Болиховская. М.: Моск. унт, 2017. С. 150–153.
- 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., Арсланов Х.А., Шилова Г.Н. и др. Палеоклиматы и хронология средневюрмского мегаинтерста-



диала на Западно-Сибирской равнине // Докл. АН. 2006а. Т. 411, № 4. С. 540–544.

Лаухин С.А., Максимов Ф.Е., Арсланов Х.А. и др. Геохронология и ландшафтно-климатические условия раннезирянского межстадиала Западной Сибири // Докл. АН. 2008б. Т. 420, № 5. С. 683–686.

Лаухин С.А., Шилова Г.Н., Величкевич Ф.Ю. Палеоботаническая характеристика и палеоклиматы каргинского времени на Западно-Сибирской равнине // Вестн. археологии, антропологии и этнографии. 2006б. № 7. С. 203–225.

Левина Т.П. Палинологическая характеристика отложений позднечетвертичной ледниковой эпохи в долине Средней Оби // Стратиграфия и палинология мезозоя и кайнозоя Сибири / Ред. В.С. Волкова. Новосибирск, 1979. С. 74–98.

Максимов Ф.Е., Савельева Л.А., Лаухин С.А. и др. Геохронометрическая характеристика и условия формирования озерно-аллювиальной толщи в разрезе Белый Яр II (Тункинская котловина) // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований / Ред. Ю.В. Рыжов, Ю.А. Лаврушин. Иркутск: ИИГ СО РАН, 2015. С. 297–299.

Максимов Ф.Е., Савельева Л.А., Лаухин С.А. и др. Новые данные о возрасте и условиях формирования погребенных органогенных отложений в среднем течении Оби // Сибирский экологический журн. 2017. № 4. С. 427–439.

Молодьков А.Н., Болиховская Н.С. Климато-хроностратиграфическая схема неоплейстоцена Северной Евразии // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена / Ред. Н.С. Болиховская, С.С. Фаустов. М.: Моск. ун-т, 2011. С. 44–78.

Никитин В.П. Четвертичные флоры Западной Сибири (семена и плоды) // История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплиоценовое и четвертичное время / Ред. В.Н. Сакс. М.: Наука, 1970. С. 245–311.

Поспелова Г.А. О палеомагнитных экскурсах // Физика Земли. 2002. № 5. С. 30–41.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 64 с.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. 90 с.

Bassinot F.E., Laberie L.D., Vincent E. et al. The astronomical theory of climate and the age of the Bruhnes-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. P. 218–220.

Laukhin S.A. “Warm” stages in the West Siberia Late Pleistocene // Quaternary Intern. 2011. Vol. 241. P. 51–67.

Laukhin S.A. Paleoclimatic events in Western Siberia Boreal zone during MIS-5 // Izvestiya Earth. Sci. Sect. RANS. Spec. issue to 34<sup>th</sup> session of IGC / Ed. V.I. Starostin. 2012. P. 95–103.

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. N 59. P. 47–58.

Laukhin S.A., Gaigalas A. On the palaeoclimatic structure of MIS-5 analogs in the midland part of Siberia (paleobotanical and U/Th-dating data) // Geologija. 2008. Vol. 50, N 3. P. 176–187.

Laukhin S.A., Shilova G.N. Results of palynological analysis of Bedoba section (Late Pleistocene of Middle Siberia) // Geologija. 2005. N 49. P. 40–47.

Laukhin S.A., Shilova G.N. Palynological characteristic of Karganian deposits in Surgut Priobye (Late Pleistocene of West-Siberian Plain) // Geologija. 2007. N 58. P. 25–33.

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

**Сведения об авторе:** Лаухин Станислав Алексеевич — докт. геол.-минерал. наук, проф. МГРИ-РГГРУ.