

ГЛУБОКОВОДНОЕ БУРЕНИЕ НА БАЙКАЛЕ — ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

М. И. Кузьмин, Е. Б. Карабанов, Т. Каваи¹, Д. Вильямс², В. А. Бычинский, Е. В. Кербер, В. А. Кравчинский, Е. В. Безрукова³, А. А. Прокопенко⁴, В. Ф. Гелетий, Г. В. Калмычков, А. В. Горегляд, В. С. Антипин, М. Ю. Хомутова, Н. М. Сошина, Е. В. Иванов, Г. К. Хурсевич⁵, Л. Л. Ткаченко, Э. П. Солотчина⁴, Н. Йошида⁶, А. Н. Гвоздков

Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

¹ *Национальный Институт изучения окружающей среды, Цукуба, Япония*

² *Университет Южной Каролины, Колумбия, Южная Каролина, 29208, США*

³ *Лимнологический Институт СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3, Россия*

⁴ *Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

⁵ *Институт геологических наук Национальной академии наук Беларуси, Минск, Беларусь*

⁶ *National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention Science and Technology Agency, 3-1 Tennodai, Tsukuba-shi, Ibaraki-ken 305-0006, Japan*

Рассматриваются итоги десятилетних исследований по международному проекту „Байкал-бурение“, выполняемому российскими, американскими и японскими учеными. Во время выполнения проекта было пробурено пять кустов скважин в разных морфоструктурах озера. Удалось доказать, что в глубоководных котловинах рифтового бассейна происходит лавинная седиментация, что приводит к поступлению большого количества растительных остатков, которые способствуют формированию в осадочной толще озера метана. Физико-химические условия на дне глубоких котловин приводят к формированию газогидратов, которые впервые были подняты из пресноводного бассейна.

Точный возрастной контроль байкальских осадков, полученных в результате бурения разрезов, базирующийся на детальных палеомагнитных данных, непрерывность и продолжительность этих разрезов позволяют получить уникальные палеоклиматические летописи, которые можно рассматривать в качестве модельных для Азии и в целом для континентов Северного полушария. Скважины на Академическом хребте, глубина которых достигла 600 м, позволяют охарактеризовать палеоклимат более 10-миллионного отрезка времени, причем с разрешением 500—250 лет. Разрезы Бугульдейской перемычки вскрыли возрастной интервал около 600 тыс. лет, они позволили получить возрастное разрешение в скважинах 25—100 лет.

Исследования распределения остатков диатомовых водорослей, а соответственно биогенного кремнезема, палинологические данные, а также данные по минералогическому и химическому составам осадков позволяют расшифровать палеоклимат Байкальского региона. Установлена сопоставимость континентального климата с палеоклиматическими записями, полученными для океанов. В то же время показано, что реакция на кратковременные изменения климата в континентальных записях проявляется более четко, чем в океанических. Байкальская палеоклиматическая летопись хорошо фиксирует похолодание, которое произошло около 2,5—2,8 млн лет тому назад, когда появились покровные ледники в различных регионах Северного полушария. В работе подробно рассматриваются вариации климата Байкальского региона за последние 5 млн лет.

Проект „Байкал-бурение“, газогидраты, палеоклиматические записи, диатомовые водоросли, биогенный кремнезем

DEEP DRILING ON LAKE BAIKAL: MAIN RESULTS

M. I. Kuz'min, E. B. Karabanov, T. Kawai, D. Williams, V. A. Bychinskii, E. V. Kerber, V. A. Kravchinskii, E. V. Bezrukova, A. A. Prokopenko, V. F. Geletii, G. V. Kalmychkov, A. V. Goreglyad, V. S. Antipin, M. Yu. Khomutova, N. M. Soshina, E. V. Ivanov, G. K. Khursevich, L. L. Tkachenko, E. P. Solotchina, N. Ioshida, and A. N. Gvozdokov

The paper presents the results of ten-years deep drilling on Baikal (joint Russian-American-Japanese Baikal Drilling Project). During the project run, five sets of boreholes were drilled in various geomorphic structures of the lake. Avalanche sedimentation has been established in deep basins of the rift lake. The sedimentation provides a great amount of plant producing methane in the sedimentary series. The physicochemical conditions at the bottom of deep basins favor formation of gas hydrates, which have been first found in the fresh-water lake.

A precise age control of the Baikal sedimentary sections based on detailed paleomagnetic data as well as their continuity and a considerable length allowed us to obtain a unique paleoclimatic record, which may provide a reference model for Asia and the whole continental Northern Hemisphere. Boreholes on the Akademicheskyy Ridge yield a record of more than 10 Ma with the age resolution of 500 to 250 years. The boreholes on the Bugul'deika saddle spanned a section of 600 ka with the age resolution of 25 to 100 years.

Distribution of diatoms and, hence, of biogenic silica, palynological data, and data on chemistry and mineralogy of sediments give insight into the paleoclimates of the Baikal region. The obtained continental climate record shows a perfect correlation with the oceanic oxygen isotope stratigraphy. At the same time, climate response in the continental cores is better pronounced. The Baikal paleoclimate record bears well-expressed evidence of cooling that occurred about 2.5–2.8 Ma ago, when ice sheets appeared in various regions of the Northern Hemisphere. Climate variations over the past 5 Ma are considered in detail.

Baikal Drilling Project, gas hydrates, paleoclimate record, diatom abundance, biogenic silica

ВВЕДЕНИЕ

В статье суммированы основные результаты реализации международного проекта „Байкал-бурение“, работы по которому начались в 1989 г. Подробные исследования по каждой скважине, а также результаты изучения в них отдельных параметров приведены в многочисленных статьях, опубликованных в отечественных и международных журналах, а также в ряде тематических сборников. В связи с публикацией специального выпуска журнала „Геология и геофизика“, посвященного проекту „Байкал-бурение“, было принято решение российскими участниками проекта, которое было поддержано руководителями проекта с американской (Д. Вильямс) и японской (Т. Каваи) сторон, о написании обобщающей статьи по результатам выполнения проекта. Главной задачей проекта „Байкал-бурение“ было изучение окружающей среды и климата в Центральной Азии в позднем кайнозое на основе исследования осадков кернов из скважин оз. Байкал. Однако эти исследования позволили ответить на ряд важных вопросов, связанных с магнитостратиграфией позднего кайнозоя, особенностями осадконакопления в Байкале и с тектонической эволюцией озера как типично рифтовой структуры, а также вопросов, касающихся состава газов в байкальских осадках и формирования газогидратного слоя в пресноводном бассейне. Эти и некоторые другие вопросы рассматриваются в настоящем сообщении.

Важной задачей современности является изучение окружающей среды и климата нашей планеты как в недавнем, так и далеком прошлом. Ведь только зная наше прошлое, мы сможем предсказать будущее и не допустить в связи с развитием промышленности уничтожения биосферы Земли, частью которой является и человек.

Наилучшие записи изменений природной среды и климата Земли хранятся в осадках океана, где в глубоких котловинах, защищенных от проявления внезапных катастроф, типичных для окраин океана, происходит медленное непрерывное осадконакопление со скоростью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров в 1000 лет. В океанах пробурено несколько сотен скважин, керн которых детально изучен. Выяснено, что ряд параметров океанических осадков чутко реагируют на изменение температуры воды. По вариациям содержаний изотопов кислорода в карбонатных океанических илах установлена четкая связь отклика палеоклимата с положением Земли на солнечной орбите, с наклоном оси вращения к плоскости орбиты [1]. Именно эти параметры определяют главным образом эпохи потеплений или похолоданий на Земле. Чтобы восстановить общую картину климатических изменений на Земле, необходимо изучать эти изменения не только в океанах, но и на континентах.

Однако долговременные непрерывные климатические записи на континентах получить очень сложно. Как правило, континентальные летописи климата состояются из серии отдельных коротких разрезов, расположенных в разных точках наших континентов, что и затрудняет их сопоставление. В этом отношении впадина оз. Байкал, имеющая 8-километровый осадочный разрез, в котором записана 25—30-миллионная история, является исключительно важным и перспективным объектом для изучения климатической континентальной летописи [2]. Замечательной особенностью Байкала является то, что он расположен в высоких широтах, где вариации солнечной радиации проявляются особенно четко и хорошо выражены сезонные климатические колебания. Большая масса воды озера определила отсутствие здесь площадного оледенения, перекрывающего зеркало воды, что свойственно большинству мелких озер высоких широт. Кроме того, Байкал является основной морфоструктурой крупнейшей рифтовой системы, что дает возможность исследовать закономерности формирования континентальных осадочных рифтовых бассейнов и геологическую историю самой Байкальской рифтовой системы. Все это объясняет интерес мирового научного сообщества к Байкалу как к источнику уникальной непрерывной климатической континентальной записи для Северного полушария Земли.

В 1989 г. по инициативе крупнейшего геолога и океанолога нашей страны чл.-кор. РАН Л. П. Зоненшайна была составлена программа „Глубоководная экология, палеолимнология и геодинамика Байкала“, поддержанная председателем Сибирского отделения Академии наук СССР академиком В. А. Коптюгом и президентом АН СССР — академиком Г. И. Марчуком. В рамках этой программы сотрудниками Южного отделения Института океанологии РАН проведены первые многоканальные сейсмические исследования, позволившие оценить строение и мощность осадочной толщи Байкала. Во время Международного геологического конгресса в Вашингтоне (1984 г.) американские ученые, в первую очередь профессор Университета Южной Каролины Д. Ф. Вильямс, предложили российским коллегам начать совместные исследования глобальных изменений природной среды и климата Центральной Азии на основе глубоководного бурения на Байкале, а также участие американских ученых в изучении палеолимнологии и геодинамики оз. Байкал. Подготовку буровой части будущего проекта „Байкал-бурение“ („Бурение на Байкале“) взяло на себя ГНПП „Недра“ Мингео СССР. В 1992 г. к проекту „Бурение на Байкале“ присоединились японские ученые — Японская Байкальская ассоциация (доктор Т. Каваи) и Университет Киото (проф.

Ш. Хорие, руководитель первого проекта бурения на оз. Бива, Япония). В это же время проект стал поддерживаться Министерством науки и технологий Российской Федерации.

Байкал состоит из трех глубоких котловин, отделенных друг от друга поднятиями. Северная котловина, с глубинами порядка 900 м, отделяется от Центральной, наиболее глубокой (максимальная глубина 1634 м), подводным Академическим хребтом. Центральная и Южная котловины (наибольшие глубины последней около 1400 м) разделены Селенгино-Бугульдейской перемычкой, образованной во многом осадками, выносимыми самой крупной впадающей в Байкал рекой Селенгой (рис. 1).

Байкальская впадина имеет тектоническую природу и ее образование связано со столкновением Индийской и Евразийской континентальных плит [3, 4], что вызвало дробление Юго-Восточной Азии на малые плиты и появление здесь серии рифтогенных структур и молодых гор. Байкальская впадина находится на границе Сибирской платформы с расположенными к югу и востоку складчатыми сооружениями. Байкальский рифт, скорее всего, развивался по модели Вернике—Бучфальда [5], когда континентальная кора в зоне рифтообразования разбивается на всю ее мощность единым сколом, падающим под углами 10—20 °С. Пологий глубинный разлом, выявленный геофизиками в Северо-Ангарской котловине, расположенной к северу на продолжении Байкальской впадины [6], можно рассматривать в качестве такого скола. Такая модель наиболее хорошо согласуется с выявленной при геофизических исследованиях [7] асимметрией Байкальского осадочного бассейна.

Перед началом бурения были проведены геофизические [7—9] и геологические [10—13] исследования дна Байкала с помощью подводных обитаемых аппаратов „Пайсис“ [14], разработан буровой комплекс „Байкал“, установленный на барже, которая вместе с судном-буксиром вмонтируется в озеро при проведении буровых работ.

Первый буровой комплекс базировался на 400-тонной барже. Установленное буровое оборудование позволяло пройти скважины глубиной 200—300 м в толще воды до 300—400 м. Бурение проводилось с помощью съемных керноприемников длиной 2 м, что позволило проходить скважины с высоким процентом выхода керна [15]. В 1997 г. был создан другой буровой комплекс „Байкал-2000“, смонтированный на 1000-тонной барже. Этот комплекс позволял проводить бурение скважин глубиной до 1 км при глубине воды до 900 м [16, 17]. При бурении применялись керноприемники длиной до 6 м, что позволяло значительно увеличить скорость бурения. Выход керна составил 95—98 %, что было отмечено как высокое достижение специалистами международных программ научного океанического и континентального бурения, посетившими комплекс зимой 1998 г.

Проведенные до начала буровых работ исследования позволили уточнить строение и мощность (до 8 км) осадочного чехла оз. Байкал; определить средневерхнемиоценовый возраст базального горизонта осадков Академического хребта, что подтвердило более поздний возраст Северной котловины оз. Байкал; ритмичное строение осадков, обусловленное чередованием слоев, обогащенных диатомовыми водорослями, которые сформировались в теплые межледниковые периоды, и слоев, сложенных терригенными глинами, которые отлагались в холодные, ледниковые периоды [10, 18].

Сейсмостратиграфия осадочной толщи достаточно хорошо изучена и описана в ряде работ [7, 9, 19, 20], обычно выделяют три основные сейсмостратиграфические толщи: проторифтовые сеймопрозрачные отложения, слагающие самые глубокие части осадочного разреза, располагающиеся выше пород фундамента в осевой части рифта. Среднерифтовые отложения слагают осадочный комплекс, содержащий умеренные и весьма протяженные отражающие горизонты. Толща сильно дислоцирована. Наконец выделяется современная рифтовая толща мощностью не более нескольких сотен метров, занимающая центральную часть Байкальского хребта и отличающаяся от среднерифтовой толщи почти полным отсутствием дислоцированности [8].

На Академическом хребте, а также в Центральной и Северной впадинах Т. Мура с коллегами [9] выделили два основных сейсмокомплекса в отложениях Академического хребта. Согласно этим авторам верхний тонкослоистый комплекс „А“ мощностью менее 200 м связан с ангарской (по имени р. Верхняя Ангара) фазой развития Байкала. Мощность этого комплекса на Академическом хребте составляет менее 200 м. Нижний сейсмокомплекс „В“ имеет мощность более 1000 м. Формирование его происходило во время баргузинской фазы развития Байкала. Сейсмокомплексы „А“ и „В“ разделены эрозийным несогласием — акустическая граница В10. Нижний комплекс „В“ включает две пачки, имеющие различные сейсмические характеристики; верхняя тонкослоистая (В10—В6) формировалась в относительно спокойных озерных условиях, нижняя (В6—В5) характеризуется наличием клиноформ, которые являются показателем формирования в условиях дельты Палеобаргузина.

В 1993 г. было проведено первое бурение на Бугульдейской перемычке, примерно в 6 км на юго-восток от устья Бугульдейки, в точке с координатами 52°31'05" с.ш.—106°09'11" в.д. на глубине 354 м. В течение сезона пробурено две скважины: ВDP-93-1 глубиной 98 м и ВDP-93-2 — глубиной 102 м [15, 21].

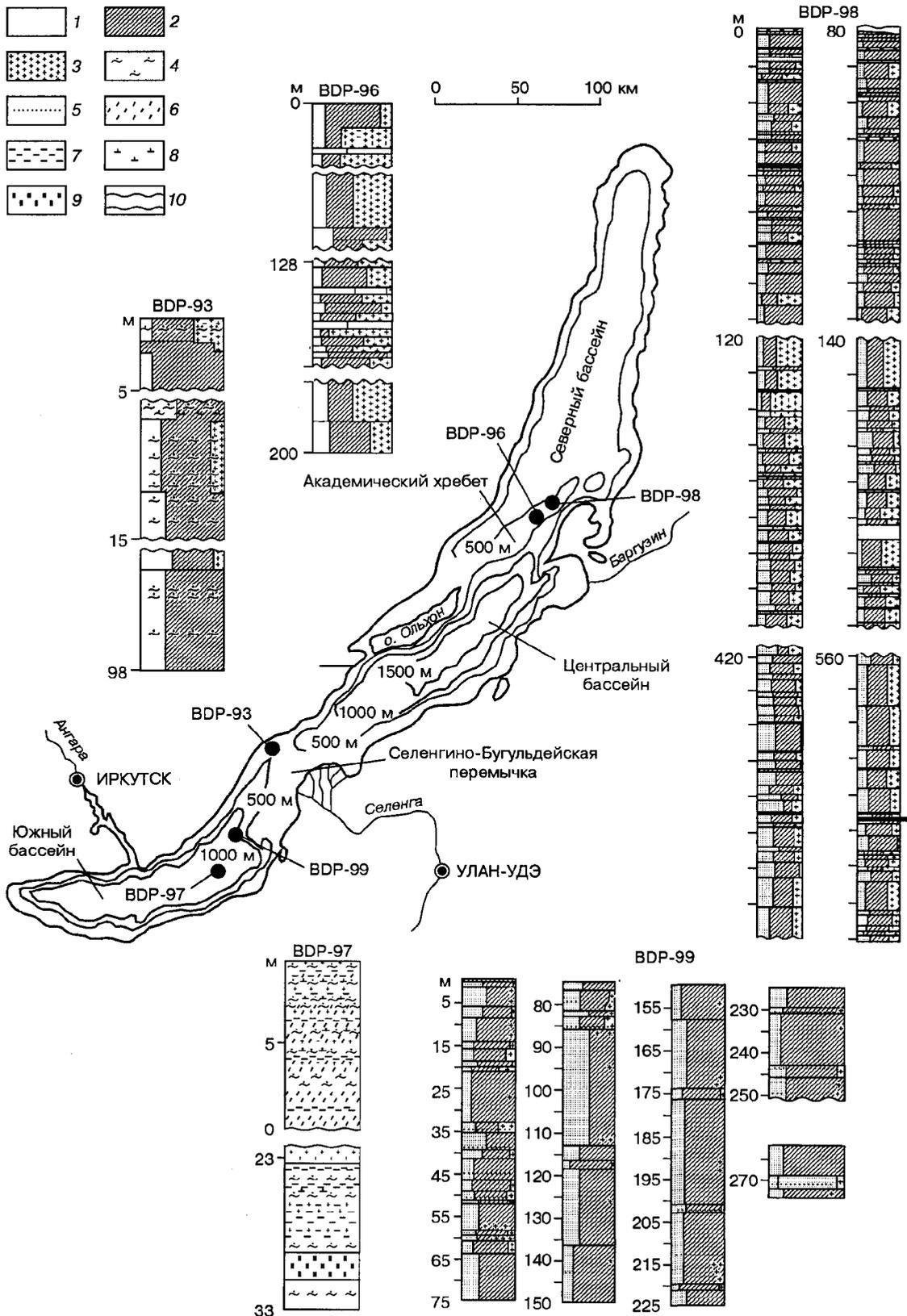


Рис. 1. Схематическая батиметрическая карта оз. Байкал.

Кружками показаны места бурения скважин. В колонках показаны разрезы осадочной толщи, пройденные при бурении. 1 — мелкий песок или алеврит; 2 — материал глинистой размерности; 3 — остатки диатомовых водорослей, отдельные крестики на фоне косой штриховки — единичные остатки диатомей; 4 — нижняя граница турбидитных прослоев; 5 — грубозернистый материал турбидитных прослоев; 6 — пелитовый ил с редкими диатомеями глубоководных котловин; 7 — глинистые прослои в глубоководных котловинах; 8 — остатки растительности; 9 — шлам; 10 — пропуск в разрезе.

Первое бурение на Академическом хребте проводилось в 1996 г. в точке $53^{\circ}41'48''$ с.ш.— $108^{\circ}21'06''$ в.д., при глубине воды 321 м. Пробурено две скважины: первая, ВDP-96-1, глубиной 300 м, но отбор керна проводился только до глубины 200 м и ВDP-96-2 глубиной — 100 м [16, 22, 23].

В 1997 г. бурение планировалось провести в Северной котловине, но комплекс был зажат льдами, и в результате ледяного дрейфа был вынесен в центр Южной котловины, в точку с координатами $51^{\circ}47'51''$ с.ш.— $105^{\circ}29'14''$ в.д., глубина воды в которой составляла 1428 м. Процесс бурения проходил сложно, так как технически к такой глубине комплекс подготовлен не был. Удалось вскрыть практически непрерывный разрез на глубину около 40 м, а затем пройти двумя стволами до глубины 121 и 161 м, подняв оттуда образцы осадков, содержащих газогидраты [24, 25].

В 1998 г. было проведено бурение на Академическом хребте в точке с координатами $53^{\circ}44'48''$ с.ш.— $108^{\circ}24'34''$ в.д. Глубина скважины составляла 670 м при глубине воды 333 м. Сплошной отбор керна осуществлялся до глубины 600 м. Выход керна составил 95 % [17].

В 1999 г. бурение проводилось в точке $52^{\circ}05'23''$ с.ш.— $105^{\circ}50'24''$ в.д. Глубина воды 205,56 м, глубина скважины 350,5 м.

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ МОРФОСТРУКТУРАХ БАЙКАЛА

Одним из важных достижений бурения явилось выяснение условий осадконакопления в различных морфоструктурах оз. Байкал.

Первая скважина была пробурена на Бугульдейской перемычке в 7 км на юго-восток от р. Бугульдейка. Геологические исследования показывают, что ранее река вытекала из Байкала и впадала в Лену [15]. Это время отвечает манзурской эрозионно-тектонической стадии. В дальнейшем в необайкальскую стадию, в связи с крупными тектоническими движениями и ростом Приморского хребта, возвышающегося по западному борту Байкала, речная сеть перестроилась и сформировалось русло Бугульдейки, впадающей в Байкал. Эти данные подтверждаются сейсмическими профилями, показывающими, что осадочная толща в районе бурения разбита на два сеймостратиграфических комплекса, разделенных несогласиями, фиксирующимися ниже 100 м, т. е. скважины вскрыли только верхний сеймостратиграфический горизонт.

На рис. 1 приведен обобщенный разрез Бугульдейской скважины. Осадочная толща в районе бурения представлена плотными тонкозернистыми алевритопелитовыми илами, сложенными терригенным и биогенным материалом. Устанавливается ритмичность осадочного разреза. Каждый ритм имеет слой, обогащенный остатками диатомовых водорослей, и слой, представленный терригенным материалом глинистой размерности. Такие ритмы, состоящие из двух слоев — диатомового и чисто терригенного ила, прослеживаются практически до забоя скважин.

Характерной особенностью Бугульдейского разреза является увеличение грубозернистого материала в низах разреза, что связывается с интенсивной проработкой русла Бугульдейки в начальный период ее развития, а также с наличием в разрезе турбидитных прослоев, образованных временными мутьевыми потоками, связанными, возможно, с сезонными паводками Бугульдейки. Мощность турбидитных прослоев в Бугульдейском разрезе не превышает 1,5—2 см.

Другой тип осадочного разреза выявлен на Академическом хребте, который отделен от берегов глубокими бассейнами. Хребет возвышается над ними на 400—600 м. Эти глубокие ванны препятствуют поступлению на хребет грубого материала с берегов, сюда поступают осадки только из водной толщи. Их мощность на вершине хребта в районах бурения 1996 и 1998 гг. составляет около 1000 м. Геофизическими исследованиями здесь установлена хорошо стратифицируемая толща осадков, разделенная двумя несогласиями. Нижнее несогласие, расположенное на глубине около 400 м, как считалось ранее, имеет возраст всего 1,5—2 млн лет. Однако данные бурения показывают, что оно значительно древнее, а значит, глубокие котловины Байкала существовали, по крайней мере, 5 млн лет (таков возраст осадков забоя 200-метровой скважины на Академическом хребте) [16].

Осадки Академического хребта, как и на Бугульдейке, представлены алевритопелитовыми биогенными илами. В разрезе скв. ВDP-96-1 не отмечается перерывов и несогласий. Полностью отсутствуют турбидитные прослои. Грубый материал если и есть, то только в качестве отдельных линзочек, что связано с переносом песчаного материала по льду и попаданием его в осадок после таяния льда. Разрез имеет ритмичность, связанную с чередованием диатомовых илов с терригенным глинистым осадком, и прослеживается на 200 м. Литологические особенности вскрытых на Академическом хребте осадков свидетельствуют о постоянстве условий осадконакопления во время формирования вскрытой скв. ВDP-96-2 части осадочной толщи. Следовательно, за все время формирования разреза отсутствовали условия поступления осадочного вещества с берегов. Материал, слагающий осадок, поставлялся только из водной толщи. Очевидно, такие разрезы — самые удобные для палеоклиматических исследований.

Другой тип разреза характерен для осадочной толщи, вскрытой в 1997 г. в Центральной части Южной впадины (см. рис. 1). Здесь наряду с глубоководными озерными осадками широко развиты турбидитовые прослои, сложенные гравийно-песчаным материалом. Вверх по разрезу они постепенно переходят в глубоководные озерные отложения. Прослоям свойственна четко выраженная градиционная слоистость, обусловленная сменой грубозернистого материала, слагающего низы прослоев, все более мелкозернистым в верхней части прослоя. Перечисленные данные свидетельствуют об отложении этого материала из временных водных потоков, переносящих береговой материал далеко в глубоководные озерные котловины. Подобные турбидитные потоки известны на окраинах океанов, где, по образному выражению А. П. Лисицина [26], происходит „лавинная седиментация“, так как перенос огромного количества осадочного материала временным водным потоком, несомненно, может быть сравнен с подводным селем. Турбидитные потоки несут в глубь озера большое количество растительных остатков. Они быстро захороняются и могут быть источником органических углеводов, что подтверждает изучение газов из керна скважины.

Таким образом, характер осадкообразования в различных морфоструктурах Байкала, являющегося типичным рифтовым озером, существенно отличается. На поднятиях, таких как Академический хребет, отделенных от берегов глубокими котловинами, отмечается глубоководное озерное осадко-накопление. Осадочные разрезы, полученные с таких морфоструктур озера, наиболее информативны для составления непрерывных палеоклиматических записей. Ведь характер осадкообразования в таких структурах будет изменяться только в зависимости от внешней обстановки, связанной с природной средой и климатом.

Глубоководные котловины рифтовых впадин отличаются лавинным характером седиментации. Такие структуры могут быть сопоставлены с пассивными окраинами океанов, для которых подобный характер седиментации установлен уже давно [26]. Но если углы наклона на окраинах океана составляют 4—8°, а турбидитные потоки прослеживаются на тысячи километров, то борта глубоководных котловин Байкала имеют угол наклона от 15 до 30°, так что турбидитные потоки во впадинах озера могут полностью перекрывать их дно. Исследование разрезов имеет большое значение для определения динамики формирования рифтовых впадин, изучения характера образования в них углеводов, а также особенностей становления осадочных континентальных бассейнов.

ГАЗЫ В ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩЕ БАЙКАЛА И НАХОДКА ГАЗОГИДРАТОВ

Ранее газы осадочной толщи оз. Байкал изучались лишь в местах их самопроизвольного выхода со дна озера [27] и в верхнем, до глубины 10 м, слое осадка [28, 29].

В ходе реализации международного проекта „Байкал-бурение“ появилась уникальная возможность исследовать газ более глубоких горизонтов донных отложений озера.

С 1996 по 1999 г. в процессе бурения глубоководных скв. BDP-96, BDP-97, BDP-98 и BDP-99 был изучен газ, связанный с осадками озера.

На поверхность керна поднимался в пластиковых контейнерах. Пробы газа отбирались либо через торцевые поверхности контейнера, либо через стенки из разрывов в кернах, образующихся при выделении газа.

Согласно правилам, принятым в проекте „Байкал-бурение“, на борту бурового комплекса любое воздействие на керна, в том числе и его дегазация, запрещены. Поэтому по всему разрезу донных отложений, вскрытому скважинами, пробы газа отобрать не удалось, поскольку во многих случаях свободное газовыделение из керна было чрезвычайно слабым.

Интенсивность и объемы выделения газов из керна значительно меняются в зависимости от места расположения скважины, а также по вертикальному разрезу осадков. Максимальным газовыделением характеризуется керна скв. BDP-96-1 и BDP-96-2, пробуренных на Академическом хребте (из керна длиной 200 см и диаметром 54 мм выделилось около 2 л газа). Вместе с тем на том же Академическом хребте при бурении

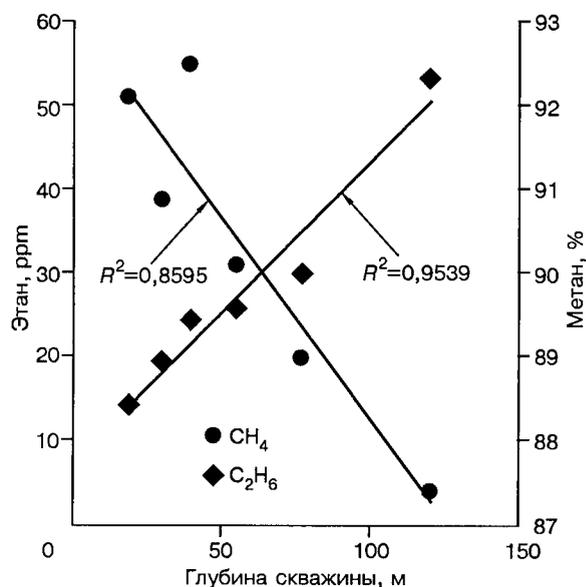
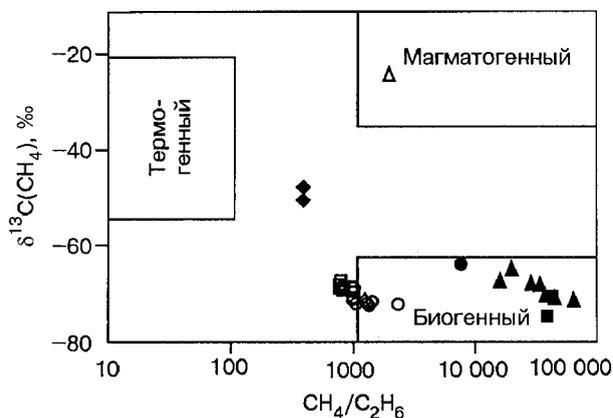


Рис. 2. Зависимость содержания метана и этана в газе, выделенном из керна скв. BDP-99, от глубины разреза.

R^2 — коэффициент корреляции.



▲ 1 Рис. 3. Зависимость $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ от $\text{CH}_4/\text{C}_2\text{H}_6$ в газе, выделенном из керна глубоководных скважин, пробуренных на оз. Байкал.

□ 2
■ 3 1 — BDP-99, 2 — BDP-98, 3 — BDP-97, 4 — BDP-96-1,
◇ 4 5 — BDP-96-2, 6 — BDP-97 (газогидрат), 7 — п. Ангарские хутора, 8 — п. Горячинск.

○ 5
● 6 скв. BDP-98 в верхней части разреза (до глубины 200 м) свободное газовыделение из керна практически отсутствовало.

◆ 7 Все отобранные пробы газа были проанализированы на содержание He , H_2 , O_2 , N_2 , CH_4 , C_2H_6 и CO_2 .

△ 8 Состав газа, выделяющийся из керна

всех пробуренных скважин, однотипен. Основным компонентом является метан. Его концентрация находится в интервале 72,62—93,90 об.% (среднее 88,45 об.%). В заметных количествах обнаружены также азот и углекислый газ (CO_2 — 0,04 — 10,5 об.%; N_2 — 4 — 20,10 об.%). Содержание этана колеблется от 14,2 до 1155 ppm (среднее — 611 ppm). Концентрация He и H_2 не превышает 36 и 652 ppm соответственно.

В скв. BDP-96, BDP-97 и BDP-98 все компоненты газа характеризуются неравномерным распределением по разрезу. Исключение составляет скв. BDP-99, где наблюдается линейная зависимость содержания метана и этана от глубины (рис. 2). На наш взгляд это связано с тем, что вскрытый скв. BDP-99 разрез сложен в основном плотными глинами, которые затрудняют миграцию газа в осадке.

Возможность существования газогидратов метана в донных отложениях оз. Байкал предсказывалась достаточно давно [30, 31]. В последние годы была определена нижняя граница их залегания в толще осадков и мощность газогидратного слоя [32]. Однако материальное подтверждение существования газогидратов на Байкале получили лишь в 1997 г. при бурении скв. BDP-97, когда с глубины 121 и 161 м были подняты образцы газогидратсодержащей породы [24, 25]. Образцы гидратсодержащих осадков изучены различными физико-химическими методами в Институте геохимии (г. Иркутск), Институте неорганической химии, Институте химической кинетики и горения и в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Межинститутским коллективом исследователей выполнены термоволюмометрический (измерения объема газа, выделяющегося при оттаивании осадка), рентгенофазовый, дифференциально-термический, хроматографический, изотопный и некоторые другие виды анализов, которые подтвердили наличие газогидратов метана в исследованных образцах [24].

В настоящее время выделяют три типа природного метана [33]: метан биогенного происхождения ($\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4) = -110 \dots -50 \text{ ‰}$), метан, образующийся в результате термогенных процессов ($\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4) = -50 \dots -20 \text{ ‰}$), и метан магматогенного происхождения ($\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4) \geq -20 \text{ ‰}$).

Микробиологические процессы характеризуются высоким отношением концентрации метана к концентрации более тяжелых углеводородов, в частности $\text{CH}_4/\text{C}_2\text{H}_6$ превышает 1000.

Результаты измерения $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ и $\text{CH}_4/\text{C}_2\text{H}_6$ для газа байкальских осадков свидетельствуют о том, что метан во всех образцах, в том числе и в газе, полученном при разложении газогидрата, имеет биогенное происхождение. В то же время в термальных водах на побережье озера фиксируется метан другого генезиса (рис. 3).

Следует, однако, отметить, что для наиболее глубоких горизонтов (448—600 м) скв. BDP-98 наблюдается некоторое уменьшение $\text{CH}_4/\text{C}_2\text{H}_6$ (мин. = 796; макс. = 962; ср. = 828). Снижение $\text{CH}_4/\text{C}_2\text{H}_6$ незначительно и может быть связано с различными причинами, но тем не менее этот факт позволяет сделать предположение о том, что наряду с бактериальным синтезом метана на этих горизонтах появляется возможность протекания и термогенных процессов.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ЗАПИСИ В ОСАДОЧНЫХ РАЗРЕЗАХ БАЙКАЛЬСКИХ ОСАДКОВ — ОСНОВА ИХ ВОЗРАСТНОЙ ДАТИРОВКИ

Палеомагнитные и петромагнитные исследования донных осадков оз. Байкал и коренных обнажений в его водосборном бассейне ведутся с 70-х годов [15, 16, 34—39]. К настоящему времени изучены керны колонок и скважин всех котловин Байкала на протяжении 600 км.

Магнитная восприимчивость (K), величина вектора естественной остаточной намагниченности (ЕОН), коэффициент Кенегсбергера — величины, позволяющие проводить корреляцию колонок и скважин, определять их возраст. Особенно эффективна корреляция кернов глубоких скважин, пробуренных недалеко от устья Бугульдейки и на Академическом хребте. Данные измерений

магнитной восприимчивости дают возможность, кроме корреляции кернов, получить более полный разрез осадков по скважинам, составляя композиционную колонку путем привлечения недостающих интервалов по обшм скважинам. Кроме того, профили *K* по самым верхним частям обеих скважин точно сопоставляются с ранее отобранными недалеко от места бурения колонками. Это указывает на то, что приповерхностный слой осадков не был разрушен при бурении.

Анализ наклонений ЕОН показывает, что колонки и скважины бурения 1993 г. не вышли за пределы эпохи Брюнес [15, 36—38]. В изменениях наклонения вдоль профиля скважины отражаются вековые вариации земного магнитного поля и экскурсы. Начиная с 1996 по 1999 г., на Академическом хребте пробурены скважины (100, 200 и 600 м), охватывающие более продолжительный временной интервал (5—10 млн лет). Эти исследования позволяют точно оценить интервалы смены полярности геомагнитного поля и экскурсы [39, 40]. Рассчитаны скорости осадконакопления в разные геомагнитные эпохи (Брюнес, Матуяма, Гаусс, Гилберт). Разработка магнитостратиграфической шкалы по разрезу байкальских донных осадков используется как для калибровки и уточнения мировой магнитостратиграфической шкалы для континентов, так и составления опорного разреза для расчленения и возрастной привязки по палеомагнитным данным плиоцен-голоценовых отложений Восточной Сибири.

Петромагнитные исследования колонок из оз. Байкал проводились для определения возраста осадков и интерпретации палеоклиматов [36—38, 41]. Величина магнитной восприимчивости меньше в продуктивных межледниковых интервалах, обогащенных диатомовым опалом. Увеличение магнитной восприимчивости, связанное с изменением магнитной минералогии, а также с отсутствием разбавления осадка остатками диатомовых водорослей, отмечаемое в нижних частях колонок, осадки которых формировались в ледниковые периоды, указывают на увеличение роли эолового переноса в ледниковые интервалы времени. Сопоставление ледниковых-межледниковых циклов морской кислородной кривой с вариациями магнитной восприимчивости в байкальских колонках и кернах было использовано для оценки возраста осадков на Академическом хребте. Такая методика позволяет коррелировать петромагнитные параметры и глобальную кривую объемов льда, полученную по программе СПЕСМАР. Измерена низкочастотная магнитная восприимчивость керна обеих колонок. Рассчитаны коэффициенты корреляции между магнитной восприимчивостью скв. ВDP-96-1 и ВDP-96-2 и океанической изотопной кислородной кривой СПЕСМАР, составлена сводная (композиционная) колонка по двум скв. ВDP-96-1 и ВDP-96-2, проведен частотный анализ изменений магнитной восприимчивости во времени. Полученные результаты иллюстрируют высокую корреляцию между кривой СПЕСМАР и магнитной восприимчивостью керна скв. ВDP-96 (коэффициент корреляции 0,41). Результаты частотного анализа показали, что палеоклиматический сигнал в байкальских осадках отражает следующую периодичность, связанную с циклами Миланковича: 23, 41, 52 и 106 тыс. лет (соответственно прецессия, наклонение земной оси, одну из гармоник эксцентриситета с наложением наклонения и сам эксцентриситет земной орбиты) [41].

БАЙКАЛЬСКАЯ КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЛЕТОПИСЬ

Точный возрастной контроль полученных в результате бурения разрезов байкальских осадков, базирующийся на детальных палеомагнитных данных, непрерывность и продолжительность этих разрезов позволяют получить уникальные палеоклиматические летописи, которые можно рассматривать в качестве модельных для Азии и в целом для континентов Северного полушария. Наиболее информативны для палеоклиматологии разрезы Академического хребта. Проведенный нами отбор проб в скв. ВDP-96 и ВDP-98 через 1—2 см, с учетом скорости осадконакопления 4 см/1000 лет [16, 17], позволяет добиться возрастного разрешения в 500—250 лет для интервалов в 5—10 млн лет и делает полученные климатические летописи уникальными.

Исследования климата с использованием бугульдейского разреза, при которых частота отбора проб составляла 0,5—1 см, при скорости осадконакопления около 20 см/1000 лет, позволили получить возрастное разрешение в 25—100 лет [42].

Изучение распределения остатков диатомовых в скважинах Академического хребта, а соответственно и биогенного кремнезема, однозначно показало чувствительность отклика продуктивности озера на изменение климата [16, 40]. В дальнейшем было показано, что и ряд других компонентов, в первую очередь содержание редких элементов, в осадках различаются в теплые и холодные периоды [43, 44].

В настоящее время удастся продемонстрировать, что функционирование всей экосистемы Байкала и его водного бассейна связано с климатическими изменениями, и это четко фиксируется изменением минералогического, химического и редкоэлементного составов осадков. Рассмотрим кратко результаты этих исследований, выполняемых по проекту в 1997—2000 гг. Впервые сопоставление байкальских палеоклиматических записей с морскими изотопными кислородными кривыми

(ИКК) было сделано нами в 1997 г. [23, 40], что позволило изучить частотный спектр записи биогенного кремнезема и показать в нем наличие основных орбитальных частот — 100, 42 и 23—17 тыс. лет. Это позволило говорить об орбитальной природе сигнала в осадках Байкала.

Для применения спектрально-временного анализа данные по содержанию биогенного кремнезема были приведены к равномерной шкале. На первом этапе использовали временные реперы, полученные при палеомагнитном датировании керна [16, 17]. Промежуточные значения возрастов внутри этих интервалов линейно проинтерполированы. На втором этапе была проведена дополнительная коррекция положения отдельных пиков исходя из сходства записей ИКК и SiO_2 биог. Окончательный вариант записи SiO_2 биог. в равномерном временном масштабе приведен на рис. 4.

Сравнение изменения частотных характеристик в интервале 0—2500 тыс. лет распределения биогенного кремнезема в разрезе скв. ВDP-96-2, морской изотопной кислородной кривой [45], а также изменение среднеиюльской инсоляции на широте 65° с.ш. [46] приведены на рис. 5, из которого видна хорошая согласованность всех трех кривых. Спектры разделены на два диапазона с частотами 0—0,03 цикла/тыс. лет (рис. 5,А) и 0,03—0,06 (см. рис. 5,Б). Из рис. 5,А видно, что больший вклад в изменение сезонной инсоляции вносит прецессия земной оси, давая спектральные линии с периодом 23 и 19 тыс. лет. Изменение наклона земной оси с основным пиком в 41 тыс. лет (см. рис. 5,Б) вносит меньший вклад в изменение сезонной инсоляции, а влиянием эксцентриситета можно пренебречь.

На записи спектра морской кислородной кривой наибольшую величину имеет пик с периодом 41 тыс. лет, а с периодом 19 и 23 тыс. лет выделяется слабее. Хорошо выделяются пики 96 и 126 тыс. лет, причем их периоды совпадают с периодами изменения эксцентриситета.

На спектре распределения биогенного кремнезема выделяются пики 96 и 41 тыс. лет. Как на спектре ИКК, так и на SiO_2 биог. выделяются также пики с периодом около 55 и 75 тыс. лет. Слабые пики с периодом 55 тыс. лет имеются на спектрах эксцентриситета и наклона земной оси. Происхождение периода 76 тыс. лет неясно, но слабые пики такой частоты есть на спектрах эксцентриситета и наклона земной оси.

Таким образом, изменения эксцентриситета и наклона земной оси оказывают большее влияние на изменение климата Земли, чем прецессия. Следует отметить, что максимальное изменение инсоляции, вызванной изменениями эксцентриситета за период 0—2500 тыс. лет составляют 0,16 %, среднеиюльская инсоляция на широте 65° за этот период менялась от 388 до 500 Вт/м² или на 29 %.

Распределение биогенного кремнезема в скв. ВDP-96-1 и ВDP-96-2, возраст 100-метрового забоя, который составляет 2,5 млн лет [16], были изучены с помощью спектрально-временных

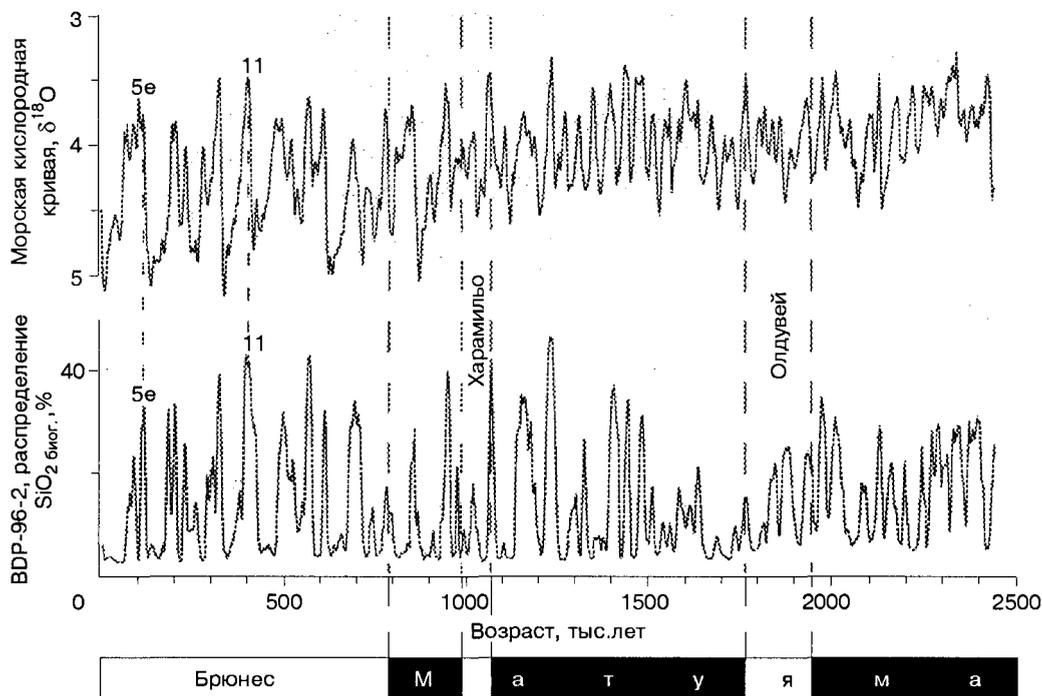
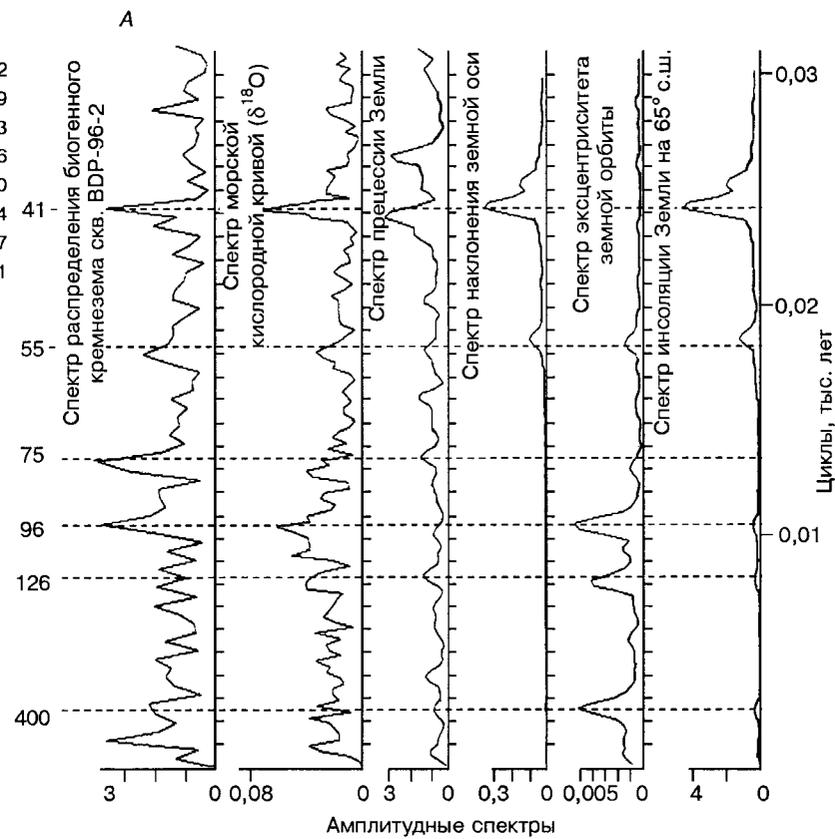
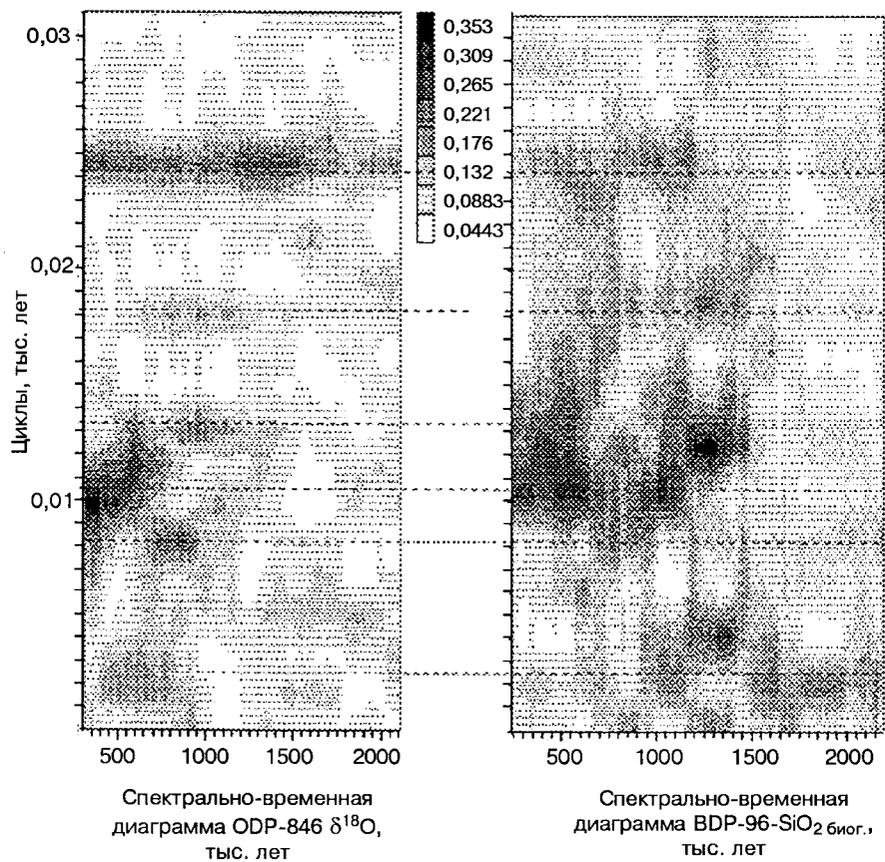


Рис. 4. Распределение биогенного кремнезема, приведенное к равномерной временной шкале.

Штриховые линии отмечают основные палеомагнитные события и морские изотопные стадии 5е и 11.



Начало рис. 5

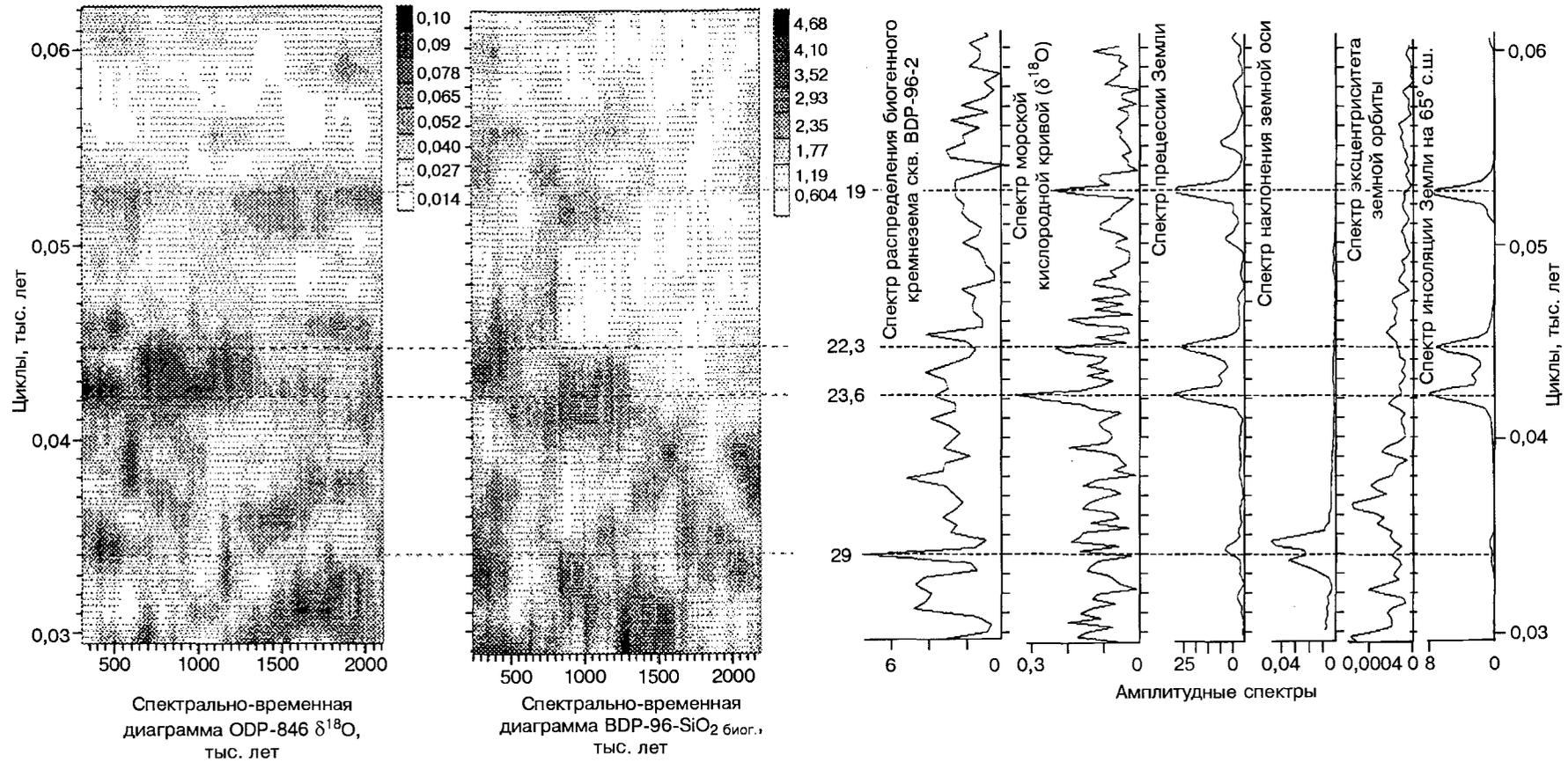


Рис. 5. Сравнение спектральных характеристик параметров земной орбиты и 2,5-миллионных климатических записей.

А — от 0,01 до 0,03 циклы, тыс. лет (т. е. циклы с периодами от 400 до 33 тыс. лет); Б — от 0,03—0,06 циклы, тыс. лет (т. е. циклы с периодами от 33 до 16 тыс. лет).

диаграмм (СВАН). СВАН-диаграммы для морской кислородной кривой и для кривой биогенного кремнезема из скв. BDP-96 приведены на рис. 5.

Период 400 тыс. лет, имеющийся в спектре эксцентриситета, появляется на СВАН-диаграмме SiO_2 биог. в интервале 1500—2500 тыс. лет (см. рис. 5,Б). Ритм 100 тыс. лет отчетливо проявлен в интервале 0—1,3 млн лет. Появление этого ритма совпадает с началом резких изменений климата в плейстоцене. На СВАН-диаграмме ИКК 100 тыс. лет ритм отчетливо выделяется на интервале 0—600 тыс. лет (см. рис. 5,Б). В интервале 0—1500 тыс. лет на обеих СВАН-диаграммах заметно проявление ритма с периодом примерно 55 тыс. лет. Таким образом, влияние изменений эксцентриситета, кроме периода 400 тыс. лет, на климат больше всего проявляется в плейстоцене.

Ритм 41 тыс. лет в течение всего интервала времени четко проявлен на СВАН-диаграмме ИКК. На СВАН-диаграмме SiO_2 биог. этот ритм проявлен нечетко, с явным исчезновением в интервале 1300 тыс. лет. Связанный с прецессией ритм с периодом около 23 тыс. лет ясно представлен на СВАН-диаграмме ИКК с разрывом в интервале 1500—1700 тыс. лет. На этой же диаграмме заметно

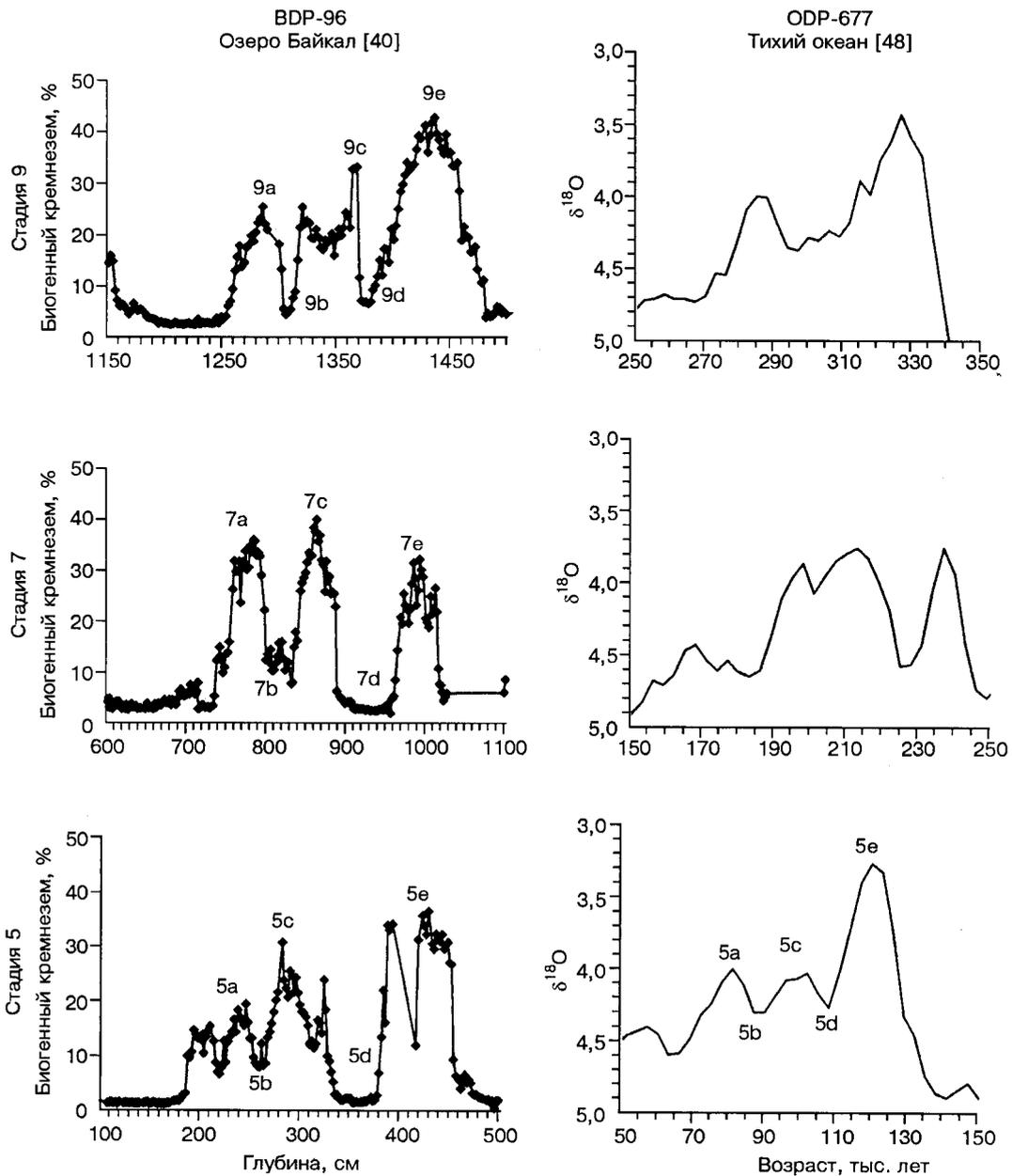


Рис. 6. Сравнение записи биогенного кремнезема, по [40] и изотопно-кислородной кривой, по [48].

На графиках видны более значительные падения температур в континентальных условиях по сравнению с морскими.

проявление ритма 19 тыс. лет, также связанного с прецессией, с исчезновением в интервале 900 тыс. лет и 1300 тыс. лет. На СВАН-диаграмме SiO_2 биог. периоды 19 и 23 тыс. лет проявляются в интервале 500—1300 тыс. лет.

Граница плейстоцена и плиоцена (1500—1800 тыс. лет) на СВАН-диаграмме характеризуется резкой сменой спектральных характеристик, заключающейся в исчезновении большинства периодических сигналов.

Проведенный анализ показывает, что имеется определенное сходство байкальской палеоклиматической записи с морскими изотопными записями, отражающими изменение объемов глобального льда, и указывает на то, что изменения климата в центре Евразийского континента следовали глобальным изменениям климата так же хорошо, как и в морских регионах. То есть климат Центральной Азии менялся синхронно с изменением климата всего Северного полушария (и Земли в целом).

Однако уже спектрально-временной анализ указывает на существенное отличие континентального и океанического климата на Земле в исследуемом интервале времени. В отличие от океанской записи, где влияние изменений инсоляции прослеживается на всем временном интервале, содержание биогенного кремнезема в байкальском керне BDP-96 заметно откликается на изменения инсоляции только в интервале 0—1500 тыс. лет. Кроме того, климатические изменения под влиянием эксцентриситета значительно лучше проявляются в континентальных условиях, чем в морских.

Климатические различия на континентах и в океанах охватывают как большие интервалы времени, о чем свидетельствуют СВАН-диаграммы, так и очень коротковременные климатические изменения.

Четко проявленные, более контрастные, чем в океанах, короткопериодные климатические изменения связаны с глобальными климатическими изменениями Земли под влиянием изменения ее орбитальных параметров. К таким изменениям относятся резкие, короткие (13 тыс. лет) оледенения Сибири во время теплых морских изотопных подстадий 5, 7, 9 и 15. К этим коротким и резким оледенениям Сибири относятся оледенения во время изотопных подстадий 5d (105—117 тыс. лет), 7d (220—233 тыс. лет), 9d (312—325 тыс. лет) и 15bcd (578—605 тыс. лет), выявленные в байкальской летописи и отсутствующие в морских и ледовых записях (см. рис. 6) [47]. Они сопровождалась оледенениями горных хребтов Байкальской рифтовой зоны, ледники спускались по долинам в оз. Байкал и, возможно, образовывали айсберги. Во время оледенения 5d также зафиксировано выдвижение Карско-Баренцевского ледника до 62° с.ш., что подтверждается наличием камуржихантской морены (раннезырянское оледенение 105—115 тыс. лет назад). Возникновение этих кратковременных оледенений обусловлено резкими и глубокими снижениями инсоляции Земли (см. рис. 6), что привело к значительному охлаждению континентальной части Азии. В то же время Полярный океан все еще оставался теплым и служил источником влаги для накопления льда на охлажденной суше. Эти кратковременные оледенения четко проявились в континентальной части Азии, которая наиболее удалена от теплого влияния океанских масс. В морских регионах эти оледенения не проявились из-за смягчающей роли теплых океанских масс.

В байкальской записи также отражены известные климатические события, обусловленные неорбитальной природой. К таким событиям относятся среднеэемское похолодание (122—123 тыс. лет), имевшее место во время земского теплого интервала (подстадия 5e или казанцевское (микулинское) межледниковье) (рис. 7). Следы этого похолодания найдены в Северной Атлантике, Европе и Гренландии. Считается, что оно обусловлено изменениями в циркуляции водных масс Северной Атлантики. Обнаружение этого похолодания в байкальской записи указывает на более тесную связь климата Сибири с климатическими изменениями в Северной Атлантике и также на высокую чувствительность и достоверность байкальской записи [49, 50].

Подобным „неорбитальным“ климатическим изменением, проявляющимся во многих записях и также хорошо выраженным в байкальской записи, является похолодание поздний дриас (Дриас 3), имевшее место при переходе от последнего оледенения к голоцену (13—11 тыс. лет назад) и похолодание (событие Монтегю) во время подстадии 5c [49, 51, 52], проявляющееся во многих морских и континентальных европейских записях. Эти похолодания также обусловлены изменениями в циркуляции водных масс Северной Атлантики и не связаны с изменением инсоляции Земли. Тем не менее они также хорошо выражены в байкальской записи, что еще раз подчеркивает тесную связь климатов Сибири с климатическими изменениями в Северной Атлантике.

Важное значение в изучении палеоклимата имеет выявление долговременных климатических изменений, которые определяются не столько орбитальными параметрами Земли, сколько изменением конфигурации континентов, соединением их в Пангеи, или, наоборот, дроблением крупного континента на малые, ростом крупных горных массивов и т. д. Эти перестройки на поверхности Земли приводят к изменению воздушных циркуляций, изменению взаимодействий океан—суша, что в итоге ведет к изменению климата на Земле.

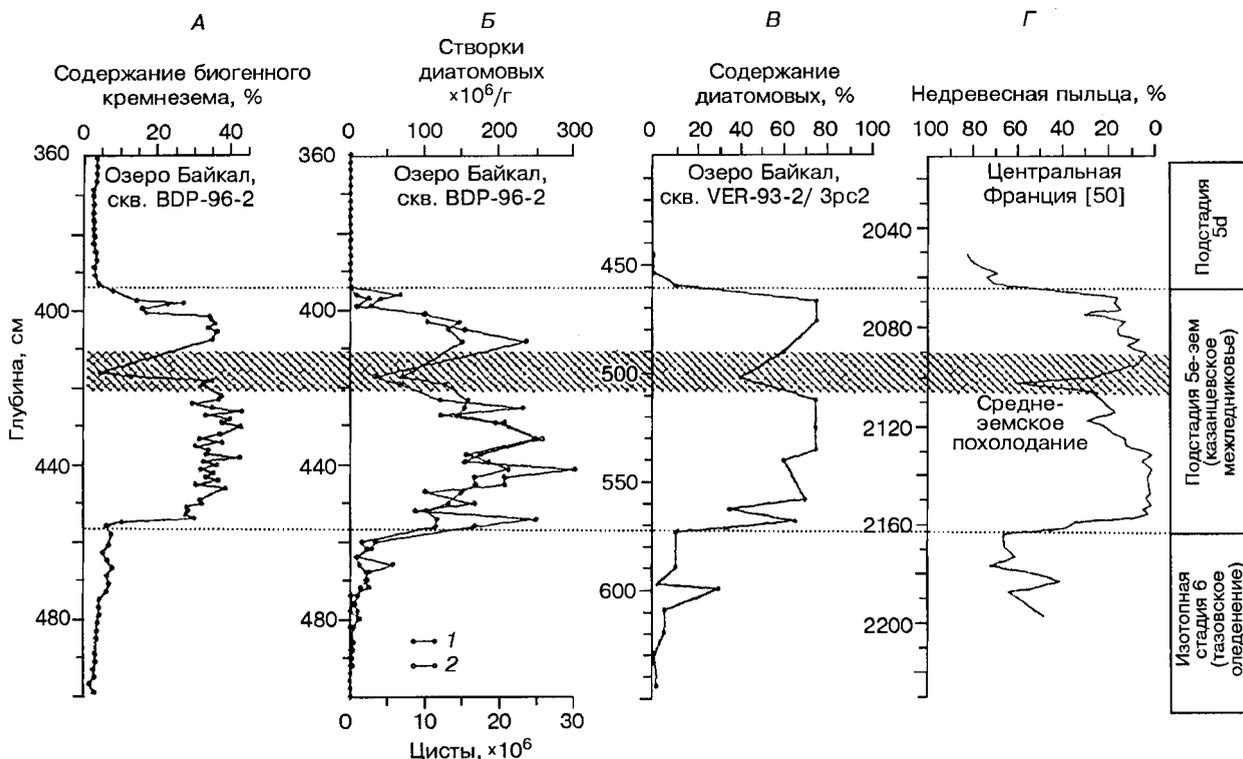


Рис. 7. Корреляция земского холодного эпизода в байкальских записях по биогенному кремнезему и остаткам диатомей с палинологической записью из Центральной Франции, по [50].

1 — диатомовые, 2 — цисты. Косая штриховка — наиболее холодный эпизод стадии 5с.

Изменения содержания диатомовых створок и биогенного кремнезема в осадках оз. Байкал демонстрируют заметный тренд похолодания от миоцена к плейстоцену, который хорошо задокументирован в других записях из Азии. В то же время байкальская запись показывает два значительных глобальных похолодания климата на рубежах 2,82—2,48 и 1,75—1,45 млн лет назад [54]. Эти похолодания в Байкальском регионе сопровождались оледенением горных хребтов, окружающих озеро (накопление ледниковых глин со следами ледового и айсбергового разноса). Причем, если следы второго похолодания отмечались ранее в виде криогенных деформаций почв [53], то первое, более раннее, похолодание в Байкальском регионе прежде не отмечалось. Это оледенение горных хребтов на рубеже 2,82 млн лет, по-видимому, является самым ранним оледенением, зафиксированным в Сибири.

Это оледенение не только отражено в записях биогенного кремнезема и диатомовых снижением практически до нулевых значений содержания створок и кремнезема, но и хорошо подтверждается литологическими данными — наличием в разрезе ледниковых глин следов ледового и айсбергового(?) разноса.

Следует отметить, что эти оба байкальские похолодания хорошо совпадают с глобальными похолоданиями Северного полушария. Похолодание на рубеже 2,82—2,48 млн лет в байкальской записи совпадает с началом оледенения Северного полушария (начало лессообразования в Китае; следы первого ледового разноса в Тихом и Атлантическом океанах; следы первого оледенения Европы (Претиглий)). Оба байкальских похолодания совпадают с традиционной (1,796 млн по [55]) и вновь предлагаемой (2,5 млн по [56]) плиоцен-плейстоценовой границами. Эти похолодания являлись также важными рубежами в перестройке как наземной экосистемы в регионе озера [57], так и водной экосистемы Байкала [58, 59]. На указанных рубежах происходило вымирание диатомовых в озере и значительная смена растительных сообществ в водосборном бассейне, что является доказательством, с одной стороны, глобального проявления процессов перестройки биоты Северного полушария при переходе от плиоцена к плейстоцену, и, с другой — высокой достоверности и точности байкальской записи. Новые молекулярные исследования различных организмов (моллюски, хириноиды) [60—62] озера, проведенные в Лимнологическом институте СО РАН, подтверждают, что на рубеже 2,5—3,5 млн лет произошло возникновение мощного куста новых видов в оз. Байкал.

Совпадение новых молекулярных методов с геологическими данными также указывает на достоверность байкальской записи. В процессе бурения скв. ВDP-98 было установлено, что этот возрастной интервал приурочен к сейсмостратиграфической границе В10 [17]. Причем он связан с появлением в верхах осадочной толщи Академического хребта более плотных, чем нижележащие отложения, глин, для которых предполагается ледниковое происхождение. Очевидно, для решения вопроса о причинах различия осадков выше и ниже границы В10 необходимы детальные геохимические исследования. Для этих целей был использован как минералогический анализ, так и данные по химическому составу осадков.

В последнем случае применялся кластер-анализ. Как известно, в математике наиболее часто применяется корреляционный, классический факторный анализ, где значения находятся с помощью матрицы линейных корреляций. Однако большинство геологических объектов имеют более сложные типы связи признаков, нежели линейная модель, а в условиях асимметричных распределений интерпретация коэффициента корреляции теряет смысл. В этой методике есть свои ограничения — представительность выборки и необходимость предварительного анализа функциональных зависимостей. Кластерный анализ позволяет выделять однородные группы независимо от исходной информации, определять степень однородности однотипных групп, выделять новые, непредполагаемые классы. То есть он дает естественное группирование без введения каких-либо априорных соображений, одновременно исследуя связь переменных или различных факторов.

Идея метода кластер-анализа весьма наглядна. Предполагается, что в n -мерном пространстве существует матрица, с помощью которой можно „увидеть“, что задаваемое множество объектов проявляет свойство группировки в кластеры. Вообще вся методика кластер-анализа строится на здравом смысле и эмпирических данных, которые, как оказывается, убедительно подтверждают первоначальные интуитивные соображения о возможности „разглядеть“ в n -мерном пространстве объективно существующую гетерогенность задаваемого множества объектов. Существование, что при классификации кластер-анализом не вводятся априори какие-либо субъективные предположения об эталонных классах или группах, хотя апостериори при интерпретации кластерных диаграмм используется вся информация, помогающая разобраться в характере полученных результатов.

Среди алгоритмов кластер-анализа часто используемой является иерархическая агломеративная (объединяющая) кластер-процедура. С ее помощью можно выполнить тонкий структурный анализ совокупности кластеризуемых объектов и при помощи некоторых критериев определить наиболее оптимальные варианты разбиений на однородные кластеры. Иерархическая агломеративная кластер-процедура представляет собой пошаговый алгоритм, при котором на каждом шаге происходит объединение множества объектов, подлежащих классификации, в непересекающиеся кластеры, при этом каждое последующее объединение относится к кластерам, полученным на предыдущем шаге.

Узловым моментом исследований с помощью кластер-анализа является выбор конкретного вида меры близости, от которого решающим образом зависит окончательное разбиение на классы. При решении этого вопроса следует исходить из физической и статистической природы объектов и из содержания решаемой задачи. Наиболее часто в качестве меры близости принимается евклидово расстояние.

Сама схема кластер-процедуры имеет следующий вид:

1. Все объекты считаются отдельными кластерами.
2. Два самых близких кластера (по матрице межкластерных расстояний) объединяются в один.
3. Пересчитывается матрица межкластерных расстояний.
4. Переход к п. 2.

Изложенная выше методика структурной идентификации была реализована на языке Си и адаптирована для персонального компьютера [63, 64].

Метод кластер-анализа использовался нами для группирования химических составов проб керна скв. ВDP-96-1 и ВDP-96-2. При этом исследовались выборки до 110 м, т. е. до границы В10, 110—200 м, а также выборка 0—200 м.

В данном случае необходимо было выяснить следующие вопросы:

- 1) определить, возможно ли выделение в изучаемой совокупности химических составов закономерных выделяемых групп (кластеров);
- 2) проследить зависимость выделенных группировок от пространственного расположения (глубины—возраста) и петрохимических характеристик;
- 3) попытаться проследить встречаемость одинаковых типов в разных возрастных уровнях с целью установления общих тенденций изменения состава осадков во времени;
- 4) исследовать корреляционные связи отдельных переменных (петрогенных оксидов) и сгруппированных (петрохимических модулей).

Для расчета использовалась матрица $m \times n$ (n — количество химических анализов, равное 120; m — количество факторов или переменных SiO_2 биог.; SiO_2 тер.; TiO_2 ; Al_2O_3 ; Fe_2O_3 ; MnO ; MgO ; CaO ; Na_2O ; K_2O ; P_2O_5 ; S ; гидролизатный модуль — $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/\text{SiO}_2$; алюмокремниевый модуль — $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$; плагиоклазовый модуль — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})/\text{K}_2\text{O}$; железный модуль — $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO})/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$; титановый модуль — $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, щелочной модуль — $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$; калиевый модуль — $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$. Число переменных в решениях изменялось с целью обнаружения устойчивых связей между переменными и получения устойчивых групп осадков.

Выборка проб в интервале 0—110 м была разбита на кластеры, которые сгруппировались по отношению биогенного кремнезема (рис. 8). На графике четко видно, что изучаемая совокупность

Рис. 8. Кластеризация данных химического анализа верхних 100 м скв. BDP-96-1.

Использовались значения $\text{SiO}_2_{\text{биог.}}$, SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O , K_2O .

отчетливо распадается на три крупных группы. В первой сгруппированы пробы с содержанием $\text{SiO}_2_{\text{биог.}}$ 4—10 %, во второй — 10—22 % и в третьей — 22—33 %.

Затем был проведен анализ *R*-типа (корреляция факторов или переменных $\text{SiO}_2_{\text{биог.}}$, TiO_2 и т. д.), который показал, что все переменные по степени корреляционной связи распадаются на три группы (рис. 9): 1. $\text{SiO}_2_{\text{биог.}}$, S (условно органогенные); 2. TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O , K_2O (условно глиноземистые); 3. MnO , P_2O_5 , CaO (условно аутигенные, причем попадание в эту группу CaO пока трудно объяснить). Весьма симптоматична высокая степень корреляции серы и биогенного кремнезема, это достаточно весомое подтверждение того, что источником серы в донных отложениях является органическое вещество. Тесная взаимосвязь титана со щелочами может свидетельствовать о низкой степени химической деструкции пород первоисточников осадочного материала или их гранулометрии. Существование отдельной группы аутигенных компонентов свидетельствует о существовании группы осадков (проб), где условия осадкообразования благоприятствовали стяжению этих элементов.

С целью определения устойчивости полученной классификации осадков скв. BDP-96 была проведена независимая проверка. Из группы факторов (переменных) были последовательно исключены компоненты органогенных ($\text{SiO}_2_{\text{биог.}}$, S), а затем и аутигенных (MnO , CaO , P_2O_5) групп. Общая картина классификации осадков на три группы не изменилась (рис. 10) (ср. с рис. 8). Объективное разделение на группы проб сравнительно однообразной в петрохимическом отношении дает возможность, во-первых, установить, что содержание биогенного кремнезема в отдельных пробах не случайно, а связано с петрохимическим составом в целом, и выделить в каждой отдельной выборке осадков (проб) петрохимическую специфичность.

Кластеры, построенные отдельно по петрохимическим модулям и совместно с химическими элементами, также повторяют разбиение на те же три группы (рис. 11).

Очевидно, основа разделения проб этого интервала на три группы определяется формированием одних осадков в межледниковые, а других — в ледниковые периоды. Третья группа, очевидно, имеет промежуточные условия формирования при переходе от одного периода к другому.

Далее было важно выяснить — имеют ли различия по составу пробы до границы В10 и ниже. Расширение списка проб по глубине до 200 м вносит ряд изменений в полученную ранее картину (рис. 12). Во-первых, кальций, который ранее образовывал одну группу условно аутигенных элементов, переходит в группу 2 (условно глиноземистые).

Это вполне закономерное изменение в группировке факторов, очевидно, на первых 100 м керна преобладают зоны, имеющие принципиальные отличия в химическом составе от нижних частей керна. Видимо, в терригенном материале, поступающем в осадки, сохранилось значительное количество плагиоклазов. Глубже 100 м такие участки существуют, но их вклад в состав осадка невелик. Это хорошо подтверждается кластеризацией участка 100—200 м. С помощью кластер-анализа здесь можно выделить пять групп проб, отличающихся по геохимическим свойствам (рис. 13,А). В целом сохраняется общая закономерность, пробы разделены на группы с различным содержанием биогенного кремнезема, хотя по условию классификации $\text{SiO}_2_{\text{биог.}}$ из расчетов исключен. Чтобы говорить о соответствии выделенных групп климатическим изменениям, необходимо в эти группы ввести реперные пробы с точной да-

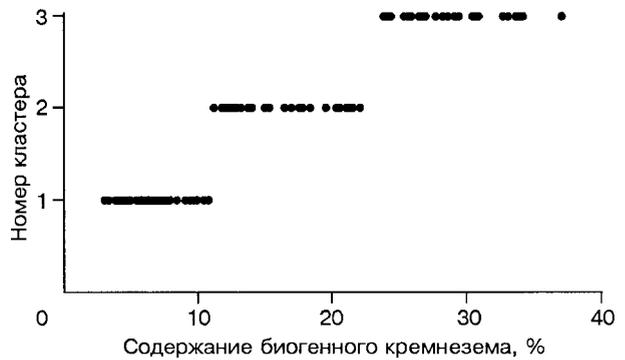
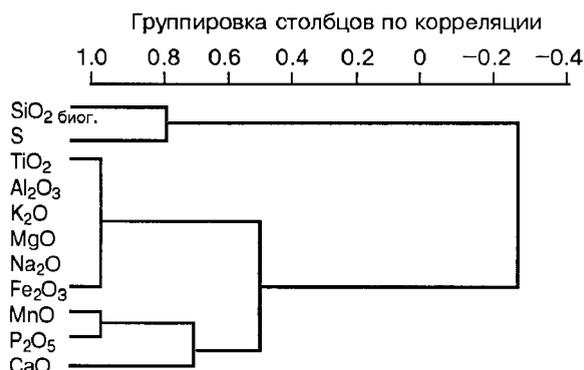


Рис. 9. Степень корреляционной связи (анализ *R*-типа) между переменными и группами переменных. Верхняя линия — шкала коэффициентов корреляции между переменными нормирования в интервале 1 ... -1.

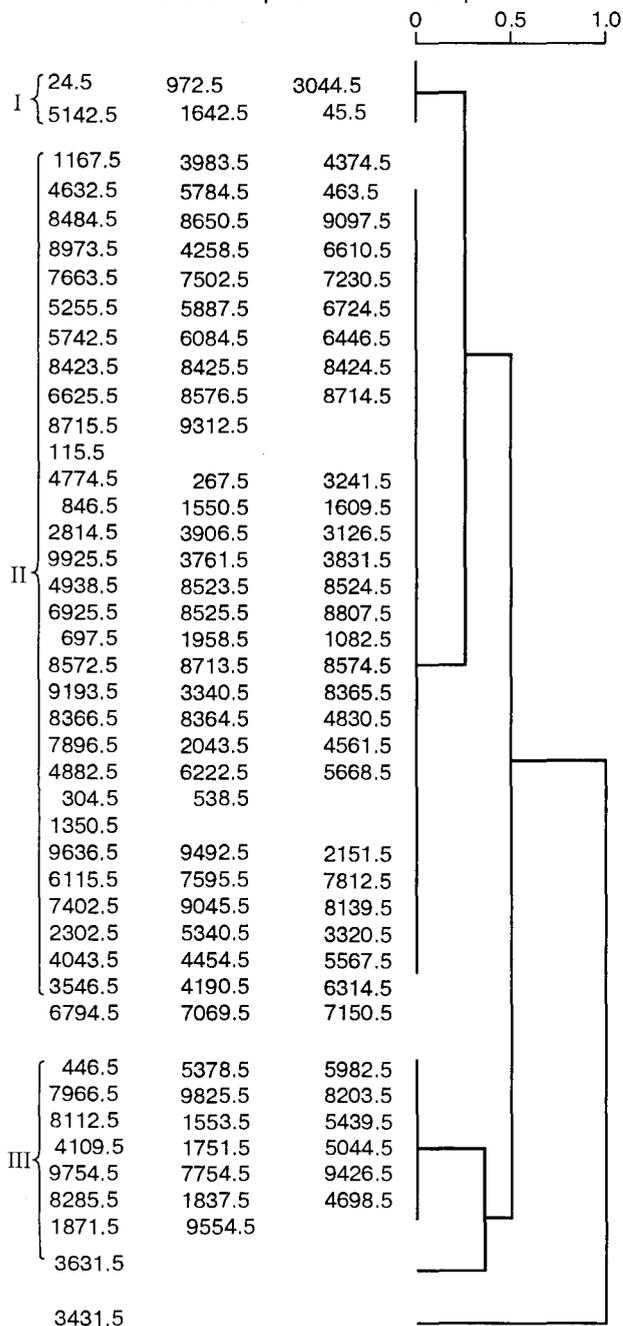


Рис. 10. Группирование химических составов донных отложений оз. Байкал скв. ВДР-96 методом кластер-анализа (анализ Q-типа, 0—100 м).

Горизонтальная шкала — нормированное значение функции расстояния или степени сходства между химическими анализами. Химические анализы расположены по мере уменьшения сходства (сверху вниз). Все входные величины иерархической дендрограммы нормированы в пределах 0—1.

тировкой и палеоклиматической привязкой, что будет сделано в дальнейшем.

Расчет обобщенной матрицы (0—200 м) позволил установить, что проведенный как в присутствии SiO_2 биог., так и в его отсутствие кластер-анализ показал, что корреляция элементов в целом не изменяется (см. рис. 13, Б). То есть выявленные геохимические параметры: Al-Ti-группа, железо-марганец-магний-калий, кальций-натрий стабильно и тесно взаимосвязаны с количеством биогенного кремнезема.

Классификация проб по химическому составу дробная, но тем не менее есть общие закономерности, позволяющие считать, что вариации геохимических параметров связаны с климатическими изменениями, поскольку зависимость группы от глубины строго прослеживается. Точки разрывов в последовательности проб позволяют в сопоставлении с палеоклиматическими записями определить, насколько тесно изменение состава связано с вариациями климата. Классификация усложняется, число групп возрастает, но, несмотря на смешение верхних и нижних горизонтов колонок, есть явно выделенные группы по глубинам. Те анализы, которые расположены глубже 100 м, стремятся выделиться в самостоятельные группы. Следовательно, установленные нами закономерности взаимосвязи химического состава с изменением климатических условий подтверждаются.

Для того чтобы выяснить причины изменения состава осадков, в различных диапазонах глубин были подсчитаны средние составы проб, отвечающих холодным и теплым интервалам, т. е. при содержании биогенного кремнезема меньше 8 % и больше 20 % соответственно (см.

таблицу). При этом были определены средние, соответствующие холодным и теплым периодам, для глубины до 110 м, т. е. до границы В10, а соответственно до возраста 2,5 млн лет, отвечающего первому глубокому оледенению в Прибайкалье, и 110—200 м, которые, судя по графикам распределения остатков диатомей, а также по данным изотопной кислородной кривой, формировались в условиях более теплого климата. В первых 110 м керна при сравнении осадков, сформированных в теплое и холодное время, привлекают внимание более высокие содержания практически всех оксидов терригенной части осадка в пробах, отобранных из „холодных“ интервалов времени. Представляется, что это связано с различным характером выветривания в ледниковые и межледниковые периоды. В ледниковые периоды происходило преимущественно физическое выветривание, причем ледники раздавливают коренные породы, и мельчайшие зерна в виде так называемого ледникового молока [1] поступали в озеро. В теплое же межледниковое время происходит химическое выветривание, оно приводит в первую очередь к разрушению полевых шпатов и темноцветных минералов, которые являются основными породообразующими минералами пород Байкальского водосборного бассейна.

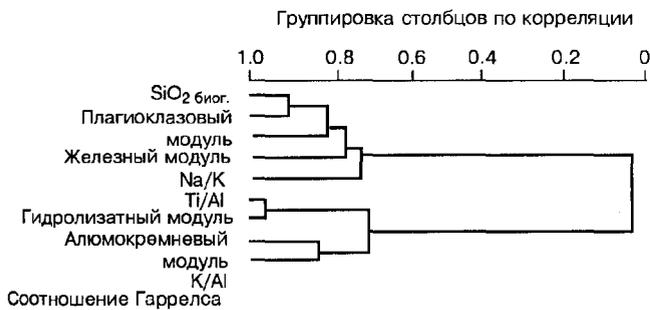


Рис. 11. Степень корреляционной связи (анализ *R*-типа) между переменными и группами переменных.

Плаггиоклазовый модуль $(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})/\text{K}_2\text{O}$; железный модуль $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MnO})/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)$; щелочной модуль $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$; титановый модуль $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$; гидролизатный модуль $(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)/\text{SiO}_2$; алюмокремневый модуль $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$; калиевый модуль $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$; Соотношение Гаррелса $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$

$\lg[(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})/\text{K}_2\text{O}]$

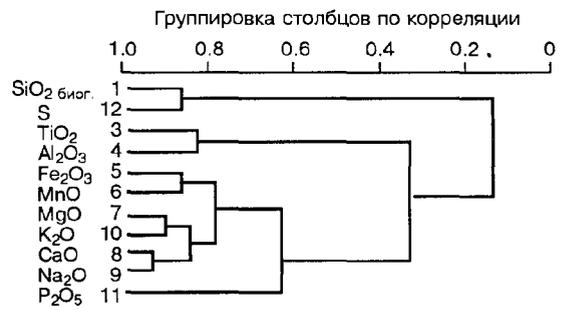


Рис. 12. Степень корреляционной связи (анализ *R*-типа) между переменными и группами переменных (0—200 м).

При химическом выветривании темноцветных минералов и полевых шпатов в воде, которая участвует в этом процессе, появляются катионы магния, кальция, калия, натрия и кремниевая кислота или гидроксид кремния, а также образуются вторичные, главным образом глинистые, минералы, которые в дальнейшем попадают в осадок.

Таким образом, химическое выветривание и определяет уменьшение содержаний большинства оксидов в осадках, сформированных в условиях межледниковья по сравнению с теми, которые образуются в ледниковые периоды. С этой точки зрения вполне понятно увеличение в осадках, сформированных в межледниковые периоды, большего количества кремнезема, так как кварц является наиболее устойчивым минералом и не разрушается при процессах химического выветривания.

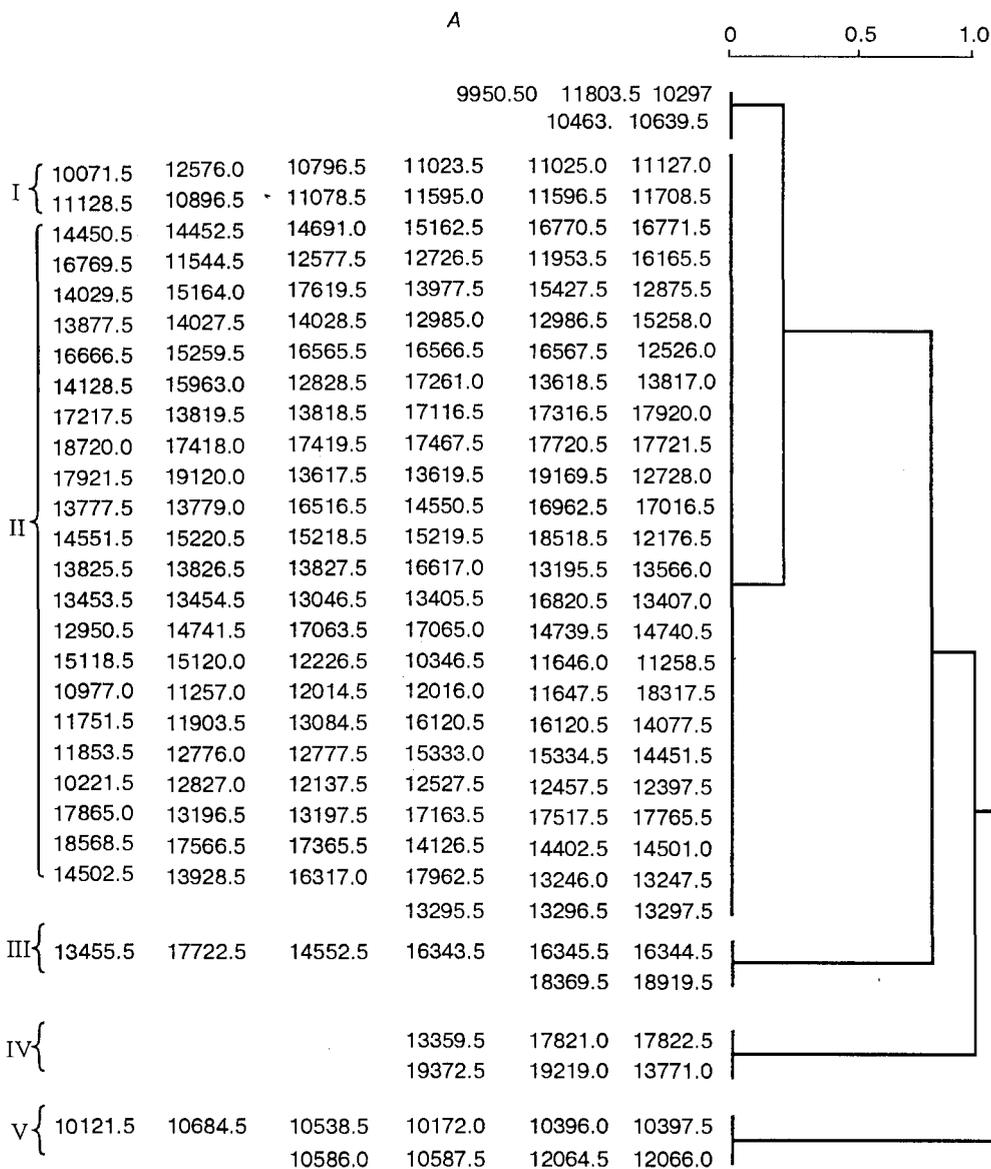
Пробы осадков с глубин 110—200 м отличаются от осадков верхней части скважины более низкими содержаниями магния, кальция, натрия и калия. Это касается проб как с низкими значениями биогенного кремнезема, так и проб, в которых биогенный кремнезем содержится в повышенных количествах. В то же время пробы с различным количеством биогенного кремнезема различаются по содержанию, в первую очередь магния, кальция, натрия и калия, хотя эти различия не столь велики по сравнению с различиями между осадками холодных и теплых периодов верхней части скважины, которые формировались в интервале 0—2,5 млн лет тому назад. Очевидно, это связано с тем, что климат на Земле в плейстоцене был более теплым в сравнении с плиоценом, поэтому процессы химического выветривания проходили как в теплые, так и относительно холодные (судя по содержанию остатков диатомовых водорослей) периоды времени.

Различия в химическом составе осадков, сформированных в различных палеоклиматических условиях, определяются и различиями в их минеральном составе. В работах [65—67] показано, что в последние 2,5 млн лет осадки ледниковых периодов содержат меньшее количество глинистых

Химический состав осадков керна скв. BDP-96

Компонент	Биогенный кремнезем, %			
	<8		>20	
	Интервал 0—110 м		Интервал 110—200 м	
SiO ₂ биог.	5,1	26,69	5,00	24,60
SiO ₂	56,85	63,65	57,00	62,46
TiO ₂	0,95	0,87	0,90	0,90
Al ₂ O ₃	20,57	16,93	22,09	20,18
Fe ₂ O ₃	9,22	7,93	9,30	7,80
MnO	0,15	0,13	0,21	0,07
MgO	3,27	2,56	2,74	2,09
CaO	2,33	2,34	1,86	1,74
Na ₂ O	2,70	2,28	2,13	1,84
K ₂ O	3,39	2,26	2,80	2,39
<i>n</i>	57	43	3	99

Примечание. Петрогенные оксиды приведены к 100 % (терригенная часть осадка), *n* — число проб.



минералов, а среди глинистых минералов в них более высокие содержания иллита. В то время как в осадках межледниковья значительно возрастает содержание смектитовых слоев, в иллит-смектите появляется в повышенных количествах тонкодисперсный иллит, что указывает на его вторичное происхождение [67]. Изучение осадков с помощью ИК-спектроскопии показывает, что в ледниковые периоды в осадках отмечаются повышенные количества мусковита и плагиоклаза, что связано, как уже указывалось, с процессом раздавливания коренных пород Прибайкалья ледниками.

Образец из осадков теплого плиоценового интервала с глубины около 182 м возрастом около 4,5 млн лет имеет аномальный состав по сравнению с пробами осадков, сформированных в интервале времени до 2,5 млн лет [67]. В образце отмечается повышенное содержание иллит-смектита с очень высоким (88 %) количеством смектитовых слоев.

Таким образом, химический и минеральный составы осадков четко реагирует на палеоклиматические условия: на цикличность палеоклимата, связанную с орбитальными характеристиками нашей планеты, на изменения климата, связанные с орогенезом, вернее, с эпохами горообразования. В этом отношении важное значение имеет возрастной рубеж в 2,5 млн лет. Мы уже отмечали, что он проявляется в различных частях Северного полушария и характеризуется появлением первых покровных и горных ледников, что четко зафиксировано в байкальских осадках [17]. Столкновение Индии с Евразийским континентом, начавшееся около 40 млн лет назад, привело к дроблению Восточной Азии на серию малых плит [4]. На границах этих малых плит, в связи с их вращением, сформировались зоны растяжения, что привело или к появлению рифтовых

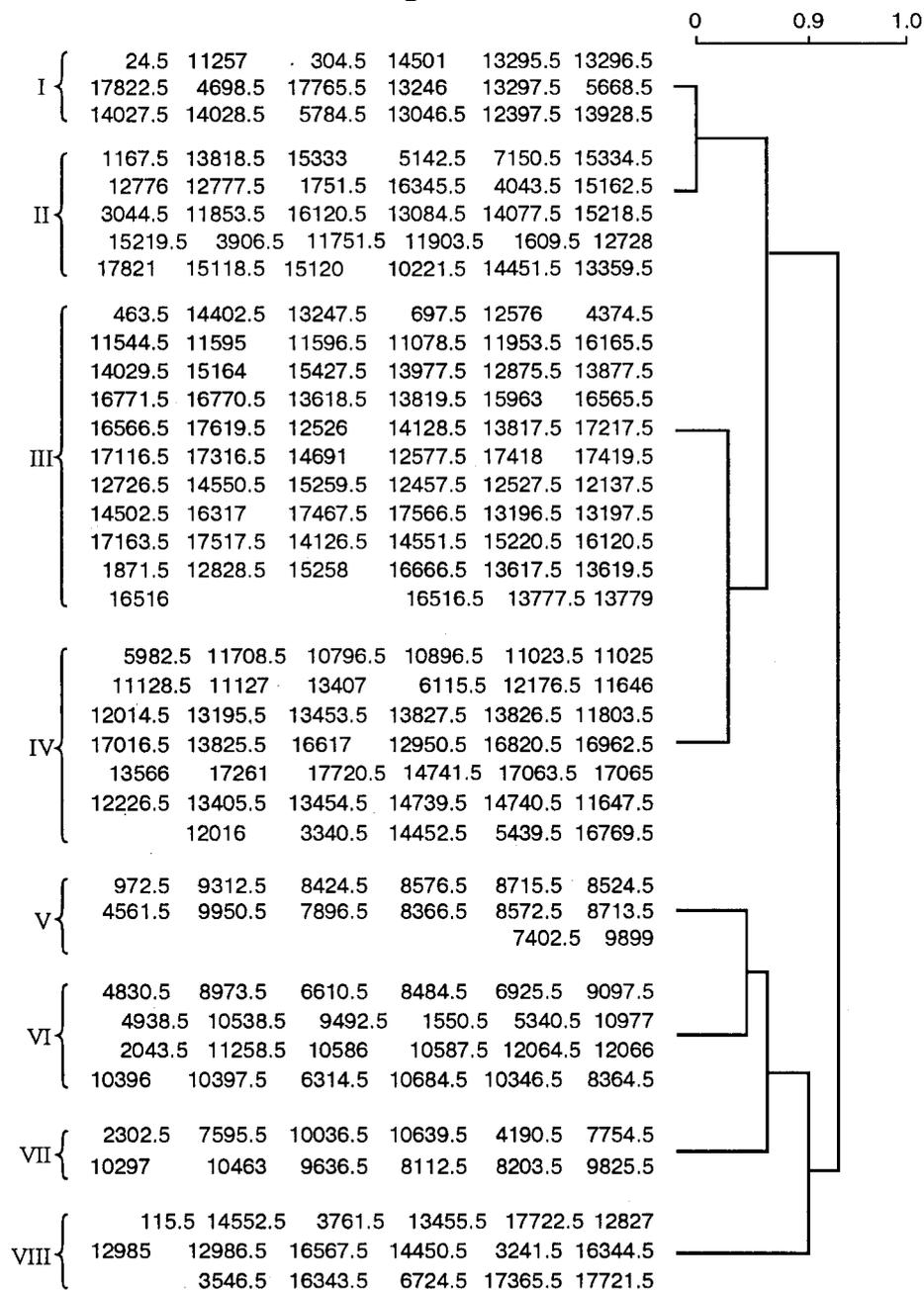


Рис. 13. Группирование химических составов донных отложений оз. Байкал скв. BDP-96 методом кластер-анализа (анализ Q-типа).

А — 100—200 м, Б — 200 м.

зон типа Байкальского рифта, или к сжатию, что вызвало рост молодых гор. Детальные работы в Гималаях и на Тибете [68—71] показали, что Тибетское плато интенсивно поднималось в кайнозой и в 2,5 млн лет достигло высоты, при которой могли формироваться ледники. Это подтверждается началом лессообразования в Китае, где базальный горизонт во многих лессово-почвенных последовательностях имеет возраст 2,5 млн лет [72]. К этому же времени выросли горы и плато Колорадо в Северной Америке [69]. Рост гор вызвал, с одной стороны, возможность формирования горных ледников, так как снеговая линия, т. е. линия, при которой снег, накопившийся зимой, не успевает растаять летом [73], понизилась, что привело к накоплению льда, а вывод на поверхность большого количества коренных пород, с другой стороны, обусловил широкое развитие процессов химического

выветривания, которое, в свою очередь, привело к резкому уменьшению в атмосфере CO_2 [74]. Уменьшение CO_2 в атмосфере, в свою очередь, определяет похолодание. Кроме того, высокие горы, такие как Гималаи и Тибет, вызвали изменения воздушной циркуляции, что также не могло не повлиять на климатические изменения. Таким образом, орогенетические движения на Земле, приведшие к существенному изменению морфологии ее поверхности, а именно, к появлению крупных высоких горных массивов, стали причиной резкого изменения климата на планете. Похолодание на континентах привело, очевидно, к более контрастному проявлению изменений климата в связи с вариациями параметров орбиты Земли, что можно видеть как на кислородно-изотопных кривых, так и на кривых биогенного кремнезема из байкальских осадков [54]. Все вышесказанное указывает на то, что тектонические движения, изменяющие лик Земли, приводят к существенным климатическим изменениям даже в то (2,5 млн лет) время, в которое не было существенного перемещения материков, в большой степени влияющее на климат планеты [75]. Очевидно, вариации орбитальных параметров как космический фактор постоянно сказываются на цикличности климата, появлению более теплых и более холодных периодов. В то же время более глубокие климатические изменения, появление или отсутствие покровных ледников могут быть связаны уже с чисто геологическими, земными процессами.

Касаясь связи климата с геологической активностью, следует более внимательно рассмотреть позднеледниковые геологические процессы в Прибайкалье. Наличие горных ледников со временем (2,5—2,8 млн лет тому назад), очевидно, вызвало активизацию вулканических извержений в пределах Байкальской рифтовой зоны, что подтверждается данными по скважинам Академического хребта [17]. В Южно-Байкальской вулканической области наибольшие по объему вулканического материала извержения фиксируются в раннем миоцене (17—21 млн лет), в позднем миоцене (6—9 млн лет) и плиоцене (6—2 млн лет), объем вулканических пород в регионе был небольшим [76]. Однако он резко возрос в плейстоцен-голоценовый этап вулканизма (менее 2 млн лет) и составил более 1000 км³. Причем все изменения приурочены к периферии вулканической области, т. е. в стороне от ее высокогорного центра. По мнению В. В. Ярмолюка (устное сообщение), это связано, возможно, с эффектом увеличения нагрузки ледового панциря, покрывавшего в эти эпохи практически всю территорию вулканической области, на астеносферные источники магматических расплавов. Именно поэтому, по мнению В. В. Ярмолюка, центры извержений сместились на периферию высокогорной Южно-Байкальской вулканической области. Таким образом, климатический фактор может оказывать влияние и на проявление геологических, в данном случае вулканических, процессов.

Изучение палеоклимата важно, конечно, для понимания будущего. Что нас ждет, каков будет климат на Земле? В настоящее время можно уверенно говорить о том, что мы продолжаем жить в межледниковье „ледникового времени“. Для прогноза климата будущего следует находить такие климатические интервалы, при которых параметры орбиты Земли были бы близкими к современному. Таким условием отвечает изотопно-кислородная стадия 11 [77, 78]. Эта стадия продолжалась примерно с 420 до 360 тыс. лет (рис. 14). Подробное рассмотрение 11-й стадии в записях байкальского керна сделано нами в специальной статье [79]. Здесь отметим лишь только наиболее важные прогнозы вывода из этой работы. Теплый оптимум 11-й стадии в районе оз. Байкал охватывает интервал с 426—394 тыс. лет — это самый длинный интервал постоянного теплого климата в континентальной Азии за последние 450 тыс. лет. Этот климатический оптимум превосходит по времени как межледниковые оптимумы стадий 5с, 7е, 9е, так и современное межледниковье (см. рис. 14). Следует заметить, что теплый период резко сменился сильным похолоданием, которое произошло всего за четыре тысячи лет (394—390 тыс. лет).

Сравнение записи биогенного кремнезема для голоцена и 11-й стадии (см. рис. 14) показывает, что в стадию 11 продуктивность диатомовых была более значительной, чем в голоцене, соответственно и климат был более теплым, чем сейчас. Результаты палинологического анализа осадков этой стадии показали, что структура растительного покрова претерпевала существенные изменения. В начале периода господствовали темнохвойные кедровые леса с елью и пихтой. В составе светлохвойных лесов преобладала сосна. Климатические условия этого времени могут рассматриваться как близкие к современным. В середине периода значительно возросла роль пихтовых лесов, что могло стать следствием смягчения континентальности климата, увеличением годовой суммы осадков, повышением зимних температур. Одновременно в составе долинных сообществ растительности стало заметным участие лещины, вяза, дуба, клена, липа в виде незначительной примеси могли принимать участие в структуре лесных сообществ нижних склонов. Состав растительных формаций близок к таковому влажностного оптимума голоцена [80] и подстадии 5е [81]. Отличия состава растительности и характера климата 11 от оптимума голоцена состоят в большем разнообразии и большей доле участия представителей умеренно-термофильной дендрофлоры в составе лесной растительности МИС 11. Если в составе дендрофлоры оптимума голоцена присутствовали только лещина и вяз, то

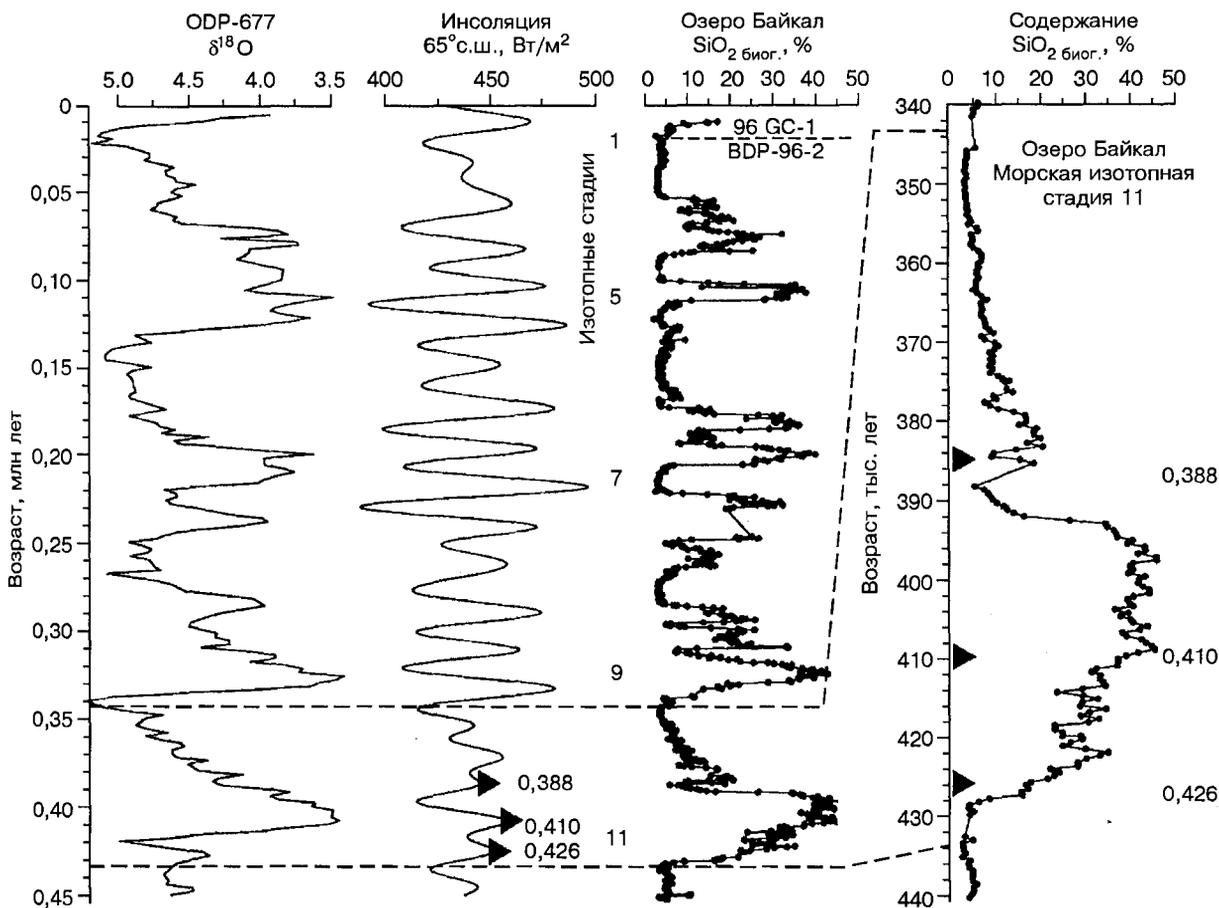


Рис. 14. Распределение биогенного кремнезема в интервале изотопно-кислородной стадии 11.

На рисунке приведены для сравнения морская изотопно-кислородная кривая (11—1 стадия) по скв. ODP-677, график инсоляции, а также распределение биогенного кремнезема в осадках Байкала в интервале 0,45—0 млн лет.

в составе умеренно-термофильной древесной растительности МИС 11 присутствовали еще клен и липа.

Таким образом, имеющиеся данные по глубоководным байкальским скважинам указывают на естественное (природное) потепление климата в последующие тысячелетия, если, конечно, опираться на стадию 11 как на аналог голоцена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрим некоторые результаты, полученные при исследовании кернов глубоководного бурения на Байкале в период выполнения первого этапа программы „Байкал-бурение“. При этом мы старались в меньшей степени затрагивать те вопросы, которые освещались на страницах журнала „Геология и геофизика“ или которые подробно рассматриваются в статьях настоящего выпуска. В частности, интереснейшие данные по эволюции и видообразованию диатомовой флоры, полученные крупнейшим специалистом в этой области Г. Хурсевич, или данные, касающиеся эпохи Брунес, изложены в статьях настоящего сборника. В первом приближении эволюция диатомовых в Байкале прослежена до 10 млн лет по 600-метровой скважине, причем обнаружены новые виды и получено независимое подтверждение верхнемиоценового возраста забоя скважины.

Изучение распределения диатомовых в плейстоценовых разрезах озера свидетельствует о том, что похолодания климата, сопровождающиеся оледенениями, приводили к значительной перестройке водной планктонной биоты, выразившейся не только в полном исчезновении планктонных диатомовых во время оледенений, но и в вымирании диатомовых видов во время оледенений и последующей их замене на новые виды. Эти вымирания и появления новых видов имели место практически на каждом этапе плейстоценового оледенения. На протяжении плейстоцена (1,6 млн лет) отмечено более 18 границ вымирания диатомовых видов. В то же время в оз. Байкал появилось более 22 новых

видов. Полученные данные показывают, что оледенения играют важную роль в видообразовании планктонных диатомовых и, вероятно, других представителей водной экосистемы озера.

Палинологические исследования [57] свидетельствуют о тренде похолодания климата Азии от миоцена к плейстоцену. Климат позднего плиоцена был уже умеренно-теплый, а не субтропический, как в более ранние периоды. В растительности региона присутствовала пыльца *Tsuga* (тсуга) и умеренно теплолюбивых древесных (*Tilia*, *Corylus*, *Quercus*, *Carpinus*, *Carya*, *Junlans*, *Pterocarya*), характерных для субтропического климата. Однако эти виды не были доминирующими в растительном сообществе региона, так как пыльца этих теплолюбивых древесных составляет очень незначительную долю (2—3 %) от суммы пыльцы древесных.

Байкальские палинологические записи также свидетельствуют о двух рубежах значительной перестройки растительных сообществ суши за последние 5 млн лет. Первая перестройка имела место на рубеже 2,8—2,5 млн лет, вторая — на рубеже 1,6 млн лет. Первый рубеж отличался значительным увеличением степных и лесостепных растительных сообществ и значительным сокращением лесных. Подобное резкое изменение свидетельствует о резком похолодании и иссушении климата в интервале 2,8—2,5 млн лет, что подтверждает данные о первом оледенении Азии на этом отрезке времени. После этого похолодания структура растительных сообществ полностью не восстановилась и господствующее значение приобрели лиственница, кедр, ель, пихта, а представители умеренно-термофильной флоры остались в виде редкой примеси. Для флоры последующего за оледенением этапа уже было характерно преобладание современных видов древесных. В период второго похолодания произошло формирование растительности лесотундрового облика. Перестройка на рубеже 1,6 млн лет привела к почти полному исчезновению умеренно-термофильных видов дендрофлоры, формированию облика растительности, близкого к современному (холодостойкой бореально-таежной растительности). Важно подчеркнуть, что вышеуказанные рубежи в байкальских записях хорошо фиксируются по изменению ряда параметров в осадках — по распределению диатомовых, пыльцы, а также геохимическими и минералогическими данными.

Важным результатом исследований палеоклимата в Байкальском регионе является получение первой непрерывной длительной записи, охватывающей отрезок до 10 млн лет. В этом отношении байкальские записи можно рассматривать в качестве модельных, и они могут служить основой для возрастной привязки различных континентальных разрезов. Очевидно, впервые удалось полностью увязать палеоклиматическую континентальную и морскую летописи (см. статью Карабанова и др. в настоящем выпуске). Цикличность климата, связанная с орбитальными параметрами Земли, четко проявлена в байкальских записях. В них также хорошо видны тренды изменения кайнозойского климата и проявление резких, можно сказать катастрофических, изменений климата, а соответственно и палеосреды, обусловленных протекающими на поверхности нашей планеты геологическими, в первую очередь орогеническими, процессами. Более того, исследования палеоклимата на Байкале в совокупности с данными о проявлении вулканизма в Байкальской рифтовой зоне указывают на возможность влияния горных ледников на интенсивность вулканизма в позднем кайнозое. Это проявилось в активизации вулканической деятельности после появления первых ледниковых щитов в высокогорной части Южно-Байкальской вулканической области, что привело к дополнительному давлению на магматические резервуары в астеносферном слое и перемещению вулканизма от центра области к ее периферии.

Кроме палеоклиматических результатов, рассматриваемых подробно в ряде наших публикаций, необходимо отметить, что глубоководное бурение на Байкале позволило установить особенности осадконакопления в рифтовых озерах, когда в их глубоких котловинах происходит типичная, свойственная континентальному склону и подножию океанических котловин, лавинная седиментация. Этот процесс ответственен за поступление в котловины большого количества грубозернистого материала, а также растительных остатков. Именно большое количество погребенных растительных остатков определяет появление углеводорода, в частности метана биогенного происхождения, и формирование в континентальных осадочных бассейнах залежей газогидратов, наличие которых в пресноводном бассейне удалось подтвердить в результате проходки скв. ВDP-97 в Южной котловине Байкала.

Наконец, глубоководное бурение однозначно доказало, что Байкал как глубоководное озеро существует не менее 6—7 млн лет [17], а не представлял собой в недалеком прошлом серию мелководных озер, как считали недавно многие исследователи. Это имеет важное значение для понимания процесса рифтообразования и расшифровки истории зарождения океанов, их ранней истории, истории формирования пассивных океанических окраин.

Таковы основные результаты, полученные при выполнении первого этапа программы „Байкал-бурение“.

Авторы выражают благодарность буровой команде, инженерному составу и руководству ГНПП „Недра“, экипажам теплоходов „Улан-Удэ“ и „Байкал“, обеспечивших успешное выполнение

программы буровых и научно-исследовательских работ. Подготовка текста рукописи к печати была сделана С. О. Котомановой, которой авторы выражают чувства искренней признательности.

Работа была выполнена при поддержке грантов РФФИ (№ 97-05-96414, 97-05-96528, 97-05-96386, 97-05-96383, 97-05-65340, 00-05-64635), Национального научного фонда США (гранты EAR-93-17204, EAR-94-13957) и Агентства по науке и технологии Японии, а также при всесторонней поддержке Министерства науки и технологий Российской Федерации и Сибирского отделения РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Dawson A. G. Ice Age Earth // Late Quaternary geology and climate Routledge Physical Environment series. London; New York, 1992, p. 293.
2. Кузьмин М. И., Вильямс Д. Ф., Логачев Н. А. и др. Проект „Байкал-бурение“: научные и технические задачи и первые результаты // Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 10—11, с. 5—15.
3. Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: effect of continental collision // Science, 1975, v. 189, p. 419—426.
4. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М., Недра, 1979, 303 с.
5. Wernike B., Burchfield V. C. Models of extensional tectonics // J. Struct. Geology, 1982, v. 4, № 1, p. 105—115.
6. Крылов С. В., Мишенькина З. Р., Кульчинский Ю. В. и др. Характеристика сейсмоактивной литосферы для северо-востока Байкальского региона по данным детальных работ методом ГСЗ на P- и S-волнах // Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 1, с. 110—119.
7. Зоненшайн Л. П., Гольмшток А. Я., Хатчинсон Д. Р. Структура Байкальского рифта // Геотектоника, 1992, № 5, с. 63—77.
8. Хатчинсон Д. Р., Гольмшток А. Я., Зоненшайн Л. П. и др. Особенности строения осадочной толщи оз. Байкал по результатам многоканальной сейсмической съемки (1989 г.) // Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 10—11, с. 25—36.
9. Moore T. G., Klitgord K. D., Golmstok A. Ya., Weber E. The Central and North Basins of Lake Baikal: the early phase of basin formation // Geol. Soc. Amer. Bull., 1997, v. 9, № 6, p. 746—766.
10. Грачев М. А., Лихошвай Е. В., Воробьева С. С. и др. Сигналы палеоклиматов верхнего плейстоцена в осадках озера Байкал // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 5, с. 957—980.
11. Edgington D. N., Klump J. Val., Robbins J. A. et al. Sedimentation Rates, Residence Times and Radionuclide Inventories in Lake Baikal from ^{137}Cs and ^{210}Pb in Sediment Cores // Nature, 1991, v. 350, p. 601—604.
12. Колман С. М., Купцов В. М., Джойнс Г. А., Картер С. Дж. Радиоуглеродное датирование байкальских осадков // Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 10—11, с. 68—77.
13. Colman S. M., Carter S. J., Hatton J., Haskell B. J. Cores collected in Lake Baikal, Siberia, by the U.S. Geological Survey, 1990—1992: Visual descriptions, photographs, X-radiographs, bulk-density measurements, and grain size analysis // U.S. Geol. Surv. Open-File Report, 1994, № 94, 101 p.
14. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Казьмин В. Г. и др. Геология дна Байкала, изученная с подводных аппаратов „Пайсис“ // Докл. АН СССР, 1993, т. 330, № 1, с. 84—88.
15. Коллектив исполнителей Байкальского бурового проекта. Результаты бурения первой скважины на озере Байкал в районе Бугульдейской перемычки // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 2, с. 3—32.
16. Коллектив участников проекта „Байкал-бурение“. Непрерывная запись климатических изменений в отложениях озера Байкал за последние 5 миллионов лет // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 2, с. 139—156.
17. Коллектив участников проекта „Байкал-бурение“. Позднекайнозойская палеоклиматическая запись в осадках озера Байкал (по результатам исследования 600-метрового ядра глубокого бурения) // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 1, с. 3—32.
18. Безрукова Е. В., Богданов Ю. А., Вильямс Д. Ф. и др. Глубокие изменения экосистемы Северного Байкала в голоцене // Докл. АН СССР, 1991, т. 321, № 5, с. 1032—1037.
19. Hutchinson D. R., Golmstok A. J., Zonenshain L. P. et al. Depositional and tectonic framework of the rift basins of Lake Baikal from seismic data // Geology, 1992, v. 20, p. 589—592.
20. Казьмин В. Г., Гольмшток А. Я., Клитгорд К. и др. Строение и развитие района Академического хребта по данным сейсмических и подводных исследований (Байкальский рифт) // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 10, с. 164—176.
21. Baikal Drilling Project Members (BDP-93). Results of the first drilled borehole at Lake Baikal near the Buguldeika // Quatern. Intern., 1997, v. 37, № 1, p. 3—17.
22. Кузьмин М. И., Грачев М. А., Вильямс Д. и др. Непрерывная летопись палеоклиматов последних 4,5 миллионов лет из озера Байкал (первая информация) // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 5, с. 1021—1023.

23. Baikal Drilling Project BDP-96 (Leg II) Members. Continuous Paleoclimate Record Recovered for Last 5 Million Years // EOS, Trans., Amer. Geophys. Union, 1997, v. 78, № 51, p. 597—604.
24. Кузьмин М. И., Калмычков Г. В., Гелетий В. Ф. и др. Первая находка газогидратов в осадочной толще озера Байкал // Докл. РАН, 1998, т. 362, № 4, с. 541—543.
25. Кузьмин М. И., Калмычков Г. В., Дучков А. Д. и др. Гидраты метана в осадках озера Байкал // Геология рудных месторождений, 2000, т. 42, № 1, с. 25—37.
26. Лисицин А. П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М., Наука, 1991, 270 с.
27. Алексеев Ф. А., Лебедев Вал. С., Лебедев В. С. Кинетическая природа углеводородов газопроявлений юго-восточного побережья Байкала // Геология нефти и газа, 1979, № 4, с. 49—53.
28. Ефремов А. Г., Андреева М. В., Левшенко Т. В. и др. О газах в осадках Байкала // Газовая промышленность. Реф. сборник, серия „Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений“, 1980, вып. 2, с. 15—24.
29. Федоров Ю. А., Никаноров А. М., Тамбиева Н. С. Первые данные о распределении содержания биогенного метана в воде и донных отложениях озера Байкал // Докл. РАН, 1997, т. 353, № 3, с. 394—397.
30. Голубев В. А. Геотермический прогноз глубин нижней границы газогидратного слоя в донных отложениях озера Байкал // Докл. РАН, 1997, т. 352, № 5, с. 652—665.
31. Голубев В. А. Свидетельства присутствия газогидратов в верхнем слое донных отложений оз. Байкал: результаты измерения теплопроводности *in situ* // Докл. РАН, 1998, т. 358, № 3, с. 384—388.
32. Гольмшток А. Я., Дучков А. Д., Хатчинсон Д. Р. и др. Оценки теплового потока на озере Байкал по сейсмическим данным о нижней границе слоя газогидратов // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 10, с. 1677—1691.
33. Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry. Springer, 1997, 201 p.
34. Поспелова Г. А. Тонкая временная структура геомагнитного поля в позднем кайнозое // Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1976, с. 129—142.
35. Мац В. Д., Покатилов А. Г., Попова С. М. и др. Плиоцен и плейстоцен среднего Байкала. Новосибирск, Наука, 1982, 192 с.
36. Кинг Дж. У., Пек Дж., Гангеми П., Кравчинский В. А. Палеомагнитные и петромагнитные исследования осадков оз. Байкал // Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 10/11, с. 174—191.
37. Peck J., King J. W., Colman S. M., Kravchinsky V. A. A rock-magnetic record from Lake Baikal, Siberia: Evidence for Late Quaternary climate change // Earth Planet. Sci. Lett., 1994, v. 122, p. 221—238.
38. Peck J. A., King J. W., Colman S. M., Kravchinsky V. A. An 84 kyr paleomagnetic record from the sediments of Lake Baikal, Siberia // J. Geoph. Res., 1996, v. 101, № B5, p. 11356—11385.
39. Кравчинский В. А., Пек Дж., Сакаи Х. и др. Магнитостратиграфическая шкала позднего кайнозоя Центральной Азии по данным глубокого бурения на Байкале // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск, Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1998, с. 73—78.
40. Williams D. F., Peck J., Karabanov E. B. et al. Lake Baikal record of continental climate response to orbital insolation during the past 5 million years // Science, 1997, v. 278, p. 1114—1117.
41. Крайнов М. А., Кравчинский В. А., Пек Дж. и др. Палеоклиматическая запись осадков озера Байкал по данным магнитной восприимчивости // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 1—2, с. 87—97.
42. Прокопенко А. А., Карабанов Е. Б., Кузьмин М. И., Вильямс Д. Ф. Причины раннего оледенения Сибири при переходе от казанцевского климатического оптимума к зырянскому ледниковому периоду (результаты изучения донных осадков озера Байкал) // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 1—2, с. 64—75.
43. Гольдберг Е. Л., Федорин М. А., Грачев М. А. и др. Орбитальный форсинг в геохимических записях палеоклимата в осадках оз. Байкал // Тр. межд. конф. „Байкал как участок мирового природного наследия: результаты и перспективы международного сотрудничества“ (Улан-Удэ). Новосибирск, 1999, с. 177—188.
44. Гольдберг Е. Л., Федорин М. А., Грачев М. А. и др. Геохимические индикаторы изменений палеоклимата в осадках озера Байкал // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 1—2, с. 76—86.
45. Bassinot 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, v. 126, p. 91—108.
46. Berger A., Loutre V. F. Insolation values for the climate of the last 10 million years // Quat. Sci. Rev., 1991, v. 10, p. 297—317.
47. Karabanov E. B., Prokopenko A. A., Williams D. F., Colman S. M. The link between insolation, North Atlantic circulation and intense glaciations in Siberia during interglacial periods of Late Pleistocene // Quat. Res., 1998, v. 50, p. 46—55.

48. Shackleton N. J., Berger A., Peltier W. R. An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODP site 677 // *Trans. Roy. Soc., Edinburg, Earth Sciences*, 1990, v. 81, p. 251—261.
49. Karabanov E. B., Prokopenko A. A., Williams D. F., Khursevich G. K. A new record of Holocene climate change from bottom sediments of Lake Baikal // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2000, v. 156, p. 1211—224.
50. Touveny N., Beaulieu J.-L., Bonifay E. et al. Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism // *Nature*, 1994, v. 371, p. 503—506.
51. Karabanov E. B., Prokopenko A. A., Williams D. F., Khursevich G. K. Evidence for mid-Eemian cooling in continental climatic record from Lake Baikal // *J. Paleolim.*, 2000, v. 23, p. 365—371.
52. Prokopenko A. A., Karabanov E. B., Williams D. F. et al. Biogenic silica record of the Lake Baikal response to the climatic forcing during the Brunhes // *Quat. Res.*, 2000.
53. Воробьева Г. А., Мац В. Д., Шимараева М. К. Палеоклиматы позднего кайнозоя байкальского региона // *Геология и геофизика*, 1995, т. 36, № 8, с. 82—96.
54. Вильямс Д. Ф., Карабанов Е. Б., Прокопенко А. А. и др. Комплексные исследования позднемiocен-плейстоценовых донных отложений озера Байкал — основа палеоклиматических реконструкций и диатомовой биостратиграфии // *Геология и геофизика*, 2001, т. 42, № 1—2, с. 35—47.
55. Berggren W. A., Kent D. V., Swisher III C. C., Aubry M. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. Tulsa, Oklahoma, 1995, SEPМ, p. 129—212.
56. Zagwijn W. H. Borders and boundaries: A century of stratigraphical research in the Tegelen-Reuver area of Limburg (the Netherlands) // *The dawn of the Quaternary*. INQUA-SEQS-96. Geol. Surv. Netherlands, 1996, p. 2—9.
57. 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.
58. Khursevich G. K., Karabanov E. B., Prokopenko A. A. et al. New fossil species of *Cyclotella* (Bacillariophyta) from Upper Cenozoic deposits of Lake Baikal, Siberia and their stratigraphic significance, International Project on Paleolimnology and Late Cenozoic Climate // *IPPCSE Newsletter*, 1999, № 12, p. 62—76.
59. Хурсевич Г. К., Карабанов Е. Б., Прокопенко А. А. и др. Детальная диатомовая биостратиграфия осадков озера Байкал в эпоху Брунес и климатические факторы видообразования // *Геология и геофизика*, 2001, т. 42, № 1—2, с. 108—129.
60. Sherbakov D. Yu., Kamaltynov R. M., Ogarkov O. B., Verheyen E. Patterns of Evolutionary Change in Baikalian Gammarids Inferred from DNA Sequences (Crustacea, Amphipoda) // *Mol. Phylog. Evol.*, 1998, v. 10, № 2, p. 160—167.
61. Зубаков Д. Ю. Молекулярно-филогенетическое исследование эволюционной истории байкальских моллюсков эндемичных семейств *Baicaliidae* и *Benedictiidae* (gastropoda, peccinibranchia): Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Новосибирск, Ин-т цитологии и генетики СО РАН, 1999, 17 с.
62. Ситникова Т. Я. Почему погибли брюхоногие моллюски в конце плиоцена? // Третья Верещагинская байкальская конференция (Тез. докл. 22—27 августа 2000 г., Иркутск). Иркутск, 2000, с. 207.
63. Гусев В. А., Карпов И. К., Киселев А. И. Алгоритм построения иерархической дендрограммы кластер-анализом в геолого-геохимических приложениях // *Изв. АН СССР, Сер. геол.*, 1974, № 8, с. 61—67.
64. Дорошенко А. А., Усенко Т. П., Малышева С. В., Симонова Т. В. Изучение неоднородностей нефтяных пластов с использованием кластер-анализа // *Управление поисками и разведкой месторождений нефти и газа, Тюмень*, 1988, с. 64—91.
65. Yuretich R., Melles M., Sarata B., Grobe H. Clay minerals in the sediments of Lake Baikal: a useful climate proxy // *J. Sed. Res.*, 1999, v. 69, № 3, p. 588—596.
66. Кузьмин М. И., Солотчина Э. П., Василевский А. Н. и др. Глинистые минералы донных осадков озера Байкал как индикатор палеоклимата // *Геология и геофизика*, 2000, т. 41, № 10, с. 1347—1349.
67. Солотчина Э. П., Прокопенко А. А., Кузьмин М. И. и др. Различия ледниковых и межледниковых ассоциаций глинистых минералов осадков озера Байкал в кернах глубокого бурения VDP-93-2 и VDP-96 // *Геология и геофизика*, 2001, т. 42, № 1—2, с. 146—156.
68. Kuhle M. The uplift of Tibet above the Snow Line and its complete glaciation as trigger of the Quaternary ice ages. A Hypothesis for ice age development // *IPPCSE, Newsletter*, 2000, № 13, p. 36—59.

69. Ruddiman W. F., Kutzbach J. E. Forcing of Late Cenozoic Northern Hemisphere climate by Plateau Uplift in Southern Asia and the American West // *J. Geoph. Res.*, 1989, v. 94, № 15, p. 18409—18427.
70. Ruddiman W. F., Kutzbach J. E. Plateau Uplift and Climatic Change // *Sci. Amer.*, 1991, v. 246, № 3, p. 66—77.
71. Ruddiman W. F., Raymo M. E. Northern Hemisphere climate regimes during the past 3 Ma: possible tectonic connections // *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond*, 1988, v. 318, p. 411—430.
72. Bloemendal J., Lice X. M., Rolph T.C. Correlation of the magnetic susceptibility stratigraphy of Chinese loess and the marine oxygen isotope record: chronological and paleoclimate implications // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1995, v. 131, p. 371—380.
73. Зимы нашей планеты / Ред. Б. Джона. М., Мир, 1982, 333 с.
74. Raymo M. E., Ruddiman W. F. Tectonic forcing of Late Cenozoic climate // *Nature*, 1999, v. 359, № 10, p. 117—122.
75. Хаин В. Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М., Наука, 1994, 190 с.
76. Иванов В. Г., Ярмолюк В. В., Смирнов В. Н., Аракелянц М. М. Геохронология позднекайнозойского вулканизма южно-байкальской вулканической области. Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. (Тез. докл. I Российской конференции по изотопной геохронологии. 15—17 ноября 2000, ИГЕМ РАН). М., ГЕОС, 2000, с. 157—159.
77. Howard W. R. A warm future in the past // *Nature*, 1997, v. 388, p. 418—419.
78. Левина О. В., Грачев М. А. Сигналы палеоклиматов кислородно-изотопной стадии 11 в осадках озера Байкал // Проблемы палеорекострукции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск, Изд-во ИАЭТ СО РАН, 1998, с. 243—246.
79. Karabanov E. B., Prokopenko A., Williams D. et al. High-resolution MIS 11 record from the continental sedimentary archive of Lake Baikal, Siberia // *J. Paleolim.*, 2001.
80. Безрукова Е. В., Мац В. Д., Летунова П. П. и др. Голоценовые торфяники Прибайкалья как объект палеоклиматических реконструкций // *Геология и геофизика*, 1996, т. 37, № 12, с. 78—92.
81. Безрукова Е. В. Растительность и климат юга Восточной Сибири в позднем неоплейстоцене и голоцене по данным непрерывных байкальских разрезов: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. Иркутск, ИСЭМ СО РАН, 2000, 45 с.

*Поступила в редакцию
1 ноября 2000 г.*