

ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.345 (47+51)

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ЛЕТОПИСИ СИБИРИ

С.М. Фотиев

*Институт криосферы Земли СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия, kriozem@gmail.com*

Впервые выявлена и последовательно оценена сложная динамика основных характеристик криогенной толщи в криохроны и термохроны позднего плиоцена, эоплейстоцена, плейстоцена и голоцена. История формирования криогенной толщи Сибири восстановлена на основе геокриологической интерпретации уникальной байкальской климатической летописи за последние 5 миллионов лет. Она составлена большим коллективом ученых, детально изучавших содержание створок диатомовых водорослей и биогенного кремнезема в донных осадках озера Байкал. Составлены две геокриологические летописи: упрощенная для позднего кайнозоя (последние 3,5 тысячи лет) и более детальная для неоплейстоцена (эпоха Брюнес – последние 800 тысяч лет).

*Байкальская климатическая летопись, криогенный период, криогенная эпоха, криохрон, термохрон, геокриологическая летопись*

SIBERIAN GEOCRYOLOGICAL CHRONICLES

S.M. Fotiev

*Earth Cryosphere Institute SB RAS, 625000, Tyumen, P/O box 1230, Russia, kriozem@gmail.com*

The complicated dynamics of the basic characteristics of the cryogenic strata in cryochrons and thermochrons of the Late Pleistocene, Eopleistocene, Pleistocene and Holocene has been for the first time revealed and successively evaluated on the basis of the geocryological interpretation of the unique Baikal climatic chronicle for the last 5 million years. The chronicle has been made up by a large group of scientists after the careful examination of the diatom and biogenic silica content in the bottom deposits of the Baikal. Two pioneer geocryological chronicles have been composed: a simplified one – for the Late Cainozoic (the last 3.5 thousand years), and a detailed one – for the Neopleistocene (the Brunhes epoch – the last 800 thousand years).

*Baikal climatic chronicle, cryogenic period, cryogenic epoch, cryochron, thermochron, geocryological chronicle*

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время накоплен огромный фактический материал, указывающий на существенную перестройку природной среды в разные эпохи четвертичного периода и свидетельствующий об изменении площадей активного развития криогенного метаморфизма пород в позднем кайнозое. Следы многолетнего промерзания пород отмечаются практически на всей территории России и в сопредельных странах. Наиболее достоверно палеогеокриологическая реконструкция производится по криоиндикаторам: повторно-жильным льдам (ПЖЛ), псевдоморфозам (ПМ) по ПЖЛ, первичным грунтовым жилам, западинно-бугристому рельефу, “степным блюдцам”, холодным лессам и облессованным породам. По криоиндикаторам достаточно точно реконструируются средняя годовая температура пород ( $T_{п}$ ) и распро-

странение криогенной толщи (КТ) в криохроны. Реконструировать палеогеокриологические условия термохронов значительно труднее [Баулин и др., 1988]. В Северной геокриологической зоне палеотемпература пород вполне уверенно может быть реконструирована по ионно-солевому составу и минерализации криопэггов в недрах структур [Фотиев, 1997].

Криоиндикаторы изучены достаточно хорошо: установлены характерные признаки ПМ по ПЖЛ; выявлены основные отличия ПМ по ПЖЛ от первоначально грунтовых жил; установлена зависимость развития ПЖЛ и сохранности ПМ от состава и генезиса отложений; определены минимальные геотемпературные условия развития и роста ПЖЛ, а также зависимость размеров полигональной решетки от суровости геотемпературных

условий; доказано, что ПЖЛ и ПМ – наиболее надежные криоиндикаторы восстановления палеогеокриологической обстановки [Шмелев, 1966; Романовский, 1977; Каплина, 1981, 1989; Баулин, 1985; Баулин и др., 1988; Конищев, 1999; Васильчук, 2006]. Достаточно хорошо сохранились и поэтому наиболее детально изучены только криоиндикаторы криохронов и термохронов позднего неоплейстоцена и голоцена.

Исследование криоиндикаторов позволило реконструировать историю формирования и деградации КТ как для отдельных регионов, так и для всей территории России: *Европейский Север* [Оберман, 1974, 1981; Баулин и др., 1981; Суходольский, 1982; Суходольский, Соловьев, 1988], *Западная Сибирь* [Попов, 1953; Геокриологические..., 1967; Баулин и др., 1981, 1989; Баулин, Данилова, 1988, 2007; Фотиев, 2005б], *Средняя Сибирь* [Фотиев и др., 1974; Шевелева, 1978; Данилова, 1989; Фотиев, 2006], *Восточная Сибирь* [Каплина, 1981, 1989; Архангелов, 1989]; *Россия* [Попов, 1957; Величко, 1973, 1989; Фотиев, 1976, 1978; Баулин, 1985; Баулин, Данилова, 1988; Величко и др., 2002].

Современные геокриологические условия криогенной области (КО) России изучены достаточно полно. Однако история развития КТ и динамика основных характеристик КТ в четвертичном периоде из-за недостатка фактических данных, плохой сохранности криоиндикаторов и разрозненности пунктов изучения разновозрастных КТ рассмотрена лишь в самых общих чертах.

Основная группа геокриологов России до недавнего времени считала, что многолетнее промерзание пород (особенно в южных районах Сибири) началось только в раннем неоплейстоцене, так как оно было обусловлено общепланетарным похолоданием климата на границе неогена и четвертичного периода. Так думали не только геокриологи. На палеоклиматической кривой, построенной для Центральной Якутии на основе комплексного изучения опорного разреза Мамонтова гора, показано, что в конце плиоцена  $T_v$  была порядка  $+12^\circ\text{C}$ , а многолетнее промерзание пород началось только в середине раннего плейстоцена [Агаджанян и др., 1973]. Некоторые ученые считали, что многолетнее промерзание пород началось только в среднем плейстоцене, синхронно с эпохой максимального самаровского оледенения, а другие полагали, что во многих районах КО толща мерзлых пород имеет позднплейстоценовый возраст.

Недостаточное количество фактических данных и крайне слабая возрастная привязка криоиндикаторов не позволяли уверенно восстанавливать палеогеографическую обстановку отдельных криохронов и термохронов позднего плиоцена,

эоплейстоцена, неоплейстоцена и голоцена. Поэтому до настоящего времени динамика развития КТ в позднем кайнозое рассматривалась в самом общем виде. Вслед за В.В. Баулиным [Геокриологические..., 1967] практически все геокриологи рассматривали историю формирования современных КТ во временных границах четырех этапов, которые существенно различались по продолжительности<sup>1</sup>: *первый этап* – продолжительность более 1,5 млн лет (от начала промерзания до верхнего плейстоцена, включая казанцевское время), *второй этап* – продолжительность 60–70 тыс. лет (зырянское, каргинское и сарганское время верхнего плейстоцена, а также начало голоцена), *третий этап* – продолжительность 5,5 тыс. лет (средний голоцен – эпоха климатического оптимума от 8 до 2,5 тыс. лет назад), *четвертый этап* – продолжительность 2,5 тыс. лет (современная эпоха). Именно такие временные интервалы этапов истории формирования современных мерзлых толщ Западной Сибири предлагают использовать Н.С. Данилова и В.В. Баулин в работе [Баулин, Данилова, 2007].

В настоящее время ситуация изменилась. Геокриологическая интерпретация уникальной байкальской климатической летописи [Фотиев, 2005а] впервые позволила проследить непрерывную последовательность существенного изменения геокриологических условий в криохроны и термохроны и сформулировать современные представления об эволюции геокриологических условий за последние 5 миллионов лет [Фотиев, 2005а,б, 2006].

## БАЙКАЛЬСКАЯ КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЛЕТОПИСЬ

Большим коллективом ученых [Безрукова и др., 1999; Карабанов и др., 2000, 2001; Вильямс и др., 2001; Кузьмин и др., 2001,а,б; Хурсевич и др., 2001; Prokopenko et al., 2001] на основе комплексных исследований донных осадков оз. Байкал составлена уникальная непрерывная палеоклиматическая летопись последних 5 миллионов лет. По содержанию в донных отложениях створок диатомовых водорослей (ДВ) и биогенного кремнезема ( $\text{SiO}_{2\text{биог}}$ ) на байкальских записях четко обособились теплые и холодные эпохи. Диатомовые записи и записи биогенного кремнезема показали ритмичное изменение содержания ДВ и  $\text{SiO}_{2\text{биог}}$ , которое резко увеличивалось в теплые и также резко уменьшалось в холодные эпохи.

Интересные палеоклиматические сведения также были получены на основе изучения литологического состава самих донных отложений

<sup>1</sup> Временные интервалы этапов и их продолжительность в работах других ученых не всегда совпадают с теми этапами, которые выделяет В.В. Баулин.

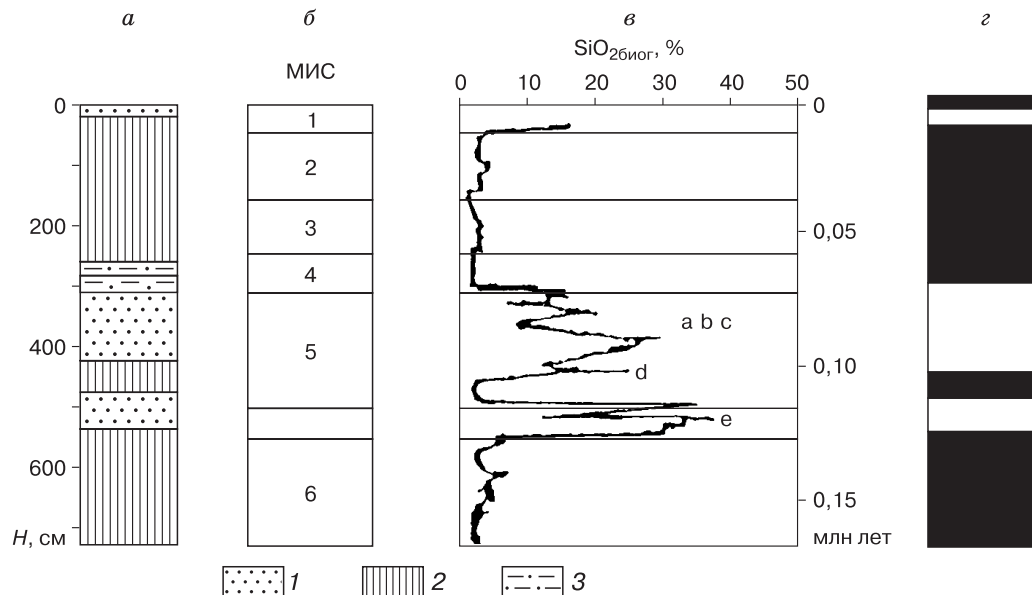
оз. Байкал. Разрез осадочных отложений изучался в керне скважины BDP-96-2 [Кузьмин и др., 2001а; Karabanov et al., 1998]. Ритмичное строение осадочной толщи обусловлено чередованием слоев ила, обогащенного ДВ, слоев ледниковой глины с ничтожным содержанием ДВ и слоев илистой глины и глинистого ила с переменным количеством ДВ. Установлено, что обогащенные ДВ слои накапливались в теплые эпохи, а слои глины – в холодные эпохи, когда в горах формировались ледники. Когда ледники по долинам рек спускались в оз. Байкал и образовывали айсберги, в глинах формировались линзы песка, гравия и гальки [Безрукова и др., 1999; Кузьмин и др., 2001а,б; Karabanov et al., 1998; Prokopenko et al., 2001]. По содержанию ДВ на диатомовой записи и  $\text{SiO}_{2\text{биог}}$  на записи биогенного кремнезема, а также по составу донных отложений достаточно уверенно были выделены теплые и холодные климатические эпохи. Точная временная привязка теплых и холодных эпох на записях ДВ и  $\text{SiO}_{2\text{биог}}$  базировалась на 146 радиоуглеродных датировках [Colman et al., 1996; Karabanov et al., 1998] и на детальном палеомагнитных данных [Cande et al., 1995]. Она позволила, во-первых, составить палеоклиматическую летопись и, во-вторых, проследить непрерывную последовательность изменения климатических условий в интервале от 5 млн лет назад до

настоящего времени. Тем не менее выделение на палеоклиматической кривой теплых и холодных эпох еще недостаточно для определения временных интервалов криогенных эпох, а в их пределах – криохронов (агградационных эпох) и термохронов (деградационных эпох).

### ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЛЕТОПИСИ

Для того чтобы оценить байкальскую климатическую летопись с геокриологических позиций и выделить на ней временные интервалы криогенных эпох, а в их пределах – криохронов и термохронов, необходимо знать содержание ДВ и  $\text{SiO}_{2\text{биог}}$  в донных осадках оз. Байкал, накапливающихся на протяжении криохронов и термохронов, климатические условия которых известны. Такими хронами могут быть сартанская эпоха (МИС 2)<sup>2</sup> зыряно-сартанского криохрона и казанцевский термохрон (МИС 5е) позднего неоплейстоцена (рис. 1) [Фотиев, 2005а].

Сартанская эпоха (37–11 тыс. лет назад) на юге Сибири, как и на всей территории России, отличалась холодным и очень холодным климатом. Здесь  $T_{\text{в}}$  была ниже современной на 8–12 °С [Величко, 1973, 1989; Фотиев, 1978, 2005а,б, 2006;



**Рис. 1. Содержание биогенного кремнезема в экстремально холодную сартанскую (МИС 2) и в экстремально теплую казанцевскую (МИС 5е) эпохи неоплейстоцена.**

*a* – литологический состав керна в скважине BDP-96-2 [Prokopenko et al., 2001]; *б* – морские изотопные стадии (МИС) [Shackleton et al., 1990]; *в* – изменение содержания биогенного кремнезема ( $\text{SiO}_{2\text{биог}}$ ) в донных осадках оз. Байкал [Prokopenko et al., 2001]; *г* – криохроны (темные) и термохроны (белые) [Фотиев, 2005а]; 1 – диатомовый ил с большим содержанием  $\text{SiO}_{2\text{биог}}$ ; 2 – глины с ничтожным содержанием  $\text{SiO}_{2\text{биог}}$ ; 3 – илистые глины и глинистый ил с различным содержанием диатомовых.

<sup>2</sup> МИС – морская изотопная стадия.

Баулин и др., 1981, 1988; Каплина, 1981, 1989; Баулин, 1985; Балобаев, 1991, 1997, 2000; Конищев, 1999; Дучков, Балобаев, 2001]. Даже в южных районах Сибири в сартанскую эпоху в суровых климатических условиях, когда  $T_v$  опускалась до  $-10...-12$  °С, формировалась низкотемпературная (ниже  $-3$  °С), мощная (более 300 м), сплошная по распространению КТ. В суровых климатических и геотемпературных условиях формировались многочисленные ПЖЛ: размеры полигональной решетки (8–12 м) практически на всей территории КО были намного меньше современных.

В сартанскую эпоху в донных осадках оз. Байкал содержание  $SiO_{2\text{биог}}$  составляло 2–5 %, а содержание ДВ – 9–11 % (см. рис. 1) [Карabanов и др., 2000; Кузьмин и др., 2001а; Prokopenko et al., 2001; Фотиев, 2005а]. Автором сделаны следующие допущения: 1) климатические эпохи, в донных осадках которых содержание ДВ изменялось от 0 до 10 %, а содержание  $SiO_{2\text{биог}}$  – от 2 до 5 %, отличались очень холодным климатом ( $T_v$  была ниже современной на 8–12 °С), обеспечивающим формирование низкотемпературной (ниже  $-3$  °С), мощной (более 300 м), сплошной по распространению КТ даже в южных районах КО, а в северных районах геокриологические условия были более суровыми; 2) климатические эпохи, в донных осадках которых содержание ДВ изменялось от 10 до 20 %, а содержание  $SiO_{2\text{биог}}$  – от 5,0 до 6,5 %, характеризовались холодным климатом, в условиях которого в южных районах КО формировалась высокотемпературная (от 0 до  $-3$  °С), маломощная (до 100–150 м), прерывистая и островная КТ, а в северных районах сохранялись суровые геокриологические условия; 3) в климатические эпохи, в донных осадках которых содержание ДВ превышало 20 %, а содержание  $SiO_{2\text{биог}}$  – 6,5 %, в южных районах КО многолетнее промерзание пород и формирования КТ не происходило, тогда как в северных районах КО сохранялись суровые климатические условия, обеспечивающие не только существование, но и новообразование КТ. При таких допущениях появилась возможность на записях ДВ и  $SiO_{2\text{биог}}$  среди холодных эпох выделить криохроны, в границах которых климатические условия обеспечивали многолетнее промерзание пород и формирование КТ.

Казанцевский термохрон (127–118 тыс. лет назад) как на юге Сибири, так и на всей территории России отличался экстремально теплым климатом. Здесь  $T_v$  была выше современной на 3–4 °С [Кинд, 1974]. В южных районах Сибири  $T_{\text{п}}$  повышалась до положительных значений, формировались сквозные и несквозные талики; КТ деградировали как сверху, так и снизу. Особенности и величина деградации КТ во многом определялись

температурой воздуха в летний период и продолжительностью термохрона. К концу казанцевского термохрона в южных районах Сибири КТ полностью или частично деградировали [Фотиев и др., 1974; Фотиев, 1978, 2005б, 2006; Баулин и др., 1981, 1988, 1989; Суходольский, 1982; Баулин, 1985; Суходольский, Соловьев, 1988; Данилова, 1989; Величко и др., 2002].

В казанцевский термохрон в донных осадках оз. Байкал содержание  $SiO_{2\text{биог}}$  превышало 39 %, а содержание ДВ – 70 % (см. рис. 1) [Карabanов и др., 2000; Фотиев, 2005а; Prokopenko et al., 2001]. Автором сделаны следующие допущения: 1) климатические эпохи, в донных осадках которых содержание ДВ превышало 60 %, а содержание  $SiO_{2\text{биог}}$  – 30 %, отличались теплым климатом, обеспечивающим полную (в южных районах КО) или частичную (в центральных районах КО) деградацию КТ, сформировавшейся на протяжении предыдущего криохрона; 2) климатические эпохи, в донных осадках которых содержание ДВ изменялось от 20 до 60 %, а содержание  $SiO_{2\text{биог}}$  – от 6,5 до 30,0 %, характеризовались умеренно теплым климатом, не обеспечивающим полной деградации КТ, сформировавшихся в пределах предыдущего криохрона, даже в южных районах Сибири. В северных районах КО деградации КТ в субэаральных условиях не происходило, хотя  $T_{\text{п}}$  повышалась и значительно, но оставалась отрицательной.

Выявленная зависимость позволила по содержанию в донных осадках оз. Байкал ДВ и  $SiO_{2\text{биог}}$  реконструировать палеотемпературу воздуха, вычислить величину ее понижения в криохроны или повышения в термохроны по сравнению с современными значениями  $T_v$  и оценить геокриологические условия для каждого хрона на юге Сибири [Фотиев, 2005а]. Анализируя диатомовую запись и запись биогенного кремнезема с геокриологических позиций, можно достаточно уверенно говорить не только о значительных и скачкообразных изменениях суровости климата, но и о многократной и систематичной смене агградационных и деградационных эпох, а также об их продолжительности в последние 5 миллионов лет.

Достаточно точное временное совпадение теплых и холодных эпох на байкальской записи  $SiO_{2\text{биог}}$  и западно-сибирской лессово-почвенной записи [Зыкин и др., 2001; Добрецов и др., 2003] позволяет интерполировать палеоклиматические и палеогеокриологические данные, полученные для юга Сибирской платформы, на южные районы Западной Сибири [Фотиев, 2005б].

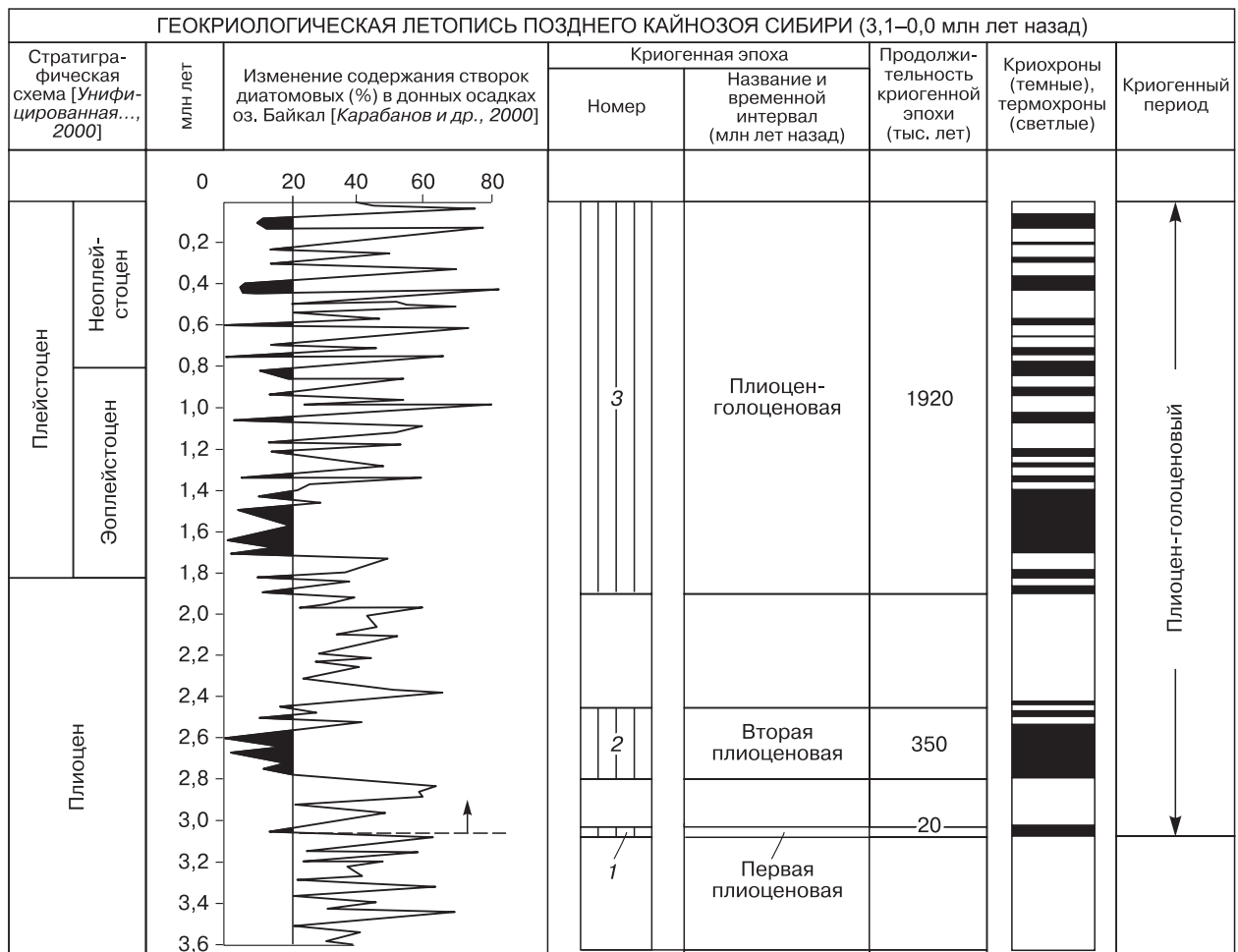
По мнению многих ученых, в четвертичном периоде широтно-зональные закономерности условий теплообмена практически не изменялись. Поэтому, зная современные широтно-зональные изменения условий теплообмена, выявленные в

настоящее время для каждого геокриологического региона КО, можно рассчитать палеотемпературу воздуха и пород для любого хрона в любом континентальном районе Сибири. Для этого необходимо сопоставить современную температуру воздуха с величиной ее понижения в криохроны или повышения в термохроны, определенной для южных районов Сибири. Зная  $T_B$ ,  $T_{П}$ , длительность хрона, величину теплового потока и ряд других региональных показателей, можно оценить суровость геокриологических условий (в криохроны) и активность деградации КТ (в термохроны). Эти данные были использованы в качестве эталонов для оценки климата и геокриологических условий каждого хрона в Западной и Восточной Сибири на протяжении последних 5 миллионов лет [Фотиев, 2005б, 2006].

**ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ЛЕТОПИСИ**

На основе геокриологической интерпретации байкальской климатической летописи, с учетом выявленной зависимости процентного содержания ДВ и  $SiO_{2\text{биог}}$  в донных осадках оз. Байкал от суровости климатических и геокриологических условий, автором впервые составлены две геокриологические летописи: упрощенная для позднего кайнозоя и более детальная для неоплейстоцена (эпоха Брюнес).

**Геокриологическая летопись позднего кайнозоя Сибири (последние 3,5 миллиона лет)** составлена на основе геокриологической интерпретации байкальской диатомовой записи<sup>3</sup> [Карабанов и др., 2000]. На летописи позднего кайнозоя (рис. 2) достаточно отчетливо выделяются временные интервалы последнего плиоцен-голо-



**Рис. 2. Геокриологическая летопись позднего кайнозоя Сибири (3,1–0,0 млн лет назад).**

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

<sup>3</sup> Следует иметь в виду, что байкальская запись составлена путем осреднения содержания диатомовых в донных осадках оз. Байкал по пяти точкам [Карабанов и др., 2000].



ценового криогенного периода<sup>4</sup>, состоящего из трех криогенных эпох, разделенных продолжительными по времени теплыми климатическими периодами [Фотиев, 2005а].

Донные отложения оз. Байкал позднелиценевого возраста в интервале от 5,0 до 3,0 млн лет назад содержат обильные (20–75 %) включения ДВ и в теплые (40–70 %), и в холодные (20–45 %) эпохи (см. рис. 2). Впервые за последние 5 миллионов лет содержание створок ДВ в донных осадках сократилось до 15–20 % только в интервале 3,10–3,08 млн лет назад (см. рис. 2). Такое содержание ДВ в донных осадках оз. Байкал свидетельствует о достаточно холодном климате, который впервые обеспечил возможность многолетнего промерзания пород и формирование КТ на юге Сибири. Короткую, умеренно холодную климатическую эпоху в интервале 3,10–3,08 млн лет назад следует считать Первой плиоценовой криогенной эпохой и началом продолжительного (более 3 млн лет) плиоцен-голоценового криогенного периода (см. рис. 2). Начало плиоцен-голоценового криогенного периода в Сибири совпало с началом устойчивого похолодания климата в акватории Тихого океана [Фотиев, 2005а; Shackleton et al., 1990].

*Первая плиоценовая криогенная эпоха* (3,10–3,08 млн лет назад) была самой короткой (всего 20 тыс. лет) и наименее холодной. Здесь  $T_v$  была ниже современной на 3–5 °С. В южных районах Сибири сформировалась высокотемпературная (от 0 до –3 °С), маломощная (0–100 м), прерывистая и островная КТ. В северных районах Сибири и климат, и геокриологические условия, видимо, были более суровыми, а КТ имела сплошное распространение.

В последующий сравнительно теплый период (3,08–2,82 млн лет назад) на протяжении порядка 250 тыс. лет, когда содержание ДВ увеличилось до 48–60 % (пик – 2,9 млн лет назад) (см. рис. 2), КТ в южных районах Сибири полностью или почти полностью деградировали<sup>5</sup>. В северных районах Сибири, в достаточно суровых климатических условиях, деградации КТ с поверхности не было. Существенно, но в пределах отрицательных значений изменились только геотемпературные условия. Новое похолодание климата началось около 2,9 млн лет назад, а многолетнее промерзание пород и формирование КТ, судя по низкому (0–20 %) содержанию ДВ, – около 2,8 млн лет назад (см. рис. 2).

*Вторая плиоценовая криогенная эпоха* (2,82–2,47 млн лет назад) отличалась очень холодным климатом и наиболее суровыми за весь криоген-

ный период геокриологическими условиями (см. рис. 2). Есть все основания полагать, что существенное увеличение суровости климата было вызвано прекращением доступа теплых и влажных воздушных масс с Индийского океана, на пути которых в результате активных горообразовательных процессов сформировались высокогорные сооружения Саян, Алтая, Гималаев, Памира и Тянь-Шаня. По мнению многих ученых, это позднелиценежное 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 следов этих древних оледенений пока не обнаружено [Вильямс и др., 2001; Карabanов и др., 2001; Кузьмин и др., 2001б].

Вторая плиоценовая криогенная эпоха состояла из 9 хронов: 5 криохронов и 4 термохронов (см. рис. 2). Климат криохронов был холодным и очень холодным. Судя по предельно низкому (0–2 %) содержанию ДВ (пик – 2,60–2,63 млн лет назад), климат был более суровым, чем в сартанскую эпоху. Здесь  $T_v$  была ниже современной на 10–15 °С. Даже в южных районах Сибири формировалась низкотемпературная, мощная, сплошная по распространению КТ. В Северной геокриологической зоне сформировалась крайне низкотемпературная (ниже –30 °С), мощная (видимо, уже более 300 м), сплошная по распространению КТ. Ее мощность превышала мощность зоны пресных вод в недрах артезианских бассейнов (АБ) и гидрогеологических массивов (ГМ). В АБ сформировалась двухъярусная КТ мерзлых и охлажденных пород с криопэгами, а в ГМ – толща мерзлых и морозных пород [Фотиев, 1978]. Такое строение КТ в недрах структур Сибирской платформы сохранилось и в настоящее время. Климат термохронов, судя по незначительному (19–25 %) содержанию ДВ, был холодным, поэтому КТ, сформировавшаяся в криохроны, не успевала деградировать полностью даже в южных районах Сибири. Таким образом, в Южной геокриологической зоне Сибири КТ непрерывно существовала около 350 тыс. лет, т. е. практически на протяжении всей Второй плиоценовой криогенной эпохи (см. рис. 2).

В северных районах КО в термохроны  $T_{II}$  повышалась и значительно, но оставалась отрицательной, не допуская оттаивания толщ мерзлых пород с поверхности. В Восточной Сибири деградация КТ снизу была ничтожно мала из-за незначительного теплового потока и широкого развития

<sup>4</sup> По мнению некоторых ученых [Ершов, Лисицина, 1993], в протерозое–кайнозое криогенные периоды отмечались неоднократно.

<sup>5</sup> Все палеогеокриологические реконструкции, сделанные по керну из скважин ВDP-96-2, можно распространять только на районы Южной геокриологической зоны.

криопэггов в ярусе охлажденных пород. В Западной Сибири деградация КТ снизу, по-видимому, была более интенсивной, так как тепловой поток был более значительным [Курчиков, Ставицкий, 1987; Балобаев, 1991].

Сохранилась ли до настоящего времени в недрах структур Восточной Сибири КТ плиоценового возраста, указывающая на непрерывность развития криогенного метаморфизма пород на протяжении 2,5 млн лет? По мнению автора, она сохранилась до наших дней<sup>6</sup> [Фотиев, 2006].

В конце позднего плиоцена (интервал 2,47–1,92 млн лет назад) на юге Сибири, судя по достаточно высокой (до 25–65 %) производительности ДВ (см. рис. 2), на протяжении более 500 тыс. лет господствовал умеренно теплый и теплый климат. Он обеспечил полную деградацию КТ, которая сформировалась во Вторую плиоценовую криогенную эпоху, в южных районах и частичную ее деградацию в северных районах Южной геокриологической зоны. В районах Северной геокриологической зоны, несмотря на существенное и продолжительное потепление климата, деградации КТ сверху не было, но отрицательная  $T_{\text{п}}$  существенно повышалась.

Новое похолодание климата началось в конце плиоцена (около 2,1 млн лет назад). Многолетнее промерзание пород и формирование КТ началось позднее – на рубеже 1,92 млн лет назад, когда содержание ДВ в донных осадках оз. Байкал сократилось до 10–12 %. Временной рубеж 1,92 млн лет назад следует считать началом *Третьей плиоцено-голоценовой криогенной эпохи*. Она началась с двух коротких сравнительно нехолодных криохронов и продолжается до настоящего времени (см. рис. 2) [Фотиев, 2005а]. В южных районах Сибири в криохроны формировалась КТ. Однако в каждый последующий термохрон, когда содержание ДВ увеличивалось до 50–80 %, в условиях умеренно теплого и теплого климата КТ успевала полностью или частично деградировать. В северных районах Сибири и в криохроны, и в термохроны сохранялись очень холодный климат и суровые геотермические условия. Существенно, но в пределах отрицательных значений изменялась только  $T_{\text{п}}$ .

В первой половине эоплейстоцена, судя по байкальской диатомовой летописи (см. рис. 2), в интервале 1,75–1,40 млн лет назад отчетливо выделяется очень холодная эпоха. Она состояла из 7 хронов: 4 криохронов и 3 термохронов (см.

рис. 2). В криохроны  $T_{\text{в}}$  была ниже современной на 10–15 °С. Она опускалась ниже –10 °С даже в самых южных районах Сибири, где формировалась низкотемпературная, мощная, сплошная по распространению КТ. На Сибирской платформе в экстремально холодные криохроны зоны прерывистого и островного распространения КТ отсутствовали, так как южная граница КО проходила значительно южнее – по территории Монголии и Китая. В северных районах Сибири  $T_{\text{п}}$  опускалась до –30 °С и ниже<sup>7</sup>, а мощность КТ, по-видимому, превышала 500–700 м. В термохроны в условиях достаточно холодного климата (содержание ДВ изменялось от 12 до 25 %) даже в самых южных районах КТ деградировали не полностью. Следовательно, в первой половине эоплейстоцена в интервале 1,7–1,4 млн лет назад даже на юге Сибири КТ непрерывно существовали около 350 тыс. лет.

Во второй половине эоплейстоцена и в неоплейстоцене, судя по содержанию ДВ (см. рис. 2), климат на юге Сибири неоднократно и существенно изменялся<sup>8</sup>. В криохроны климатические и геокриологические условия были почти такими же суровыми, как в криохроны первой половины эоплейстоцена, а в термохроны климат был значительно теплее. В экстремально теплые криохроны содержание ДВ увеличилось до 80 % (пик – 1,01 млн лет назад) (см. рис. 2). Здесь  $T_{\text{в}}$  превышала современную на 3–4 °С, а КТ интенсивно деградировала и снизу и сверху. В Северной геокриологической зоне суровые климатические и геокриологические условия сохранялись на протяжении и криохронов, и термохронов. Здесь  $T_{\text{п}}$  изменялась в пределах отрицательных значений, а мощность КТ наращивалась снизу.

**Геокриологическая летопись неоплейстоцена Сибири (последние 800 тысяч лет)** составлена на основе геокриологической интерпретации [Фотиев, 2005а] байкальской записи биогенного кремнезема (рис. 3) [Prokopenko et al., 2001]. На летописи неоплейстоцена (см. рис. 3) в пределах Третьей плиоцен-голоценовой геокриологической эпохи достаточно четко выделяются 39 хронов: 20 криохронов и 19 термохронов. На байкальской записи  $\text{SiO}_{2\text{биог}}$  (см. рис. 3) холодные эпохи (криохроны), в которых содержание  $\text{SiO}_{2\text{биог}}$  ничтожно мало, имеют вид “корытообразных” понижений с плоским или наклонным дном, а теплые эпохи (термохроны), в которых содержание  $\text{SiO}_{2\text{биог}}$  весьма значительно, имеют вид ярко

<sup>6</sup> Впервые предположение о более древнем (чем раннеплейстоценовый) возрасте мощной синкриогенной толщи отложений на севере Сибирской платформы было высказано Н.С. Даниловой [1989]. По мнению А.В. Шера [1997], крайне суровые, резко континентальные климатические условия в северо-восточных районах Арктики непрерывно существуют не менее 1,5 млн лет. Он пишет: “Тундростенные сообщества возникли в Восточно-Сибирской Арктике 1,5 млн лет назад, и их история непрерывно прослеживается до самого конца плейстоцена” [Шер, 1997, с. 24].

<sup>7</sup> О более суровом климате и более суровых геотермических условиях (по сравнению с сартанской эпохой) свидетельствует предельно низкое (0–3 %) содержание ДВ (пик – 1,63 млн лет назад).

<sup>8</sup> Это подтверждается резкими и значительными (от 0 до 80 %) изменениями содержания ДВ.

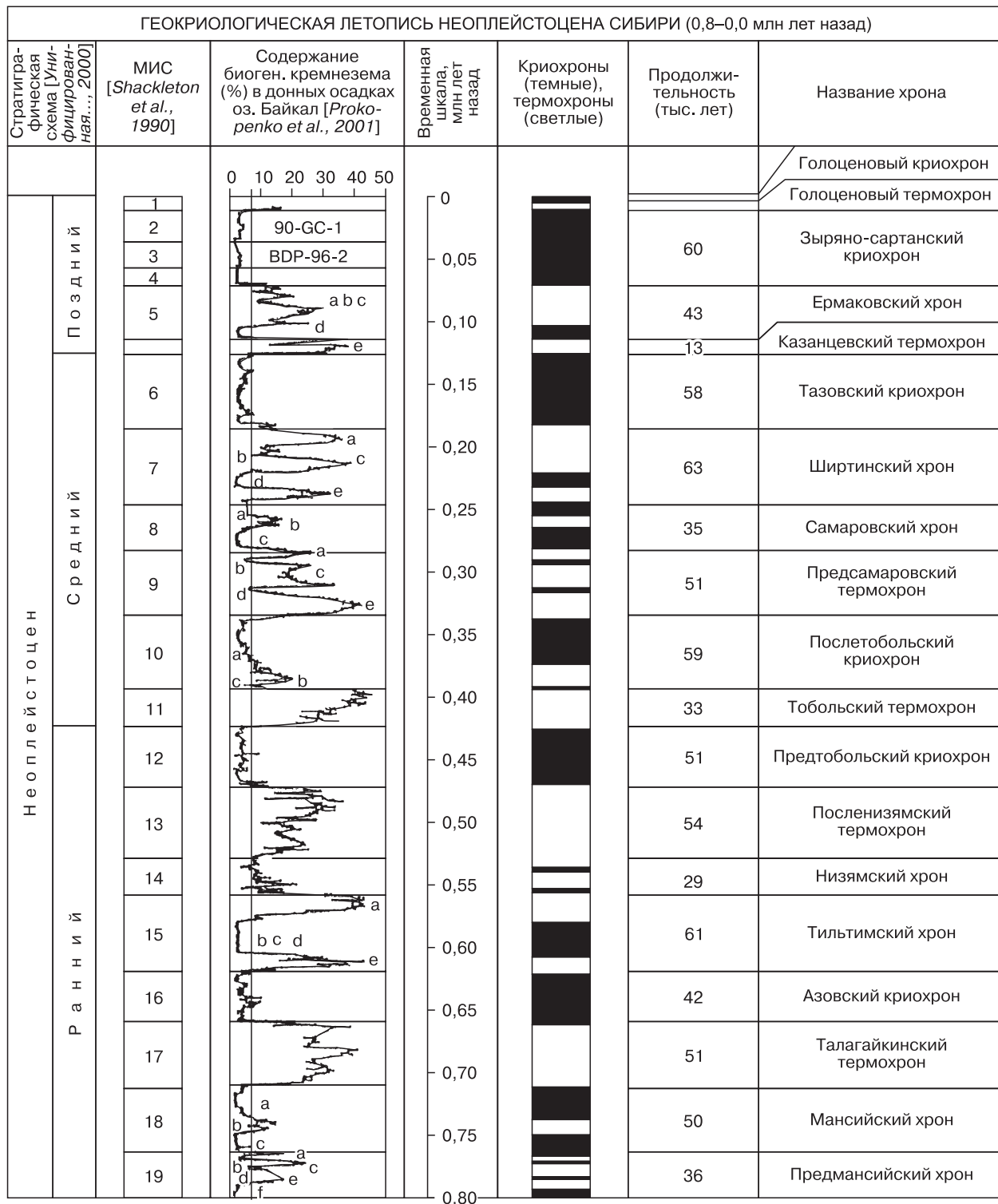


Рис. 3. Геокриологическая летопись неоплейстоцена Сибири (0,8–0,0 млн лет назад).



выраженных остроконечных пиков [Карabanов и др., 2001; Prokopenko et al., 2001]. Такой вид кривой свидетельствует об устойчивости сурового климата в криохроны и о резком (буквально катастрофическом) потеплении климата в термохроны.

При составлении геокриологической летописи неоплейстоцена возникла необходимость использовать три хронологические схемы. Выделенным автором в неоплейстоцене Сибири 39 хроном (20 криохронов и 19 термохронов) по времени соответствуют 19 МИС (10 холодных и 9 теплых),

выделенных на МИКК<sup>9</sup> согласно изотопной стратиграфии (см. рис. 3) [Shackleton et al., 1990]. Временные границы отдельных хронов четко совпадают с границами МИС. Однако некоторые МИС состоят из нескольких (до шести) четко выраженных криохронов и термохронов<sup>10</sup>, часть из которых практически не выражена на МИКК. В общепринятой стратиграфической схеме [Унифицированная..., 2000] в неоплейстоцене выделено 14 горизонтов (эпох). Поэтому количество МИС, выделенных на МИКК, превышает количество

Таблица 1. Характеристика климата и геокриологических условий хронов раннего неоплейстоцена (800–426 тыс. лет назад)

Номер МИС на МИКК	Время, тыс. лет назад	Название хрона	Климат	$T_{в}$ , °С (выше или ниже современной)	Направление развития криогенного процесса	Эпохи развития криогенного процесса	Реакция криогенной толщи	$T_{п}$ , °С (выше или ниже современной)
12	477–426	Предтобольский	Очень холодный	Ниже на 8–12	Агрadaционное	Криохрон	Понижение $T_{п}$ Увеличение $M_{КТ}$	Ниже на 8–12
13	531–477	Посленизямский	Умеренно теплый	Выше на 1–4	Деградационное	Термохрон	Повышение $T_{п}$ Сокращение $M_{КТ}$	Выше на 1–4
14	560–531	Низямский	Холодный	Ниже на 3–5	Агрadaционное	Криохрон	Понижение $T_{п}$ Увеличение $M_{КТ}$	Ниже на 3–5
15a	580–560	Тильтимский	Теплый	Выше на 3–5	Деградационное	Термохрон	Повышение $T_{п}$ Сокращение $M_{КТ}$	Выше на 3–5
15bcd	605–580		Очень холодный	Ниже на 10–15	Агрadaционное	Криохрон	Понижение $T_{п}$ Увеличение $M_{КТ}$	Ниже на 10–15
15e	621–605		Теплый	Выше на 3–5	Деградационное	Термохрон	Повышение $T_{п}$ Сокращение $M_{КТ}$	Выше на 3–5
16	663–621	Азовский	Очень холодный	Ниже на 8–12	Агрadaционное	Криохрон	Понижение $T_{п}$ Увеличение $M_{КТ}$	Ниже на 10–15
17	714–663	Талагайкинский	Умеренно теплый, теплый	Выше на 3–5	Деградационное	Термохрон	Повышение $T_{п}$ Сокращение $M_{КТ}$	Выше на 3–5
18a	739–714	Мансийский	Очень холодный	Ниже на 8–12	Агрadaционное	Криохрон	Понижение $T_{п}$ Увеличение $M_{КТ}$	Ниже на 8–12
18b	751–739		Умеренно теплый	Выше на 1–3	Деградационное	Термохрон	Повышение $T_{п}$ Сокращение $M_{КТ}$	Выше на 1–3
18c	764–751		Очень холодный	Ниже на 8–12	Агрadaционное	Криохрон	Понижение $T_{п}$ Увеличение $M_{КТ}$	Ниже на 8–12
19a	767–764	Предмансийский	Умеренно теплый	Выше на 1–3	Деградационное	Термохрон	Повышение $T_{п}$ Сокращение $M_{КТ}$	Выше на 1–3
19b	770–767		Очень холодный	Ниже на 8–12	Агрadaционное	Криохрон	Понижение $T_{п}$ Увеличение $M_{КТ}$	Ниже на 8–12
19c	775–770		Умеренно теплый	Выше на 1–3	Деградационное	Термохрон	Повышение $T_{п}$ Сокращение $M_{КТ}$	Выше на 1–3
19d	780–775		Очень холодный	Ниже на 8–12	Агрadaционное	Криохрон	Понижение $T_{п}$ Увеличение $M_{КТ}$	Ниже на 8–12
19e	790–780		Умеренно теплый	Выше на 1–3	Деградационное	Термохрон	Повышение $T_{п}$ Сокращение $M_{КТ}$	Выше на 1–3
19f	800–790		Холодный	Ниже на 3–5	Агрadaционное	Криохрон	Понижение $T_{п}$ Увеличение $M_{КТ}$	Ниже на 3–5

Примечание к табл. 1–3.  $M_{КТ}$  – мощность криогенной толщи;  $T_{в}$ ,  $T_{п}$  – средняя годовая температура воздуха и пород.

<sup>9</sup> МИКК – морская изотопно-кислородная кривая.

<sup>10</sup> По мнению многих ученых [Кузьмин и др., 2001a], такие резкие скачкообразные изменения климата вызваны изменениями параметров земной орбиты.

Таблица 2. Характеристика климата и геокриологических условий хронов среднего неоплейстоцена (426–127 тыс. лет назад)

Номер МИС на МИКК	Время, тыс. лет назад	Название хрона	Климат	$T_p$ , °С (выше или ниже современной)	Направление развития криогенного процесса	Эпохи развития криогенного процесса	Реакция криогенной толщи	$T_p$ , °С (выше или ниже современной)
6	185–127	Тазовский	Очень холодный	Ниже на 8–12	Агрградационное	Криохрон	Понижение $T_p$ Увеличение $M_{КТ}$	Ниже на 8–12
7a	208–185	Ширгинский	Умеренно теплый	Выше на 1–3	Деградационное	Термохрон	Повышение $T_p$ Сокращение $M_{КТ}$	Выше на 1–3
7b	209–208		Очень холодный	Ниже на 8–12	Агрградационное	Криохрон	Понижение $T_p$ Увеличение $M_{КТ}$	Ниже на 8–12
7c	223–209		Теплый	Выше на 3–5	Деградационное	Термохрон	Повышение $T_p$ Сокращение $M_{КТ}$	Выше на 3–5
7d	238–223	Самаровский	Очень холодный	Ниже на 8–12	Агрградационное	Криохрон	Понижение $T_p$ Увеличение $M_{КТ}$	Ниже на 8–12
7e	248–238		Теплый	Выше на 3–5	Деградационное	Термохрон	Повышение $T_p$ Сокращение $M_{КТ}$	Выше на 1–3
8a	259–248		Холодный	Ниже на 3–5	Агрградационное	Криохрон	Понижение $T_p$ Увеличение $M_{КТ}$	Ниже на 3–5
8b	267–259	Предсамаровский	Умеренно теплый	Выше на 1–3	Деградационное	Термохрон	Повышение $T_p$ Сокращение $M_{КТ}$	Выше на 1–3
8c	283–267		Очень холодный	Ниже на 8–12	Агрградационное	Криохрон	Понижение $T_p$ Увеличение $M_{КТ}$	Ниже на 8–12
9a	287–283		Умеренно теплый	Выше на 1–3	Деградационное	Термохрон	Повышение $T_p$ Сокращение $M_{КТ}$	Выше на 1–3
9b	290–287	Послетобольский	Очень холодный	Ниже на 8–12	Агрградационное	Криохрон	Понижение $T_p$ Увеличение $M_{КТ}$	Ниже на 8–12
9c	312–290		Умеренно теплый	Выше на 1–3	Деградационное	Термохрон	Повышение $T_p$ Сокращение $M_{КТ}$	Выше на 1–3
9d	314–312		Очень холодный	Ниже на 8–12	Агрградационное	Криохрон	Понижение $T_p$ Увеличение $M_{КТ}$	Ниже на 8–12
9e	334–314	Тобольский	Теплый	Выше на 3–5	Деградационное	Термохрон	Повышение $T_p$ Сокращение $M_{КТ}$	Выше на 3–5
10a	369–334		Очень холодный	Ниже на 8–12	Агрградационное	Криохрон	Понижение $T_p$ Увеличение $M_{КТ}$	Ниже на 8–12
10b	389–369		Умеренно теплый	Выше на 1–3	Деградационное	Термохрон	Повышение $T_p$ Сокращение $M_{КТ}$	Выше на 1–3
10c	393–389		Очень холодный	Ниже на 8–12	Агрградационное	Криохрон	Понижение $T_p$ Увеличение $M_{КТ}$	Ниже на 8–12
11	426–393		Умеренно теплый	Выше на 1–3	Деградационное	Термохрон	Повышение $T_p$ Сокращение $M_{КТ}$	Выше на 1–3

горизонтов, выделенных на стратиграфической схеме. Для ликвидации этого несоответствия разные авторы [Архипов, 1989; Архипов и др., 1999; Зыкин и др., 2001; Добрецов и др., 2003] на своих схемах в одних и тех же горизонтах стратиграфической схемы объединяли разновозрастные МИС<sup>11</sup>. Это привело к существенному искажению возрастных градаций отдельных горизонтов. Автор воспользовался корреляцией ледниково-межледниковых горизонтов севера Западной Сибири с изотопной шкалой, предложенной Е.Б. Карабановым с соавт. [2001]. Перерывам (МИС 9, 10, 12, 13, 19), выделенным на схеме Е.Б. Карабанова, автор дал условные названия (см. рис. 3). Хроны

выделялись автором [Фотиев, 2005a] в пределах возрастных границ каждой МИС [Shackleton et al., 1990] с указанием соответствующей эпохи по стратиграфической схеме (см. рис. 3).

В раннем неоплейстоцене (800–426 тыс. лет назад) в Сибири выделено 17 хронов (9 криохронов и 8 термохронов), которым на МИКК соответствуют 8 МИС: 4 холодные и 4 теплые (табл. 1). В среднем неоплейстоцене (426–127 тыс. лет назад) в Сибири выделено 18 хронов (9 криохронов и 9 термохронов), которым на МИКК соответствуют 6 МИС: 3 холодные и 3 теплые (табл. 2). В позднем неоплейстоцене (127–11 тыс. лет назад) в Сибири выделено 4 хрона (2 криохрона и 2 тер-

<sup>11</sup> Тазовский горизонт: МИС 6 [Архипов, 1989] и МИС 6, 7, 8 [Добрецов и др., 2003]. Тобольский горизонт: МИС 9, 10, 11 [Архипов, 1989] и МИС 11 [Добрецов и др., 2003]. Тильтимский горизонт: МИС 13, 14, 15 [Архипов, 1989] и МИС 13 [Добрецов и др., 2003]. Талагайкинский горизонт: МИС 17 [Архипов, 1989] и МИС 15, 16, 17 [Добрецов и др., 2003].

Таблица 3. Характеристика климата и геокриологических условий хронов позднего неоплейстоцена (127–11 тыс. лет назад)

Номер МИС на МИКК	Время, тыс. лет назад	Название хрона	Климат	$T_{в}$ , °С (выше или ниже современной)	Направление развития криогенного процесса	Эпохи развития криогенного процесса	Реакция криогенной толщи	$T_{п}$ , °С (выше или ниже современной)
2	37–11	Зыряно-сарганский	Очень холодный	Ниже на 8–12	Агрэдационное	Криохрон	Понижение $T_{п}$ Увеличение $M_{КТ}$	Ниже на 8–12
3	57–37		Холодный	Ниже на 1–3				Ниже на 1–3
4	71–57		Очень холодный	Ниже на 8–12				Ниже на 8–12
5abc	103–71	Ермаковский	Умеренно теплый	Выше на 1–3	Дегрэдационное	Термохрон	Повышение $T_{п}$ Сокращение $M_{КТ}$	Выше на 1–3
5d	114–103		Очень холодный	Ниже на 8–12				Агрэдационное
5e	127–114	Казанцевский	Теплый	Выше на 2–4	Дегрэдационное	Термохрон	Повышение $T_{п}$ Сокращение $M_{КТ}$	Выше на 2–4

мохрона), которым на МИКК соответствуют 4 МИС: 2 холодные и 2 теплые (табл. 3). Каргинское потепление (МИС 3) на байкальской записи биогенного кремнезема не проявилось<sup>12</sup>, что послужило основанием для выделения единого зыряно-сарганского криохрона, объединяющего МИС 4, МИС 3 и МИС 2.

В неоплейстоцене, судя по содержанию биогенного кремнезема в донных осадках оз. Байкал, наиболее холодными и продолжительными криохронами были (см. табл. 1–3, рис. 3): *в раннем* – азовский (МИС 16) и предтобольский (МИС 12), *в среднем* – послетобольский (МИС 10а), самаровский (МИС 8с) и тазовский (МИС 6), *в позднем* – зыряно-сарганский (МИС 4, МИС 3, МИС 2). Климатические и геокриологические особенности, характерные для экстремально холодных криохронов неоплейстоцена таковы [Фотиев, 2005а,б, 2006]: 1) крайне суровые климатические условия,  $T_{в}$  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 значительно южнее – по территории Монголии и Китая; 4) протяженность субэаральной КО была максимальной, главным образом за счет многолетнего промерзания пород на осушенном шельфе и в южных районах КО. По меридиану 70° в.д. КО простиралась от 47 до

78° с.ш. (более 3300 км), а по меридиану 105° с.ш. (без гор на юге и без островов на севере) – от 52 до 79,5° с.ш. (более 3000 км).

В неоплейстоцене, судя по содержанию биогенного кремнезема в донных осадках оз. Байкал, наиболее теплыми и продолжительными термохронами были (см. табл. 1–3, рис. 3): *в раннем* – талагайкинский (МИС 17) и посленизямский (МИС 13), *в среднем* – тобольский (МИС 11) и ширтинский (МИС 7), *в позднем* – казанцевский (МИС 5е, 127–114 тыс. лет назад). Климатические и геокриологические особенности, характерные для экстремально теплых термохронов неоплейстоцена таковы [Фотиев, 2005а,б, 2006]: 1) теплые климатические условия,  $T_{в}$  быстро и скачкообразно повышалась на 10–15 °С по сравнению с предыдущими криохронами и была на 2–4 °С выше современной; 2) в южных районах Южной геокриологической зоны КТ деградировала полностью, а в северных районах частично; 3) в районах Северной геокриологической зоны сохранялись суровые климатические и геокриологические условия, хотя  $T_{п}$  повышалась и значительно, но в пределах отрицательных значений; 4) в субэаральных условиях Северной зоны деградация КТ сверху происходила только под термокарстовыми озерами; 5) в субмаринных условиях на территории шельфа, затопленного морем, субэаральные толщи мерзлых пород, сцементированные льдом, под воздействием отрицательно-температурной морской воды постепенно превращались в охлажденные породы с криопэгами; 6) после регрессии казанцевского моря на осушенных участках равнин сформировалась и существует в настоящее время КТ, верхний ярус которой сложен мерзлыми льдистыми засоленными породами с линзами криопэгов и мощны-

<sup>12</sup> По мнению В.В. Баулина с соавт. [Баулин и др., 1981], в оптимум каргинского потепления в южных районах Западной Сибири толща мерзлых пород деградировала с поверхности до 65–66° с.ш.

ми пластами пресного льда явно континентального происхождения [Фотиев, 2003]; 7) протяженность субаэральной КО существенно сокращалась, главным образом за счет затопления шельфа морскими водами и активной полной деградации КТ в южных районах КО.

В голоцене по условиям развития криогенного метаморфизма пород целесообразно выделить две эпохи (хрона): деградационную (термохрон), от 11 тыс. лет назад до конца эпохи климатического максимума голоцена, и агградационную (криохрон), от конца эпохи климатического максимума голоцена до настоящего времени<sup>13</sup> (см. рис. 3).

Деградационная эпоха голоцена отличалась постепенным, устойчивым потеплением климата практически на всей территории КО:  $T_v$  повышалась на 10–15 °С (по сравнению с термическим минимумом сарганской эпохи). Тем не менее активная деградация (полная или частичная) КТ плейстоценового возраста, как сверху, так и снизу, происходила только в равнинных районах Южной геокриологической зоны. В Северной геокриологической зоне  $T_{п}$  повышалась существенно, но в пределах отрицательных значений. Частичная деградация КТ происходила только под многочисленными термокарстовыми озерами.

Агградационная эпоха голоцена отличалась общим похолоданием климата, понижением  $T_{п}$  на 3–5 °С (по сравнению с эпохой термического максимума голоцена) и новообразованием высокотемпературной, маломощной, преимущественно прерывистой КТ в районах Южной геокриологической зоны.

На территории современной КО граница между Северной и Южной геокриологическими зонами территориально совпадает с границей смыкания КТ голоценового и плейстоценового возраста. Она понижается к югу в восточном направлении от 65° с.ш. (на северо-востоке Европейской части России) до 60° с.ш. в Восточной Сибири и проходит вдоль побережья Охотского моря [Фотиев, 1978]. К северу от границы смыкания, 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, преимущественно 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 артезианских бассейнов КТ голоценового возраста отделена от КТ плейстоценового возраста ярусом пород с положительной температурой.

## ВЫВОДЫ

- Геокриологические летописи составлены по результатам геокриологической интерпретации [Фотиев, 2005a] уникальной байкальской климатической летописи, составленной большим коллективом ученых [Безрукова и др., 1999; Карабанов и др., 2000, 2001; Вильямс и др., 2001; Кузьмин и др., 2001a,б; Хурсевич и др., 2001; Prokopenko et al., 2001], тщательно и всесторонне изучавших донные осадки оз. Байкал.

- Геокриологическая летопись позднего кайнозоя (последние 3,5 миллиона лет) составлена на основе геокриологической интерпретации байкальской диатомовой записи [Карабанов и др., 2000].

- Геокриологическая летопись неоплейстоцена (последние 800 тысяч лет) составлена на основе геокриологической интерпретации байкальской записи биогенного кремнезема [Prokopenko et al., 2001].

- Геокриологические летописи позднего кайнозоя и неоплейстоцена следует рассматривать в качестве опорных для всех континентальных районов России.

## Литература

Агаджанян А.К., Боярская Т.Д., Глушанкова и др. Разрез новейших отложений Мамонтова гора. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973, 176 с.

Архангелов А.А., Конищев В.Н., Розенбаум Г.Э. Приморско-Новосибирский район // Региональная криолитология. М., Изд-во Моск. ун-та, 1989, с. 128–151.

Архипов С.А. Хроностратиграфия плейстоцена севера Сибири // Геология и геофизика, 1989, № 6, с. 13–22.

Архипов С.А., Волкова В.С., Зольников И.Д. и др. Западная Сибирь // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. М., ГЕОС, 1999, с. 84–110.

Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы Севера Азии. Новосибирск, Наука, 1991, 193 с.

Балобаев В.Т. Глобальные изменения климата и мерзлота // Наука и образование, 1997, № 2, с. 82–90.

Балобаев В.Т. Реконструкция палеоклиматических условий севера Сибири по современным геотермическим данным // Проблемы климатических реконструкций в плейстоцене и голоцене Сибири. Новосибирск, ИАЭТ СО РАН, 2000, вып. 2, с. 30–35.

Баулин В.В. Многолетнемерзлые породы нефтегазоносных районов СССР. М., Наука, 1985, 176 с.

Баулин В.В., Васильчук Ю.К., Трофимов В.Т., Чеховский А.Л. Историко-геологические закономерности формирования геокриологических условий // Геокриология СССР. Западная Сибирь. М., Недра, 1989, с. 20–38.

Баулин В.В., Данилова Н.С. История развития криолитозоны в позднем кайнозое // Геокриология СССР. Европейская территория СССР. М., Недра, 1988, с. 84–92.

<sup>13</sup> Временные интервалы эпохи климатического максимума голоцена и ее продолжительность в разных регионах КО не совпадают.



- Баулин В.В., Данилова Н.С.** История формирования современных мерзлых толщ Западной Сибири // *Материалы Междунар. конф. "Криогенные ресурсы полярных регионов"*, 2007, т. 1, с. 83–86.
- Баулин В.В., Данилова Н.С., Кондратьева К.А. и др.** Принципы и методы изучения истории развития криолитозоны // *Геокриология СССР. Европейская территория СССР*. М., Недра, 1988, с. 76–80.
- 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 миллионов лет по данным палинологического исследования осадков озера Байкал // *Геология и геофизика*, 1999, т. 40, № 5, с. 735–745.
- Васильчук Ю.К.** Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М., Изд-во Моск. ун-та, 2006, 392 с.
- Величко А.А.** Природный процесс в плейстоцене. М., Наука, 1973, 256 с.
- Величко А.А.** Соотношение изменений климата в высоких и низких широтах Земли в позднем плейстоцене и голоцене // *Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене*. М., Наука, 1989, с. 5–19.
- Величко А.А., Нечаев В.П., Баулин В.В., Данилова Н.С.** Криолитозона // *Атлас-монография "Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии"*. Поздний плейстоцен–голоцен – элементы прогноза. М., ГЕОС, 2002, вып. II, ч. 1, с. 38–55.
- Вильямс Д.Ф., Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А. и др.** Комплексные исследования позднелицен-плейстоценовых донных отложений озера Байкал – основа палеорекострукций и диатомовой биостратиграфии // *Геология и геофизика*, 2001, т. 42, № 1–2, с. 35–47.
- Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности. М., Наука, 1967, 214 с.**
- Данилова Н.С.** Этапы формирования криолитозоны Средней Сибири // *Геокриология СССР. Средняя Сибирь*. М., Недра, 1989, с. 15–29.
- Добрецов Н.Л., Зыкин В.С., Зыкина В.С.** Структура лесово-почвенной последовательности плейстоцена Западной Сибири и ее сопоставление с байкальской и глобальными летописями изменения климата // *Докл. РАН*, 2003, т. 391, № 6, с. 821–824.
- Дучков А.Д., Балобаев В.Т.** Эволюция теплового и фазового состояния криолитозоны Сибири // *Глобальные изменения природной среды*. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Фил. "Гео", 2001, с. 77–104.
- Ершов Э.Д., Лисицина О.М.** Докайнозойская криолитозона Земли // *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология*, 1993, № 2, с. 3–16.
- Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А.** Основные закономерности изменения природной среды и климата в плейстоцене и голоцене Западной Сибири // *Глобальные изменения природной среды*. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Фил. "Гео", 2001, с. 208–228.
- Каплина Т.Н.** История мерзлых толщ северной Якутии в позднем кайнозое // *История развития многолетнемерзлых пород Евразии*. М., Наука, 1981, с. 153–181.
- Каплина Т.Н.** Этапы формирования геокриологических условий // *Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток*. М., Недра, 1989, с. 20–25.
- 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.
- Кинд Н.В.** Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М., Наука, 1974, 216 с.
- Конищев В.Н.** Эволюция палеотемпературы пород арктической зоны России в верхнем кайнозое // *Криосфера Земли*, 1999, т. III, № 4, с. 39–47.
- 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", 2001а, с. 146–159.
- Кузьмин М.И., Карабанов Е.Б., Каваи Т. и др.** Глубоководное бурение на Байкале – основные результаты // *Геология и геофизика*, 2001б, т. 42, № 1–2, с. 8–24.
- Курчиков А.Р., Ставицкий Б.П.** Геотермия нефтегазоносных областей Западной Сибири. М., Недра, 1987, 134 с.
- Оберман Н.Г.** Региональные особенности мерзлой зоны Тимано-Уральской области // *Изв. вузов. Геология и разведка*, 1974, № 11, с. 94–105.
- Оберман Н.Г.** История формирования мерзлой зоны Тимано-Уральской области // *История развития многолетнемерзлых пород Евразии (на примере отдельных регионов)*. М., Наука, 1981, с. 60–73.
- Попов А.И.** Вечная мерзлота в Западной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Попов А.И.** История вечной мерзлоты в СССР в четвертичный период // *Вестн. МГУ. Сер. Биология, почвоведение, геология и география*, 1957, № 3, с. 8–13.
- Романовский Н.Н.** Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск, Наука, 1977, 216 с.
- Суходольский С.Е.** Парагенезис подземных вод и многолетнемерзлых пород. М., Наука, 1982, 152 с.
- Суходольский С.Е., Соловьев В.А.** Этапы формирования толщ криогенных горных пород // *Геокриология СССР. Европейская территория СССР*. М., Недра, 1988, с. 208–213.
- Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2000, 64 с.**
- Фотиев С.М.** История формирования криогенной толщи на территории СССР // *Тр. XXIII Междунар. географ. конгресса. Секция "Геоморфология и палеогеография"*. М., Наука, 1976, с. 273–276.
- Фотиев С.М.** Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР. М., Наука, 1978, 236 с.
- Фотиев С.М.** Гидрохимический метод оценки палеотемпературы пород на Арктическом побережье // *Криосфера Земли*, 1997, т. I, № 2, с. 29–35.
- Фотиев С.М.** Генезис пластов льда в морских отложениях Ямала // *Криосфера Земли*, 2003, т. VII, № 1, с. 63–75.



- Фотиев С.М.** Криохроны и термохроны юга Сибири за последние 5 миллионов лет (палеогеокриологическая интерпретация результатов исследований донных осадков озера Байкал) // Криосфера Земли, 2005а, т. IX, № 1, с. 13–27.
- Фотиев С.М.** Современные представления об эволюции криогенной области Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (Сообщение 1) // Криосфера Земли, 2005б, т. IX, № 2, с. 3–22.
- Фотиев С.М.** Современные представления об эволюции криогенной области Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (Сообщение 2) // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 2, с. 3–26.
- Фотиев С.М., Данилова Н.С., Шевелева Н.С.** Геокриологические условия Средней Сибири. М., Наука, 1974, 147 с.
- Хурсевич Г.К., Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А. и др.** Детальная диатомовая биостратиграфия озера Байкал в эпоху Брунес и климатические факторы видообразования // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 1–2, с. 108–129.
- Шевелева Н.С.** Региональные особенности многолетнего промерзания горных пород Средней Сибири на протяжении четвертичного периода // Общее мерзлотоведение. Новосибирск, Наука, 1978, с. 24–30.
- Шер А.В.** Природная перестройка в Восточно-Сибирской Арктике на рубеже плейстоцена и голоцена и ее роль в вымирании млекопитающих и становлении современных экосистем (Сообщение 1) // Криосфера Земли, 1997, т. I, № 1, с. 21–29.
- Шмелев Л.М.** Следы криогенных явлений в четвертичных отложениях Западной Сибири и их палеогеографическое значение // Четвертичный период в Сибири. М., Наука, 1966, с. 35–48.
- Cande S.C., Kent D.V.** Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res., 1995, vol. 100, p. 6093–6095.
- Colman S.M., Iones G.A., Rubin M. et al.** AMS radiocarbon analyses from Lake Baikal, Siberia challenges of dating sediments from a large oligotrophic Lake // Quater. Sci. Rev., 1996, vol. 15, p. 669–684.
- Karabanov E.V., Prokopenko A.A., Williams D.F., Colman S.M.** The link between insolation North Atlantik circulation and intense glaciations in Siberia during interglacial period of Late Pleistocene // Quatern. Res., 1998, vol. 50, p. 46–55.
- 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 times cale based on ODR site 677 // Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1990, vol. 81, p. 251–261.

*Поступила в редакцию  
10 февраля 2009 г.*