

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ  
КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.345 (47+51)

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ЛЕТОПИСИ РОССИИ

С.М. Фотиев

Институт криосферы Земли СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия, [kriozem@gmail.com](mailto:kriozem@gmail.com)

На основе геокриологической интерпретации байкальской климатической летописи, составленной большим коллективом ученых, с учетом выявленной зависимости процентного содержания створок диатомовых водорослей и биогенного кремнезема в донных осадках озера Байкал от суровости природных условий автором впервые составлены две геокриологические летописи: упрощенная для позднего кайнозоя (последние 3,5 млн лет) и более детальная для неоплейстоцена (эпоха Брюнес) (последние 800 тысяч лет).

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКАЯ ЛЕТОПИСЬ ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ  
(3,1–0,0 МЛН ЛЕТ НАЗАД)

Летопись составлена на основе геокриологической интерпретации байкальской климатической летописи<sup>1</sup> [Карabanов и др., 2000]. На летописи позднего кайнозоя (рис. 1) отчетливо выделяются временные интервалы последнего плейстоцена-голоценового криогенного периода, состоящего из трех холодных эпох, разделенных продолжительными по времени теплыми климатическими эпохами [Фотиев, 2005]. Начало плейстоцена-голоценового криогенного периода в Сибири совпало с началом устойчивого похолодания климата в акватории Тихого океана [Фотиев, 2005; Shackleton et al., 1990].

**Первая плейстоценовая криогенная эпоха (3,10–3,08 млн лет назад)** была самой короткой (всего 20 тыс. лет) и наименее холодной. Только в эту эпоху, судя по содержанию створок диатомовых водорослей (ДВ) (менее 20 %)², климатические условия обеспечили возможность многолетнего промерзания пород и формирования криогенной толщи (КТ)³. Средняя годовая температура воздуха ( $T_{\text{в}}$ ) была ниже современной на 3–5 °С. В южных районах Сибири сформировалась высокотемпературная (от 0 до –3 °С), мало-

мощная (0–100 м), прерывистая и островная КТ. В северных районах Сибири и климат, и геокриологические условия, по-видимому, были более суровыми⁴, а КТ имела сплошное распространение.

В интервале 3,08–2,82 млн лет назад, когда содержание ДВ увеличилось до 48–60 % (пик – 2,9 млн лет назад), климат был относительно теплым (см. рис. 1). В южных районах Сибири на протяжении 250 тыс. лет КТ полностью или почти полностью деградировала. В северных районах Сибири в более суровых климатических условиях деградации КТ с поверхности не происходило. Существенно, но в пределах отрицательных значений, изменялась только средняя годовая температура пород ( $T_{\text{п}}$ ).

**Вторая плейстоценовая криогенная эпоха (2,82–2,47 млн лет назад)** отличалась очень холодным климатом и самыми низкими геотемпературными условиями за весь криогенный период (см. рис. 1) [Фотиев, 2009]. Есть все основания полагать, что существенное увеличение суровости климата было вызвано прекращением доступа теплых и влажных воздушных масс с Индийского

<sup>1</sup> Байкальская непрерывная климатическая летопись последних 5 миллионов лет составлена большим коллективом ученых, тщательно и всесторонне изучавших донные осадки оз. Байкал [Безрукова и др., 1999; Карabanов и др., 2000, 2001; Вильямс и др., 2001; Кузьмин и др., 2001а, б; Хурсевич и др., 2001; Prokopenko et al., 2001].

<sup>2</sup> Более подробно геокриологическая интерпретация уникальной байкальской климатической летописи изложена в работах [Фотиев, 2005, 2009].

<sup>3</sup> Криогенная толща (КТ) – толща пород с отрицательной температурой.

<sup>4</sup> Широтная зональность климатических параметров сохранялась на протяжении всего криогенного периода.

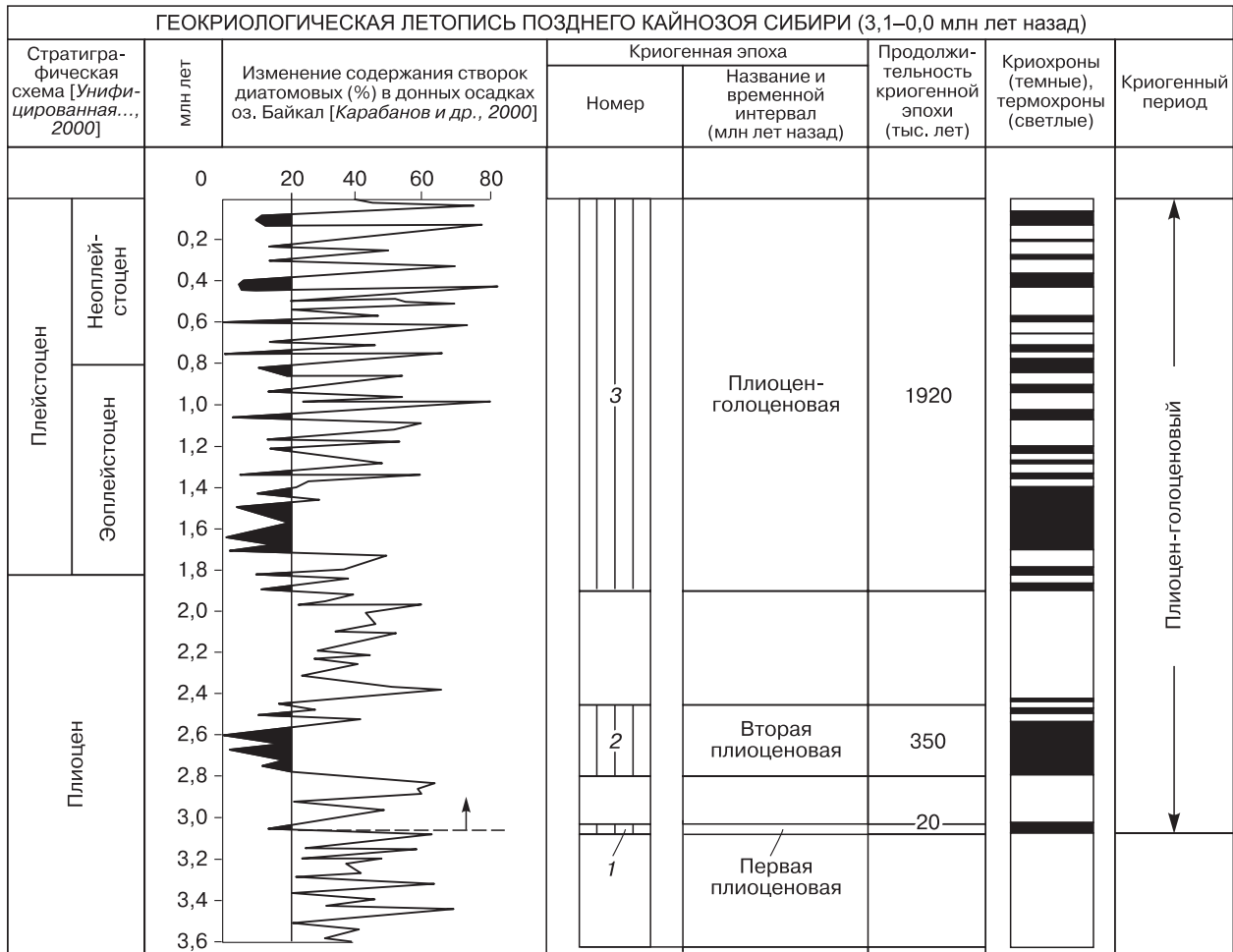


Рис. 1. Геокриологическая летопись позднего кайнозоя Сибири (3,1–0,0 млн лет назад) [Фотиев, 2009].

При построении байкальской записи содержание створок диатомовых осреднено по пяти точкам [Карabanов и др., 2000].

океана, на пути которых в результате активных горообразовательных процессов сформировались высокогорные сооружения Саян, Алтая, Гималаев, Памира и Тянь-Шаня. По мнению многих ученых, это позднеплиоценовое похолодание ассоциируется с наиболее древними оледенениями в горах Забайкалья, Алтая и Саян и с первым накоплением ледниковых глин со следами айсбергового разноса в донных осадках оз. Байкал. Тем не менее следы этих древних оледенений пока не обнаружены [Вильямс и др., 2001; Карabanов и др., 2001; Кузьмин и др., 2001a].

Криогенная эпоха состояла из 9 хронов: 5 криохронов и 4 термохронов (см. рис. 1). Судя по предельно низкому содержанию ДВ (0–2 %) (пик – 2,60–2,63 млн лет назад), климат криохронов был холодным и очень холодным. Он был более суровым, чем в сарганскую эпоху. Температура воздуха была ниже современной на 10–15 °С.

Даже в южных районах Сибири формировалась низкотемпературная, мощная, сплошная по распространению КТ. В северных районах также сформировалась низкотемпературная (ниже –30 °С), мощная (более 300 м), сплошная по распространению КТ. Мощность КТ уже превышала мощность зоны пресных вод в недрах артезианских бассейнов (АБ) и гидрогеологических массивов (ГМ). В АБ сформировалась двухъярусная КТ мерзлых и охлажденных пород с криопэгтами, а в ГМ – толща мерзлых и морозных пород [Фотиев, 1978]. Такое строение КТ в недрах структур Сибирской платформы сохранилось до настоящего времени. Судя по незначительному (19–25 %) содержанию ДВ, климат термохронов был холодным. Сформировавшаяся в криохронах КТ не успевала деградировать полностью даже в южных районах Сибири, где она непрерывно существовала около 350 тыс. лет (см. рис. 1).

В северных районах криогенной области (КО)<sup>5</sup> в термохроны  $T_{\text{п}}$  повышалась и значительно, но оставалась отрицательной: оттаивания мерзлых пород с поверхности не происходило. Деградация КТ снизу в Восточной Сибири была ничтожно мала из-за низкого теплового потока и широкого распространения криопэгов в ярусе охлажденных пород. В Западной Сибири деградация КТ снизу, по-видимому, шла интенсивнее, так как тепловой поток был более значительным [Курчиков, Ставицкий, 1987; Балобаев, 1991].

В интервале 2,47–1,92 млн лет назад (конец позднего плиоцена), судя по достаточно высокой (до 25–65 %) производительности ДВ (см. рис. 1), на протяжении более 500 тыс. лет на юге Сибири господствовал умеренно теплый и теплый климат. Сформировавшаяся во Вторую плиоценовую криогенную эпоху КТ полностью или почти полностью деградировала. В северных районах Сибири, несмотря на существенное и продолжительное потепление климата, деградации КТ сверху не было, но отрицательная  $T_{\text{п}}$  существенно повышалась.

**Третья плиоцен-голоценовая криогенная эпоха (1,92–0,0 млн лет)** началась на рубеже 1,92 млн лет назад, когда содержание ДВ в донных осадках оз. Байкал сократилось до 10–12 %, и продолжается до настоящего времени (см. рис. 1) [Фотиев, 2005, 2009]. В начале криогенной эпохи отмечаются два коротких, сравнительно нехолодных криохрона, на протяжении которых в южных районах Сибири формировалась КТ.

В интервале от 1,75 до 1,40 млн лет назад (первая половина эоплейстоцена), согласно байкальской диатомовой записи (см. рис. 1), отчетливо выделяется очень холодная эпоха<sup>6</sup>. Она состояла из 7 хронов: 4 криохронов и 3 термохронов (см. рис. 1). В криохроны  $T_{\text{в}}$  была ниже современной на 10–15 °С. Даже в самых южных районах Сибири формировалась низкотемпературная (до –10 °С), мощная, сплошная по распространению КТ. В экстремально холодные криохроны южная граница КО проходила по территории Монголии и Китая. Именно поэтому на юге Сибирской платформы зоны прерывистого и островного распространения КТ отсутствовали. В северных районах Сибири  $T_{\text{п}}$  опускалась до –30 °С и ниже, а мощность КТ, по-видимому, превышала 500–700 м. В термохроны даже в самых южных районах КО, судя по низкому (от 12 до 25 %) содержанию ДВ в условиях достаточно холодного климата, КТ деградировала не полностью. Следовательно, в первой половине

эоплейстоцена в интервале 1,7–1,4 млн лет назад даже на юге Сибири КТ непрерывно существовала не менее 350 тыс. лет.

Во второй половине эоплейстоцена и в неоплейстоцене, судя по резким и значительным (от 0 до 80 %) изменениям содержания ДВ, климат на юге Сибири неоднократно и существенно менялся (см. рис. 1). В криохроны климатические и геокриологические условия были почти такими же, как и в криохроны первой половины эоплейстоцена, а в термохроны климат был значительно теплее. В экстремально теплые криохроны, когда содержание ДВ возросло до 80 % (пик – 1,01 млн лет назад),  $T_{\text{в}}$  превышала современную на 3–4 °С, КТ в южных районах интенсивно деградировала и снизу, и сверху (см. рис. 1). В северных районах Сибири с суровым климатом сохранялись низкие геотемпературные условия и в криохроны, и в термохроны. Температура пород изменялась в пределах отрицательных значений, а мощность КТ наращивалась снизу.

#### ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКАЯ ЛЕТОПИСЬ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА (0,8–0,0 МЛН ЛЕТ НАЗАД)

Летопись составлена на основе геокриологической интерпретации байкальской записи биогенного кремнезема ( $\text{SiO}_{2\text{биог}}$ ) (рис. 2) [Фотиев, 2005, 2009; Prokopenko et al., 2001]. В геокриологической летописи неоплейстоцена четко выделяются временные интервалы 39 хронов: 20 криохронов и 19 термохронов (см. рис. 2). Криохроны (где содержание  $\text{SiO}_{2\text{биог}}$  ничтожно мало) на записи  $\text{SiO}_{2\text{биог}}$  имеют вид корытообразных понижений с плоским или наклонным дном, а термохроны (где содержание  $\text{SiO}_{2\text{биог}}$  превышает 80 %) имеют вид ярко выраженных остроконечных пиков [Карабанов и др., 2001; Prokopenko et al., 2001]. Такой вид кривой явно свидетельствует об устойчивости сурового климата в криохронах и о резком, буквально катастрофическом, потеплении климата в термохронах.

При составлении геокриологической летописи неоплейстоцена возникла необходимость использования трех хронологических схем. Выделенным автором в неоплейстоцене Сибири 39 хронам (20 криохронам и 19 термохронам) по времени соответствуют 19 МИС<sup>7</sup> (10 холодных и 9 теплых), выделенных на МИКК<sup>8</sup> согласно изотопной стратиграфии (см. рис. 2) [Shackleton et al., 1990]. Временные границы отдельных хронов четко совпадают с границами МИС. Однако некоторые

<sup>5</sup> Криогенная область (КО) – область распространения КТ – толщи пород с отрицательной температурой.

<sup>6</sup> О более суровых климате и геотермических условиях (по сравнению с сарганской эпохой) свидетельствует предельно низкое содержание ДВ (0–3 %) (пик – 1,63 млн лет назад).

<sup>7</sup> МИС – морская изотопная стадия.

<sup>8</sup> МИКК – морская изотопно-кислородная кривая.

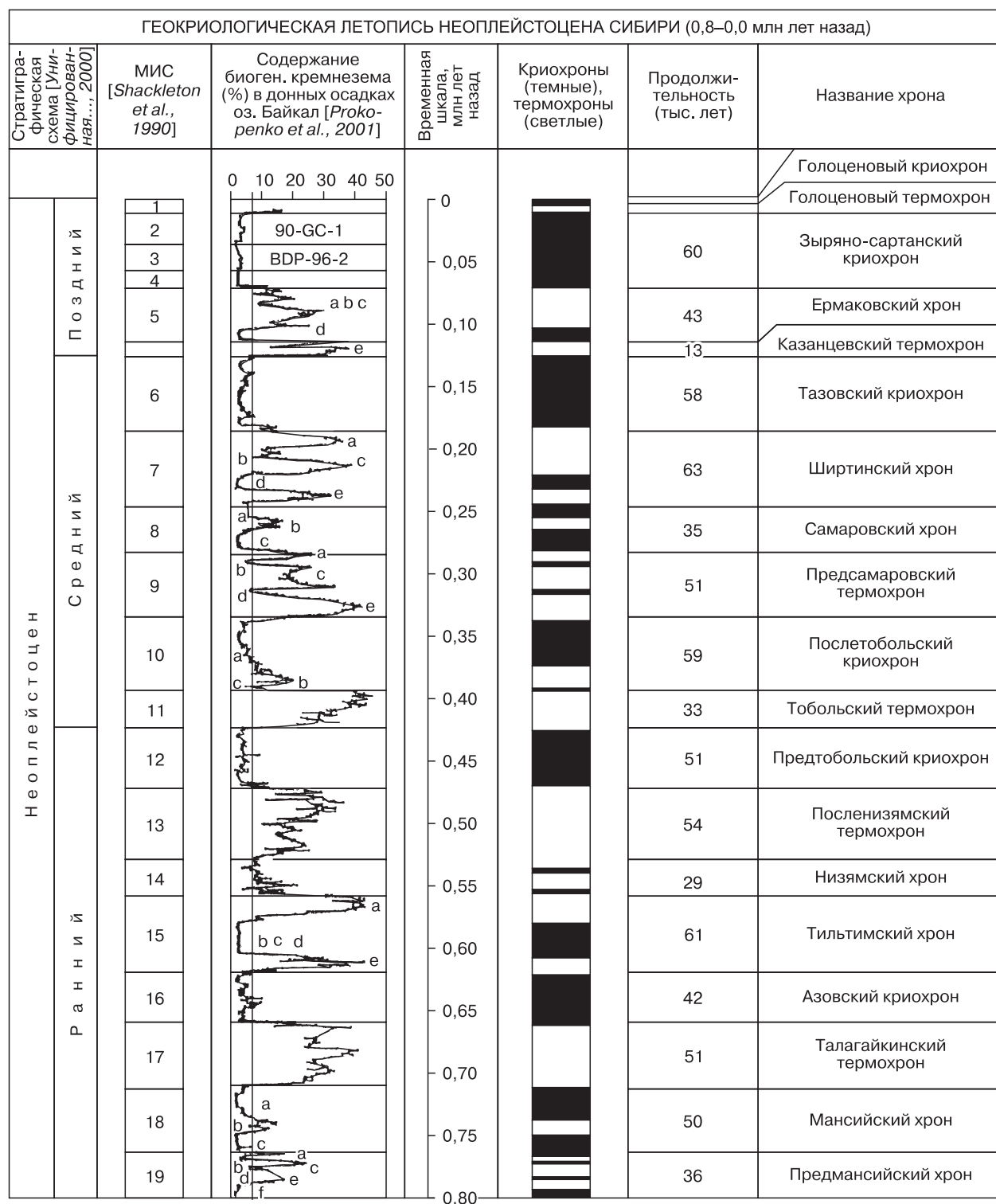


Рис. 2. Геокриологическая летопись неоплейстоцена Сибири (0,8–0,0 млн лет назад) [Фотиев, 2009].

МИС состоят из нескольких (до шести) четко обозначенных криохронов и термохронов<sup>9</sup>, часть из которых практически не отражена на МИКК. На общепринятой стратиграфической шкале [Унифицированная...схема..., 2000] в неоплейстоцене установлено 14 горизонтов (эпох), поэтому количество МИС, выделенных по МИКК, превышает количество горизонтов, выделенных по стратиграфической шкале. Для устранения этого несоответствия некоторые авторы на своих схемах в одних и тех же горизонтах объединяли разновозрастные МИС [Фотиев, 2009]. Это привело к существенному искажению возрастных границ отдельных горизонтов. Автор воспользовался корреляцией ледниково-межледниковых горизонтов севера Западной Сибири с изотопной шкалой, предложенной Е.Б. Карабановым с соавторами [2001]. Перерывам (МИС 9, 10, 12, 13, 19), показанным на схеме Е.Б. Карабанова, были даны условные названия. Хроны выделялись автором [Фотиев, 2005, 2009] в пределах возрастных границ каждой МИС [Shackleton et al., 1990] с указанием соответствующей эпохи по стратиграфической шкале (см. рис. 2).

В раннем неоплейстоцене (800–426 тыс. лет назад) в Сибири выделено 17 хронов (9 криохронов и 8 термохронов), которым на МИКК соответствует 8 МИС: 4 холодные и 4 теплые. В среднем неоплейстоцене (426–127 тыс. лет назад) в Сибири выделено 18 хронов (9 криохронов и 9 термохронов), которым на МИКК соответствует 6 МИС: 3 холодные и 3 теплые. В позднем неоплейстоцене (127–11 тыс. лет назад) в Сибири выделено 4 хрона (2 криохрона и 2 термохрона), которым на МИКК соответствуют 4 МИС: 2 холодные и 2 теплые. Каргинское потепление (МИС-3) на байкальской записи биогенного кремнезема не проявилось<sup>10</sup> (см. рис. 2), что послужило основанием для выделения единого зыряно-сарганского криохрона, объединяющего МИС-4, МИС-3 и МИС-2.

Судя по незначительному содержанию  $\text{SiO}_{2\text{биог}}$  в донных осадках оз. Байкал, наиболее холодными и продолжительными криохронами в неоплейстоцене были (см. рис. 2): в раннем неоплейстоцене – азовский (МИС-16) и предтобольский (МИС-12), в среднем неоплейстоцене – послетобольский (МИС-10а), самаровский (МИС-8с) и тазовский (МИС-6), в позднем неоплейстоцене – зыряно-сарганский (МИС-4, МИС-3, МИС-2). Климатические и геокриологи-

ческие условия экстремально холодных криохронов неоплейстоцена следующие [Фотиев, 2009]: 1)  $T_{\text{в}}$  на всей территории КО опускалась ниже современной на 8–15 °С; 2) на всей площади КО формировалась и длительное время существовала низкотемпературная (от –3 до –25...–30 °С), мощная (от 300 до 700–1500 м), сплошная по распространению КТ; 3) зоны распространения высокотемпературной (от 0 до –3 °С), маломощной (от 0 до 150 м), прерывистой и островной по распространению КТ в Западной Сибири располагались за пределами региона, а в Восточной Сибири эти зоны отсутствовали, так как южная граница КО проходила по территории Монголии и Китая; 4) протяженность субаэральной КО была максимальной главным образом за счет многолетнего промерзания пород на осушенном шельфе и в южных районах КО. По меридиану 70° в.д. КТ простиралась от 47 до 78° с.ш. (более 3300 км), а по меридиану 105° в.д. (без гор на юге и без островов на севере) – от 52 до 79,5° с.ш. (более 3000 км).

Судя по значительному содержанию  $\text{SiO}_{2\text{биог}}$  в донных осадках оз. Байкал, наиболее теплыми и продолжительными термохронами в неоплейстоцене были (см. рис. 2): в раннем неоплейстоцене – талагайкинский (МИС-17) и посленизямский (МИС-13), в среднем неоплейстоцене – тобольский (МИС-11) и ширгинский (МИС-7), в позднем неоплейстоцене – казанцевский (МИС-5е) (127–114 тыс. лет назад). Климатические и геокриологические особенности экстремально теплых термохронов неоплейстоцена следующие [Фотиев, 2009]: 1)  $T_{\text{в}}$  была на 2–4 °С выше современной, а в сравнении с предыдущими криохронами она резко повысилась на 10–15 °С; 2) КТ в южных районах КО деградировала полностью, в центральных – частично; 3) в северных районах КО, где сохранялись суровые климатические и геокриологические условия, деградации КТ с поверхности не было, хотя  $T_{\text{п}}$  повышалась и значительно, но в пределах отрицательных значений; 4) частичная деградация КТ сверху происходила только в субаквальных условиях под многочисленными озерами; 5) протяженность субаэральной КО по меридианам сокращалась за счет затопления шельфа морскими водами и полной деградации КТ в южных районах КО.

В голоцене по условиям развития криогенного метаморфизма пород выделяются два хрона (см. рис. 2). В термохроне – от 11,0 тыс. лет назад до конца эпохи термического максимума<sup>11</sup> –  $T_{\text{в}}$

<sup>9</sup> По мнению многих ученых [Кузьмин и др., 2001б], такие резкие скачкообразные изменения климата вызваны изменениями параметров земной орбиты.

<sup>10</sup> По мнению некоторых исследователей [Баулин и др., 1981], в оптимум каргинского потепления в южных районах Западной Сибири толща мерзлых пород деградировала с поверхности до 65–66° с.ш.

<sup>11</sup> Временные интервалы эпохи климатического оптимума голоцена и ее продолжительность в разных регионах КО неодинаковы.

повысилась на 10–15 °С (по сравнению с термическим минимумом сарганской эпохи) практически на всей территории КО. Тем не менее активная деградация КТ плейстоценового возраста (полная или частичная) как сверху, так и снизу происходила только на равнинных территориях Южной Сибири. В северных районах КО  $T_{п}$  повышалась и существенно, но в пределах отрицательных значений. Частичная деградация КТ происходила только под многочисленными термокарстовыми озерами. В криохроне – от конца эпохи термического максимума до наших дней – на всей территории КО температура пород понизилась на 3–5 °С; в центральных и южных районах Сибири сформировалась высокотемпературная, маломощная, преимущественно прерывистая и островная КТ.

На территории современной КО достаточно уверенно проводится граница между Северной и Южной геокриологическими зонами, которая территориально совпадает с границей смыкания КТ голоценового и плейстоценового возраста. К северу от нее в Северной геокриологической зоне развита низкотемпературная (от –2 до –13 °С и ниже), мощная (от 300 до 1500 м), сплошная по распространению КТ преимущественно плейстоценового возраста. К югу от границы смыкания в Южной геокриологической зоне в основном развита высокотемпературная (от 0 до –2 °С), маломощная (от 0 до 150 м), прерывистая и островная КТ голоценового возраста. В северных районах Южной геокриологической зоны в недрах АБ криогенная толща голоценового возраста отделена от КТ плейстоценового возраста ярусом пород с положительной температурой.

### Литература

- Балобаев В.Т.** Геотермия мерзлой зоны литосферы Севера Азии. Новосибирск, Наука, 1991, 193 с.
- Баулин В.В., Чеховский А.Л., Суходольский С.Е.** Основные этапы развития многолетнемерзлых пород Европейского Северо-Востока и Западной Сибири // История развития многолетнемерзлых пород Евразии. М., Наука, 1981, с. 41–60.
- Безрукова Е.В., Кулагина Н.В., Летунова П.П., Шестакова О.Н.** Направленность изменения растительности и климата Байкальского региона за последние 5 млн лет по данным палинологического исследования осадков озера Байкал // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 5, с. 735–745.
- Вильямс Д.Ф., Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А. и др.** Комплексные исследования позднеплиоцен-плейстоценовых донных отложений озера Байкал – основа палеорекоkonструкций и диатомовой биостратиграфии // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 1–2, с. 35–47.
- Карабанов Е.Б., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф. и др.** Глобальное похолодание Центральной Азии в позднем кайнозое согласно осадочной записи из озера Байкал // Докл. РАН, 2000, т. 370, № 1, с. 61–66.
- Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И. и др.** Оледенения и межледниковья Сибири – палеоклиматическая запись из озера Байкал и ее корреляция с Западно-Сибирской стратиграфией (эпоха прямой полярности Брюнес) // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 1–2, с. 64–75.
- Кузьмин М.И., Карабанов Е.Б., Каваи Т. и др.** Глубоководное бурение на Байкале – основные результаты // Геология и геофизика, 2001а, т. 42, № 1–2, с. 8–24.
- Кузьмин М.И., Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А. и др.** Ритмы позднего кайнозоя и климатические вариации Азии по данным глубоководного бурения дна озера Байкал // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск, Изд-во СО РАН, фил. “Гео”, 2001б, с. 146–159.
- Курчиков А.Р., Ставицкий Б.П.** Геотермия нефтегазоносных областей Западной Сибири. М., Недра, 1987, 134 с.
- Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины.** Новосибирск, СНИИГГиМС, 2000, 64 с.
- Фотиев С.М.** Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР. М., Наука, 1978, 236 с.
- Фотиев С.М.** Криохроны и термохроны юга Сибири за последние 5 миллионов лет (палеогеокриологическая интерпретация данных исследования донных осадков озера Байкал) // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 1, с. 13–27.
- Фотиев С.М.** Криогенный метаморфизм пород и подземных вод (условия и результаты). Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2009, 279 с.
- Хурсевич Г.К., Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А. и др.** Детальная диатомовая биостратиграфия озера Байкал в эпоху Брюнес и климатические факторы видообразования // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 1–2, с. 108–129.
- Prokopenko A.A., Karabanov E.V., Williams D.F. et al.** Biogenic silica record of the Lake Baikal response to the climatic forcing during the Brunhes // Quatern. Res., 2001, vol. 55, p. 123–132.
- Shackleton N.J., Berger A., Peltier W.R.** An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODR site 677 // Trans. Roy. Soc., Edinburgh, 1990, vol. 81, p. 251–261.

Поступила в редакцию  
5 марта 2011 г.