

УДК 551.791:551.583.7

## ОПЫТ КОРРЕЛЯЦИИ ПРИРОДНЫХ СОБЫТИЙ КАРГИНСКОГО ВРЕМЕНИ ПЛЕЙСТОЦЕНА (АНАЛОГИ МИС-3) ОТ ПРИОБЬЯ ДО ОХОТСКОГО МОРЯ

С.А. Лаухин<sup>1,2,3</sup>, В.С. Пушкарь<sup>4,5,6</sup>, М.В. Черепанова<sup>7</sup>

<sup>1</sup> Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень

<sup>2</sup> Российский государственный геологоразведочный университет (МГРИ-РГГРУ), Москва

<sup>3</sup> Московский государственный строительный университет

<sup>4</sup> Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

<sup>5</sup> Дальневосточный федеральный университет, Владивосток

<sup>6</sup> Владивостокский государственный университет экономики и сервиса

<sup>7</sup> Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток

Поступила в редакцию 01.09.14

Каргинское время (аналог МИС-3 — межледниковая стадия) имело в Западной Европе климат, близкий к межстадиальному, а в Северной Азии многие разрезы этого времени несут следы климата более теплого и/или мягкого по сравнению с современным. Анализ распространения в пределах Северной Азии разрезов каргинского времени со следами климата, близкого современному или более теплого, и разрезов, полностью лишенных таких следов, показал, что севернее Полярного круга почти все полные разрезы этого термохрона (кроме крайне восточных? и крайне западных) указывают в оптимум на климатические показатели, близкие современному или теплее; в районе 60° с.ш. преобладают разрезы, лишенные таких следов, а южнее распространение разрезов со следами «теплого» климата и разрезов, лишенных таких следов на протяжении всего термохрона, соответствующего МИС-3, не подчинено ни широтной зональности, ни климатическому градиенту. Сделано предположение, что климат каргинского времени в районе 60° с.ш. и севернее определялся орбитальными особенностями Земли и влиянием океанов, а южнее 60° с.ш. подчинялся локальным особенностям эволюции климата, в частности расположением рефугиумов.

**Ключевые слова:** плейстоцен, каргинское время, растительность, палеоклимат, термохрон МИС-3, Северная Азия.

Каргинский межледниковый ярус (позже — горизонт) выделен на севере Сибири В.Н. Саксом (1948, 1953). Н.В. Кинд (1974) разделила это время на три потепления и два похолодания, которые соответствовали подгоризонтам. Последнее потепление было самым слабым, а второе (конощельское) похолодание — самым глубоким. В Сибири в наиболее полных разрезах везде выделяются упомянутые пять палеоклиматических событий. С.А. Архипов (1997) сопоставил этот горизонт с МИС-3. Палеоклиматическая противоречивость, отмеченная еще В.Н. Саксом (1948), усугубляется тем, что МИС-3 — стадия нечетная, межледниковая, а в большинстве разрезов Европы климат того времени не достигал показателей межледниковья. Подобная проблема возникла и при широтной корреляции отложений, соответствующих МИС-3, в северо-западной части Тихого океана, на Чукотке, Курильских островах и юге Дальневосточного региона (Короткий и др., 1997; Лаухин и др., 2006а; Пушкарь и др., 1998; Пушкарь, Черепанова, 2001, 2008; Черепанова и др., 2013; Cherapanova et al., 2010; Pushkar, Cherapanova, 2011). В начале 1980-х гг. Н.В. Кинд пыталась разрешить это противоречие, предположив, что в области «атлантического» влияния на Северную Евразию климат того времени

был межстадиальным, а в области «тихоокеанского» влияния — межледниковым. Однако слои со следами межледникового климата каргинского времени попадались западнее, а межстадиального — восточнее границы этих областей, проведенной Н.В. Кинд. Было сделано предположение, что между этими областями находилась переходная зона (Лаухин, 1982; Laukhin, Drozdov, 1991). К концу XX в. выяснилось, что такое простое объяснение себя не оправдывало: вдоль северной окраины Азии почти все разрезы каргинского горизонта содержат слои (относящиеся даже к последнему потеплению) со следами климата, близкого к современному или мягче (см. ниже), а в южной половине Сибири разрезы каргинского горизонта содержат такие слои или не содержат их «менее упорядоченно». Поэтому нами сделана попытка реконструировать климат каргинского времени широтно в районе 60° с.ш. от центра Сибири до окраинных морей Тихого океана, а также севернее Полярного круга и южнее 58° с.ш. Такие реконструкции позволяют сделать предположение о причинах пространственного различия климата каргинского времени в Северной Азии, которые, как нам кажется, более приближены к реальным, чем предложенные ранее (Laukhin, Drozdov, 1991).

Некоторые особенности методики исследования, использованные при выполнении данной работы, были опубликованы нами ранее (Лаухин и др., 2012).

### Север Сибири

Разрезы, которые вскрывают слои с палиноспектрами растительности, близкой современной или более теплолюбивой, относимые к каргинскому горизонту по разным, часто косвенным признакам, в Северной Азии много. Формирование этих слоев в условиях более теплого климата, чем современный, обычно сомнений не вызывает, но датирование этих слоев и время отраженных в них палеоклиматических событий часто не бесспорны. Сомнения подогреваются и тем, что ревизии  $^{14}\text{C}$  датировок время от времени приводят к выяснению более древнего возраста слоев со следами «теплого» климата, чем каргинский, часто — к казанцевскому. Гораздо меньше разрезов, в которых возраст каргинских слоев подтвержден несколькими  $^{14}\text{C}$  датировками, пока не вызывающими сомнений. Эти разрезы и будут обсуждаться ниже.

Первым в серии северных разрезов отметим Золотой Мыс ( $64^{\circ}52'$  с.ш.,  $65^{\circ}33'$  в.д.), хотя он и расположен южнее Полярного круга (рис. 1), в северной тайге, в 100–130 км южнее границы с лесотундрой. Там к каргинскому горизонту относится аллювий III надпойменной террасы Оби, для которого снизу вверх усовершенствованным методом получены (Лаухин и др., 2006б) восемь  $^{14}\text{C}$  датировок от 48,9 до 35,0 тыс. лет назад (тлн). Палиноспектры (Laukhin, 2011) из нижней части аллювия отражают распространение кедрово-лиственничных лесов с елью и березой. Палиноспектры из низов старичного торфяника показывают те же леса, но уже с пихтой (северная тайга). В середине торфяника палиноспектры характерны для разнотравно-злаковых лугов с марево-полынными группировками. В долинах тогда сохранялись лиственничные редколесья. Палиноспектры из верхней части торфяника вновь фиксируют распространение северной тайги, а из пойменных суглинков выше даты 35 тлн — злаковых ассоциаций с тундровым разнотравьем. Вверху пойменных суглинков отмечены следы некоторого потепления и распространения березово-лиственничного редколесья. Таким образом, в разрезе отражены три потепления с господством в ландшафтах северной тайги, разделенные двумя похолоданиями с доминированием лесотундры.

Далее к северо-востоку, на севере Западной Сибири и в Северо-Сибирской низменности стратиграфия каргинского горизонта остро дискуссионная (Астахов, 2006, 2009; Васильчук, 1992; Волкова и др., 2003; Гуськов, 2009; Гуськов, Левчук, 1995; Кинд, 1974; Левчук, 1984; Сакс, 1948, 1953; Стрелков, 1965; Фотиев, 1978; Anderson, Lozhkin, 2001; Gusskov, Levchuk, 1999 и многие другие). В зависимости от того, какой возраст принимается для тех или иных слоев,

мнения разнятся — от межледникового характера с оптимумом во время раннего или среднего потепления до полного отрицания межледникового характера климата горизонта. Это положение подробно обсуждалось недавно (Лаухин и др., 2012) и здесь нет нужды останавливаться на нем. Отметим только, что к востоку от Обской губы больше оснований считать, что в каргинское время был(и) этап(ы) климата, близкого к современному, а возможно, и более мягкого (Лаухин и др., 2012).

Сложнее дело обстоит западнее (рис. 1). Так, на Ямале в 4,1–4,7 км южнее устья р. Марресале ( $69^{\circ}43'$  с.ш.,  $66^{\circ}48'$  в.д.) внизу варьяхского торфа, относящегося к коношельскому похолоданию (33–32 тлн по  $^{14}\text{C}$ ), палиноспектры отражают осоково-злаковую относительно аридную тундру. В интервале 28–27,5 тлн климат становился мягче: тундра приобрела более гумидный характер, в ней широко распространились *Betula nana* и *Salix*. Палиноспектры из отложений, сформировавшихся позже, около 27,5–25 тлн, отражают «тундроподобную степь» (Andreev et al., 2006). Эти данные хорошо согласуются со схемой Н.В. Кинд (1974): суровый климат коношельского этапа сменился более мягким последнего потепления, а на переходе к сартанскому криохрону — перигляциальным. Современная растительность в месте расположения разреза — низкокустарниковая травянисто-моховая тундра, т.е. в последнее (далеко не оптимальное) потепление каргинского времени климат был менее благоприятным по сравнению с современным.

Мыс Шпиндлера (рис. 1) находится почти на широте р. Марресале, но на  $4^{\circ}$  западнее. В обнажении этого мыса на морене предкаргинского оледенения залегает реликтовый (мертвый) лед мощностью до 20–22 м, для которого имеются две AMS даты (Manley et al., 2001):  $44000 \pm 2200$  лет (AA-31392) и  $44500 \pm 2300$  лет (AA-31393). Сохранность реликтового льда может служить подтверждением ухудшения каргинского палеоклимата у западной границы Карского моря. Впрочем, и В.Н. Сакс, считавший каргинское время межледниковым, отмечал, что «на Новой Земле нет признаков потепления в фауне каргинских террас» (Сакс, 1948, с. 44). Возможно, причиной тому могло быть оледенение на Новой Земле. Оно и сейчас там распространяется до широты оз. Таймыр, тогда как на самом п-ове Таймыр нет современных ледников, а на о. Большевик современное оледенение, менее значительное, чем на Новой Земле, находится на 400–450 км севернее оз. Таймыр.

Восточнее Западной Сибири, на п-ове Таймыр, наиболее полный разрез каргинского горизонта известен у оз. Лабаз около  $72^{\circ}$  с.ш. (рис. 1), где сейчас проходит граница южной и типичной тундры, а в 60–70 км южнее располагается граница южной тундры и северной тайги. Для каргинского времени информационно-статистическим методом В.А. Климанова там реконструировались температуры на  $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$  и даже во время похолоданий на

1°C выше современных (Andreev et al., 2002a), что вряд ли реально, так как этот метод разработан для лесных территорий (Лаухин и др., 2012). Однако от 50 до 26 тлн (восемь  $^{14}\text{C}$  дат) у оз. Лабаз произрастала лиственничная тайга, в разное время определяемая в диапазоне от сомкнутой до разреженной с разной примесью *Alnus fruticosa* и *Betula nana* (Andreev et al., 2002b). Можно выделить три потепления, к оптимуму из них относится самое раннее. На оз. Левинсон-Лессинга и мысе Саблер (около 74°30' с.ш.) каргинские слои датированы 35,2–24,6 тлн (получено 17  $^{14}\text{C}$  датировок). В настоящее время разрезы находятся на севере типичной тундры близ ее границы с арктической тундрой. Реконструкции, выполненные для интервала времени 30–24 тлн (Andreev et al., 2003), показали, что 27 тлн температуры и сумма осадков превышали современные. В морских слоях разреза 258 (76°28' с.ш.) собраны фораминиферы бореальной, а разреза Тх-52 (75°17' с.ш.) — аркто-бореальной ассоциаций, датированные по AMS в  $39\,000 \pm 1100$  и  $31\,310 \pm 410$  лет соответственно (Гуськов и др., 2008).

Между п-овом Таймыр и р. Ленной находятся кряжи Чекановского и Прончищева. К северу от последнего в разрезе Мамонтов Клык (около 73°40' с.ш.) получено 12 AMS датировок от 45,8 до 23,1 тлн (Schirrmeister et al., 2008). В датированных слоях имеются следы растительности, близкой современной. К северу от кряжа Чекановского между 72 и 73° с.ш. изучено 5 разрезов (Schirrmeister et al., 2003). Получено более ста AMS датировок. Здесь следы «теплого» климата каргинского времени выявлены более четко.

Далее к востоку располагается известный разрез Быковского п-ова в дельте р. Лены. Он сложен арктической едомой, содержание льда в которой составляет 85–93%. С.В. Томирдиаро (1993) считал этот разрез опорным для такого типа едомы, так как ширина ледяных жил там составляет до 10 м при диаметре редуцированных междужильных грунтовых блоков около 2–3 м, что приводит к сильной деформации грунтов в этих блоках. Сейчас полуостров находится в зоне арктической тундры. В последние годы этот разрез изучали многие исследователи (Andreev et al., 2002b; Schirrmeister et al., 2002; Sher et al., 2005 и др.). Наиболее полные и комплексные исследования были проведены L. Schirrmeister et al. (2002). Для разреза получено более 90  $^{14}\text{C}$  датировок. Вместе с тем обратная сторона комплексной возрастной и палеоклиматической характеристик состоит в том, что результаты, полученные разными методами, часто отличаются друг от друга и их сложно расположить во времени, тем более что слои разреза сильно деформированы. Согласно данным, полученным по ризоподам, температура в интервале 48–42 тлн была выше современной (ibid.), 33 тлн среди обнаруженных остатков насекомых отмечено много термофилов, а палиноспектры показывают распространение кустарниковых тундр. Для времени 36–33 тлн макрофлора была типичной для лесостепи при срав-

нительно высоких температурах, а 42,5–33,5 тлн климат был близок современному, но большая плотность и разнообразие растительности говорят о более благоприятном климате, чем современный. А.В. Шер (Sher et al., 2005) опубликовал данные по интервалу разреза моложе 47 тлн. Он задействовал много  $^{14}\text{C}$  дат, часто по костям, найденным не *in situ* и собранным далеко от обнажения. Блоки грунтов разреза деформированы жильными льдами, но А.В. Шер принял практически горизонтальное залегание слоев. В результате проследить и датировать конкретные слои не удалось, и им выделены датированные «уровни»: 10–16 м — 47–40, 16–19 м — 40–35 и 19–22,5 м — 35–25 тлн. В этих «уровнях» смешаны слои как теплых, так и холодных этапов каргинского и отчасти, вероятно, сартанского времени. В итоге климат каргинского времени (Лаухин, 2012) получился монотонно холодным. Только по насекомым летние температуры 47–35 тлн были признаны теплее современных, но зимние и среднегодовые температуры все же реконструированы ниже, чем современные, и соответственно каргинское время отнесено к холодным интерстадиалам. Это было положительно воспринято противниками межледникового статуса каргинского времени (Астахов, 2006; Lozhkin, Anderson, 2011 и др.).

На 100 км южнее на Усть-Янской стоянке (рис. 1) 28–27 тлн июльские температуры были выше на 1–2°C, а осадков выпадало на 10–50 мм больше, зимы отличались малоснежностью и более высокими температурами, чем теперь (Питулько и др., 2007). Еще южнее, около 68° с.ш., на р. Селеннях аллювиальные слои с  $^{14}\text{C}$  возрастом 39,7 и 44,3 тлн содержат палиноспектры растительности, характерной для климата мягче современного. Ареалы ели и сибирского кедра, вероятно, не продвигались к 68° с.ш., но могли располагаться севернее их современного положения (Лаухин и др., 1986).

Восточнее С.В. Губиным изучены разрезы Колымской низменности для интервала МИС 4–2 (Губин, Занина, 2013). Было показано, что для этого времени характерно «криосинлитогенное почвообразование... не образующее самостоятельных почвенных профилей» (Губин, Занина, 2013, с. 48), но в то же время для МИС-3 «установлено присутствие 4-х разновозрастных погребенных почв... Эти почвы обладают хорошо выраженными профилями» (там же, с. 48). При этом наиболее древней (50–39 тлн) четвертой погребенной почве свойственны признаки таежного почвообразования, сопоставимой с современной позднеголоценовой» (там же, с. 81), которая в разрезе Зеленый Мыс (рис. 1) формировалась в то время на 20–30 км севернее нынешней границы лиственничной северной редкостойной тайги. Таким образом, более чем 30-летнее детальное изучение палеопочв Колымской низменности позволило С.В. Губину выделить для каргинского времени между 50 и 28 тлн четыре потепления с образованием палеопочв (три верхние формировались в условиях более су-

рового климата, чем современный) и разделяющие их три похолодания. Четвертая погребенная почва изучена им также в Дуванном и Станчиковском ярах (Губин, Занина, 2014).

Почвообразовательный процесс может проходить во время как осадконакопления, так и его перерывов. Поэтому результат его может отражать большее количество палеоклиматических событий, чем такой чувствительный показатель эволюции палеоклиматов, как палинология, поскольку для последнего метода недоступны события, происходившие во время перерывов в осадконакоплении. Это отмечалось и на юге Сибири (Дроздов и др., 1990; Дергачева и др., 1992). Однако такая детальная реконструкция палеоклиматов одновре-

менно по палеопедологическим и палинологическим данным сделана пока для немногих разрезов Северной Азии. Поэтому в данной публикации мы принимаем пятичленное деление каргинского палеоклимата, как это было в начале 1970-х гг. (Кинд, 1974).

Что же касается Колымской низменности, существенное продвижение лесной растительности в каргинское время к северу от современного ее положения отмечено также в разрезах Большой Хомус-Юрях и местонахождении Шадринского мамонта (Lozhkin, Anderson, 2011). Нижний торфяник Молотковского яра (рис. 1), долгое время считавшегося опорным разрезом каргинского времени, оказался древнее (Шер, Плахт, 1988).

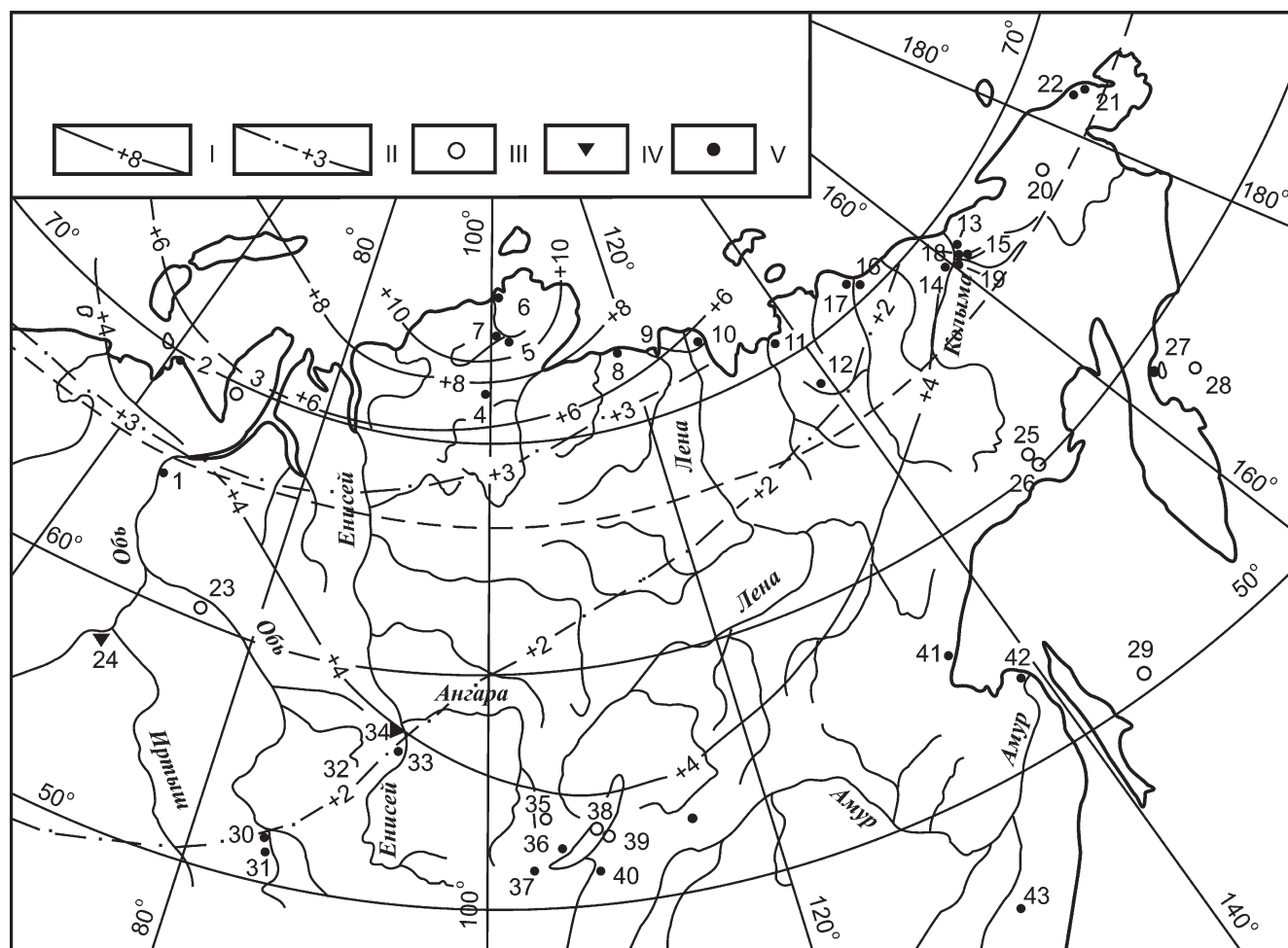


Рис. 1 Расположение разрезов каргинских отложений, обсуждаемых в статье:

I и II (по Величко и др., 2010): I — изотермы  $\Delta t$  °C в оптимум казанцевского времени; II — то же самое в оптимум голоцена; III — относительно полные разрезы каргинского горизонта, не содержащие слоев со следами климата, близкого современному или более мягкого; IV — разрезы каргинского горизонта, содержащие слои со следами климата только более сурового, чем современный; V — разрезы или слои разрезов каргинского горизонта со следами климата, близкого современному или мягче (теплее) современного.

Цифрами показано положение разрезов: 1 — Золотой Мыс; 2 — Мыс Шпиндлера; 3 — Марресале; 4 — оз. Лабаз; 5 — мыс Саблера; 6 — разрез 258 на Таймыре; 7 — разрез Тх-32 на Таймыре; 8 — Мамонтов клык; 9 — хр. Чекановского; 10 — Быковской п-ов; 11 — Усть-Янская стоянка; 12 — р. Селеннях; 13 — Зеленый мыс; 14 — Дуванный яр; 15 — Станчиков яр; 16 — Большой Хомус-Юрях; 17 — Шадринский мамонт; 18 — Молотков яр; 19 — руч. Дальний; 20 — оз. Эльгыгытгын; 21 — стоянка Кымынейкей, скв. 19; 22 — шахты 27, 28 и 94; 23 — Кирьяс; 24 — с. Липовка; 25 — Эликчан; 26 — оз. Алут; 27 — скв. 2; 28 — скв. 191 в Беринговом море; 29 — колонки 936, 937 в Охотском море; 30 — р. Урсул в Горном Алтае; 31 — р. Ануй; 32 — Куртак; 33 — с. Берёзовка; 34 — с. Зырянка, скв. 73; 35 — Иркутский амфитеатр; 36 — стоянка Большой Нарьян; 37 — р. Тибельти; 38 — оз. Байкал; 39 — оз. Котокель; 40 — низовья р. Селенга; 41 — предгорья хр. Джугджур; 42 — нижнее Приамурье; 43 — район оз. Ханка

Восточнее Колымы в современной арктической тундре на руч. Дальний (рис. 1) из погребенного руслового аллювия, возраст которого составляет 31 тлн, получены палиноспектры, отражающие перигляциальную тундростепь, а из слоев, залегающих непосредственно выше, — юг тундры, т.е. более теплолюбивую растительность, чем современная (Лаухин, Рыбакова, 1982). В низовьях р. Малый Ануй, выше устья р. Веселой (рис. 1), близ современной границы тундры и лесотундры в слоях, датированных в 43—42 тлн, изучены палинокомплексы северной тайги (Гитерман, 1972).

Еще восточнее, в разрезе осадков оз. Эльгыгытгын ( $67^{\circ}30'$  с.ш. и  $172^{\circ}05'$  в.д.), на Анадырском нагорье, блокированном со всех сторон хребтами, слои, соответствующие первой половине МИС-3, формировались в условиях, близких к современным июльским температурам, а суммы июльских осадков были примерно равны нынешним. Январские температуры были незначительно ниже современных (Матросова, 2009, рис. 4). Более поздние потепления второй половины МИС-3 выражены слабо, и на этом уровне каргинские слои не содержат следов климата, близкого современному или более мягкого. Наконец, на севере Чукотского п-ова (Laukhin, Drozdov, 2007), на г. Кымынейкей ( $67^{\circ}12'$  с.ш. и  $177^{\circ}40'$  з.д.), скв. 19 (рис. 1) вскрыла морские слои двух ингрессий с диатомеями субзоны Q-III-W3 (Лаухин и др., 1989; Пушкар, Черепанова, 2001) каргинского возраста. Морские слои разделены мореной с возрастом около 30 тлн. Диатомовые водоросли характерны для прогреваемых мелководий и отражают два потепления, происходившие до и после выхода ледника из Чукотского нагорья. В 40—50 км к западу, на Ванкаремской низменности, морские слои фациально замещаются аллювием, в котором в слоях, датированных  $^{14}\text{C}$  42—39 тлн, изучены палиноспектры кустарниковых тундр, тогда как теперь там распространены травянистые тундры (рис. 1).

Таким образом, в северных разрезах каргинского горизонта следы климата, близкого к современному или более мягкого, отмечаются почти повсеместно, кроме крайнего запада (Марресале) и крайнего востока (Эльгыгытгын). Достаточно полных разрезов горизонта немного, но следы «теплого» климата довольно четко проявлены даже в последнем, самом слабом, потеплении. К оптимуму относилось, скорее всего, раннее потепление. Недостаточное количество полных (на весь временной интервал 50—24 тлн) разрезов не позволяет высказаться по данному вопросу более определенно. Известны разрезы, где выделяется больше пяти палеоклиматических событий (оз. Лабаз, Колымская низменность и др.), но такие разрезы редки и мы придерживаемся здесь пятичленного деления (Кинд, 1974), признавая некоторую схематичность таких построений. Число разрезов каргинского горизонта можно было бы увеличить за счет островов окраинных морей Северного Ледовитого океана, но мы сознательно ограничились только современной сушей.

### Профиль вдоль $60^{\circ}$ с.ш.

Следующее пересечение, менее обеспеченное полными разрезами каргинского горизонта, можно протянуть около  $60^{\circ}$  с.ш. — от центра Западной Сибири до окраинных морей Пацифики.

В Сургутском Приобье, в центре самой большой на Земле низменности, ориентированной долготно, где широтная зональность выражена наиболее четко, в подзоне современной средней тайги находится разрез Кирьяс ( $60^{\circ}57'$  с.ш. и  $75^{\circ}45'$  в.д.) (рис. 1), в котором каргинские слои изучены детально и для них реконструирован весьма далекий от межледникового палеоклимат. Этот разрез принят за начало широтного профиля. Строение разреза Кирьяс и его палеоботаническая характеристика неоднократно и достаточно подробно описывались в публикациях (Архипов и др., 1980; Лаухин и др., 2006б; Лаухин, Фирсов, 2008; Laukhin, 2011 и многие другие), поэтому здесь они обсуждаются крайне схематично. В верхней части разреза Кирьяс получена серия  $^{14}\text{C}$  датировок (Лаухин и др., 2006б) от 46,3 до 27,8 тлн, охватывающая практически все палеоклиматические события МИС-3 (в Сибири каргинское время). Палинологическое изучение показало четыре «потепления», когда там произрастали редколесья северной тайги, а в раннем «потеплении» — редколесья лесотундры. Эти потепления разделены тремя похолоданиями. Во время раннего и позднего похолоданий в этом регионе была распространена тундра, а в среднее похолодание — редколесья лесотундры (Лаухин и др., 2006б; Laukhin, 2011). Во время похолоданий северные растительные зоны смещались к югу более чем на 800 км, а во время «потеплений» — также к югу, но только на 300—600 км. Нет никаких оснований предполагать наличие перерывов в осадконакоплении, в которые могли попасть отложения со следами более теплого климата (Лаухин и др., 2006б). Впрочем, в коношельское похолодание смещение растительных зон к югу могло достигать 1000 км, как это следует из изучения разреза Липовка (Максимов и др., 2012) (рис. 1). Далее к востоку около  $60^{\circ}$  с.ш. разрезы с надежной палеоклиматической интерпретацией для каргинского времени редки, не очень информативны и здесь не обсуждаются. Отметим только разрезы Эликчан 4 (Ложкин и др., 2010) и Алут (Lozhkin, Anderson, 2011) в Северном Приохотье (рис. 1).

Разрез Эликчан 4 ( $60^{\circ}44'$  с.ш. и  $151^{\circ}52'$  в.д.) находится на водоразделе бассейнов Северного Ледовитого и Тихого океанов на высоте около 800 м в оз. Эликчан 4. Вокруг озера развиты редкостойные лиственничные леса с подлеском из кедрового стланика, ольховника и кустарниковой березы. «Вряд ли можно найти подобное четкое взаимоотношение осадков, соответствующих изотопным стадиям 4, 3 и 2 во фрагментарных разрезах... Берингии» (Ложкин и др., 2010, с. 65). Здесь, как и в районе Кирьяса, во время МИС-3 климат не достигал со-

временных показателей (Ложкин и др., 2010). В отличие от Кирьяса, широтная зональность климата и растительности здесь сильно осложнена вертикальной поясностью, а максимальное удаление от Атлантики обусловило и максимальное воздействие широтного градиента. На низменности в районе Кирьяса (рис. 2, кривая А), где теперь средняя тайга, и во время потеплений было редколесье северной тайги, а во время похолоданий была лесотундра или тундра. Иная картина установлена по палинокомплексам из отложений оз. Эликчан 4: всего на 300–400 м вверх по склону в настоящее время развиты каменистые тундры.

Разрез Эликчан 4 вскрыт двумя скважинами 1 и 13, пробуренными в разные годы. Стадии МИС-3 соответствуют палинозоны, хорошо сопоставимые между диаграммами обеих скважин (Ложкин и др., 2010) (рис. 2, кривая Б). По палинологическим данным выделяются четыре потепления, соответ-

ствующие палинозонам 11, 9, 7 и 6, когда в районе озера произрастали редкостойные лиственничные леса, похолодания (палинозоны 10, 8 и два или больше похолоданий в палинозоне 6), отражающей распространение в этом районе травянистой тундры. Здесь надо отметить, что граница между МИС-3 и МИС-4 (Ложкин и др., 2010) проведена на уровне 64 тлн по Р. Брэдли (Bradley, 1985), тогда как мы (согласно Постановлению..., 2008) проводим ее на уровне 57 тлн по Ф. Бассино (Bassinot et al., 1994).

Пыльцевые зоны 9, 7 и 6 содержат много пыльцы кедрового стланика, *Betula* и *Alnus* (вероятно, частично *A. hirsuta*, произрастающей теперь в 50 км южнее оз. Эликчан 4). Постоянно присутствует пыльца ели, отмечена *Pinus Diploxylon* и *Larix*. В редкостойных лиственничных лесах возможна небольшая примесь ели. Эти данные позволяют допускать, что в отдельные эпизоды раннего потепления (пали-

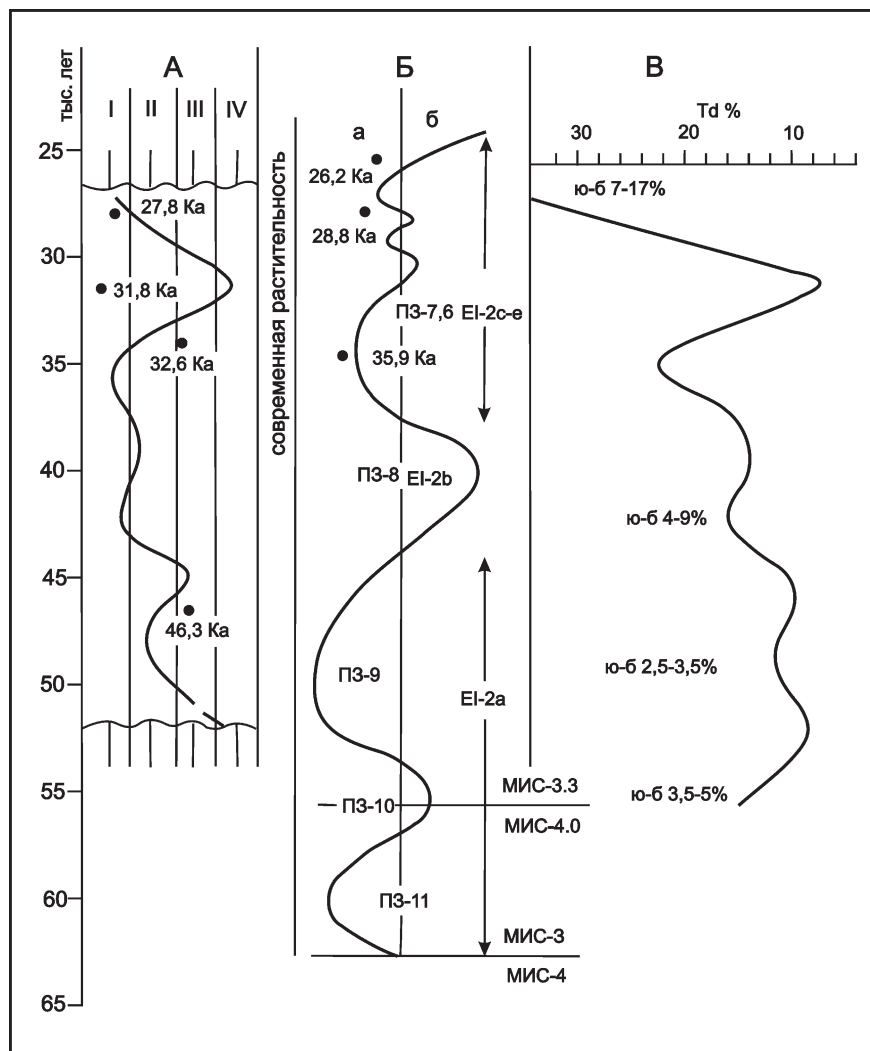


Рис. 2. Схема палеоклиматических событий, отраженных в разрезах: Кирьяс (А), Эликчан 4 (Б) и в колонках 936, 937 в Охотском море (В). Шкала слева: тыс. лет для А и Б. Точки Ка в А и Б —  $^{14}\text{C}$  датировки в тыс. лет в разрезах Кирьяс (Лаухин, Фирсов, 2008) и Эликчан 4, (Ложкин и др., 2010). Для А: I — редколесье северной тайги; II — редколесье лесотундры; III — лесотундра; IV — тундра. Для Б: а — редкостойные лиственничные леса; б — тундры; ПЗ — палинозоны в скв.13; EI — палинозоны в скв.1; МИС-3.3/МИС-4.0 — положение границы МИС-3 и МИС-4 (Bassinot et al., 1994); МИС-3/МИС-4 положение той же границы (Bradley, 1985). Для В показана кривая температурного коэффициента (Td) диатомовых палеосообществ (Пушкарь, Черепанова, 2008); ю-б 4–9% — положение диатомовых палеосообществ, в состав которых входят южно-бореальные формы, и их количество в палеосообществах

нозоны 11 и 9) климат в районе оз. Эликчан 4 был менее суровый, чем в настоящее время. Однако некоторые авторы (Ложкин и др., 2010, с. 65) подчеркивают, что там во время МИС-3 «климатические условия в целом были более суровые, чем современные». Это и показано на рис. 2, кривая Б. В потеплениях палинозон 7 и 6 (моложе 39 тлн) климат был более суров, чем современный, с прохладным и относительно влажным летом. Небольшие пики травянистой растительности в палинозоне 6 отмечают кратковременные похолодания в конце термохрона, соответствующего МИС-3. Судя по спорово-пыльцевым диаграммам (Ложкин и др., 2010), было по меньшей мере два таких похолодания. Во время этих похолоданий широко распространялись кустарниковые и травянисто-кустарничковые тундры, а редкостойные лиственничные леса сохранялись в долинах рек. Возможно, одно из этих похолоданий соответствует конощельскому похолоданию, но отсутствие  $^{14}\text{C}$  датировок в интервале 28,8 и 35,9 тлн не позволяет говорить об этом уверенно. Диатомовый анализ вообще не показал в разрезе Эликчан 4 событие, которое можно было бы сопоставить с конощельским похолоданием (Черепанова и др., 2013).

Некоторые палеоклиматические события, недостаточно четко выраженные палинологически, более ясно отражены в составе диатомей (Черепанова и др., 2013). Диатомовый анализ по скв. 13 более четко отразил в экозоне 3.2 похолодание, отвечающее палинозоне 10, между двумя фазами раннего потепления (рис. 2, кривая Б). Состав, обилие и видовое разнообразие диатомей экозон 3.1 и 3.3 показывают повышенный уровень озера в первую фазу раннего потепления, а во вторую его фазу — обмеление озера и заболачивание. Кроме того, раннее потепление было более интенсивным, чем потепление, наступившее после 39 тлн. После этой даты палеоклиматические события диатомовым анализом выявляются менее четко, чем по палинологии.

В разрезе оз. Алут (60°08' с.ш., 152°20' в.д.), в 70 км к юго-востоку от оз. Эликчан, в слоях, отнесенных к МИС-3, выделено 5 палинозон (Lozhkin, Anderson, 2011): АТ1, АТ2, АТ3, АТ4 и АТ5 (45–43,8; 43,8–41,3; 41,3–39,4; 39,4–30,2 и 30,2–25,6 тлн). Палинозоны АТ1, АТ3 и АТ5 соответствуют потеплениям, а АТ2 и АТ4 — похолоданиям. При этом палинозона АТ4 как по времени, так и по выраженности похолодания соответствует конощельскому похолоданию Сибири. К оптимуму МИС-3 отнесена палинозона АТ3а, когда в районе озера произрастала лиственница и максимально за весь интервал МИС-3 распространился кедровый стланик. В настоящее время лиственничный лес растет не только на берегах оз. Алут, но и на склонах вокруг озера до отметок 600–700 м, а в локальных участках — до 900 м. Выше границы леса распространены заросли кедрового стланика. Таким образом, получается, что во время МИС-3 (45–25,6 тлн)

не было этапов, когда растительность и климат в районе оз. Алут были бы аналогичны современным. Вместе с тем авторы этого исследования (Lozhkin, Anderson, 2011, с. 2174) пишут, что в районе озера Эликчан и Алут осадки и температуры в течение МИС-3 были адекватны или почти адекватны современным растительным сообществам. Во всяком случае таких отличий от современных, которые известны во время МИС-3 для района разреза Кирьяс, не реконструируется даже приблизительно.

Восточнее около 60° с.ш. палеоклиматические события изучены по составу диатомей в скв. 2, расположенной около 59° с.ш. на западном шельфе Камчатки, и в скв. 191, находящейся в Беринговом море около 57° с.ш. и 168° в.д.

Самая молодая диатомовая зона осадков Северной Пацифики *Neodenticula seminae* охватывает интервал МИС 4–1 (Пушкар, Черепанова, 2008; Пушкар и др., 2013, 2014). Стадии МИС-3 в этой зоне отвечает комплекс III с вариацией экологической структуры (подкомплексы), который сравнительно полно изучен в скв. 191 (Берингово море, Императорские горы). Изменение экологической структуры комплекса III отражает, вероятно, семь палеоклиматических событий (Пушкар, Черепанова, 2008, рис. 4). В нижней части интервала с этим комплексом преобладают холодноводные виды, в средней возрастает влияние северо- и южно-бореальных видов, отмечены даже редкие субтропические виды. Выше вновь обильны аркто-бореальные виды, а верхний подкомплекс представлен видами, характерными для современной флоры этого региона. Между этими подкомплексами отмечаются переходные ассоциации.

В шельфовых отложениях северо-западной части Тихого океана наряду с аркто-бореальными отмечены южно-бореальные и субтропические формы, присутствие которых обусловлено, скорее всего, теплым Северо-Тихоокеанским течением (Лаухин и др., 2006а). Неполнота диатомовой записи и влияние теплого течения не позволяют получить сравнительный материал для сопоставления природных событий северо-запада Пацифики с событиями, выявленными на континенте. Более отчетливо палеоклиматические события отражены в диатомовых записях (Пушкар, Черепанова, 2008) пяти колонок Охотского моря, отобранных на 51–54° с.ш., но главным образом в колонках 936 и 937 около 51° и 52° с.ш. (рис. 1). Данные по зоне *Neodenticula seminae* в северных частях этого моря отсутствуют. Однако для сравнения с обсуждаемыми здесь континентальными разрезами комплексы диатомей этих колонок более представительны, чем на севере Пацифики, так как в Охотском море они не только не имеют занесенных теплыми течениями более южных форм, но и колонки взяты там, где проходит холодное течение. Поэтому в первом приближении диатомовые записи этих колонок более удобны для сравнения с разрезами, расположенными на континенте вдоль профиля около 60° с.ш.,

чем изученные в Беринговом море на близких широтах. Но в этом случае сопоставление палеоклиматических событий, имевших место в центре Евразии (Кирьяс, в 5500 км западнее) или на водоразделе бассейнов Тихого и Ледовитого океана (Эликчан 4, в 1100–1200 км юго-восточнее) и в Охотском море с его холодными течениями, затруднено еще и тем, что для отложений этого моря, в отличие от Кирьяса и Эликчана 4, очень мало  $^{14}\text{C}$  датировок, соответствующих каргинскому интервалу. Однако имеется определенная последовательность событий в этих разобренных на тысячи километров разрезах. В таких условиях наиболее перспективно применение метода гомотаксальности Мейена–Гексли с учетом принципа хронологической взаимозаменяемости признаков (Мейен, 1989), адаптированного В.С. Пушкарем (Пушкарь и др., 2013) к палеоклиматической ритмике.

В последние 10–15 лет диатомей позднего плейстоцена и голоцена Северо-Западной Пацифики (в том числе Охотского моря) изучены довольно детально. Возможно, отчасти поэтому «изменения ряда параметров... индикаторов климата слабо согласуются между собой» (Пушкарь, Черепанова, 2008, с. 49). Это хорошо видно на рисунке (там же, с. 52, рис. 12), где показаны изменения 14 таких параметров в колонке 936. Чем детальнее изучено изменение параметра, тем больше выявляется различий в его поведении по сравнению с другими параметрами. В задаче сравнения палеоклиматических событий в окраинном море Пацифики с их ходом на континенте важна не детализация, а схематизация и не всех возможных, а отдельно взятого параметра. Для этого был выбран температурный коэффициент  $T_d$  с учетом соотношения аркто-бореальных и северо-бореальных, наличия и количества (или отсутствия) южно-бореальных форм (рис. 2, кривая В). По этому признаку выделено девять палеоклиматических событий, соответствующих палеосообществам диатомей в комплексе III диатомовой зоны *Neodenticula seminae* в колонке 936 (Пушкарь, Черепанова, 2008; Пушкарь и др., 2013, 2014; Pushkar et al., 2014). Параметр  $T_d$  образует сложную пилу максимумов и минимумов (Пушкарь, Черепанова, 2008, рис. 12). В пределах палеоклиматического события (рис. 2, кривая В)  $T_d$  оказались близкими (особенно в поздних событиях) или имели большой разброс (до 6,9–22,0% в третьем сверху событии). Поэтому потребовалось «сглаживание» кривой на рис. 2 В. Оно производилось в основном по соотношению аркто- и северо-бореальных и с учетом количества южно-бореальных форм. В результате получилась сравнительно плавная кривая, растянутая на весь интервал МИС-3 с учетом двух  $^{14}\text{C}$  датировок 28,8 и 46,6 тлн, полученных для колонки 936 (Пушкарь, Черепанова, 2008). На этой кривой хорошо выделяются пять потеплений и четыре похолодания. Хорошо виден

тренд увеличения  $T_d$  от раннего к позднему потеплению. В континентальных разрезах такого тренда не наблюдается. В центре континента (Кирьяс) потепления и похолодания приводили к сдвигу границ в полосе северная тайга — тундра; на окраине континента (Эликчан 4) — в полосе редкостойная лиственничная тайга — тундра (рис. 2, кривая В). В колонке 936 резко выделяется похолодание, близкое по времени к коношельскому похолоданию, ярко проявленному в Сибири, но практически не выявленному в разрезе Эликчан 4. При этом самое раннее похолодание в Охотском море имеет практически такую же амплитуду, как и позднее, что не характерно для континентальных разрезов. Резко выделяется в колонке 936 позднее потепление: параметр  $T_d$  там достигает 36%, и это подтверждено долей южно-бореальных форм в 2–3 раза большей, чем у ранних пиков потеплений, что существенно расходится с данными по континенту, включая его притихоокеанскую окраину, где последнее потепление каргинского времени всегда самое незначительное. В какой-то мере столь значительная амплитуда позднего потепления может быть результатом схематизации («сглаживания») кривой, но, скорее всего, это локальная особенность природной обстановки, существовавшей в районе колонки 936. Во всяком случае столь большая (36%) величина параметра  $T_d$  не характерна ни для голоценовой части зоны *Neodenticula seminae*, ни для зоны *Proboscia curvirostris*, соответствующей МИС-5.

При обсуждении северных разрезов каргинского горизонта было не так важно, являются эти разрезы полными или нет. Достаточно было обнаружить слои со следами относительно теплого климата. Для зоны вдоль 60° с.ш. важны именно максимально полные разрезы, чтобы не упустить перерывы осадконакопления, в которых могли «скрыться» палеоклиматические события, соответствующие потеплениям. Учитывая очень небольшое количество полных разрезов каргинского горизонта в этой зоне, все таки можно предположить, что для нее не характерны разрезы со слоями, содержащими следы более теплого климата, чем современный. При этом в Приохотье раннее потепление лишь чуть-чуть не достигало параметров современного климата, но на окраине континента в разрезах слабо проявлено коношельское похолодание. В Охотском море, несмотря на холодное течение, можно проследить палеоклиматические события, аналогичные континентальным. При этом на западе Северной Азии континентальные аналоги, возможно, даже ближе друг к другу, чем палеоклиматические события в море или события, отраженные в Приохотье на водоразделе Охотского моря с бассейном Северного Ледовитого океана. Насколько реальны высказанные выше предположения, покажет анализ дополнительных полных разрезов в зоне 60° с.ш.

### Горный Алтай, Южная Сибирь и Дальний Восток

Южнее 58° в Горном Алтае, в верховьях р. Урсул, в степной впадине (рис. 1) с лиственничными и кедровыми лесами на склонах гор в слоях, датированных по  $^{14}\text{C}$  44–34 тлн, изучены палиноспектры лесов со значительной примесью граба, вяза, липы, лещины и др. (Лаухин, 2003). Немного севернее, в долине р. Ануй, возле Денисовой пещеры в слоях с возрастом около 27 тлн палиноспектры отражают существование смешанных широколиственных лесов с вязом, грабом, дубом и др. (Деревянко и др., 1993). На Чулым-Енисейском водоразделе, в разрезах Куртаковского археологического района также известны слои куртаковского возраста со следами относительно теплого климата (Дроздов и др., 1990). У с. Березовка севернее Красноярска в каргинском аллювии II надпойменной террасы р. Енисей известны палиноспектры с пылью широколиственных пород. На левобережье р. Енисей в каргинское время степи распространялись на 100 км севернее современного положения (Лаухин, 1986), а около с. Зырянка по скв. 73 опубликованы палиноспектры со следами холодостойкой растительности самого начала каргинского времени (Лаухин, Садикова, 1966). В разрезе стоянки Большой Нарьян (рис. 1) в верхнем течении р. Ангара для позднего потепления каргинского времени реконструирован климат (Sato et al., 2014) прохладнее современного. Произрастали сосново-березовые и елово-сосновые леса, но в палиноспектрах из инт. 2–2,7 м присутствует пыльца пихты и даже липы. Климат теплее современного в оптимум каргинского времени для Иркутского амфитеатра реконструировали Г.А. Воробьева и др. (1990). В разрезе Тибельти (рис. 1) на р. Иркут В.А. Белова (1985) в аллювии с  $^{14}\text{C}$  датировкой 40 тлн изучила палиноспектры, характерные для лесов с примесью широколиственных пород. Вместе с тем в донных отложениях озер Байкал и Котокель каргинское время было интерстадиальным. В донных отложениях Байкала господствуют палиноспектры лиственнично-еловых редколесий (Безрукова и др., 2009). В районе оз. Котокель в то время доминировала тундра, тайга сильно сокращалась. Только 45–41 тлн отмечено расширение еловых, а 34–32 тлн — лиственничных ассоциаций (Безрукова, 2011). При этом в Западном Забайкалье, в низовьях р. Селенга около 34,5 тлн произрастали сосново-березовые леса с примесью дуба, вяза, ореха, лещины и других термофилов (Rezanov, Kalmikov, 1999), т.е. климат был межледниковый. Далее на восток у хр. Джугджур, где сейчас находится средняя тайга, в каргинское время наряду с ней были развиты и южно-таежные формации, представленные еловыми и лиственнично-березовыми лесами с пихтой, кленом, мирикой, лещиной. В Нижнем Приамурье преобладали южно-таежные темнохвойные и смешанные леса с

дубом, кленом, лещиной, вязом, мирикой и лонicerой. По сравнению с современным, климат в то время был немного теплее, но значительно менее континентальный (Каревская, 2011). И наконец, на юге, в районе оз. Ханка, в каргинское время четко выделяются три потепления и два похолодания. В раннее потепление господствовали кедрово-березовые леса с участием широколиственных пород, а в раннее похолодание — кедрово-березовые леса в горах и лесостепи на равнине. В оптимум распространились хвойно-широколиственные леса с дубом, липой, вязом. В позднее похолодание развивались березово-лиственничные леса без широколиственных пород, а в последнее потепление — еловые леса (Воскресенская, 2011).

Мы не ставили себе целью равномерно покрыть юг Северной Азии разрезами каргинского горизонта. Их хватило бы на довольно густое покрытие, но даже только для их упоминания, не говоря уже об их обсуждении, потребовался бы объем, значительно превышающий допустимый для статьи. Здесь даны лишь примеры из разных частей юга Северной Азии, показывающие несколько хаотично распределение разрезов со слоями, несущими следы «теплого» климата, и разрезов, лишенных их, что необходимо для обсуждения выводов статьи, возможно, и небесспорных.

### Заключение

Одним из путей выявления закономерностей распределения в Северной Азии разрезов каргинского возраста со следами климата, близкого к современному и заметно более холодного на всем протяжении этого времени, может служить сравнение континентальных аналогов МИС-3 с климатом «соседних» нечетных МИС-5 и МИС-1.

Широтное положение пояса относительно высоких температур вдоль северного окончания Северной Азии в казанцевское время (МИС-5) объясняется, видимо, наклоном оси вращения Земли. К северу от 70° с.ш. широтное расположение изотерм среднегодовых  $\Delta t^\circ\text{C}$  очень четко реконструируется на севере Азии для оптимума казанцевского времени (Величко и др., 2010). К западу и востоку широтное положение этих изотерм нарушается за счет влияния океанов. Начиная с изотермы +4°С ее широтное положение нарушается, вероятно, за счет воздействия Сибирского антициклона.

Если сравнивать положение изотерм  $\Delta t^\circ\text{C}$  среднегодовых температур оптимумов МИС-5 и МИС-1 (казанцевское и голоценовое время), обращает на себя внимание их разное положение (рис. 1). Если для МИС-5 изотермы  $\Delta t^\circ\text{C} +10^\circ$ ,  $+8^\circ$  и  $+6^\circ$  располагаются субширотно, а от  $\Delta t^\circ\text{C} +4^\circ$  образуют глубокую (до 55° с.ш. около 105° в.д.) петлю к югу, то для МИС-1 изотерма  $\Delta t^\circ\text{C} +3^\circ$  сильно отклоняется от широтного направления, а глубокая петля к югу находится значительно за-

паднее — около  $50^{\circ}$  с.ш. и  $70^{\circ}$  в.д. (рис. 1). Пока не ясно, чем обусловлено такое разное проявление широтного градиента (Астахов, 2007) — недостаточно точным датированием оптимума голоцена или эволюцией климата (например, разным положением Сибирского антициклона в начале позднего плейстоцена и в начале голоцена). Однако приведенные данные позволяют предполагать, что для оптимумов МИС-5 и МИС-1 А.А. Величко и др. (2010) смогли реконструировать обсуждаемые изотермы  $\Delta t^{\circ}\text{C}$ , так как для этих оптимумов они смогли найти полные разрезы казанцевского и голоценового времени, более-менее равномерно рассредоточенные в пределах Северной Азии. О наличии столь полных и равномерно распределенных разрезов каргинского времени пока неизвестно. Да и интервал оптимума каргинского времени окончательно еще не установлен: раннее это потепление или среднее. Поэтому реконструировать изотермы  $\Delta t^{\circ}\text{C}$  для каргинского времени, как это сделано для МИС-5 и МИС-1, невозможно. Приведенные данные позволяют предполагать, что севернее Полярного круга и в каргинское время по той же причине, что в казанцевское и голоценовое межледниковья,  $\Delta t^{\circ}\text{C}$  «должна быть» максимальной, а изотерма — занимать широтное положение, а южнее Полярного круга  $+\Delta t^{\circ}\text{C}$  теряет свою субширотную ориентировку и может подойти к  $0^{\circ}\text{C}$ , что мы и видим

на примере пока малочисленных полных разрезов каргинского горизонта в зоне  $60^{\circ}$  с.ш.

Будут ли на каком-то уровне изотермы больше  $\Delta t^{\circ}\text{C} = 0^{\circ}\text{C}$  каргинского оптимума строить петлю к югу, подобную тем, что реконструированы для оптимумов казанцевского и голоценового межледниковий, сказать трудно. Пока же на юге Северной Азии разрезы каргинского горизонта со следами климата более мягкого (теплого?), чем современный, и разрезы, лишенные следов такого климата, располагаются как будто по другой закономерности — в соответствии с рефугиумами более теплого или более холодного климата, сохранившимися от докаргинского времени.

Что же касается крайних северных изотерм, то на западе они будут круто изгибаться «вверх» не у Новой Земли и на западе Таймыра, как изотермы оптимума казанцевского времени, а примерно посередине п-ва Ямал, оставляя западнее разрез Марресале (рис. 1). Аналогичная картина будет, видимо, наблюдаться на востоке: изгиб изотерм каргинского оптимума, вероятно, пройдет (когда увеличение полноты фактического материала позволит их построить) западнее разреза Эльгыгитгын.

Работа выполнена по интеграционному проекту СО РАН — ДВО РАН № 9 — 12-П-СО-08-024 и при поддержке РФФИ (проекты № 14-05-00956 и № 13-05-00854).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Архипов С.А. Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геол. и геофизика. 1997. Т. 38, № 12. С. 1863–1884.
- Архипов С.А., Астахов В.И., Волков И.А., Панычев В.А. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум последнего оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. 110 с.
- Астахов В.И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геол. и геофизика. 2006. Т. 47, № 11. С. 1207–1220.
- Астахов В.И. Новое о широтном градиенте в ледниковой истории Евразии // Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. М.: ГЕОС, 2007. С. 20–23.
- Астахов В.И. Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2009. № 69. С. 8–24.
- Безрукова Е.В. Изменчивость растительности и климата межледниково-ледниковых периодов позднего неоплейстоцена Байкальского региона // Проблемы современной палинологии. Т. II. Сыктывкар, 2011. С. 34–38.
- Белова Б.А. Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985.
- Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов: опыт палеогеографических реконструкций. М.: РИО Мособлунрполиграфиздат, 1992. 420 с.
- Величко А.А., Нечаев В.П., Борисова О.К. и др. Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления. М.: ГЕОС, 2010. 220 с.
- Волкова В.С., Архипов С.А., Бабушкин А.Е. и др. Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск: ГЕО, 2003. 247 с.
- Воробьева Г.А., Медведев Г.И., Аксенов М.П. и др. Стратиграфия, палеогеография и археология юга Средней Сибири. Иркутск, 1990. 165 с.
- Воскресенская Т.Н. Эволюция озерного водоема и особенности палеогеографии Приханкайской впадины в позднем плейстоцене // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена. М.: Изд-во МГУ, 2011. С. 126–134.
- Гитерман Р.Е. К палинологической характеристике каргинских отложений нижнего течения р. Колымы // Палинология плейстоцена. М.: Наука, 1972. С. 70–81.
- Губин С.В., Занина О.Г. Изменение почвенного покрова в ходе формирования отложений ледового комплекса на Колымской низменности (часть 1) // Криосфера Земли. 2013. Т. 17, № 4. С. 48–56.
- Губин С.В., Занина О.Г. Изменение почвенного покрова в ходе формирования отложений ледового комплекса на Колымской низменности (часть 2) // Криосфера Земли. 2014. Т. 18, № 1. С. 77–82.
- Гуськов С.А. Средне-позднеплейстоценовые морские трансгрессии на севере Западной Сибири // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2009. № 69. С. 8–24.
- Гуськов С.А., Левчук Л.К. Казанцевский палеобассейн на севере Сибири. Экологические ассоциации фораминифер и палеосреда // Геол. и геофизика. 1995. Т. 36, № 3. С. 25–30.
- Гуськов С.А., Кузьмин Я.В., Левчук Л.К., Барр Дж.С. Первые радиоуглеродные даты по раковинам фораминифер из каргинских морских отложений полуострова Таймыр (север Средней Сибири) и их интерпретация // Докл. АН. 2008. Т. 421, № 6. С. 795–797.
- Дергачева М.И., Лаухин С.А., Феденева И.Н. Условия осадконакопления и почвообразования покровной толщи позднеплейстоценового возраста в разрезе Каменный Лог 1 (Куртаковский археологически район) // Палеоэкология и расселение древнего человека в Северной Азии и Америке. Красноярск: КГПИ, 1992. С. 71–75.

- Деревянко А.П., Лаухин С.А., Малаева Е.М., Шуньков М.В., Орлова Л.А., Постнов А.В. Проблема существования широколиственных пород в позднем вюрме Алтая // Докл. АН. 1993. Т. 330, № 6. С. 736–739.
- Дроздов Н.И., Чеха В.П., Лаухин С.А. и др. Хроностратиграфия палеолитических памятников Средней Сибири. Новосибирск: ИИФиФ СО АН СССР, 1990. 185 с.
- Каревская И.А. Субширотная дифференциация растительности на Дальнем Востоке России в неоплейстоцене (по палинологическим данным) // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена. М.: Изд-во Московского ун-та, 2011. С. 163–172.
- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.
- Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Пушкар В.С. и др. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем плейстоцене-голоцене // Вестн. СВНУ ДВО РАН. 1997. № 3. С. 121–143.
- 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. Стратиграфия плейстоценовых отложений внеледниковой зоны бассейна Енисея // Четвертичные оледенения Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 85–95.
- Лаухин С.А. Роль рефугиумов в расселении палеолитического человека в коношельское время в пределах Северной Азии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78, вып. 3. С. 62–68.
- Лаухин С.А. Некоторые особенности палеоклимата Яно-Ленского заполярья во время МИС-3 // Геоморфология и палеогеография полярных регионов. СПб: СПбГУ, 2012. С. 288–291.
- Лаухин С.А., Паньчев В.А., Рыбакова Н.О. и др. Последние этапы истории геологического развития северной ветви Момо-Селенняхского рифта // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1986. № 55. С. 117–122.
- Лаухин С.А., Пушкар В.С., Величко С.В. Диатомовая характеристика казанцевских отложений Восточной Чукотки // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309, № 4. С. 947–950.
- Лаухин С.А., Пушкар В.С., Черепанова М.В. Современное состояние реконструкций природной среды на севере Сибири в каргинское время (поздний плейстоцен) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87, вып. 6. С. 37–48.
- Лаухин С.А., Рыбакова Н.О. О времени климатического оптимума среднего вюрма Западной Чукотки // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, № 4. С. 895–900.
- Лаухин С.А., Садикова М.Б. К истории развития долин Енисея и Ангара в приустьевой части Ангара // Вестн. Московского ун-та. Сер. 4. Геол. 1966. № 3. С. 67–80.
- Лаухин С.А., Цзян Чжисмин, Пушкар В.С., Черепанова М.В. Последнее оледенение на севере Восточной Чукотки и палеоокеанография Северной Пацифики // Докл. АН. 2006а. Т. 411, № 3. С. 405–409.
- Лаухин С.А., Шилова Г.Н., Величневич Ф.Ю. Палеоботаническая характеристика и палеоклиматы каргинского времени на Западно-Сибирской равнине // Вестн. археологии, антропологии и этнографии. 2006б. № 7. С. 203–225.
- Лаухин С.А., Фирсов А.М. Стратиграфия и палеогеография позднего плейстоцена Среднего Приобья по результатам изучения разреза Кирьяс (Западная Сибирь) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83, вып. 2. С. 40–50.
- Лаухин С.А., Фирсов А.М. Палеоклиматические и палеоландшафтные возможности заселения равнин и плоскогорий Северной Азии к северу от южного горного пояса Сибири // Вестн. археологии, антропологии и этнографии. 2010. № 1(12). С. 216–225.
- Левчук Л.К. Биостратиграфия верхнего плейстоцена севера Сибири по фораминиферам. Новосибирск: Наука, 1984. 128 с.
- Ложкин А.В., Андерсон П.М., Браун Т.А. и др. Новая летопись изменения климата и растительности Северного Приохотья в течение изотопных стадий 4-1 // Вестн. СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 1. С. 63–70.
- Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Лаухин С.А. и др. О возможности применения  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ –метода для датирования погребенных древесных остатков неоплейстоценового возраста // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87, вып. 1. С. 46–54.
- Матросова Т.В. Климат и растительность Анадырского нагорья за последние 350 тыс. лет (палинологическая характеристика осадков озера Эльгыгытгын). Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 2009. 21 с.
- Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 216 с.
- Питулько В.В., Павлова Е.Ю., Кузьмина С.А. и др. Природно-климатические изменения на Яно-Индигогорской низменности в конце каргинского времени и условия обитания людей верхнего палеолита на севере Восточной Сибири // Докл. АН. 2007. Т. 417, № 1. С. 103–108.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 127 с.
- Пушкар В.С., Разжигаева Н.Г., Короткий А.М. и др. Плиоцен-плейстоценовые отложения и события побережья залива Измены (Южный Кунашир, Курильские острова) // Тихоокеанская геол. 1998. Т. 17, № 5. С. 50–63.
- Пушкар В.С., Черепанова М.В. Диатомеи плиоцена и антропогена севера Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 2001. 222 с.
- Пушкар В.С., Черепанова М.В. Диатомовые комплексы и корреляция четвертичных отложений северо-западной части Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2008. 174 с.
- Пушкар В.С., Черепанова М.В., Лихачева О.Ю. Совершенствование зональной диатомовой шкалы плиоцена и квартера Северной Пацифики // Тихоокеанская геол. 2013. Т. 32, № 5. С. 52–66.
- Пушкар В.С., Черепанова М.В., Лихачева О.Ю. Зональная диатомовая шкала плиоцена и квартера Северной Пацифики // Альгология. 2014. Т. 24, № 1. С. 94–117.
- Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике // Тр. Аркт. ин-та. 1948. Т. 201. 133 с.
- Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике // Тр. НИИГА. 1953. Т. 77. 627 с.
- Стрелков С.А. Север Сибири. М.: Наука, 1965. 336 с.
- Томирдиаро С.В. Палеогеография северных равнин (по данным изучения лессово-ледового комплекса) // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. М.: Наука, 1993. С. 66–71.
- Фотиев С.М. Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР. М.: Наука, 1978. 236 с.
- Черепанова М.В., Авраменко А.С., Андерсон П.М. и др. Диатомовые водоросли оз. Эликчан (Северное Приохотье) и их значение для реконструкции развития экосистемы озера за последние 70 тыс. лет // Вестн. СВНЦ ДВО РАН. 2013. № 1. С. 3–15.
- Шер А.В., Плахт И.Р. Радиоуглеродное датирование и проблемы стратиграфии плейстоцена низменностей Северо-Востока СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 8. С. 17–33.

- Anderson P.M., Lozhkin A.V. The stage 3 interstadial complex (Karginskii/Middle Wisconsin interval) // *Quaternary Sci. Rev.* 2001. Vol. 20, N 1–3. P. 93–125.
- Andreev A.A., Sigert Ch., Klimanov V.A. et al. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate on the Taymyr Lowland, Northern Siberia // *Quaternary Res.* 2002a. Vol. 57. P. 138–150.
- Andreev A.A., Schirmermeister L., Sigert C. et al. Paleoenvironmental changes in Northeastern Siberia during the Late Quaternary — Evidence from pollen records of the Bykovsky Peninsula // *Polarforschung.* 2002b. Vol. 70. P. 13–25.
- Andreev A.A., Tarasov P.E., Sigert C. et al. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate on the northern Taymyr Peninsula, Arctic Russia // *Boreas.* 2003. Vol. 32. P. 484–505.
- Andreev A.A., Forman S.L., Ingólfsson Ó. et al. Middle Weichselian environments on western Yamal Peninsula, Kara Sea, based on pollen records // *Quaternary Res.* 2006. Vol. 65. P. 275–281.
- Bassinet 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.
- Bradley R.S. Quaternary Paleoclimatology. Methods of Paleoclimatic Reconstruction. L.: Chapman & Hall, 1985. 472 p.
- Cherepanova M.V., Usol'tseva M.V., Dubrovina Y.F., Pushkar V.S. Morphogenesis in *Cyclotella ocellata*-complex from Lake El'gygytyn (Chukchi Peninsula) during the Pleistocene-Holocene // *Paleontol. J.* 2010. Vol. 44, N 10. P. 1252–1261.
- Gusskov S.A., Levchuk L.K. Foraminiferal complexes and paleoceanographic reconstructions of the Middle and Late Pleistocene interglacial basins in the North of Siberia // *Antropozoic.* 1999. Vol. 23. P. 125–132.
- Laukhin S.A. "Warm" stages in the West Siberian Late Pleistocene // *Quaternary International.* 2011. № 241. P. 51–67.
- Laukhin S.A., Drozdov N.I. Paleoeological aspect of Paleolithic man settling in Northern Asia and his migration to the Northern America // *The INQUA International Symposium on Stratigraphy and Correlation of Quaternary deposits of the Asian and Pacific Regions.* Bangkok: CCOP/TP-22, 1991. P. 133–144.
- Laukhin S.A., Drozdov N.I. Geological situation of Kymyneykai Site in the North of Chukotka Peninsula // *Prehistory Danyang and her neighbors.* South Korea: IKP, 2007. P. 343–375.
- Lozhkin A.V., Anderson P.M. Forest or no forest: implications of the vegetation record for climatic stability in Western Beringia during Oxygen Isotope Stage 3 // *Quaternary Sci. Rev.* 2011. Vol. 30. P. 2160–2181.
- Manley W.F., Lokrantz H., Gataullin V. et al. Late Quaternary stratigraphy, radiocarbon chronology, and glacial history at Cape Shpindler, southern Kara Sea, Arctic Russia // *Global Planet. Change.* 2001. Vol. 31. P. 239–254.
- Pushkar V.S., Cherepanova M.V. Beringia: Impact on paleoclimates of Northeast Asia and North Pacific during Last Pleistocene Glaciation // *Quaternary International.* 2011. Vol. 237, N 1–2. P. 32–38.
- Pushkar V.S., Cherepanova M.V., Likhacheva O.Yu. Detritization of the Pliocene — Quaternary North Pacific diatom zonal scale // *Intern. J. Algae.* 2014. Vol. 16, N 3. P. 284–306.
- Rezanov I.N., Kalmikov N.P. Paleogeography of the Pribaiikal and Transbaikalian Quaternary // *Antropozoic.* 1999. Vol. 23. P. 43–48.
- Sato T., Khenzykhenova F., Simakova A. et al. Paleoenvironment of the Fore-Baikal region in the Karganian interstadial: Results of the interdisciplinary studies of the Bol'shoi Naryn site // *Quaternary International.* 2014. Vol. 333. P. 146–155.
- Sher A.V., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D. New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants, and mammals // *Quaternary Sci. Rev.* 2005. Vol. 24. P. 533–569.
- Schirmermeister L., Grosse G., Kunitsky V. et al. Periglacial landscape evolution and environmental changes of Arctic lowland areas for the last 60 000 years (western Laptev Sea coast, Cape Mamontov Klyk) // *Polar Res.* 2008. Vol. 27. P. 249–272.
- Schirmermeister L., Grosse G., Schwambronn G. et al. Late Quaternary history of the accumulation plain north of the Chekanovsky Ridge (Lena delta, Russia): A multidisciplinary approach // *Polar Geography.* 2003. Vol. 27. P. 277–319.
- Schirmermeister L., Sigert C., Kuznetsova T. et al. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // *Quaternary International.* 2002. Vol. 89. P. 97–118.

## EXPERIENCE OF ENVIRONMENT EVENTS CORRELATION OF KARGANIAN TIME (PLEISTOCENE, ANALOGUES OF MIS-3) FROM OB RIVER TO OKHOTSK SEA

S.A. Laukhin, V.S. Pushkar, M.V. Cherepanova

Analysis of sections of Karganian (late Pleistocene), which include layers with tracks of paleoclimates like to recent or more warm in Northern Asia, was showed, that into 60° N its were places under local peculiarities of climates evaluation, including disposition of refugiums.

**Key words:** Pleistocene, Karganian time, vegetation reconstruction, paleoclimate, termochron MIS-3, Northern Asia.

**Сведения об авторах:** Лаухин Станислав Алексеевич — докт. геол.-минерал. наук, гл. науч. сотр. Ин-та криосферы Земли СО РАН, проф. Российского гос. геологоразведочного ун-та, проф. Московского гос. строительного ун-та; e-mail: valvolgina@mail.ru; Пушкар Владимир Степанович — докт. геол.-минерал. наук, зав. лаб. кайнозой Дальневосточного геологического ин-та ДВО РАН, проф. Дальневосточного федерального ун-та, проф. Владивостокского ун-та экономики и сервиса; e-mail: pushkar@fegi.ru; Черепанова Марина Валерьевна — канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотр. Биолого-почвенного ин-та ДВО РАН.