

УДК 551.583.7:551.79 (5-18)

ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА КАРГИНСКОГО ВРЕМЕНИ (ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН) СЕВЕРНОЙ АЗИИ

В. С. Пушкарь^{1,2,3}, С. А. Лаухин^{4,5,6}, М. В. Черепанова⁷

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

²Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток

³Владивостокский государственный университет экономики и сервиса, г. Владивосток

E-mail: vpushkar@vladivostok.ru

⁴Институт криосферы Земли СО РАН, г. Тюмень

⁵Российский государственный геологоразведочный университет (МГРИ-РГГРУ), г. Москва

⁶Московский государственный строительный университет, г. Москва

E-mail: valvolgina@mail.ru

⁷Федеральный научный центр биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии ДВО РАН,
г. Владивосток

E-mail: cherepanova@ibss.dvo.ru

Анализ данных по реконструкции палеогеографических условий на основе изучения сравнительно полных разрезов отложений каргинской эпохи Северной Азии показал, что севернее Полярного круга климат этого термохрона был близок к современному или теплее его. Южнее 60°с. ш. распространение разрезов со следами «теплого» климата и лишенных таких следов на протяжении всего каргинского термохрона не подчинено широтной зональности, а следовательно, и климатическому градиенту. Предполагается, что южнее 60°с. ш. влияние на палеоклимат каргинского времени оказывали локальные климатообразующие факторы, что выражалось в образовании, в частности, растительных рефугиумов с микроклиматическими особенностями.

Ключевые слова: климат, каргинский горизонт, поздний плейстоцен, растительность, Северная Азия.

ВВЕДЕНИЕ

Каргинский межледниковый ярус (горизонт) выделен на севере Сибири В. Н. Саксом (1948). Н. В. Кинд (1974) разделила это время на три потепления и два похолодания, которые соответствовали подгоризонтам. Последнее липовско-новоселовское потепление было самым слабым, а второе (конощельское) похолодание – самым глубоким. С. А. Архипов (1997) окончательно сопоставил этот горизонт с морской изотопной стадией (МИС) 3, отметив, что каргинский межледниковый (мегамежстадиальный) горизонт имеет радиометрический возраст от 55 (50 ?) до 23 (22) тыс. лет назад и объединяет морские, аллювиальные и стадиальные ледниковые, озерно-ледниковые и субаэральные отложения. Для севера Западной Сибири стратиграфически значимыми являются лишь нижнекаргинские морские слои, стратиграфическая позиция которых отчетливо установлена на Обском севере.

Однако палеоклиматическая противоречивость, отмеченная еще В. Н. Саксом (1948), усложнилась тем, что МИС 3 – стадия межледниковая, а палеоклиматы Европы этого времени

обычно не достигали показателей межледниковья. Подобная проблема возникла и при широтной корреляции соответствующих отложений северо-западной части Тихого океана, Чукотки, Курильских островов, Приохотья и Приморья (Пушкарь, Черепанова, 2001, 2008; Лаухин, 2003; Пушкарь, Разжигаева, 2003; Лаухин и др., 2006а, б, 2012; Ложкин и др., 2010; Черепанова и др., 2013; Anderson, Lozhkin, 2001; Lozhkin, Anderson, 2011; Pushkar, Cherepanova, 2011).

В начале 80-х гг. Н. В. Кинд (1974), пытаясь разрешить этот парадокс, предположила, что в области «атлантического» влияния на севере Евразии климат каргинского времени был межстадиальным, а в области «тихоокеанского» влияния – межледниковым. Вместе с тем слои со следами межледникового климата каргинского времени встречались и западнее, а межстадиального – восточнее границы этих областей. Позднее было сделано предположение о существовании между этими областями переходной зоны, но оно себя тоже не оправдало (Лаухин, 2012).

В связи с этим вопрос о проявлении причинно-следственных палеоклиматических изменений в каргинское время в Северной Азии и рассмотрен в данной работе.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалом для исследований послужили данные по палеогеографии и биоклимато-стратиграфии, полученные по многочисленным естественным разрезам и скважинам Северо-Восточной Азии и северо-западной части Тихого океана, полученные как непосредственно авторами, так и рядом отечественных и зарубежных

специалистов по четвертичной геологии и палеогеографии (рис. 1).

На основе методик исследования, использованных ранее (Лаухин и др., 2012), предпринята попытка межрегиональной реконструкции палеоклиматов каргинского времени в районе 60° с. ш. от центра Сибири до окраинных морей Тихого океана, а также севернее Полярного круга и южнее 58° с. ш.

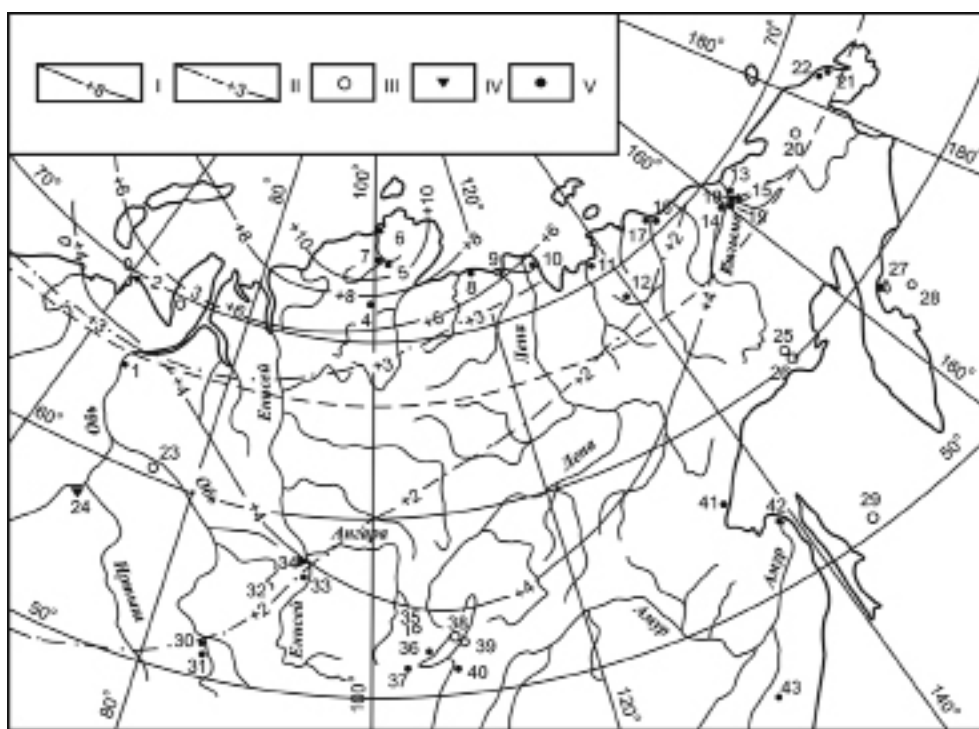


Рис. 1. Расположение разрезов каргинских отложений, обсуждаемых в статье: I, II (по Величко и др., 2010): I – изотермы $\Delta t^{\circ}\text{C}$ в оптимум казанцевского времени, II – изотермы $\Delta t^{\circ}\text{C}$ в оптимум голоцена; III – разрезы каргинского горизонта, не содержащие слоев со следами климата, близкого современному или более мягкого; IV – неполные разрезы каргинского горизонта, содержащие слои со следами климата 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 – р. Марресале; 4 – оз. Лабаз; 5 – м. Саблера; 6 – разрез 258 на о. Таймыр; 7 – разрез Тх-32 на о. Таймыр; 8 – Мамонтов Клык; 9 – хр. Чекановского; 10 – Быковский полуостров; 11 – Усть-Янская стоянка; 12 – р. Селеннях; 13 – Зеленый Мыс; 14 – Дуваный 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 – скважина Эликчан-4; 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. Березовка; 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

Fig. 1. Location of the discussed Karginy deposits outcrops: I; II (after Величко и др., 2010): I – $\Delta t^{\circ}\text{C}$ isotherms at the Kazantsev age optimum; II – $\Delta t^{\circ}\text{C}$ isotherms at the Holocene optimum; III – Karginy horizon sections without traces of climate close to that of today or warmer; IV – incomplete Karginy horizon sections with traces of climate colder than that of today; V – Karginy horizon sections with traces of climate close to that of today or warmer. **Figures show locations of sections:** 1 – Cape Zolotoy; 2 – Cape Shpindler; 3 – Marresale River; 4 – Lake Labaz; 5 – Cape Sabler; 6 – Section 258, Taymyr Island; 7 – Section Tx-32, Taymyr Island; 8 – Mamontov Klyk; 9 – Chekanovsky Ridge; 10 – Bykovsky Peninsula; 11 – Ust'-Yansk site; 12 – Selennyakh River; 13 – Cape Zeleny; 14 – Duvanny Yar; 15 – Stanchikov Yar; 16 – Bolshoy Khomus-Yuryakh; 17 – Shadrinsk Mammoth; 18 – Molotkov Yar; 19 – Dalny Creek; 20 – Lake Elgygytgyn; 21 – Kymyneykai Site, boreholes 19; 22 – mines 27, 28, and 94; 23 – Kiryas; 24 – Lipovka Village; 25 – Elikchan-4 borehole; 26 – Lake Alut; 27 – core 2; 28 – core 191(Bering Sea); 29 – columns 936, 937 (Sea of Okhotsk); 30 – Ursul River (Altai Mountains); 31 – Anuy River; 32 – Kurtak; 33 – Berezovka Village; 34 – Zyryanka Village, cores 73; 35 – Irkutsk Amphitheatre; 36 – Bolshoy Naryan Site; 37 – Tibelti River; 38 – Lake Baikal; 39 – Lake Kotokel; 40 – lower reaches of the Selenga River; 41 – Dzhugdzhur Ridge foothills; 42 – Nizhneye Priamurye; 43 – Lake Khanka environs

Такие реконструкции позволили высказать предположение о причинах пространственного различия палеоклиматов каргинского времени в Северной Азии, как нам кажется, более близких реальным.

Относительно определения особенностей проявления палеоклиматов каргинского времени мы использовали все доступные методики (Лаухин и др., 2012), но основным был палинологический метод, так как он наиболее полно отражает зональный тип растительности, а через него – особенности палеоклимата. Для океанических разрезов и отложений озер применен диатомовый анализ (Пушкарь, Черепанова, 2001, 2008).

Общая стратиграфическая шкала квартера была сопоставлена с кислородно-изотопной шкалой (Борисов, 2010), где последняя принята по (Bassinot et al., 1994). **МИС 3 выделяется в интервале 24–57 тыс. лет назад.** Региональные слои Западной и Средней Сибири были сопоставлены с каргинским горизонтом Решением РМСК (Унифицированная..., 2000, 2010).

В силу того, что полные разрезы этого горизонта редки, для возрастной интерпретации отдельных слоев использованы результаты радиоуглеродного датирования, включая и АМС-датирование. Во всех случаях рассматриваются только некалиброванные даты, поскольку в интервале 50–30 тыс. лет калибровка не выходит за рамки доверительного интервала (Кузнецов, Максимов, 2012).

Указанные микропалеонтологические методы в сочетании с радиоуглеродным анализом лежат в основе распознавания, анализа и сопоставления палеоклиматических сигналов, полученных из многих разрезов каргинских отложений, что ранее было использовано и С. А. Архиповым в методологическом подходе при анализе последовательности и ранга палеоклиматических событий Сибири в плейстоцене (Архипов, 1997).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Разрезов, которые вскрывают слои с палиносpekтрами растительности, близкой современной или более теплолюбивой, относимых к каргинскому горизонту, в Северной Азии достаточно много. Их формирование в условиях климата теплее современного обычно сомнений не вызывает, но датирование этих слоев и, соответственно, время отраженных в них палеоклиматических событий в объеме обсуждаемого временного интервала часто не бесспорно. Во многих случаях это связано с ревизиями ^{14}C дат, которые время от времени приводят к удревнению слоев со следами «теплого» климата, считавшихся ранее каргинскими, но относимых в настоящее время к казанцевскому возрасту (Арсланов и др., 2007; Астахов, 2009; Гусев и др., 2016; и др.). Разрезов,

для которых возраст каргинских слоев подтвержден несколькими ^{14}C датами, не вызывающими сомнений, гораздо меньше. В основном они и будут обсуждаться в настоящей работе.

Вдоль северной окраины Северной Азии большое количество ^{14}C дат, как обычных, так и АСМ-датировок, в последние 10–15 лет получены международными коллективами (Германия, Норвегия, Россия и др.). К сожалению, пока не все районы, особенно южнее 60° с. ш., где даты получены для каргинских слоев еще в 1980-е гг., проверены повторным современным ^{14}C -датированием и/или другими современными методами.

Первым из серии северных разрезов отметим Золотой Мыс ($64^\circ 52'$ с. ш., $65^\circ 33'$ в. д.), расположенный в северной тайге в 100–130 км южнее границы с лесотундрой (см. рис. 1). Здесь к каргинскому горизонту относится аллювий III надпойменной террасы р. Обь, для которого получены восемь ^{14}C -датировок от 48,9 до 35,0 тыс. лет назад (Лаухин и др., 2006а,б). Палиносpekтры нижней части аллювия отражают распространение кедрово-лиственничных лесов с елью и березой, а из низов вышележащего старичного торфяника – тех же лесов, но с пихтой (северная тайга). В середине торфяника палиносpekтры фиксируют разнотравно-злаковые луга с маревополынными группировками. Палиносpekтры из верхней части торфяника вновь свидетельствуют о распространении северной тайги, а из пойменных суглинков (более 50 тыс. лет назад) – злаковых ассоциаций с тундровым разнотравьем. В верхней части пойменных суглинков отмечены следы некоторого потепления и распространения березово-лиственничного редколесья. Таким образом, в разрезе отражены три потепления, во время которых территория была занята северной тайгой, разделенные двумя похолоданиями с растительностью лесотундры (Laukhin, 2011).

Северо-восточнее, на севере Западной Сибири и на Северо-Сибирской низменности стратиграфия каргинского горизонта остро дискуссионна (Кинд, 1974; Волкова и др., 2003; Астахов, 2009; Безрукова, 2011; Gusskov, Levchuk, 1999; Anderson, Lozhkin, 2001; Lozhkin, Anderson, 2011). В зависимости от того, какой возраст принимается для тех или иных слоев, мнения расходятся: от признания межледникового характера климата с оптимумом в раннем или среднем потеплении до полного отрицания существования такового. Тем не менее есть больше оснований считать, что к востоку от Обской губы в каргинское время был(и) этап(ы) климата, близкого к современному, а, возможно, и более мягкого (Лаухин, 2012; Лаухин и др., 2012), иногда даже в последнем потеплении. Сложнее дело обстоит с западными разрезами (см. рис. 1). Так, на п-ове Ямал в 4,1–4,7 км южнее устья р. Марресале ($69^\circ 43'$ с. ш.,

66°48' в. д.) в нижней части варьяхского торфа, соответствующего конощельскому похолоданию (33–32 тыс. лет назад по ^{14}C), палиноспектры отражают осоково-злаковую относительно аридную тундру. В интервале 28–27,5 тыс. лет назад климат становится мягче. Тундра приобретает черты гумидности. Палиноспектры из отложений, сформировавшихся 27,5–25 тыс. лет назад, отражают «тундроподобную степь» (Andreev et al., 2006). Эти данные хорошо согласуются со схемой Н. В. Кинд (1974): суровый климат конощельского этапа сменился более мягким последнего потепления, а на переходе к сартанскому криохрону – перигляциальным. Современная растительность в районе 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 (см. рис. 1) находится почти на широте р. Марресале, но на 4° западнее ее. В обнажении этого мыса на морене предкаргинского оледенения залегает реликтовый лед мощностью до 20–22 м, датированный по AMS $44,0 \pm 2,2$ и $44,5 \pm 2,3$ тыс. лет назад (Manley et al., 2001). Сохранность реликтового льда может служить подтверждением ухудшения каргинского палеоклимата у западной границы Карского моря.

На п-ове Таймыр самый полный разрез каргинского горизонта известен у оз. Лабаз (см. рис. 1), расположенного в 60–70 км севернее современной границы между южной тундрой и северной тайгой (около 72° с. ш.). Для каргинского времени информационно-статистическим методом В. А. Климанова реконструированы палеотемпературы на 2–3°C, а во время похолоданий на 1°C выше современной (Andreev et al., 2002a). Вряд ли это соответствует действительности, поскольку этот метод разработан для лесных территорий (Лаухин и др., 2012). В другой своей работе по этому же району А. А. Андреев указывает, что для отложений интервала от 50 до 26 тыс. лет назад (восемь ^{14}C дат) хорошо изучены палиноспектры, показывающие, что в районе оз. Лабаз в это время произрастала лиственный тайга с примесью *Alnus fruticosa* и *Betula nana* (Andreev et al., 2002b). В целом же А. А. Андреевым (Andreev et al., 2002a, б) в этом интервале по анализу спор и пыльцы выделены три потепления, оптимальным из которых было самое раннее (около 50 тыс. лет назад).

Каргинские слои оз. Левинсон-Лессинга и м. Саблер (около 74°30' с. ш.) датированы по 17 ^{14}C датам 35,2–24,6 тыс. лет назад. В настоящее время разрезы находятся на севере типичной тундры близ границы с арктической тундрой. Реконструкции, проведенные для интервала 30–24 тыс. лет назад, показали, что 27 тыс. лет назад тем-

пературы и сумма осадков в этом районе превышали современные (Andreev et al., 2003). В морских слоях разреза 258 (76°28' с. ш.) собраны фораминиферы бореальной, а разреза Тх-52 (75°17' с. ш.) – арктобореальной ассоциаций, датированные по AMS в $39,0 \pm 1,1$ и $31,31 \pm 0,410$ тыс. лет назад, соответственно (Гуськов и др., 2008).

Между п-овом Таймыр и р. Лена изучен разрез Мамонтов Клык (около 73°40' с. ш.), для которого получено 12 AMS дат от 45,8 до 23,1 тыс. лет назад (Schirrmeister et al., 2008). В датированных слоях отмечены следы растительности, близкой современной. Недалеко от этого района, к северу от края Чекановского между 72 и 73° с. ш. изучены еще 5 разрезов, из отложений которых получено более ста (!) AMS-датировок. И здесь следы «теплого» климата каргинского времени выявлены более четко (Schirrmeister et al., 2003).

Далее к востоку, в зоне арктической тундры, располагается известный разрез Быковского полуострова в дельте р. Лена. Он представлен арктической едомой. Этот разрез достаточно детально изучен (Лаухин, 2012; Andreev et al., 2002a; Schirrmeister et al., 2002; Sher et al., 2005). Для отложений каргинского горизонта получено более 90 ^{14}C дат. Проведен комплексный анализ различными методами, результаты которых порою сильно отличаются.

Согласно данным, полученным по анализу ризопод, температура в интервале 48–42 тыс. лет назад была выше современной (Schirrmeister et al., 2002). В отложениях, датируемых в 33 тыс. лет назад, среди обнаруженных останков насекомых отмечено много термофильных представителей, а палиноспектры показывают распространение кустарниковых тундр далеко не арктических.

Климат интервала 42,5–33,5 тыс. лет назад был близок современному, но большая плотность и разнообразие растительности в отложениях могут говорить о климатических условиях ее формирования, более благоприятных по сравнению с современными. А. В. Шер (Sher et al., 2005) опубликовал данные по интервалу разреза моложе 47 тыс. лет назад с использованием большого количества ^{14}C дат. Деформация отложений разреза жильными льдами затрудняет прослеживание и датирование конкретных слоев, поэтому вместо слоев А. В. Шер выделил «датированные уровни»: 10–16 м – 47–40, 16–19 м – 40–35 и 19–22,5 м – 35–25 тыс. лет назад. В этих «уровнях» смешаны слои как теплых, так и холодных этапов каргинского и, вероятно, сартанского времени. В итоге климат каргинского времени получился монотонно холодный. Только по насекомым летние температуры 47–35 тыс. лет назад были признаны теплее современных. В результате каргинское время было отнесено к статусу интерстадиала.

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

Разрезы Колымской низменности для отложений времени МИС 4–2 изучены С. В. Губиным (Губин, Занина, 2013, 2014). 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 разновозрастных погребенных почв... с хорошо выраженными профилями (Там же). При этом наиболее древняя (50–39 тыс. лет назад) 4-я погребенная почва несет признаки таежного почвообразования, сопоставимые с современными (Губин, Занина, 2013, 2014). Аналогичная почва в отложениях разреза Зеленый Мыс (см. рис. 1) формировалась в то время на 20–30 км севернее современной границы лиственничной северной редкостойной тайги. В результате для каргинского времени между 50 и 28 тыс. лет назад были выделены четыре потепления с образованием палеопочв (три верхние формировались в условиях климата более сурового, чем современный) и разделяющие их три похолодания.

Существенное продвижение лесной растительности на Колымской низменности в каргинское время к северу по сравнению с ее современным положением отмечено также в разрезах Большой Хомус-Юрях и местонахождении Шадринского мамонта (Lozhkin, Anderson, 2011).

В современной арктической тундре восточнее р. Колыма из погребенного руслового аллювия руч. Дальний (рис. 2) с возрастом 31 тыс. лет назад выделенные палиноспектры отражают перигляциальную тундростепь, а из слоев, залегающих непосредственно выше, – юг тундры, т. е. растительность более теплолюбивую, чем современная (Лаухин и др., 2012).

В разрезе осадков оз. Эльгыгытгын (67°30' с. ш.; 172°05' в. д.) слои, соответствующие первой половине МИС 3, достаточно полно охарактеризованы палиноспектрами, отражающими температуры, близкие современным июльским, и суммы июльских осадков, примерно равные современным, а вот январские температуры были чуть

ниже современных (Anderson, Lozhkin, 2001; Lozhkin, Anderson, 2011). Более поздние потепления второй половины МИС 3 выражены слабо, в них нет слоев со следами климата, близкого современному или более мягкого.

На севере Чукотского полуострова на г. Кымынейкей (67°12' с. ш.; 177°40' з. д.) скв. 19 (см. рис. 1) были вскрыты морские слои двух ингрес-

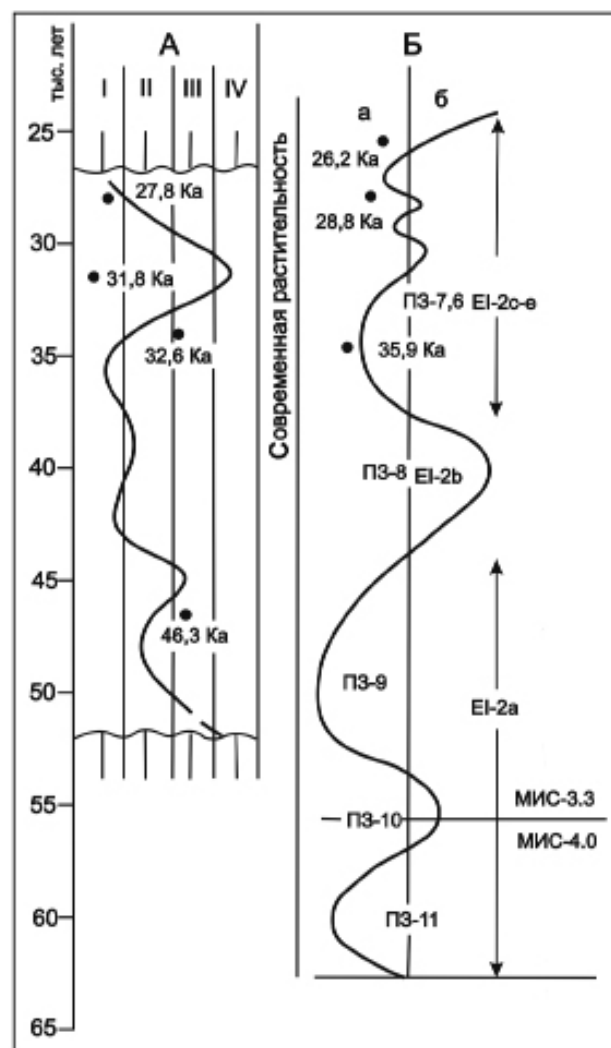


Рис. 2. Схема палеоклиматических событий, отраженных в разрезах Кирьяс (А) и Эликчан-4 (Б). Шкала слева: тыс. лет назад для А и Б; точки Ка – ^{14}C даты в разрезах Кирьяс и Эликчан. Для А: I – редколесье северной тайги, II – редколесье лесотундры, III – лесотундра, IV – тундра. Для Б: а – редкостойные лиственничные леса, б – тундры, ПЗ – палинозоны, выделенные в скв.13, EI – палинозоны, выделенные в скв. 1

Fig. 2. Scheme of Paleoclimatic events reflected in Karginsky sections: A – Kyryas; Б – Elikchan Lake-4. Left scale – age in kyr for A and Б; points Ka – ^{14}C dates for Kyryas and Elikchan sections. For А: I – woodlands of the northern taiga; II – woodlands of forest-tundra; III – forest-tundra; IV – tundra. For Б: а – sparse larch forests; б – tundra; ПЗ – pollen zones for borehole 13; EI – pollen zones for borehole 1

сий с диатомеями экононы Q-III-W3 каргинского возраста (Пушкарь, Черепанова, 2001, 2008; Laukhin, Drozdov, 2007). Слои разделены мореной возраста около 30 тыс. лет назад. Встреченные диатомеи характерны для прогреваемых мелководий и отражают два потепления до и после выхода ледника с Чукотского нагорья. В 40–50 км к западу, на Ванкаремской низменности, морские слои фациально замещаются аллювием, из которого (^{14}C 42–39 тыс. лет назад) выделены палиноспектры кустарниковых тундр, тогда как ныне здесь распространены травянистые тундры.

Таким образом, в северных разрезах отложений каргинского горизонта следы климата, близкого современному или более мягкого, отмечаются почти повсеместно, кроме крайнего запада (р. Марресале) и крайнего востока (оз. Эльгыгитгын). Причем «теплый» климат проявляется достаточно ярко иногда даже в последнем, самом слабом потеплении. Оптимальным было, скорее всего, раннее потепление. Пока же недостаточное количество полных разрезов, охватывающих интервал 50–24 тыс. лет назад, не позволяет сказать что-то более определенно, хотя в некоторых разрезах (оз. Лабаз, Колымская низменность и др.) выделяется больше пяти палеоклиматических событий.

Следующая серия разрезов каргинского горизонта прослеживается около 60° с. ш. от центра Западной Сибири до окраинных морей Северо-Западной Пацифики.

В Сургутском Приобье, где широтная зональность выражена наиболее четко, в подзоне современной средней тайги расположен разрез Кирьяс (60°57' с. ш.; 75°45' в. д.) (см. рис. 2), в котором каргинские слои изучены наиболее детально и для них реконструированы палеоклиматы, весьма далекие от межледниковых. Строение разреза Кирьяс и его палеоботаническая характеристика опубликованы неоднократно и достаточно подробно (Архипов и др., 1980; Лаухин и др., 2006б; Лаухин, Фирсов, 2008; Laukhin, 2011; и др.), поэтому здесь они обсуждаются схематично. В верхней части разреза Кирьяс получена серия ^{14}C дат от 46,3 до 27,8 тыс. лет назад, которая охватывает практически все палеоклиматические события каргинского времени (Лаухин, Фирсов, 2008). Палинологическое изучение показало четыре «потепления», во время которых произрастали редколесья северной тайги, а в раннем «потеплении» – лесотундровые редколесья. Эти потепления разделены тремя похолоданиями. Во время раннего и позднего похолоданий в этом регионе была распространена тундра, а в среднее – лесотундровые редколесья. Северные растительные зоны смещались к югу более чем на 800 км, а во время «потеплений» – также к югу,

но только на 600–300 км (Лаухин и др., 2006б; Laukhin, 2011). Впрочем, в конощельское похолодание смещение растительных зон к югу могло достигать и 1000 км (Максимов и др., 2012) (см. рис. 1). Далее к востоку, около 60° с. ш., разрезы с надежной интерпретацией палеоклимата каргинского времени редки, среди них Эликчан-4 (Ложкин и др., 2010; Черепанова и др., 2013) и Алут (Lozhkin, Anderson, 2011) в Северном Приохотье (см. рис. 1).

Разрез Эликчан-4 находится на водоразделе бассейнов Северного Ледовитого и Тихого океанов на высоте около 800 м в одноименном озере. Вокруг озера развиты редкостойные лиственничные леса с подлеском из кедрового стланика, ольховника и кустарниковой березы. Здесь, как и в районе Кирьяса, во время МИС 3 климатические характеристики не достигали современных (Ложкин и др., 2010). В отличие от Кирьяса здесь широтная зональность климата и растительности сильно осложнены вертикальной поясностью, а максимальное удаление от Атлантики обусловило максимальное же воздействие широтного градиента.

Разрез Эликчан-4 вскрыт дополняющими друг друга скважинами 1 – 60°43,869' с. ш., 151°53,614' в. д. и 13 – 60°44,083' с. ш., 151°53,083' в. д. В отложениях обеих скважин установлены аналоги стадии МИС 3 с хорошо коррелируемыми между собой палинозоны (Ложкин и др., 2010; Lozhkin, Anderson, 2011) (рис. 3, 4). По палинологическим данным выделяются четыре потепления, соответствующие палинозоны 11, 9, 7 и 6 с пыльной редкостойных лиственничных лесов, и похолодания (палинозоны 10 и 8). В пылевых зонах 9, 7 и 6 доминирует пыльца кедрового стланика, *Betula* и *Alnus*. Постоянно присутствует пыльца ели, отмечена *Pinus diploxylon* и *Larix*. Эти данные позволяют допустить, что в отдельные эпизоды ранних потеплений (палинозоны 11 и 9) климат в районе оз. Эликчан был менее суровый, чем в настоящее время. Однако авторы (Ложкин и др., 2010. С. 65) подчеркивают, что во время МИС 3 «климатические условия в целом были более суровые, чем современные» (см. рис. 2Б).

Некоторые палеоклиматические события каргинского времени, недостаточно четко выраженные палинологически, более ясно отражены в составе диатомей (см. рис. 2Б, 3, 4). Анализ распределения диатомей в донных отложениях позволил выделить ряд диатомовых экзон, сопоставляемых с пылевыми зонами (Ложкин и др., 2010; Черепанова и др., 2013).

Для экононы 3.1 характерны самые большие для отложений МИС 3 концентрация створок и видовое богатство диатомей (до 90 таксонов). Доминирует *Pliocaenicus costatus* (до 54,7%). Отме-

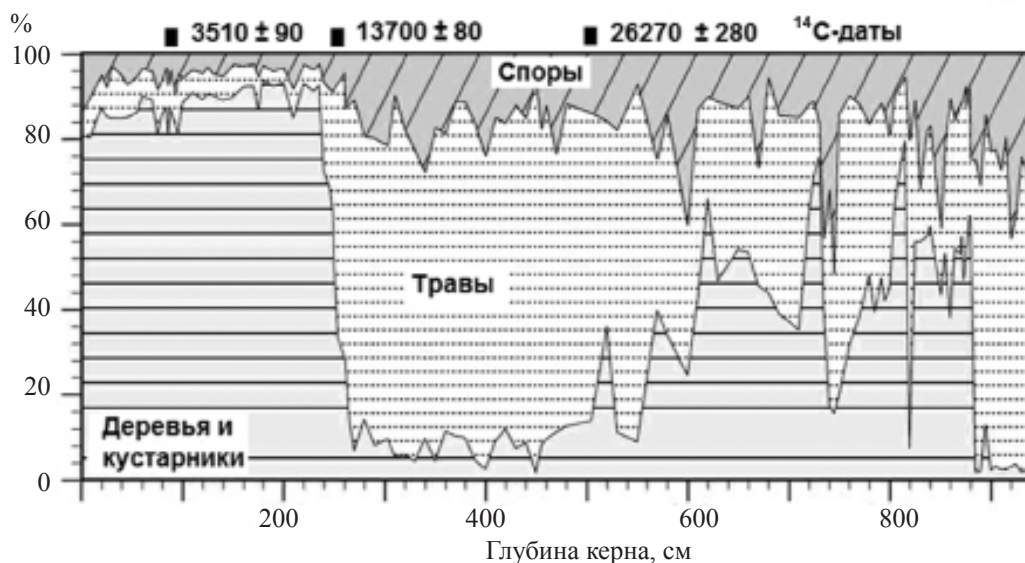


Рис. 3. Спорно-пыльцевая диаграмма отложений Эликчан-4

Fig. 3. Spore and pollen diagram of the Elikchan-4 sediments

чается увеличение обилия *Aulacoseira distans* (до 22,8%). Постепенно вверх по разрезу сокращается участие болотных видов рода *Eunotia* и увеличивается содержание представителей рода *Aulacoseira*, что свидетельствует о повышении уровня озера и степени эвтрофности его вод. Экзона 3.1 соответствует первой фазе раннего потепления, получившего название Эликчан-4 (Ложкин и др., 2010; Lozhkin, Anderson, 2011). Выше по разрезу концентрация створок в осадках и разнообразие диатомей снижается. Палеосообщества диатомей, объединенные в экзону 3.2, отражают ухудшение условий для активного развития водорослей.

В осадках, охарактеризованных экзонами 3.3, видовое разнообразие диатомей возрастает до 84. В палеосообществах доминирует *P. costatus*, но его участие снижается с 39,4 до 14,3%. Обилие *A. distans*, наоборот, увеличивается с 3,4 до 73,1%. В самой верхней части экзоны увеличиваются оценки обилия представителей родов *Eunotia*, *Pinnularia* (6,9–9,2%), что свидетельствует о постепенном снижении уровня озера, увеличении площади мелководной зоны и ее заболачивании. Охарактеризованные палеосообщества могли формироваться в заключительную фазу потепления Эликчан-4.

Выше по разрезу концентрация створок в осадках резко сокращается, уменьшается разнообразие диатомей, изменяется экологическая структура палеосообществ (экзона 3.4). Они становятся полидоминантными. Высокие оценки обилия имеют обрастатель *Cymbella arctica* (до 11,9%), донные *Eucocconeis flexella* (до 23,1%), *Pinnularia hemiptera* (до 17,9%), *Didymosphenia geminata* (до 12,6%). Палеосообщества этого интер-

вала объединены в экзону 3.4, соответствующую киргизскому похолоданию Западной Берингии – 45–39 тыс. лет назад (Черепанова и др., 2013).

В осадках, соответствующих экзоне 3.5, содержание створок возрастает, хотя его показатели гораздо меньше по сравнению с осадками, сформировавшимися во время потепления Эликчан-4. Охарактеризованный интервал по данным геохронологического датирования соответствует малохетскому потеплению (Черепанова и др., 2013).

Для интервала осадков экзоны 3.6 установлено невысокое видовое разнообразие. Палеосообщества в основном бидоминантные, в них преобладают *A. distans* (до 45,9%) и *P. costatus* (до 42,2%). Экзона соответствует палинозоне 7, климатические условия формирования которой были суровее современных (Ложкин и др., 2010). По данным радиоуглеродного датирования экзона 3.6 соответствует конощельскому похолоданию, но в данном регионе это похолодание, похоже, не проявилось так ярко. В верхней части отложений, охарактеризованных комплексом 3 (экзона 3.7), диатомей в основном представлены единичными створками.

В разрезе оз. Алут (60°08' с. ш.; 152° 20' в. д.), расположенного в 70 км к юго-востоку от оз. Эликчан, в слоях, отнесенных к МИС 3, выделены 5 палинозон (Lozhkin, Anderson, 2011): АТ1 (45–43,8), АТ2 (43,8–41,3), АТ3 (41,3–39,4), АТ4 (39,4–30,2) и АТ5 (30,2–25,6 тыс. лет назад). Палинозоны АТ1, АТ3 и АТ5 отражают потепления, а АТ2 и АТ4 – похолодания. При этом палинозона АТ4 соответствует конощельскому похолоданию Сибири.

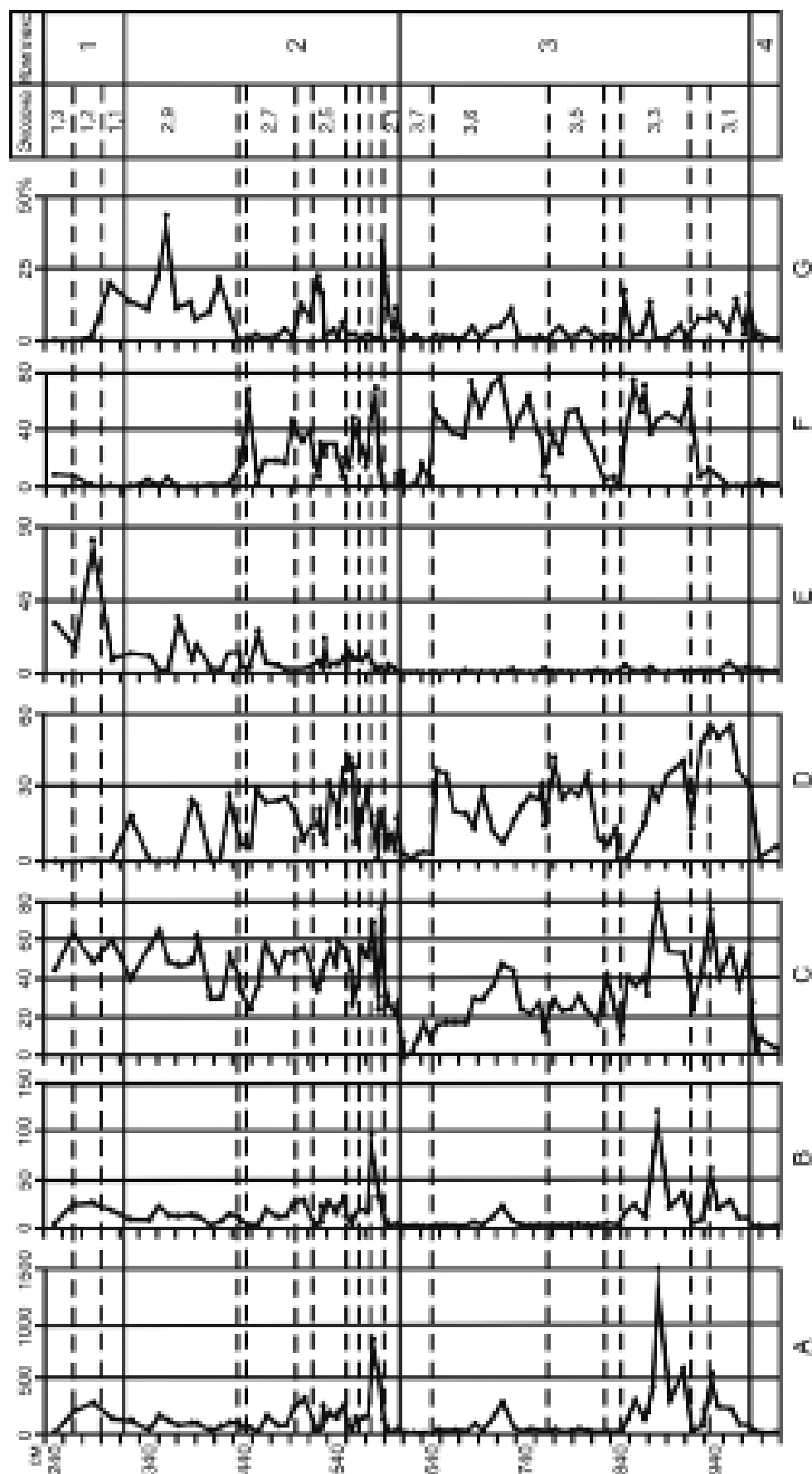


Рис. 4. Диатомовая диаграмма отложений Эликчан-4: количество створок (A) и таксонов (B) диатомей в 1-м горизонтальном ряду; количество таксонов в 10 горизонтальных рядах (C); распределение доминирующих таксонов по разрезу, %: D – *Pliocenicus costatus*; E – таксоны комплекса *Cyclotella ocellata*; F – *Aulacoseira distans*; G – *Eunikia monodon* var. *monodon* (исследовался препарат с покровным стеклом 18×18 при увеличении ×2000)

Fig. 4. Diatomic diagram of the Elikchan-4 sediments: number of valves (A) and taxa (B) in the 1st horizontal line; number of diatomic taxa in the 10 horizontal line; C – distribution of dominants taxa (in %) within the section: D – *Pliocenicus costatus*; E – taxa of the *Cyclotella ocellata* complex; F – *Aulacoseira distans*; G – *Eunikia monodon* var. *monodon* (specimen with a 18×18-mm cover glass investigated at ×2000 magnification)

К оптимуму МИС 3 отнесена палинозона АТ3а, когда в районе озера произрастала лиственница и максимально за весь интервал МИС 3 распространялся кедровый стланик. В настоящее время лиственный лес растет не только на берегах оз. Алут, но и на склонах вокруг озера до высот 600–700 м. Выше границы леса произрастают заросли кедрового стланика. Таким образом, во время МИС 3 (45–25,6 тыс. лет назад) не было этапов, когда растительность и климат в районе оз. Алут были аналогичны современному. И вместе с тем авторы настаивают на том, что в районе оз. Эликчан и Алут количество выпадавших осадков и температуры в течение МИС 3 были почти адекватны современному, что отражалось на растительных сообществах (Lozhkin, Anderson, 2011). Во всяком случае, таких отличий растительности от современной, которые известны для времени МИС 3 в районе разреза Кирьяс, не выявлено.

Несмотря на небольшое количество полных разрезов каргинского горизонта вблизи 60° с. ш., можно предположить, что для этой зоны в Северной Азии не характерны разрезы со слоями, содержащими следы климата более теплого, чем современный. При этом в Приохотье раннее потепление имело параметры, довольно близкие современному климату.

Далее обсудим разрезы южнее 58° с. ш. В Горном Алтае в верховьях р. Урсул, в степной впадине (см. рис. 1) в слоях, датированных по ¹⁴С 44–34 тыс. лет назад, изучены палиноспектры, соответствующие лесам со значительной примесью граба, вяза, липы и др. (Лаухин, 2003). Немного севернее в долине р. Ануй у Денисовой пещеры в слоях с возрастом около 27 тыс. лет назад палиноспектры отражают развитие 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 со следами относительно теплого климата (Дроздов и др., 1990а,б). У с. Березовка севернее г. 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, а в отложениях скв. 73 (с. Зырянка) выделены палиноспектры с пылью холодостойкой растительности начала каргинского времени (Лаухин и др., 2012). В разрезе стоянки Большой Нарьян (см. рис. 1) в верхнем течении р. Ангара климат позднего потепления каргинского времени был прохладнее современного и определял развитие сосново-березовых и елово-сосновых лесов, хотя в палиноспектрах отмечена пыльца пихты и даже липы (Sato et al., 2014).

Достаточно хорошо обоснован климат теплее современного в оптимум каргинского времени для Иркутского амфитеатра (Воробьева и др., 1990). В разрезе Тибельти (см. рис. 1) на р. Иркут В. А. Белова (1985) в аллювии с ¹⁴С датой в 40 тыс. лет назад выделила палиноспектры, отражающие леса с примесью широколиственных пород. Вместе с тем в палеоклиматических летописях оз. Байкал и Котокель (см. рис. 1) каргинское время было интерстадиальным. В донных отложениях оз. Байкал этому времени соответствуют палиноспектры лиственнично-еловых редколесий, а вблизи оз. Котокель в то время доминировала тундра. Лишь в интервале 45–41 тыс. лет назад отмечено расширение еловых, а 34–32 тыс. лет назад – лиственничных ассоциаций (Безрукова, 2011). При этом в Западном Забайкалье в низовьях р. Селенга (см. рис. 1) около 34,5 тыс. лет назад произрастали сосново-березовые леса с примесью дуба, вяза и других термофилов, что указывает на межледниковый характер климата (Rezanov, Kalmikov, 1999). Далее на восток у хр. Джугджур в современной зоне средней тайги в каргинское время фиксируются южнотаежные формации, представленные лиственнично-березовыми и еловыми лесами с пихтой, кленом и др. В нижнем Приамурье преобладали южнотаежные темнохвойные и смешанные леса с дубом, кленом, вязом и др., которые свидетельствуют о более теплом, по сравнению с современным, климате (Каревская, 2011).

Более отчетливо палеоклиматические события МИС 3 отражены в диатомовых записях пяти колонок Охотского моря, отобранных в районе 51–54° с. ш. Опорным разрезом для отложений верхнего плейстоцена пелагической части моря является колонка 936 (51°01' с. ш., 148°19' в. д., глубина – 1310 м), сложенная пелитовыми илами (Пушкарь, Черепанова, 2008) (рис. 5). Соответствующий каргинскому времени диатомовый комплекс III выделен в интервале 460–280 см (см. рис. 5).

В комплексе отмечается преобладание холодноводных видов (до 83,4%), в основном представителей океанического планктона. Доминирует арктобореальная *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis* (17,7–48,6%). Субдоминантами являются северобореальные *Actinocyclus curvatulus* (10,0–24,4%), *Thalassiosira eccentrica* (6,2–31,3%), *T. latimarginata* (4,1–37,1%), *Paralia sulcata* (5,4–21,6%), *Coscinodiscus marginatus* (4,6–10,2%). Достаточно часто встречаются приледная *Thalassiosira gravida* (4,4–16,3%), а также северобореальные пелагические *Coscinodiscus oculus-iridis* (до 14,0%) и *Actinocyclus divisus* (до 11,3%). Вместе с тем в этом комплексе увеличивается доля южнобореальных диатомей (до 15,2%), что вполне сопоставимо с современными сообществами диа-

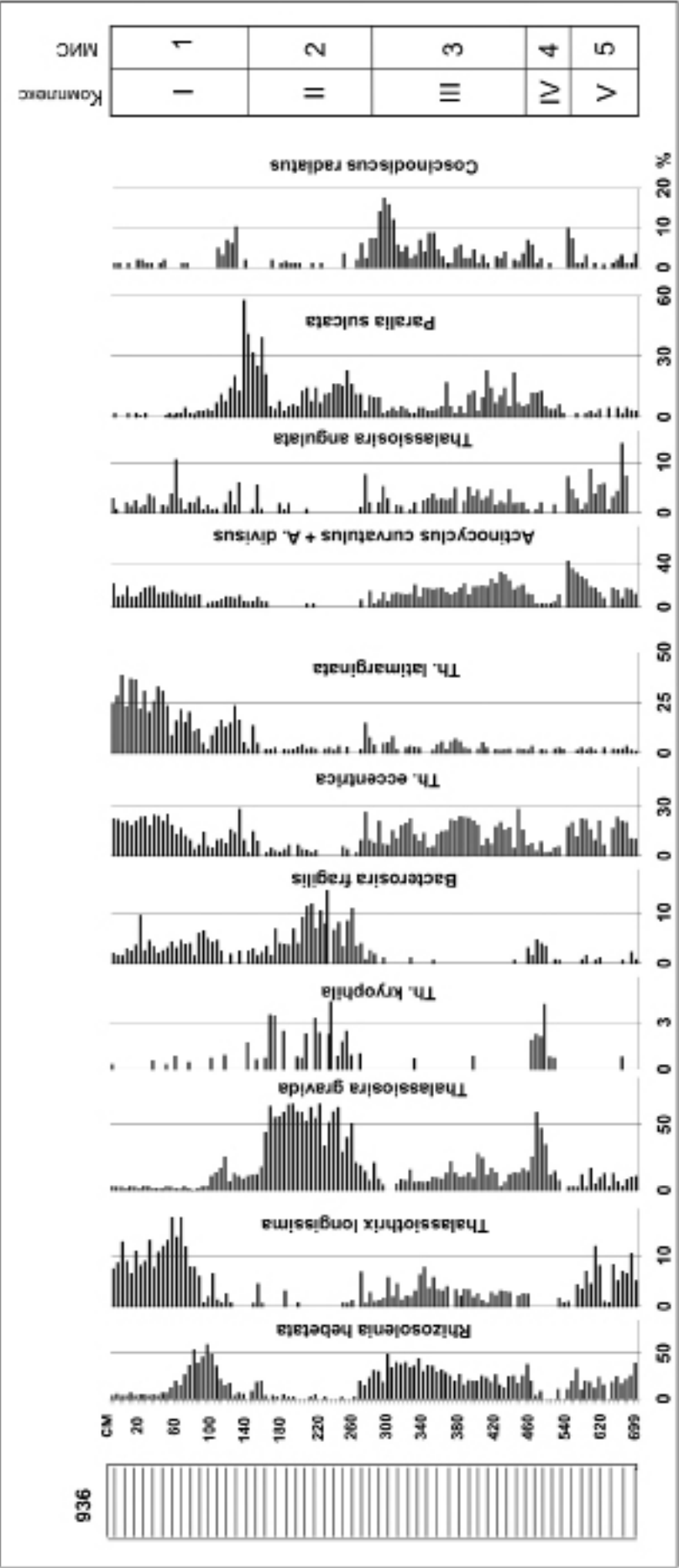


Рис. 5. Диагномовая диаграмма отложений Охотского моря (колонка 936)
Fig. 5. Diatomic diagram of sediments from the Sea of Okhotsk (borehole 936)

томей данной части Охотского моря (Пушкарь, Черепанова, 2008). Встречены единичные створки субтропических видов *Thalassiosira oestrupii*, *T. leptopus*, *Coscinodiscus radiatus* (1,8–14,2%), из других тепловодных видов необходимо отметить также участие *Thalassiosira pacifica* (2,0–8,4%), *Stephanopyxis nipponica* (до 1,0%). Содержание створок в осадках изменяется от 2,1 до 26,4 млн ств. / 1 г, тепловой коэффициент Td – от 11,5 до 26,4%. Получены две радиоуглеродные датировки (AMS): кровля отложений с комплексом III – 28,8 тыс. лет назад, подошва – 46,6 тыс. лет назад. Участие умеренно тепловодных диатомей в составе комплекса III – свидетельство продвижения Субарктического фронта в северные широты и увеличение влияния течений Соя и Куроисио как региональных на акваторию Охотского моря (Пушкарь, Черепанова, 2008). Подобные результаты получены и по Берингову морю (скв. 2, 191 – DSDP) (Пушкарь, Черепанова, 2001, 2008).

Представленное обобщение, не претендующее на всесторонний охват имеющихся данных по югу Северной Азии, показало несколько хаотичное распределение разрезов со слоями, несущими следы «теплого» палеоклимата и без них. Но даже этот анализ позволил получить определенную картину развития палеоклиматической ситуации на временной срез каргинского времени, сделать некоторые выводы, возможно, в некоторых случаях и небесспорные.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основное внимание было уделено северной окраине Северной Азии именно потому, что в последние 15–17 лет там был получен очень большой фактический материал для реконструкции палеоклиматических событий каргинского времени. Там же был собран достаточно богатый материал для датирования этих событий, при этом сотни ^{14}C дат, полученных уже в XXI в., **считаются** более надежными, чем даты 70–80-х гг. прошлого столетия. О том, что большая часть ^{14}C дат 1960-х гг. невалидны, сообщала еще Н. В. Кинд (1974). Невалидность многих ^{14}C дат 1970-х гг. показали применение $^{234}\text{Th}/\text{U}$ **датирование** (Кузнецов, Максимов, 2012) и анализ соответствия дат тех годов геологическим данным (Астахов, 2009).

Почти все разрезы каргинского горизонта, расположенные севернее Полярного круга и близ него, содержат в своих верхних частях слои со следами климата более теплого, по сравнению с современным. Они подстилаются слоями, сформированными в более холодных условиях, чем теперь. Еще ниже залегают слои древнее 30–33 тыс. лет назад со следами накопления в условиях более теплого климата, чем современный. Более древние континентальные слои каргинского го-

ризонта обнажаются редко. Еще реже встречены полные разрезы этого горизонта.

Палеоклимат теплее современного фиксируется смещением более южных подзон тундры на место современных, более северных, подзон. Например, смещением кустарниковых тундр в подзону современных травянистых или продвижением к северу древесной растительности. Аналогичные, но более значительные смещения растительных зон и подзон в оптимумы казанцевского (зем-микулино, МИС-5) и голоценового (МИС-1) времени объясняются орбитальными причинами (Величко и др., 2010). Для упомянутых оптимумов были реконструированы отклонения средних годовых изотерм $\Delta t^{\circ}\text{C}$ (см. рис. 1), поскольку для этих временных срезов есть полные разрезы казанцевского и голоценового времени, более или менее равномерно рассредоточенные в пределах Северной Азии. К сожалению, столь полных и равномерно распределенных разрезов каргинского времени пока неизвестно. Поэтому реконструировать отклонения изотерм $\Delta t^{\circ}\text{C}$ для каргинского времени, как это сделано для МИС-5 и МИС-1, пока невозможно, но можно предположить те же причины, повлекшие изменений палеоклиматов в течение каргинского времени.

В морских слоях каргинского горизонта В. С. Волкова с соавторами (2003) относят оптимум каргинского времени к раннему потеплению. В континентальных отложениях наиболее древние слои этого горизонта изучены нами недостаточно, что представляет сложность при сравнении палеоклиматов и времени их накопления с более поздними потеплениями каргинского времени. Сравнительный анализ среднего и позднего потеплений позволяет предполагать, что среднее было несколько интенсивнее, хотя оснований для такого предположения еще мало. К какому из трех потеплений относить оптимум каргинского времени на суше, пока тоже недостаточно ясно. Это снижает возможности коррелировать данные по каргинским палеоклиматам с данными о палеоклиматах термохронов начала позднего плейстоцена и голоцена (см. рис. 1; Величко и др., 2010).

Район 60° с. ш. имеет практически непрерывные, но единичные разрезы каргинского горизонта, в которых нет следов климата, близкого современному. Из-за малого количества датировок многие слои, относящиеся к этому горизонту, еще не выявлены. Но и немногие относительно хорошо изученные разрезы (Кирыас, Эликчан, Алут и др.) отличаются тем, что в них, несмотря на выявление следов 5 или более климатических событий, следов палеоклимата теплее современного не обнаружено. И даже палеоклиматы, близкие современному (разрезы Алут, Эльгыгытгын),

подвергаются сомнению (Ложкин и др., 2010, Lozhkin, Anderson, 2011).

Что же касается южных районов, то разрезов каргинского горизонта, как правило, неполных, там много, но датирование их не столь массовое и часть дат, полученных в 70–80-х гг. прошлого столетия, нуждаются в ревизии. Отчасти, возможно, поэтому распределение разрезов, содержащих слои со следами климата, близкого современному или более теплого, а также лишенных таких следов, кажется хаотичным. Во всяком случае, отражение региональных климатоформирующих систем, в частности Азиатского муссона, Центрально-Азиатского максимума, на климаты каргинского времени (24–57 тыс. лет назад) не наблюдается. Можно предположить, что в каргинское время эти системы действовали практически так же, как и в настоящее время. На этом фоне более заметными становятся локальные климатические факторы, что выражалось в образовании, в частности, рефугиумов южнее 60° с. ш. с определенными микроклиматическими особенностями, выразившимися в формировании лесных формаций с участием широколиственных пород. Подобная ситуация характерна и для времени последнего оледенения (МИС-2, 24–11 тыс. лет назад), когда региональные климатообразующие системы менялись очень резко.

Выполнение работы поддержано грантами проектов: СО РАН № 9, РФФИ 14-05-00956 и Президиума ДВО РАН 15-I-2-063, 15-I-6-073.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х. А., Максимов Ф. Е., Лаухин С. А. и др. Применение усовершенствованных вариантов ^{14}C и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ методов для обоснования хронологии позднелейстоценовых отложений Западной Сибири // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 18–20.
- 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.
- Архипов С. А. Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 12. – С. 1863–1884.
- Архипов С. А., Астахов В. И., Волков И. А. и др. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум последнего оледенения. – Новосибирск: Наука, 1980. – 110 с.
- Безрукова Е. В. Изменчивость растительности и климата межледниково-ледниковых периодов позднего неоплейстоцена Байкальского региона // Проблемы современной палинологии. – Сыктывкар, 2011. – Т. 2. – С. 34–38.
- Белова В. А. Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985. – 158 с.
- Борисов Б. А. Об изменении уровня нижней границы четвертичной системы и уточнении возраста границ ее основных подразделений // Региональная геология и металлогения. – 2010. – № 41. – С. 26–28.
- Величко А. А., Нечаев В. П., Борисова О. К. 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: ГЕОС, 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.
- Губин С. В., Занина О. Г. Изменение почвенного покрова в ходе формирования отложений ледового комплекса на Колымской низменности // Криосфера Земли. Ч. 1. – 2013. – Т. 17, № 4. – С. 48–56. Ч. 2. – 2014. – Т. 18, № 1. – С. 77–82.
- Гусев Е. А., Молодьков А. Н., Стрелецкая А. А. и др. Отложения казанцевской трансгрессии (МИС-5) Енисейского Севера // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 4. – С. 743–757.
- Гуськов С. А., Кузьмин Я. В., Левчук Л. К. и др. Первые радиоуглеродные даты по раковинам фораминифер из каргинских морских отложений полуострова Таймыр (север Средней Сибири) и их интерпретация // ДАН. – 2008. – Т. 421, № 6. – С. 795–797.
- Деревянко А. П., Лаухин С. А., Малаева Е. М. и др. Проблема существования широколиственных пород в позднем вюрме Алтая // ДАН. – 1993. – Т. 330, № 6. – С. 736–739.
- Дроздов Н. И., Лаухин С. А., Чеха В. П. и др. Куртаковский археологический район. – Красноярск: КГПИ, 1990а. – Ч. 1. – 88 с.
- Дроздов Н. И., Чеха В. П., Лаухин С. А. Хроностратиграфия палеолитических памятников Средней Сибири. – Новосибирск: ИИФиФ СО РАН СССР, 1990б. – 185 с.
- Каревская И. А. Субширотная дифференциация растительности на Дальнем Востоке России в неоплейстоцене (по палинологическим данным) // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена. – М.: МГУ, 2011. – С. 163–172.
- Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. – М.: Наука, 1974. – 255 с.
- Кузнецов В. Ю., Максимов Ф. Е. Методы четвертичной геохронометрии в палеогеографии и морской геологии. – СПб.: Наука, 2012. – 192 с.
- 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., 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., Пушкарь В. С., Черепанова М. В. Современное состояние реконструкций природной сре-

ды на севере Сибири в каргинское время // Там же. – 2012. – Т. 87. – Вып. 6. – С. 37–48.

Лаухин С. А., Цзян Чжисмин, Пушкарь В. С., Черепанова М. В. Последнее оледенение на севере Восточной Чукотки и палеоокеанография Северной Пацифики // ДАН. – 2006а. Т. 411, № 3. – С. 405–409.

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

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 // Вестник 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.

Питулько В. В., Павлова Е. Ю., Кузьмина С. А. и др. Природно-климатические изменения на Яно-Индигирской низменности в конце каргинского времени и условия обитания людей верхнего палеолита на севере Восточной Сибири // ДАН. – 2007. – Т. 417, № 1. – С. 103–108.

Пушкарь В. С., Разжигаяева Н. Г. Головинская свита плиоцена – плейстоцена о. Кунашир (Курилы): стратиграфия и условия формирования // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2003. – Т. 11, № 5. – С. 82–94.

Пушкарь В. С., Черепанова М. В. Диатомеи плиоцена и антропогена севера Пацифики. – Владивосток : Дальнаука, 2001. – 222 с.

Пушкарь В. С., Черепанова М. В. Диатомовые комплексы и корреляция четвертичных отложений северо-западной части Тихого океана. – Владивосток : Дальнаука, 2008. – 174 с.

Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике // Тр. Аркт. ин-та. – 1948. – Т. 201. – 133 с.

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, 2004. – 89 с.

Черепанова М. В., Авраменко А. С., Андерсон П. А. и др. Диатомовые водоросли оз. Эликчан (Северное Приохотье) и их значение для реконструкции развития экосистемы озера за последние 70 тыс. лет // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2013. – № 1. – С. 3–15.

Anderson P. M., Lozhkin A. V. The stage 3 interstadial complex (Karginian / Middle Wisconsin interval) // Quaternary Science Reviews. – 2001. – Vol. 20, No. 1–3. – P. 93–125.

Andreev A. A., Forman S. L., Ingólfsson Ó. et al. Middle Weichselian environments on western Yamal Peninsula, Kara Sea, based on pollen records // Quaternary Research. – 2006. – Vol. 65. – P. 275–281.

Andreev A. A., Schirmer L., Sigert C. et al. Paleoenvironmental Changes in Northeastern Siberia during the Late Quaternary-Evidence from Pollen Records of the Bykovsky Peninsula // Polarforschung. – 2002a. – Vol. 70. – P. 13–25.

Andreev A. A., Sigert Ch., Klimanov V. A. et al. Late Pleistocene and Holocene Vegetation and Climate on the Taymyr Lowland, Northern Siberia // Quaternary Research. – 2002b. – Vol. 57. – P. 138–150.

Andreev A. A., Tarasov P. E., Sigert Ch. et al. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate on the northern Taymyr Peninsula, Arctic Russia // Boreas. – 2003. – Vol. 32. – P. 484–505.

Bassiot F. C., Labeyrie L. D., Vincent E. et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes – Matuyama magnetic reversal // Earth Planet. Sci. Lett. – 1994. – Vol. 126. – P. 91–108.

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. – No. 241. – P. 51–67.

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 Science Reviews. – 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 and Planetary 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, No. 1–2. – P. 32–38.

Rezanov I. N., Kalmikov N. P. Paleogeography of the Pribaikal and Transbaikalian Quaternary // Antropozoikum. – 1999. – Vol. 23. – P. 43–48.

Sato T., Khenzykhenova F., Simakova A. et al. Paleoenvironment of the Fore-Baikal region in the Karginian interstadial: Results of the interdisciplinary studies of the Bol'shoj Naryn site // Quaternary International. – 2014. – Vol. 333. – P. 146–155.

Schirmer 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 Research. – 2008. – Vol. 27. – P. 249–272.

Schirmer L., Grosse G., Schwambron 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.

Schirmer 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.

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 Science Reviews. – 2005. – Vol. 24. – P. 533–569.

CLIMATIC CHANGES DURING KARGINSKI INTERVAL (LATE PLEISTOCENE) OF NORTHERN ASIA

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

Analysis of data from reconstructed paleogeographical conditions, based on studying comparatively complete sections of North Asia's Karginy thermochron, showed that, to the north of the Arctic circle, climate was close to that of the present or warmer. To the south of 60° N, the distribution sections with or without traces of «warm» climate shows no correspondence with latitudinal zones and, consequently, climatic gradients. It is assumed that, to the south of 60° N, Karginy paleoclimates might have been influenced by local climate-forming factors, which are particularly evident in the occurrence of microclimatic vegetation refugia.

Keywords: climate, Karginy horizon, Late Pleistocene, vegetation, North Asia.

REFERENCES

- Arslanov, Kh. A., Maksimov, F. Ye., Laukhin, S. A. et al., 2007, Application of Improved Methods ^{14}C and $^{230}\text{Th}/\text{U}$ to Substantiate the Chronology of the Late Pleistocene Deposits of Western Siberia. Fundamental Problems of the Quarter: the Results of the Study and the Main Directions of Further Research, M.: GEOS, pp. 18–20 [In Russian].
- Astakhov, V. I., 2009, The Middle and Late Neopleistocene of the Glacial Zone of Western Siberia: Problems of Stratigraphy and Paleogeography, *Bul. Commission for the Study of the Quaternary Period*, no. 69, pp. 8–24 [In Russian].
- Arkhipov, S. A., 1997, Chronology of Geological Events of the Late Pleistocene of Western Siberia, *Geology and Geophysics*, vol. 38, no. 12, pp. 1863–1884 [In Russian].
- Arkhipov, S. A., Astakhov, V. I., Volkov, I. A. et al., 1980, Paleogeography of the West Siberian Plain to the Maximum of the Last Glaciation, Novosibirsk: Science [In Russian].
- Bezrukova, E. V., 2011, Variability of Vegetation and Climate of Interglacial-Glacial Periods of the Late Neopleistocene of the Baikal Region, *Problems of Modern Palynology*, Syktyvkar, vol. 2, pp. 34–38 [In Russian].
- Belova, B. A., 1985, The Vegetation and Climate of the Late Cenozoic in the South of Eastern Siberia, Novosibirsk: Science [In Russian].
- Borisov, B. A., 2010, On the Change in the Level of the Lower Boundary of the Quaternary System and on the Age Refinement of Its Main Divisions, *Regional Geology and Metallogeny*, no. 41, pp. 26–28 [In Russian].
- Velichko, A. A., Nechaev, V. P., Borisova, O. K., 2010, Climates and Landscapes of Northern Eurasia in Conditions of Global Warming, M.: GEOS [In Russian].
- Volkova, V. S., Arkhipov, S. A., Babushkin, A. E. et al., 2003, The Cenozoic of Western Siberia, Novosibirsk: GEOS [In Russian].
- Gusev, E. A., Molodkov, A. N., Streletskaya, A. A. et al., 2016, Deposits of the Kazantsevo Transgression (MIS 5) in the Northern Yenisei Region, *Russian Geology and Geophysics*, vol. 57, no. 4, pp. 586–596. [In Russian]
- Gubin, S. V., Zanina, O. G., Changes of Soil Cover During Glaciation in Kolyma Area (Part I), Cryosphere of the Earth [In Russian].
- Part 1. 2013, vol. 17, no. 4, pp. 48–56.
- Part 2. 2014, vol. 18, no. 1, pp. 77–82
- Guskov, S. A., Kuzmin, Ya. V., Levchuk, L. K. et al., 2008, The First Radiocarbon Data for Foraminifera Shells from the Kargin Marine Sediments of the Taimyr Peninsula (North of Central Siberia) and their Interpretation, *DAN*, vol. 421, no. 6, pp. 795–797 [In Russian].
- Derevianko, A. P., Laukhin, S. A., Malaeva, E. M. et al., 1993, The Problem of the Existence of Broad-Leaved Species in the Late Wurm of Altai, *DAN*, vol. 330, no. 6, pp. 736–739 [In Russian].
- Drozдов, N. I., Laukhin, S. A., Chekha, V. P. et al., 1990a, Kurtak Archaeological Area, Krasnoyarsk: KGPI, part 1 [In Russian].
- Drozдов, N. I., Chekha, V. P., Laukhin, S. A., 1990b, Chronostratigraphy of Paleolithic Monuments of Central Siberia, Novosibirsk: Institute of Computational Technologies SB RAS USSR [In Russian].
- Kind, N. V., 1974, The Geochronology of the Late Anthropogenic From Isotopic Data, M.: Nauka [In Russian].
- Kuznetsov, V. Yu., Maksimov, F. Ye., 2012, Quaternary Geochronometry Methods in Paleogeography and Marine Geology, St. Petersburg, Nauka [In Russian].
- Laukhin, S. A., 2003, The Role of Refugia in the Resettlement of the Paleolithic Man During the Konoshchevian Time Within the North Asia, *Bul. MOIP. Otd. geol.*, vol. 78, issue 3, pp. 62–68 [In Russian].
- Laukhin, S. A., 2012, Some Features of the Paleoclimate of the Yana-Lena Arctic Areas During the MIS-3, Geomorphology and Paleogeography of the Polar Regions, St. Petersburg: SPbSU, pp. 288–291 [In Russian].
- Laukhin, S. A., Firsov, A. M., 2008, Stratigraphy and Paleogeography of the Late Pleistocene of the Middle Ob Region According to the Results of the Study of the Kyras Section (Western Siberia). *Bul. MOIP. Otd. geol.*, vol. 83, issue 2, pp. 40–50 [In Russian].
- Laukhin, S. A., Pushkar, V. S., Cherepanova, M. V., 2012, Current State of Natural Environment Reconstruction in the North of Siberia in the Kargin Period, *Bul. MOIP. Otd. geol.*, vol. 87, issue 6, pp. 37–48 [In Russian].
- Laukhin, S. A., Shilova, G. N., Velichkevich, F. Yu., 2006b, Paleobotanical Characteristics and Paleoclimates

of the Kargin Period on the West Siberian Plain, *Bulletin of Archeology, Anthropology and Ethnography*, no. 7, pp. 203–225 [In Russian].

Laukhin, S. A., Jiang, Zhiming, Pushkar, V. S., Cherepanova, M. V., 2006a, The Last Glaciation in the North of Eastern Chukotka and the Paleoceanography of the Northern Pacific, *DAN*, vol. 411, no. 3, pp. 405–409 [In Russian].

Lozhkin, A. V., Anderson, P. M., Brown, T. A. et al., 2010, New Records of Changes in Climates and Plants Through 4–1 Isotopic Stages over the Northern Priokhotje Territory. *Bulletin of the North-East Scientific Center FEB RAS*, no 1, pp. 63–70 [In Russian].

Maksimov, F. E., Kuznetsov, V. Yu., Laukhin, S. A. et al., 2012, On the Possibility of Using the $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -method for Dating the Buried Remains of the Neo-Pleistocene age, *Bull. MOIP. Otd. geologist.*, vol. 87, issue. 1, pp. 46–54 [In Russian].

Pitulko, V. V., Pavlova, E. Yu., Kuzmina, S. A. et al., 2007, Natural and Climatic Changes in the Yana-Indighirka Lowland at the End of the Kargin Period and the Habitat Conditions of People of the Upper Paleolithic in the North of Eastern Siberia, *DAN*, vol. 417, no. 1, pp. 103–108 [In Russian].

Pushkar, V. S., Razzhigaeva, N. G., 2003, Golovinskaya Suite of the Pliocene – Pleistocene Island. Kunashir (Kuriles): Stratigraphy and Conditions of Formation, *Stratigraphy. Geological correlation*, vol. 11, no. 5, pp. 82–94 [In Russian].

Pushkar, V. S., Cherepanova, M. V., 2001, Diatoms of the Pliocene and Anthropogenic of the North Pacific, Vladivostok : Dalnauka [In Russian].

Pushkar, V. S., Cherepanova, M. V., 2008, Diatom Complexes and Correlation of Quaternary Deposits of the Northwestern Part of the Pacific Ocean, Vladivostok : Dalnauka, 174 seconds [In Russian].

Saks, V. N., 1948, Quaternary Period in the Soviet Arctic, *Proc. Arct. Institute*, vol. 201 [In Russian].

Unified regional stratigraphic scheme of Quaternary sediments of the West Siberian Plain, Novosibirsk : SNIIGGIMS, 2000 [In Russian].

Unified Regional Stratigraphic scheme of Quaternary Sediments of Central Siberia (Taimyr, Siberian Platform), Novosibirsk : SNIIGGIMS, 2010 [In Russian].

Cherepanova, M. V., Avramenko, A. S., Anderson, P. A. et al., 2013, Diatom Algae of Elikchan Lake (Northern Priokhotje) and their Importance for the Reconstruction of the Lake's Ecosystem Development Over the Last 70 thousand years, *Bulletin of the North-East Scientific Center FEB RAS*, no. 1, pp. 3–15 [In Russian].

Anderson, P. M., Lozhkin, A. V., 2001, The Stage 3 Interstadial Complex (Karginskii / Middle Wisconsin Interval), *Quaternary Science Reviews*, vol. 20, no. 1–3, pp. 93–125.

Andreev, A. A., Forman, S. L., Ingólfsson, Ó. et al., 2006, Middle Weichselian Environments on Western Yamal Peninsula, Kara Sea, Based on Pollen Records, *Quaternary Research*, vol. 65, pp. 275–281.

Andreev, A. A., Schirmermeister, L., Sigert, C. et al., 2002a, Paleoenvironmental Changes in Northeastern Siberia During the Late Quaternary – The Evidence from Pollen Records of the Bykovsky Peninsula, *Polarforschung*, vol. 70, pp. 13–25.

Andreev, A. A., Sigert, Ch., Klimanov, V. A. et al., 2002b, Late Pleistocene and Holocene Vegetation and Climate on the Taymyr Lowland, Northern Siberia, *Quaternary Research*, vol. 57, pp. 138–150.

Andreev, A. A., Tarasov, P. E., Sigert, C. et al., 2003, Late Pleistocene and Holocene Vegetation and Climate on the Northern Taymyr Peninsula, Arctic Russia, *Boreas*, vol. 32, pp. 484–505.

Bassinot, F. C., Labeyrie, L. D., Vincent, E. et al., 1994, The Astronomical Theory of Climate and the Age of the Brunhes-Matuyama Magnetic Reversal, *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 126, pp. 91–108.

Gusskov, S. A., Levchuk, L. K., 1999, Foraminiferal Complexes and Paleoceanographic Reconstructions of the Middle and Late Pleistocene Interglacial Basins in the North of Siberia, *Antropozoic*, vol. 23, pp. 125–132.

Laukhin, S. A., 2011, «Warm» Stages in the West Siberian Late Pleistocene, *Quaternary International*, no. 241, pp. 51–67.

Laukhin, S. A., Drozdov, N. I., 2007, Geological Situation of Kymyneykai Site in the North of Chukotka Peninsula, *Prehistory Danyang and Her Neighbors*, South Korea : IKP, pp. 343–375.

Lozhkin, A. V., Anderson, P. M., 2011, Forest or no Forest: Implications of the Vegetation Record for Climatic Stability in Western Beringia During Oxygen Isotope Stage 3. *Quaternary Science Reviews*, vol. 30, pp. 2160–2181.

Manley, W. F., Lokranz, H., Gataullin, V. et al., 2001, Late Quaternary Stratigraphy, Radiocarbon Chronology, and Glacial History at Cape Shpindler, Southern Kara Sea, Arctic Russia, *Global and Planetary Change*, vol. 31, pp. 239–254.

Pushkar, V. S., Cherepanova, M. V., 2011, Beringia: Impact on Paleoclimates of Northeast Asia and North Pacific During Last Pleistocene Glaciation, *Quaternary International*, vol. 237, no. 1–2, pp. 32–38.

Rezanov, I. N., Kalmikov, N. P., 1999, Paleogeography of the Pribaikal and Transbaikal Quaternary. *Antropozoikum*, vol. 23, pp. 43–48.

Sato, T., Khenzykhenova, F., Simakova, A. et al., 2014, Paleoenvironment of the Fore-Baikal Region in the Karganian Interstadial: Results of the Interdisciplinary Studies of the Bolshoj Naryn Site, *Quaternary International*, vol. 333, pp. 146–155.

Schirmermeister, L., Grosse, G., Kunitsky, V. et al., 2008, Periglacial Landscape Evolution and Environmental Changes of Arctic Lowland Areas for the Last 60 000 years (Western Laptev Sea Coast, Cape Mamontov Klyk). *Polar Research*, vol. 27, pp. 249–272.

Schirmermeister, L., Grosse, G., Schwambron, G. et al., 2003, Late Quaternary History of the Accumulation Plain North of the Chekanovsky Ridge (Lena Delta, Russia): A Multidisciplinary Approach, *Polar Geography*, vol. 27, pp. 277–319.

Schirmermeister, L., Sigert, C., Kuznetsova, T. et al., 2002, Paleoenvironmental and Paleoclimatic Records from Permafrost Deposits in the Arctic Region of Northern Siberia, *Quaternary International*, vol. 89, pp. 97–118.

Sher, A. V., Kuzmina, S. A., Kuznetsova, T. V., Sulerzhitsky, L. D., 2005, New Insights Into the Weichselian Environment and Climate of the East Siberian Arctic, Derived from Fossil Insects, Plants, and Mammals, *Quaternary Science Reviews*, vol. 24, pp. 533–569.