

СИГНАЛЫ ПАЛЕОКЛИМАТОВ ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В ОСАДКАХ ОЗЕРА БАЙКАЛ

М. А. Грачев, Е. В. Лихошвай, С. С. Воробьева, О. М. Хлыстов, Е. В. Безрукова,
Е. В. Вейнберг, Е. Л. Гольдберг, Л. З. Гранина, Е. Г. Корнакова, Ф. И. Лазо,
О. В. Левина, П. П. Летунова, П. В. Отинов, В. В. Пирог, А. П. Федотов,
С. А. Яскевич, В. А. Бобров*, Ф. В. Сухоруков*, В. И. Резчиков**, М. А. Федорин***,
К. В. Золотарев***, В. А. Кравчинский****

Лимнологический институт СО РАН, 664033, Иркутск, Улан-Баторская, 3, Россия

** Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,
630090, Новосибирск, Университетский пр., 3, Россия*

*** Томский политехнический университет, 634034, Томск, Ленинский пр., 30, Россия*

**** Институт ядерной физики СО РАН, 630090, Новосибирск, пр. ш. Лаврентьева, 11, Россия*

***** Палеомагнитная лаборатория ВостСибНИИГТМС Геолкома РФ и Института геохимии СО РАН,
664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия*

Представлены результаты анализа верхнего (8—14 м) слоя осадков оз. Байкал, поднятых донными трубками с трех разных, отстоящих друг от друга на расстоянии до 30 км, точек вершины подводного Академического хребта, разделяющего Среднюю и Северную котловины Байкала. Проведено описание кернов, сделаны с них цветные фотографии, получены флюорограммы. С шагом 10 см определено содержание влаги, биогенного кремнезема, органического углерода, общего урана, тория, молибдена и еще 14 элементов. С шагом 2—10 см проведен количественный диатомовый анализ методом световой микроскопии с уточнением диатомов методом сканирующей электронной микроскопии. Выполнен палеомагнитный анализ, выявивший наличие экскурсу. Предложен новый вариант U-Th метода датировки осадков, позволивший по-новому интерпретировать данные Д. Эджингтона и др. (1994) о распределении ^{235}U и ^{232}Th . Согласно этой интерпретации, возраст кернов составляет около 100 000 лет. Керна хорошо коррелирует друг с другом по всем показателям, что свидетельствует о спокойном непрерывном осадко-накоплении. На-видимому, океаническим стадиям теплых климатов (стадии 1, 3, 5) в байкальских кернах соответствуют слои с высоким содержанием диатомей, а стадиям глобальных оледенений (стадии 2 и 4) — слои, практически не содержащие диатомей. С содержанием диатомей, биогенным кремнеземом, органическим углеродом позитивно коррелируют содержания урана и молибдена. Профиль общего содержания диатомей, снятый для одного из кернов с шагом 2 см, свидетельствует о том, что в Прибайкалье в течение изученного интервала времени происходили резкие короткопериодные изменения климата. Байкальская осаждающая летопись хорошо соотносится с высокоразрешающей осаждающей летописью палеоклиматов Северной Атлантики, расшифрованной Г. Бондом и др. (1993). Характерные времена появления и исчезновения некоторых видов диатомей оказались весьма малыми (100—500 лет). Летопись палеоклиматов, содержащаяся в осадках Академического хребта, по временному разрешению полностью удовлетворяет требованиям международных программ.

Изменения климата, плейстоцен, донные осадки, озеро Байкал.

M. A. Grachev, E. V. Likhoshway, S. S. Vorobieva, O. M. Khlystov, A. V. Bezrukova, E. V. Veinberg, E. L. Goldberg,
L. Z. Granina, E. G. Kornakova, F. I. Lazo, O. V. Levina, P. P. Letunova, P. V. Otinov, V. V. Pirog, A. P. Fedotov,
A. V. Yaskevich, V. A. Bobrov, F. V. Sukhorukov, V. I. Rezchikov, M. A. Fedorin, K. V. Zolotarev, and V. A. Kravchinsky

SIGNALS OF THE PALEOCLIMATES OF UPPER PLEISTOCENE IN THE SEDIMENTS OF LAKE BAIKAL

The paper describes data of analysis of the uppermost (8 to 14 m) layer of bottom sediments of Lake Baikal sampled by tube corers on the top of the underwater Akademichesky Ridge at three sites separated by large distances (30 km). The cores were subjected to primary lithological description, photography on color film and X-ray fluorography. Samples taken at 10 cm intervals were analyzed for the content of water, opal silica, organic carbon, total uranium, molybdenum, and 14 other elements. Quantitative diatom analysis was done at frequency of 2–10 cm using light microscopy. Scanning electron microscopy was applied to ensure correct identification of some diatom species. Pollen grains and sponge spicules were also identified and counted. A section of one of the cores was subjected to paleomagnetic measurements and a magnetic excursion was found. The three cores perfectly correlate with each other exhibiting cyclic changes of the content of opal silica and diatom frustules. A new method of thorium-uranium dating was applied to data on the activities of uranium series isotopes obtained by Edgington et al. (1994) and showed that the age of one of core is ca. 100,000 years. The cores correlated with each perfectly correlate other in all parameters, quiet continuous sedimentation. The oceanic stages of warm climates (stages 1, 3, 5) seem to correspond to diatom-rich layers in the Baikalhan cores, while the stages of global glaciation (stages 2 and 4) correspond to the beds having no diatoms. The content of diatoms, biogenic silica, and organic carbon positively correlated with U and Mo. The profile of the content of diatoms taken at a 2-cm frequency for one of the cores suggests that the paleoclimates of East Siberia were subjected to abrupt and dramatic changes similar to

those which were found by G. Bond et al. (1993) for the same time interval for North Atlantic. Typical times of appearance and disappearance of some species of diatoms are small (100–500 years). The paleoclimate record documented in sediments of the Akademicheskoy Ridge completely satisfies the requirements of international programs in terms of temporal resolution.

Climatic changes, Pleistocene, bottom sediments, Lake Baikal

ВВЕДЕНИЕ

Одной из важнейших задач современного естествознания является точный прогноз изменения климатов ближайшего будущего. Для верификации прогностических моделей климата необходимо иметь высокоразрешающие летописи палеоклиматов прошлого всех регионов мира. В качестве таковых используются донные осадки океанов, керны ледников Арктики и Антарктики, спелеотемы, опорные наземные геологические разрезы, археологические и исторические материалы. Международная программа геосферных и биосферных исследований (IGBP) и конкретные проекты этой программы по климатам прошлого ставят перед палеоклиматологами на 1994–1998 гг. две цели: расшифровку палеоклиматов последних 2000 лет с разрешением в один год — один сезон (Temporal Stream I) и расшифровку палеоклиматов последних 250 тыс. лет с шагом в 100–1000 лет (Temporal Stream II) [1]. Согласно проекту PANASH (Global Paleoclimate and Environmental Variability — „Изменчивость глобальных палеоклиматов и природной среды“), летописи такого рода предполагается получить в океанах, в Арктике и Антарктике, а также на трех трансектах полюс—экватор—полюс РЕР-I, РЕР-II и РЕР-III через Южную и Северную Америки, через Европу и Африку и через Азию и Австралию соответственно [2].

Знание палеоклиматов Евразии и, в частности, центра этого континента представляет особый интерес по нескольким причинам. Во-первых, это самый большой континент Земли с наиболее континентальным климатом, природная среда которого должна реагировать на глобальные изменения наиболее резко. Во-вторых, этот крупнейший континент вносит весьма значительный вклад в работу глобальной „машины“ климата благодаря большой значимости создаваемых им положительных и отрицательных обратных связей при отклике на астрономические факторы. В-третьих, на этом континенте во время максимумов оледенений возникал „третий полюс“ — Тибетское плато [2].

Палеоклиматы Азии подробно исследованы многими поколениями геологов. Например, установлено, что изменения климатов верхнего плейстоцена в Сибири были похожи на изменения климатов в Европе и Северной Америке [3]. Однако, располагая одними лишь наземными разрезами и осадками малых озер, чрезвычайно трудно или даже невозможно получить непрерывные летописи палеоклиматов Сибири последних 250 тыс. лет с шагом 100–1000 лет, подобные тем, которые представляют собой осадки океанов.

В связи с изложенным самого пристального внимания палеоклиматологов заслуживают донные осадки оз. Байкал — самого большого (23 000 км³), самого древнего (более 20 млн лет) и самого глубокого пресноводного водоема мира. Как известно, получение длинных кернов байкальских осадков для реконструкции палеоклиматов Восточной Сибири является главным приоритетом проводимого учеными России, США и Японии проекта „Байкал-бурение“ [4, 5]. Многие технические аспекты этого проекта решены.

Однако выявление и, в особенности, интерпретация сигналов изменений климата и природной среды в осадках Байкала в силу уникальных особенностей этого водоема представляют собой далеко еще не решенную задачу. Например, малая минерализация вод Байкала приводит к растворению карбоната кальция, и потому в осадках отсутствуют ископаемые, наиболее подходящие для изучения колебаний отношений изотопов ¹⁸O/¹⁶O и ¹³C/¹²C. В осадках Байкала нет фораминифер — главных индикаторов палеотемператур океанов. Не могут быть прямо использованы либо вообще непригодны классические геохимические сигналы изменения состояния океанов, такие как отношения U/Ca, Ba/Ca, Ge/Si, Sr/Ca. В осадках Байкала хорошо сохраняются створки диатомей. Однако большинство доминирующих диатомей Байкала являются эндемиками, а многие — вымершими эндемиками, и потому состав захороненных диатомовых сообществ не дает однозначной информации о состоянии Палеобайкала вследствие невозможности получения калибровок, опирающихся на данные о современных озерах-аналогах.

С момента создания Байкальского международного центра экологических исследований [6] изучение донных осадков Байкала стало предметом широкого международного сотрудничества. Сняты тысячи километров сеймопрофилей различного разрешения, позволившие расшифровать общую структуру осадочной толщи, мощность которой достигает 8 км [7], а также установить детали строения осадков на тех участках дна, которые представляются наиболее перспективными для получения длинных летописей палеоклиматов [8, 9]. Получены оценки скоростей современного осадконакопления [10, 11] и осадконакопления в голоцене [12, 13]. Установлено, что на границе

плейстоцена и голоцена в экосистеме Байкала произошло резкое изменение: начал формироваться современный комплекс байкальских диатомей, полностью отсутствовавших в период последнего (Сартанского) оледенения [12]. Документирована последовательность смены диатомовых комплексов в осадках Байкала в верхнем плейстоцене и голоцене [14]. Сделаны стандартные описания, проведен литологический анализ и анализ содержания биогенного кремнезема, измерены магнитные свойства длинных (порядка 10 м) кернов, взятых трубками разных конструкций с вершины подводного Академического хребта, характеризующейся относительно спокойным режимом осадконакопления [14—16]. Сделаны первые попытки корреляции циклических изменений некоторых характеристик осадков этих длинных кернов с океаническим профилем $\delta^{18}\text{O}$ [15, 17]. Получены важные сведения о геохимии урана в Байкале [18] и о профилях распределения общего урана и неравновесных ^{234}U и ^{230}Th , а также ^{235}U и ^{232}Th в одном из взятых с Академического хребта кернов [19]. Предпринята попытка объяснить изменения минерального состава байкальских осадков на границе голоцена и плейстоцена изменениями растительности и почв в водосборном бассейне [20]. Выполнены палеомагнитные измерения [14, 15, 21, 22].

Однако полученная с осадками Байкала информация о палеоклиматах голоцена и плейстоцена до последнего времени имела недостаточно систематический характер и не позволяла оценить пригодность этих осадков для расшифровки палеоклиматов в соответствии с требованиями проекта PAGES [1].

Целью настоящей работы было проведение комплексного анализа кернов байкальских осадков, взятых на вершине Академического хребта. Анализ проб проведен в шагах 2—10 см. Выявлены наиболее сильные сигналы изменения палеоклиматов.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В настоящем сообщении описываются результаты анализа осадков оз. Байкал, взятых гравитационной и поршневой трубками на вершине подводного Академического хребта (рис. 1) на станциях 18 (VER 92-2 st 18, $53^{\circ}33'25''$ N, $107^{\circ}59'33''$ E), 16 (VER 94-5 st 16, $53^{\circ}42'49''$ N, $108^{\circ}22'56''$ E) и 15 (VER 94-5 st 15, $53^{\circ}33'19''$ N, $108^{\circ}00'43''$ E) в рейсах на НИС „Верещагин“ в 1992—1994 гг.

Гравитационная трубка (внутренний диаметр 105 мм) проникала в осадок на глубину до 5 м и давала осадок с практически неповрежденным верхним слоем. Поршневая трубка (внутренний диаметр 80 мм) длиной 12 м проникала в осадок на глубину до 14 м. Из-за „раздувания“ осадка в момент внедрения она начинала забирать его лишь на глубине 1,5—3 м от поверхности, когда срабатывал поршневой механизм. При заборе осадков поршневой трубкой одновременно с ней погружалась короткая „близнецовая“ гравитационная трубка (tweep-corer), укрепленная на расстоянии 1,5 м от поршневой. Внутри гравитационной и поршневой трубок вставлялись вкладыши из прозрачного пластика (лайнеры) с толщиной стенки 5 мм.

Пластиковые трубки с керном либо на борту судна, либо после доставки в лабораторию разрезали на отрезки длиной 1 м, а затем вскрывали, разрезая пластик продольно на две половины с помощью циркулярной пилы. Далее керн разрезали леской и разъединяли полученные сегменты. Один из сегментов герметично обматывали полихлорвиниловой лентой и оставляли для хранения. Поверхность второго сегмента защищалась — верхние 1—2 мм снимались ножом параллельно слоистости. Защищенный керн фотографировали на цветную пленку и подвергали первичному описанию. Далее с шагом 2—10 см из этой половины керна отбирали пробы различного размера для проведения анализов, а первый (упакованный в пленку) сегмент подвергали флюорографии. В необходимых случаях после флюорографии опробованию подвергалась и вторая половина керна. Малые пробы для определения влаги, биогенного кремнезема, органического углерода, диатомей, силикул губок, элементного анализа отбирали микрошпателем в „точках“ с шагом 2—10 см.

Содержание влаги и объемную плотность осадка определяли согласно рекомендациям PALE [23] путем отбора определенного объема осадка, его взвешивания во влажном состоянии, высушивания при 60°C и повторного взвешивания.

Содержание биогенного кремнезема определяли известным методом [24], основанным на обработке растертых проб осадка весом 5—30 мг $2\text{M Na}_2\text{CO}_3$ (5 ч. при 86°C) и последующей цветной реакции с молибдатом аммония.

Содержание органического углерода определяли по руководству Е. В. Аринушкиной [25] путем окисления бихроматом натрия в кислотной среде растертых проб весом 0,15 г.

Приготовление постоянных препаратов и подсчет диатомей с помощью оптического микроскопа осуществляли в соответствии с рекомендациями PALE [23]. Навески высушенного осадка (5 мг) в течение 12 ч при комнатной температуре замачивали в 50 мкл воды, суспензию центрифугировали (1 мин при 12 000 об/мин), супернатант сливали, добавляли 100 мкл 5-процен-

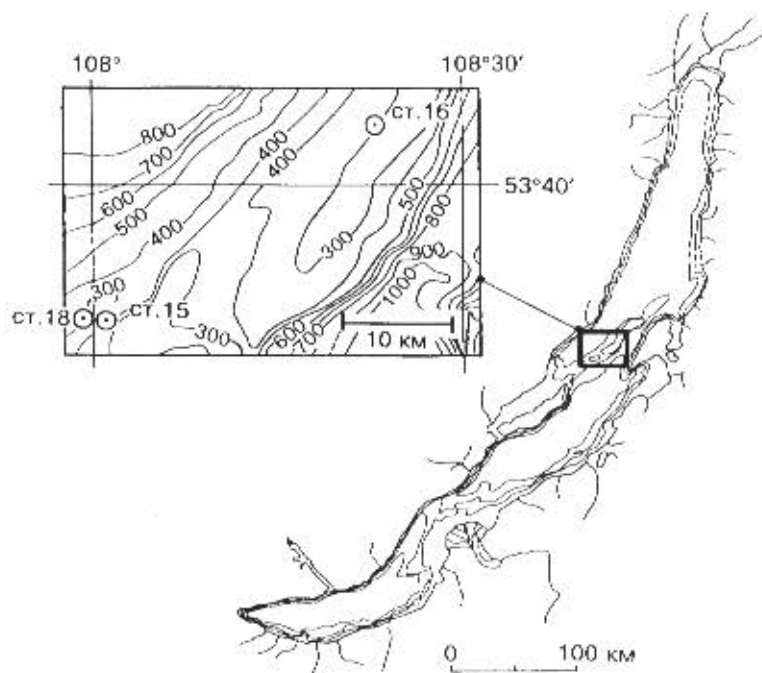


Рис. 1. Схема расположения станций отбора кернов на Академическом хребте оз. Байкал.

На карте показана подробная батиметрия.

содержание створок диатомовых водорослей разных видов в каждом из трех препаратов при увеличении $\times 800$ и брали среднее. Учитывались такие створки и их фрагменты, которые поддавались определению до вида. Из полученных средних значений рассчитывалось содержание диатомей в штуках на грамм осадка. Отклонение от среднего для трех параллельных проб при высоком содержании диатомей не превышало 15%. Диагностику видов осуществляли с помощью определителей [27—32] и по данным оригинальных работ [33, 34], в необходимых случаях прибегая к методу сканирующей электронной микроскопии, например, для дискриминации между *Aulacoseira baicalensis* и *A. islandica* [34] (новое название вида — *A. skwortzowii* [35]).

Подсчет численности спикул губок осуществлялся путем нанесения на предметное стекло навесок сухого осадка размером около 5 мг. К навеске на стекле добавляли каплю воды и подсчитывали общее число спикул в препарате под микроскопом при увеличении $\times 200$. Видовая принадлежность губок определялась по руководству П. Д. Резвого [36] и с использованием неопубликованных данных С. М. Ефремовой (Биологический институт Санкт-Петербургского университета) и при ее помощи.

Спорово-пыльцевой анализ проводили в соответствии с рекомендациями PALE [23]. Осадок с приблизительно сантиметрового интервала объемом 5 мл помещали в стакан и перемешивали в течение 30 мин при 50°C в 50 мл 5-процентного водного раствора пирогосфата натрия. Суспензию центрифугировали (10 мин, 3500 об/мин), осадок взмучивали в воде (50 мл) и промывку водой с центрифугированием повторяли до тех пор, пока супернатант не становился прозрачным. К осадку добавляли 40 мл 10-процентного КОН и нагревали при перемешивании 5 мин на водяной бане при $80\text{--}90^\circ\text{C}$. Осадку давали отстояться, супернатант осторожно сливали. Осадок промывали водой (50 мл) с отстаиванием 5—8 раз. На этой стадии растворялись диатомей, а также гуминовые кислоты. К отмытому осадку добавляли кадмий-иодистую тяжелую жидкость (Уральский химзавод, ТУ 6-09-02-424-87) с плотностью 2,4 в количестве, в 3 раза превышающем его объем, суспензию тщательно перемешивали и оставляли на 3—6 ч, а затем центрифугировали (10 мин, 3500 об/мин). Образовавшееся на поверхности кольцо спор и пыльцы отбирали пипеткой в стакан и полученную взвесь пропускали через крупное сито (размер ячеек 150 мкм), а затем через мелкое (50 мкм). Осадок, задержанный вторым ситом, смывали водой в стакан и собирали центрифугированием (1 мин при 10 000 об/мин) в полипропиленовые пробирки „Эппендорф“ (1,5 мл). Осадок промывали водой с центрифугированием 5 раз. К нему добавляли 10 мл 30-процентной HF, перемешивали и выдерживали в течение ночи при комнатной температуре. Пробирку с суспензией осадка в HF нагревали до 45°C и центрифугировали (1 мин, 10 000 об/мин). Осадок дважды промывали водой с центрифугированием, к нему добавляли 1 мл 5-процентного водного раствора борной кислоты и оставляли на ночь. Осадок собирали центрифугированием и 5 раз промывали водой, а затем взмучивали в 0,5 мл воды. Аликвоту суспензии (50 мкл) наносили на предметное стекло, добавляли каплю глицерина и подсчитывали пыльцу разных видов под микроскопом при увеличении $\times 400$ по

различным группам: древесные с идентификацией до вида, кустарники и травы — до ранга и семейства, папоротники и мхи — до рода и вида; при этом число полей зрения брали таким, чтобы общее число учтенных пыльцевых зерен древесных растений равнялось 200. Идентификацию пыльцы и спор проводили с помощью определителей [37, 38].

Определение содержания крупных частиц. Осадок для этих анализов отбирали не в точке, а шпателем со всего среза на интервале 5 см. Навеску высушенного осадка размером 5—15 г взмучивали в 5-процентном растворе пирофосфата натрия, выдерживали взвесь 1 ч при 100 °С и пропускали последовательно через сита с ячеей 100 и 50 мкм, промывая сита водой. Осадок на ситах высушивали при 100 °С и взвешивали.

Определение элементов методом нейтронно-активационного анализа проводили на базе ядерного реактора Томского института ядерной физики. Параллельное облучение двух аликвот одного образца (по 50 мг) в кварцевых ампулах в тепловом режиме (8 ч) и с фильтрацией нейтронов кадмием (20 ч) в каналах ядерного реактора Томского политехнического института проводили при мощности потока нейтронов в каналах $8\text{--}12 \cdot 10^{12} \text{ с}^{-1} \text{ см}^{-2}$. Применение надкадмиевого облучения дает возможность с большей селективностью выделить в гамма-спектрах линии Np и Pa , возникающие при облучении ^{238}U , а также ^{232}Th , ^{86}Rb , ^{153}Sm , ^{160}Tb и, кроме того, резко снижает вклад продуктов деления ^{235}U , что увеличивает достоверность определения Rb , Ba , La , Ce , Nd [39]. Облучение в канале тепловых нейтронов гарантирует более равномерное распределение нейтронов и потому большую точность при анализе прочих элементов с калибровкой по эталонным образцам.

Измерения гамма-спектров проводили через 10—20 и через 30—50 дней после облучения на спектрометрах с детекторами двух типов: планарным особо чистым германиевым с разрешением 0,5 кэВ на гамма-линии 106 кэВ (^{239}Np) и коаксиальным германий-литиевым с разрешением 2,2 кэВ на линии 662 кэВ (^{137}Cs). Использовались многоканальные анализаторы In-96 (COMET, Франция), Lp-4000 (NOKIA, Финляндия) и АМА-3 („Атоминструмент“, Большесудбинский завод „Тензор“). В качестве стандартов взяты стандартные образцы черного сланца SDO-1 (содержание урана 49 г/т) и байкальского ила ВЛ-1 (содержание урана 12 г/т); содержание прочих исследованных элементов определяли с калибровкой по стандарту ВЛ-1; данные по его составу приведены в публикациях [40, 41]. Нейтронный активационный анализ позволил определить с относительной ошибкой 5—10 % U , Th , Sc , Co , Cr , La , Ce , Sm , Eu , Tb , Yb , Ta , Hf , Fe , Rb , Lu , Ba .

Определение элементов методом рентгенофлуоресцентного анализа с синхронным излучением (РФА СИ) осуществлялось на ускорителе ВЭПП-3. Из навесок осадка массой менее 100 мг приготавливались таблетки. Энергия возбуждающего монохроматического излучения могла устанавливаться в пределах до 45 кэВ. Регистрация флуоресценции осуществлялась с помощью полупроводникового детектора. С помощью РФА СИ определяли Ce , Rb , Nd . Методика работы описана ранее [42].

Цвет зерна определяли по каталогу цветов почв [43].

Палеомагнитные измерения. Из зерна ст. 15 на интервале 700—1100 см с шагом 2 см коробчатым пробоотборником отбирали кубики размером $1,5 \times 1,5 \times 1,5$ см в стандартные пластиковые коробочки, соблюдая ориентацию верх-низ. Не высушивая, образцы подвергали измерению магнитной восприимчивости χ , 10^{-5} ед. СИ) на каппа-мосте KLY-2 (НП „Геофизика“, Чехословакия). Далее определяли направление и величину естественной остаточной намагниченности (NRM, 10^{-3} А/м) на астатическом магнитометре конструкции ВостСибНИИГГиМС в загородном здании, удаленном от техногенных помех, либо с помощью экранированного спин-магнитометра JR-4 (НП „Геофизика“, Чехословакия). Данные измерений обрабатывались с помощью программ ОПАЛ [44] и пакета Р. Энкина [45].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Черно-белый отпечаток с цветного негатива, полученного при фотографировании одного из отрезков зерна ст. 15, представлен на рис. 2, А. Верхние несколько сантиметров осадка коричневого цвета, остальные части разреза окрашены в различные оттенки серого и оливково-серого цветов (7,5 Y; 10 Y; 2,5—10 GY [43]). В осадке часто, особенно в глинистых интервалах, встречались тонкие (толщиной менее 1 мм) прослои и линзы разнозернистого песка, положения которых в разных зернах четко не коррелировали. Изредка встречалась и мелкая галька. На разрезе наблюдались различающиеся по оттенкам тонкие слои и пятна, однако сезонная слоистость (варвы) не отмечалась.

Рентгенограмма того же интервала зерна ст. 15 („архивная“ половина), полученная методом флуорографии, т. е. путем фотографирования рентгеновского изображения с флуоресцентного экрана на пленку шириной 60 мм представлена на рис. 2, Б. Флуорография выполнена в больнице Иркутского научного центра на приборе „Серномета-5“ (Чехословакия). Светлый участок соответствует интервалу с меньшей плотностью осадка и лучшей проницаемостью для рентгеновских лучей

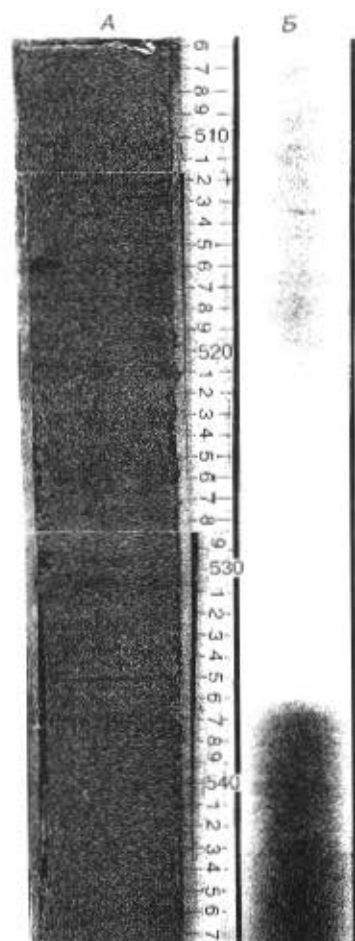


Рис. 2. А — черно-белый отпечаток цветного негатива отрезка керна со ст. 15. Б — флюорограмма отрезка „архивной“ половины: светлый участок — диатомовый ил, темный — бездиатомовая глина.

Цифры на линейке (см) соответствуют глубинам в керна, взятом поршневой трубкой.

(диатомовый ил), темный — интервалу с большей плотностью осадка (глина). Результаты флюорографии всего керна, полученного на ст. 15 с помощью поршневой трубки показаны на рис. 3.

Результат применения другого метода, основанного на использовании рентгеновских лучей, представлен на рис. 4. В данном случае верхний интервал (0—20 см) не вскрытого керна со ст. 16 подвергался рентгеновской томографии с разрешением порядка 1 мм на медицинском томографе Somatom AR.C фирмы Siemens (Германия) в Иркутской областной больнице. Верхняя светлая часть соответствует интервалу диатомового ила. На границе между диатомовым илом и глиной осадок имеет сложную структуру. Темный слой, расположенный в 2 см выше слоя глины, при вскрытии керна был идентифицирован как железомарганцевая корка. Наличие материала низкой плотности в слое глины и нарушенная структура последнего, по-видимому, являются следствием механических напряжений при извлечении трубки в осадок.

По результаты определения биогенного кремнезема для осадков ст. 16 (рис. 5, А) можно видеть, что его содержание в осадке варьирует циклически от 0 до 30 %. Приведенный на рис. 5, А профиль является „составным“: кружками обозначены точки, относящиеся к осадку, взятому „близнецовым“ (tween-core) пробоотборником, треугольниками — к осадку, взятому гравитационной трубкой, квадратами — к осадку, взятому поршневой трубкой. Стыковка выполнена по данным диатомового анализа (см. ниже).

Результаты ситового анализа осадков ст. 16 (рис. 5, Б, В) показывают, что на большинстве интервалов более 97 % осадка по весу относится к фракции с размером частиц <50 мкм. Содержание частиц с размерами 50—100 мкм колеблется в диапазоне от 0,5 до 3 % хаотически, однако обращает на себя внимание их повышенное содержание на интервале 400—600 см. Содержание фракции >100 мкм колеблется еще менее регулярно. Ее анализ показал, что многие из самых крупных частиц состоят из аутигенного минерала вивианита и железомарганцевых корок, т. е. из материала, образовавшегося диагенетически уже после выпадения осадка.

С содержанием биогенного кремнезема коррелирует ряд геохимических показателей. На рис. 6 показаны результаты такой корреляции для осадка ст. 15. Можно видеть (см. рис. 6, А), что для интервалов с высокой концентрацией биогенного кремнезема характерно повышенное содержание влаги. На рис. 6, Б показана корреляция между концентрацией биогенного кремнезема и органического углерода.

Из всех исследованных элементов положительно коррелируют с биогенным кремнеземом только уран и молибден (см. рис. 6, А). Содержания прочих определенных нами элементов (рис. 7) с ним не коррелируют. Рассматривая данные элементного состава, следует отметить выраженную „геохимическую аномалию“ на коротком интервале пониженного содержания биогенного кремнезема на глубине 450—500 см. Как видно из рис. 7, А, здесь отчетливо повышены концентрации Fe, La, Ce, Sc, Tb, Th, Rb, Ba. Концентрации Hf, Ta, Cr, Co, Nd, Sm, Eu, Yb, Lu флуктуируют нерегулярно (см. рис. 7, Б).

Наиболее закономерно из всех исследованных показателей ведет себя содержание створок диатомей. Для осадка ст. 18 этот показатель был исследован с шагом 2 см (рис. 8, А). Огромный динамический диапазон (от 7 тыс. до 100 млн створок на грамм осадка) и высокая точность определения позволяют выявить достоверные пики с полушириной менее 5 см.

На рис. 9 показаны результаты корреляции осадков ст. 15, 16 и 18 по содержанию биогенного кремнезема (I) и створок диатомей (II). Можно видеть, что осадки хорошо коррелируют друг с другом, хотя скорость осадконакопления в разных точках, очевидно, несколько различалась и была приблизительно в 1,5 раза больше на ст. 16 по сравнению со ст. 15 и 18. Для удобства дальнейшего

Рис. 3. Результаты флюорографии керн со ст. 15.

Глубины приведены в «единой» шкале (см. рис. 5). Светлые участки (310—360, 395—425, 500—525, 730—755, 765—775, 785—815, 900—935, 955—985, 1065—1075 см) — диатомовый ил, темные — бездиатомовые глины. Сравни рис. 6, А; участки высокого содержания биогенного кремнезема наблюдаются там же, где и светлые участки на флюорограмме.

Обсуждения мы можем теперь ввести единую нумерацию основных коррелирующих пиков концентрации биогенного кремнезема на ст. 15, 16, 18, показанную на рис. 9. Очевидно, что одноименные пики, скорее всего, приходятся на одно и то же время. Столь четкая корреляция свидетельствует о том, что осадки Академического хребта накапливались в спокойной обстановке, и во время их формирования не было ни размывов, ни эпизодов катастрофического осадконакопления, так как трудно себе представить, чтобы такие процессы могли происходить синхронно в точках, отстоящих друг от друга на большие расстояния (см. рис. 1).

Особый интерес представляют данные об изменении видового состава диатомей по глубине. Этот состав на ст. 15, 16, 18 представлен 110 таксонами, из которых 30 являются планктонными, а 80 — бентосными. Обитатели дна и обрастаний, несмотря на значительный вклад в видовое разнообразие, имеют весьма невысокую численность: от 0,007 до 0,37 млн створок на грамм, что составляет не более 0,1 % от общей численности. Это не

удивительно, так как свет не проникает на глубину 300 м, а занос прибрежных диатомей на вершину Академического хребта маловероятен, поскольку он обрамлен глубоководными котловинами. Данные по ведущим пелагическим видам для осадков ст. 15 и 16 показаны на рис. 10. Поскольку осадки ст. 15 и 16 хорошо коррелируют друг с другом, данные по содержанию различных видов диатомей приведены в координатах: концентрация диатомей в миллионах створок на грамм — относительная глубина керна Z/Z_7 , где Z — глубина залегания горизонта, а Z_7 — глубина залегания максимума пика 7 биогенного кремнезема на той же станции. Можно

видеть, что виды диатомей можно разбить на две группы — на «эфмерные», те, которые встречаются только на отдельных коротких интервалах (*Aulacoseira baicalensis*, *A. islandica*, *Stephanodiscus flabellatus*, *Synedra acus*; см. рис. 10, А), и на «персистентные», те, которые встречаются на длинных интервалах (*Cyclotella minuta*, *Stephanodiscus grandis*, *S. bellus*, *S. carconeiformis*, см. рис. 10, Б).

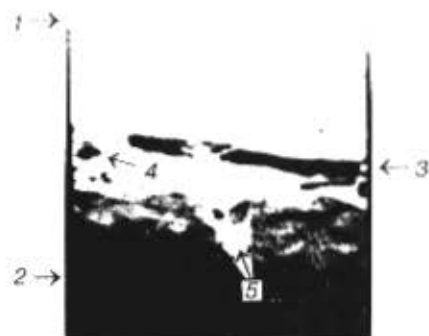
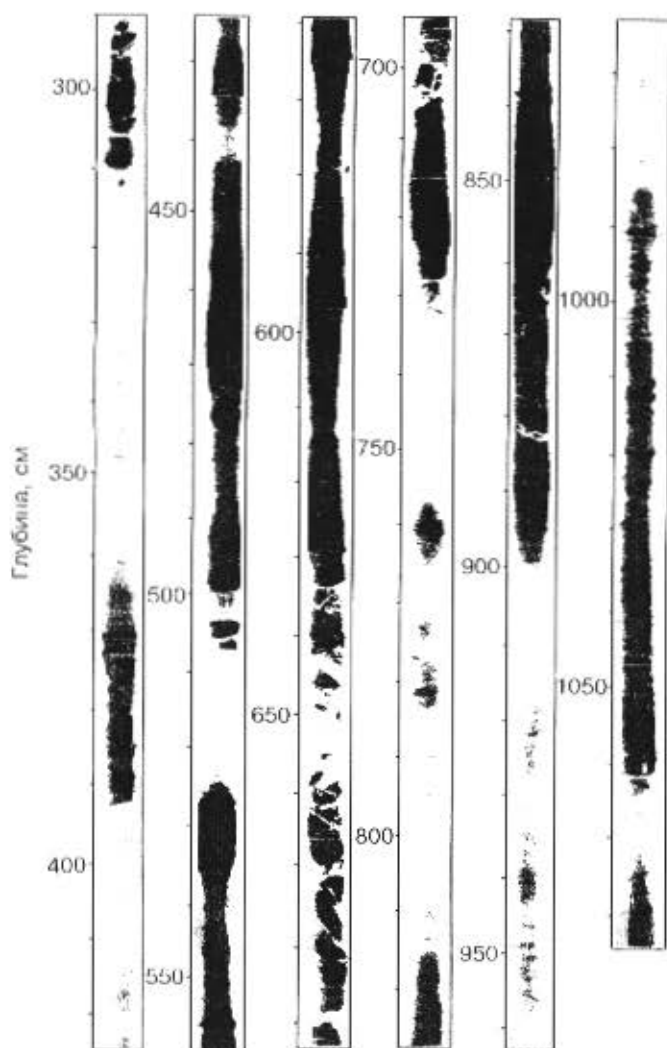


Рис. 4. Рентгеновская томограмма продольного среза верхнего слоя осадка со ст. 16.

1 — диатомовый ил, 2 — бездиатомовая глина, 3 — литифицированная железомарганцевая корка, 4 — конкреции, 5 — включения обоватного диатомового ила.

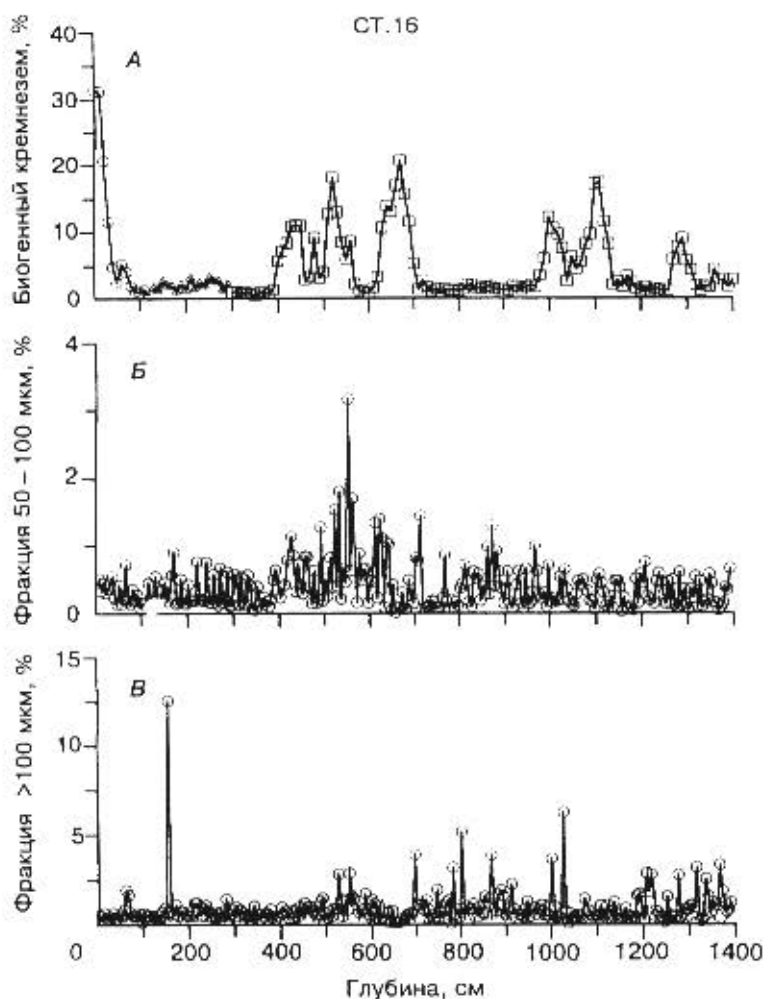


Рис. 5. Результаты определения биогенного кремнезема (А) и содержания частиц размером 50—100 мкм (Б) и более 100 мкм (В).

Приведенные профили являются составными, на кривой А разными значками показаны точки осадка, взятого „близнецовой“ (кружки), гравитационной (треугольники) и поршневой (квадраты) трубками.

На рис. 11,Б показано распределение спикул губок в осадке ст. 18. Можно видеть, что содержание спикул повышено в тех горизонтах, где велика концентрация биогенного кремнезема (ср. с рис. 11,А). Однако высокое содержание спикул наблюдается и на некоторых интервалах с низким содержанием биогенного кремнезема. Согласно определениям С. Ефремовой (Институт биологии Санкт-Петербургского университета) и руководству П. Д. Резвого [36], найденные спикулы принадлежат корковым формам *Lubomirskia abietina*, *Baicalospongia bacilifera* II, *B. intermedia*, *B. bacilifera* IV, *Swartchewskia papyracea*, *Reznikova* sp. Оценка скорости погружения спикул в воде, согласно закону Стокса, дает величину порядка нескольких сотен метров в сутки. Поэтому спикулы наиболее обильных в Байкале прибрежных губок попасть на вершину Академического хребта не могут. Следовательно, найденные в осадке спикулы принадлежат губкам, жившим на Академическом хребте вблизи ст. 18.

На рис. 11,В показаны результаты спорово-пыльцевого анализа. Содержание пыльцы в целом в осадках невелико, что определяется, по-видимому, большим расстоянием Академического хребта от берега. Общее содержание пыльцы до определенной степени коррелирует с содержанием биогенного кремнезема и створок диатомей: пыльца присутствует на некоторых интервалах с высокой концентрацией диатомей (пики 1, 5, 6, 7). Состав пыльцы свидетельствует о том, что вмещающие ее осадки накапливались в условиях климатов, не сильно отличающихся от современного. Растительность той зоны, из которой пыльца поступала в осадки, относится к типу бореального леса (тайги), состоящего в основном из сосны обыкновенной, сибирского кедра, лиственницы, ели, пихты, березы и в малых количествах кедрового стланика, карликовой березки и трав.

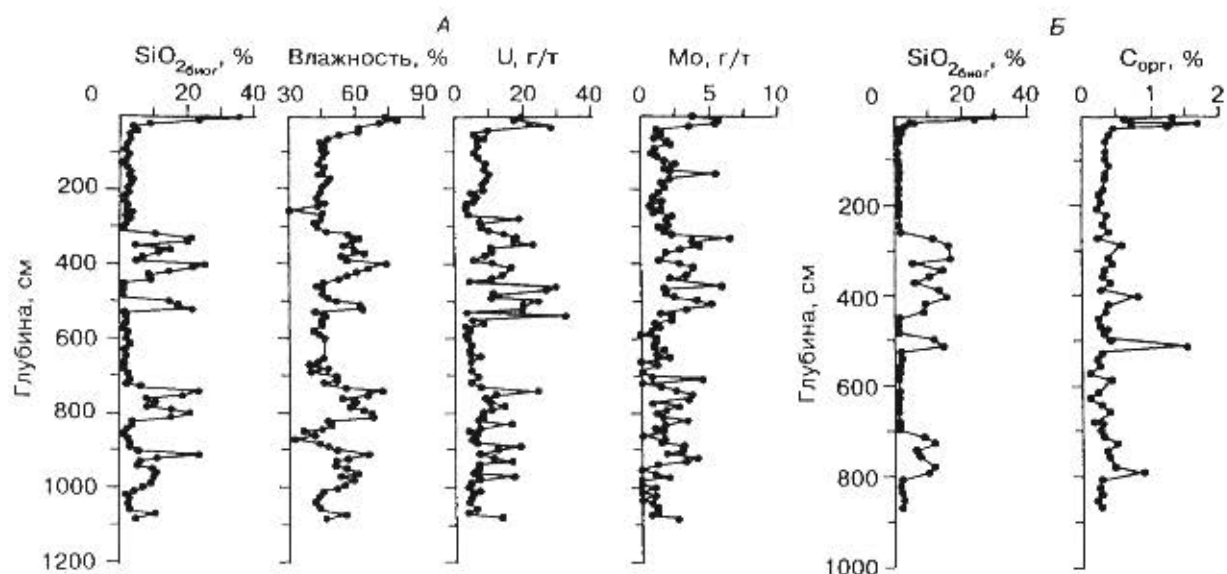


Рис. 6. Корреляция некоторых геохимических характеристик с концентрацией биогенного кремнезема. А — ст. 15, Б — ст. 18.

На рис. 12 показано распределение магнитных параметров на коротком интервале керна ст. 15. Интерес именно к данному интервалу объясняется тем, что в этой области относительных глубин ранее наблюдались магнитные экскурсы [14, 21, 22]. Можно видеть, что наклонение вектора естественной остаточной намагниченности (NRM) колеблется в типичном режиме вековых вариаций около значения осевого диполя в месте отбора (68°) с максимальной амплитудой $\pm 15^\circ$. Кроме того, обнаружены два интервала с близкими к нулю или отрицательными значениями наклонения вектора NRM: один в районе 745 см ($Z/Z_0 = 0,93$; только два образца, требует дополнительной проверки) и один в районе 925–860 см ($Z/Z_0 = 1,1-1,2$; восемь образцов). Ранее в осадках Академического хребта Х. Сакаи и др. [22] обнаружили экскурс в керне ст. 18 на глубине 780 см ($Z/Z_0 = 1,08$); этот экскурс по данным диатомового анализа стратиграфически коррелирует с нашим экскурсом в керне ст. 15 на глубине 925–960 см. Однако Х. Сакаи и др. [22] не отметили других экскурсов на меньших глубинах, что может быть связано с недостаточной частотой отбора образцов. Дж. Брэдбери и др. [14] обнаружили экскурсы в осадках керна 287k2 на глубинах 720–730 см ($Z/Z_0 \approx 0,83$) и 860–950 см ($Z/Z_0 \approx 1,01-1,12$), которые по данным диатомового анализа стратиграфически коррелируют с экскурсами, найденными нами в осадках ст. 15. Экскурсы керна 287k2 интерпретировались ранее [21] как один двойной экскурс Бива-1 и Ямайка (200 тыс. лет до настоящего времени) по данным корреляции магнитных свойств осадка с профилем SPECMAP [46]. В свете изложенного ниже, вполне возможно, что все найденные в районе $Z/Z_0 \approx 1,1$ экскурсы являются эпизодами двойного экскурса Блэйк (110 тыс. лет до настоящего времени [47]).

Скаляр величины NRM и магнитная восприимчивость χ , как видно из рис. 12, хорошо коррелируют друг с другом и с профилем распределения биогенного кремнезема: на интервалах с низкой концентрацией биогенного кремнезема они возрастают, и наоборот. Диапазон колебаний χ велик и не может быть объяснен одним только разведением терригенной взвеси диатомеями на участках с высокой концентрацией биогенного кремнезема. Ранее было показано [15, 21], что в те периоды, когда на Академическом хребте отлагались бездиатомовые глины, возрастал вынос высококоэрцитивных минералов (гематит/гетит), а в периоды отложения диатомовых илов — вынос низкокоэрцитивных минералов (магнетит/маггемит). Это хорошо соответствует представлению о том, что богатые диатомеями интервалы принадлежат периодам теплых климатов (см. ниже), во время которых, благодаря развитию почв и химическому выветриванию, терригенная взвесь у источников ее сноса была обеднена железосодержащими высококоэрцитивными минералами.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проблема датировки. Интерпретация любой летописи палеоклиматов определяется правильно-стью хронологической шкалы. В настоящее время имеется лишь весьма ограниченный набор признанных методов точной датировки морских и озерных осадков.

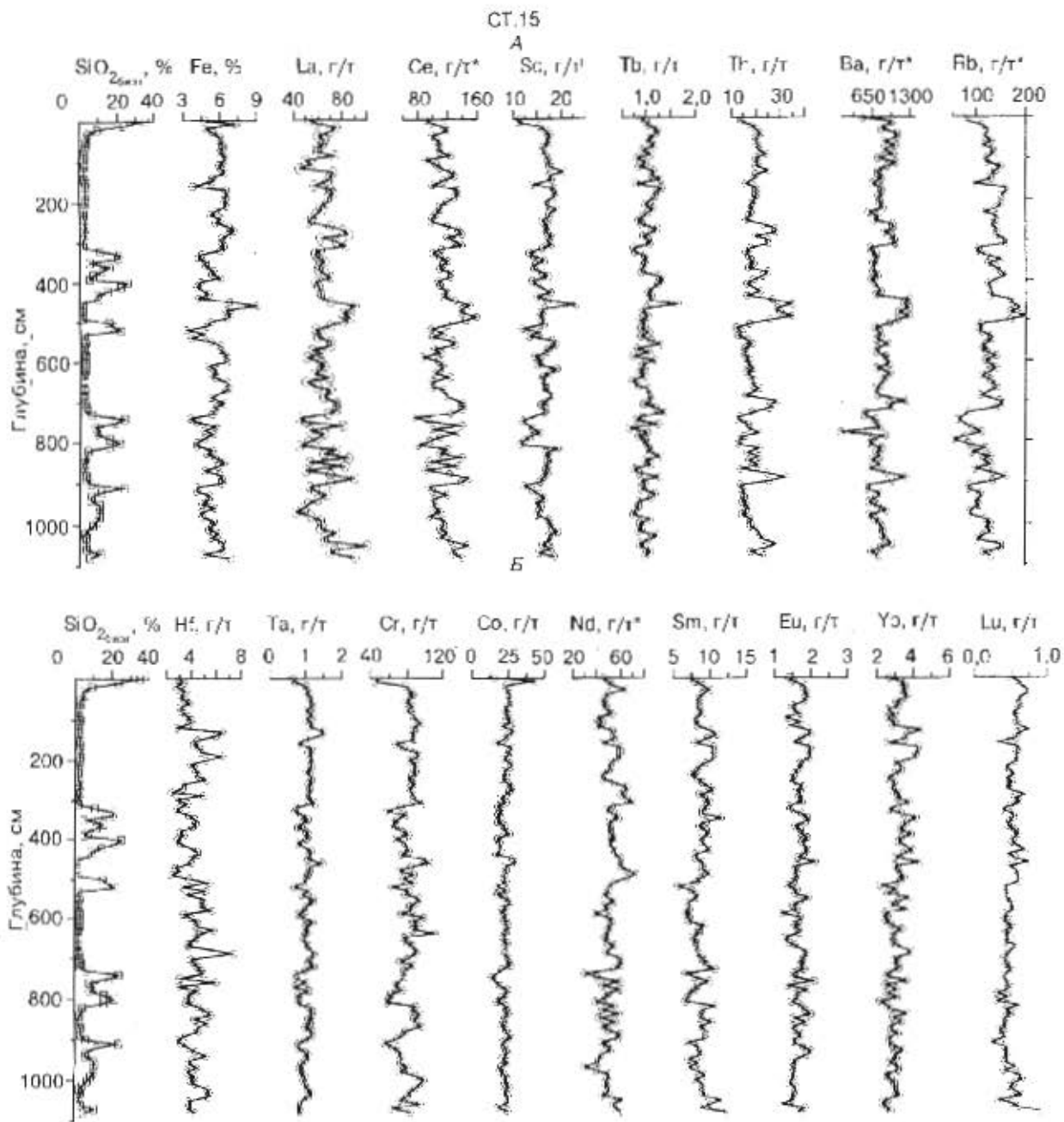


Рис. 7. Корреляция содержания некоторых элементов в керне ст. 15 с концентрацией биогенного кремнезема.

А — элементы с „аномальной“ флуктуацией в районе 440—480 см, Б — элементы, не проявляющие „аномалии“ в районе 440—480 см. Звездочками помечены элементы, определенные методом рентгеновской флюоресценции с синхротронным излучением. Прочие элементы определены методом нейтронного активационного анализа.

Во-первых, это метод радиоуглеродной датировки, работающий в интервале возрастов до 40 тыс. лет. Необходимым условием применения этого метода является наличие в осадке достаточных количеств органического углерода того же возраста, что и вмещающий осадок. Согласно рекомендациям PALE [23], по возможности, подвергать радиоуглеродной датировке следует углеродсодержащие макро- и микроископаемые (древесину, пыльцу и др.), а не тотальное органическое вещество, так как оно часто оказывается перетолженным и более древним, чем вмещающий осадок. Во-вторых, это К-Аг или Аг-Аг метод, применимый в тех случаях, когда в осадке обнаруживаются прослойки тефры. В-третьих, это палеомагнитный метод, позволяющий надежно идентифицировать

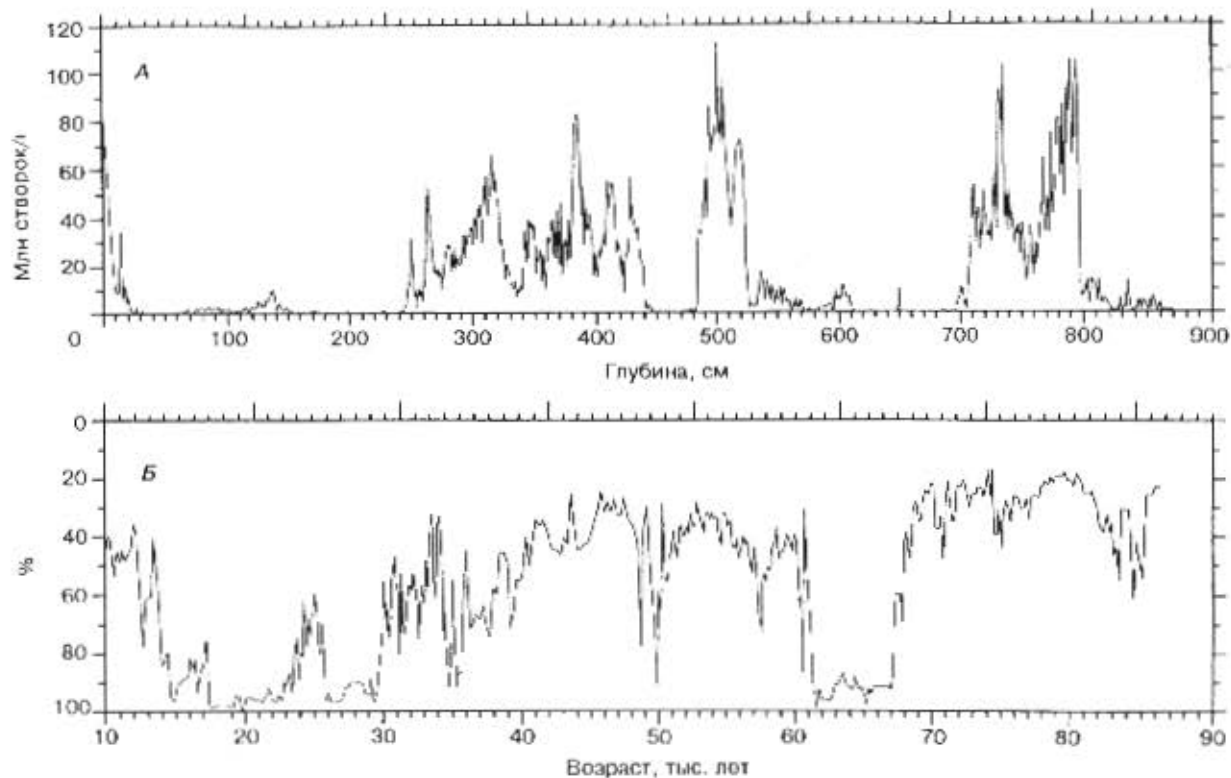


Рис. 8. *А* — профиль содержания створок диатомей в осадке ст. 18; шаг 2 см. *Б* — профиль содержания фораминифер *N. pachyderma* в осадках Северной Атлантики [53].

границу продолжительной инверсии магнитного поля на рубеже 730 тыс. лет до настоящего времени (границу магнитных эпох Брюнес и Матуяма); к сожалению, кратковременные инверсии верхнего плейстоцена — экскурсы Лашамп, Бива, Ямайка, Блэйк — не универсальны, т. е. наблюдаются не повсеместно, и относительно их точных дат пока нет единого мнения [47].

Наиболее трудной задачей является датировка осадков в диапазоне возрастов от 40 до 730 тыс. лет. Даже океанические осадки датируют в основном путем корреляции вертикальных профилей сигналов палеоклиматов с надежно датированной кривой SPECMAP [46] (рис. 13,А). Последняя представляет собой зависимость отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ от времени для карбоната ископаемых фораминифер. Отношение этих изотопов менялось во времени под влиянием изменений климата в связи с тем, что во время оледенений H_2^{16}O преимущественно накапливалась в полярных ледовых щитах, а остававшаяся в океанах вода оказывалась обогащенной H_2^{18}O .

Радиоуглеродный метод был впервые применен для датировки байкальских осадков при попытке палеоклиматической реконструкции авторами работы [12]. Исследовались короткие керны, взятые в Северном Байкале. Оказалось, что ближайший к поверхности двухметровый слой с высоким содержанием диатомей охватывал верхний и средний голоцен (0—8 тыс. лет до настоящего времени), а непосредственно примыкающий к нему снизу слой бездиатомовой глины принадлежал нижнему голоцену и последнему (Сарганскому) оледенению. В работе [12] было впервые высказано предположение о том, что в период накопления бездиатомовой глины диатомеи отсутствовали в водном теле Байкала вследствие подавления их роста высокой мутностью воды, вызванной таянием горных ледников; кроме того, по полученным данным был сделан вывод о том, что скорость осадконакопления в период накопления бездиатомовых глин была существенно (примерно в 5 раз) выше современной.

Последующие исследования байкальских осадков, взятых в различных точках, в том числе и на Академическом хребте [13, 14, 17], подтвердили принадлежность первого от поверхности пика содержания диатомей к голоцену; граница между диатомовым илом и бездиатомовой глиной была отодвинута на рубеж 10—12 тыс. лет до настоящего времени; было установлено, что осадок в голоцене накапливался сравнительно равномерно, на Академическом хребте — со скоростью порядка 4 см за 1000 лет.

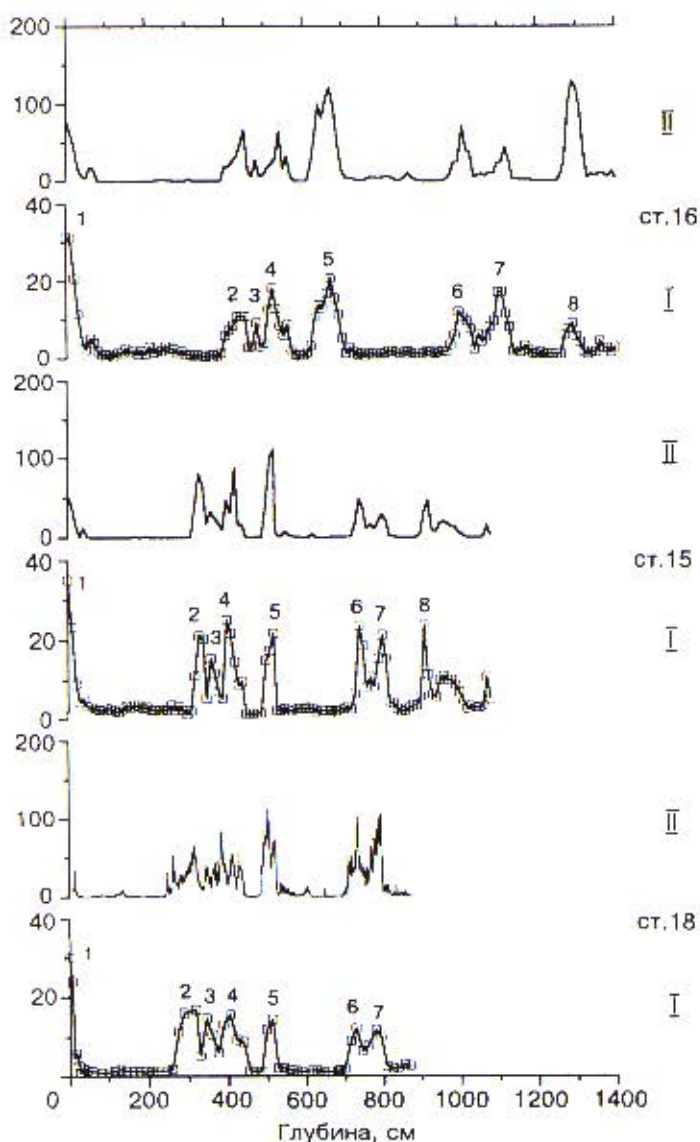


Рис. 9. Профили содержания биогенного кремнезема (I) и створок диатомей (II) в осадках ст. 15, 16, 18.

Однако все опубликованные радиоуглеродные даты были получены с тотальным органическим веществом, и их точность и надежность не удовлетворяют стандартным требованиям палеоклиматологов. Еще менее достоверными являются данные радиоуглеродных определений в интервале возрастов 10—40 тыс. лет, особенно в районе первого от поверхности бездиатомового интервала, где содержание органического углерода весьма мало (менее 0,5 %; см. рис. 6,Б).

Прослой тефр в осадках Байкала пока не найдены, а граница Брюнес—Матуйма лежит на Академическом хребте заведомо глубже 10 м (см. [5]).

В отсутствие данных „абсолютной“ датировки единственным подходом к расшифровке сигналов климатов байкальских осадков представлялся метод корреляции с кривой SPECMAP.

Такая корреляция описана в двух публикациях. В первой из них [15] в качестве сигнала климата выступают магнитные свойства, а во второй [17] — содержание диатомей в осадке ст. 18 и содержание биогенного кремнезема в зернах ст. 18 и 340 (последний также взят на Академическом хребте и полностью подобен зернам ст. 18, 15 и 16). Данные по ст. 18, приведенные в работе [17], предоставлены нами. Авторы работ [15, 17] считают, что пики биогенного кремнезема 1 и 2—5 (см. рис. 13,А) соответствуют

океаническим стадиям 1 и 5 (см. рис. 13,Б), а возраст зерна в районе пика 7 равен 220 тыс. лет.

Эта интерпретация представляется нам неверной по многим причинам. Во-первых, она базируется на предположении об одинаковой скорости осадконакопления в периоды теплых и холодных климатов — такое предположение, несомненно, искусственно, и противоречит данным прямых определений (например [12]).

Во-вторых, из общих соображений о континентальности климата Сибири и из данных моделирования отклика различных участков суши на изменения инсоляции под действием астрономических факторов [48] вытекает, что во время океанической стадии 3 амплитуда возрастания температуры в Восточной Сибири была значительно выше, чем амплитуда роста уровня океана, сравнительно с аналогичными амплитудами для стадии 5.

Известно, что климат континента на широте Байкала в период океанической стадии 3 (Каргинское теплое время, 50—25 тыс. лет до настоящего времени) был близок к современному или даже более теплым [49]. На обширных пространствах Сибири, занятых во время оледенений сухими холодными степями, появились бореальные леса [50, 51]. Очевидно, малая амплитуда изменения $\delta^{18}\text{O}$ на стадии 3 на кривой SPECMAP объясняется тем, что ледовые щиты, несмотря на высокие температуры на континенте в средних широтах, не успевали растаять. Однако С. Колман и др. [17] считают, что океанической стадии 3 в байкальской летописи соответствует „событие S3“ — едва заметный пик биогенного кремнезема на глубине 140 см в осадке ст. 18 (см. рис. 13,Б), и тем самым предполагают, что климатический отклик системы Байкала на потепление был еще более слабым, чем отклик океана. На наш взгляд, для такого предположения нет оснований и, несмотря на формально высокий коэффициент корреляции (0,83) профиля биогенного кремнезема в байкальских

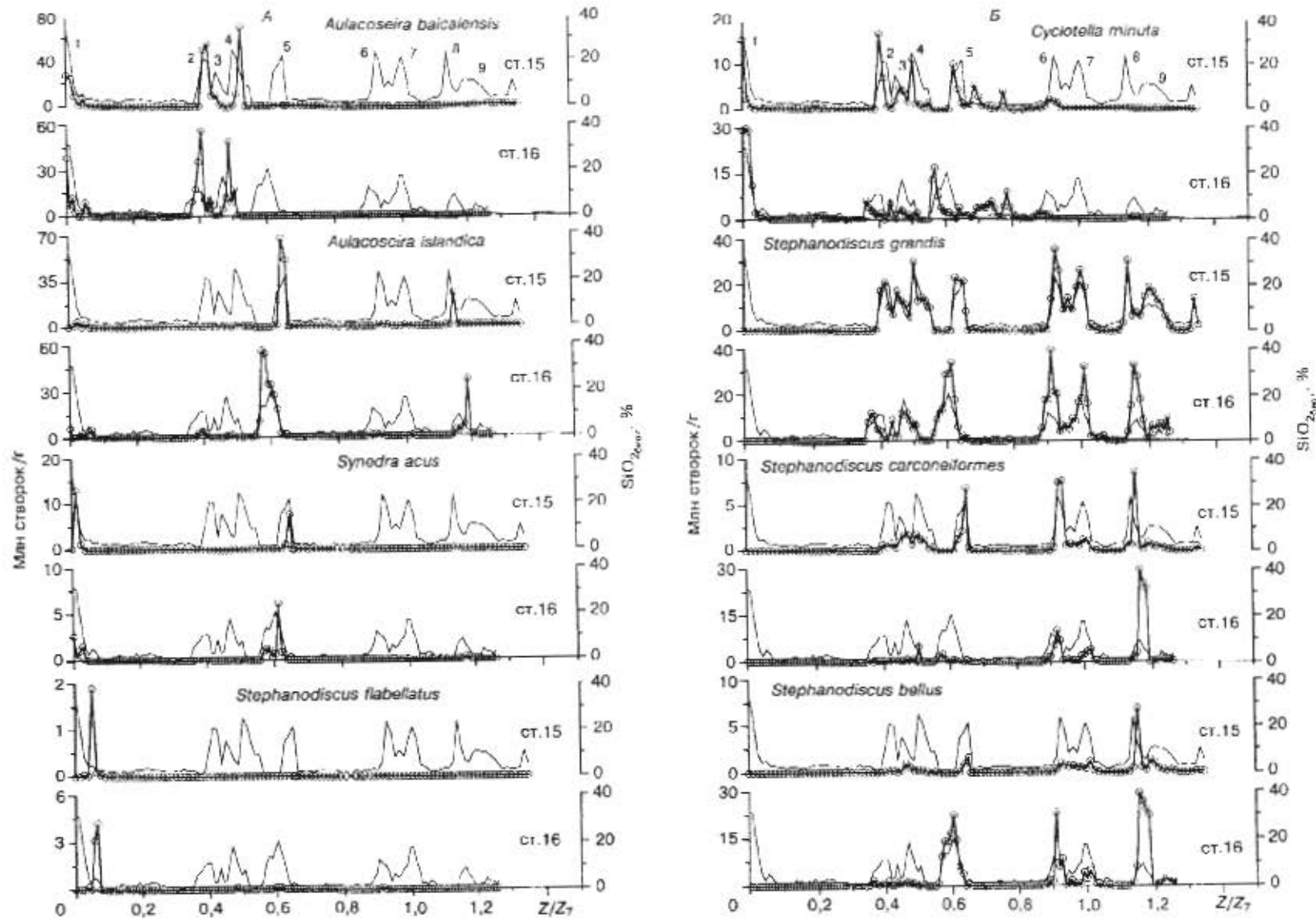


Рис. 10. Распределение „эфемерных“ (А) и „персистентных“ (Б) видов диатомей в осадках ст. 15 и 16.
Тонкая линия — профиль биогенного кремнезема.

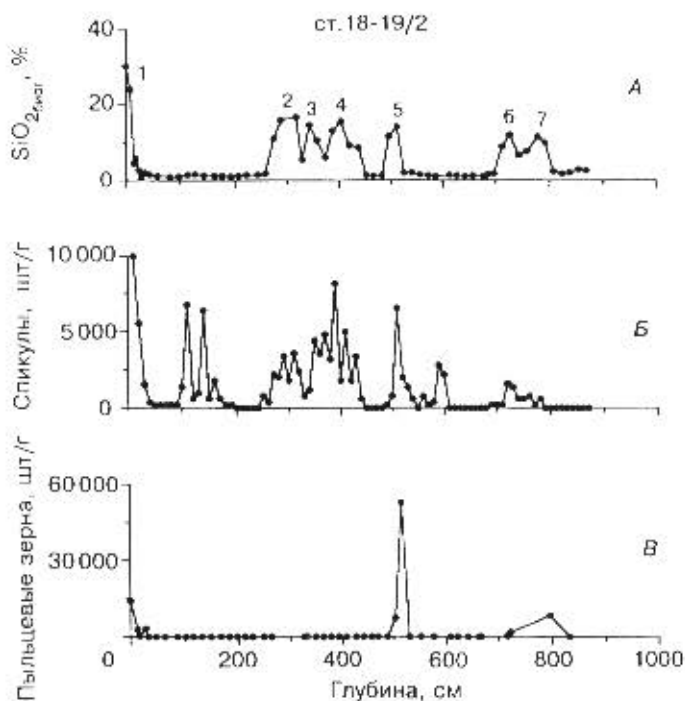


Рис. 11. Распределение биогенного кремнезема (А), спикул губок (Б) и пыльцы (В) в осадке ст. 18.

осадках и профиля СПЕСМАР, это подобие случайно. „Событие S3“ имеет не только малую амплитуду — из корреляции С. Колмана и др. [17] вытекает, что его продолжительность не превышает 10 тыс. лет; это еще одна причина к тому, чтобы считать его плохим кандидатом на роль Каргинского теплого времени, продолжавшегося, как известно, 25—30 тыс. лет.

Д. Эджингтон и др. [19] измерили профиль содержания изотопов урановой серии в осадке ст. 18 и установили, что „теплые“ интервалы с высоким содержанием диатомей характеризуются повышенным содержанием общего урана (^{238}U) и повышенной относительно векового равновесия радиоактивностью ^{234}U . Эти данные позволяют получить не зависящие от корреляции с кривой СПЕСМАР оценки возраста

ста керна ст. 18. Однако Д. Эджингтон и Дж. Роббинс (частное сообщение) не согласны с нами и при интерпретации данных об изотопах урановой серии опираются на корреляцию профиля концентрации биогенного кремнезема с кривой СПЕСМАР (см. рис. 13). Естественно, в результате они приходят к тому же, неверному, по нашему мнению, выводу, что и авторы работ [15, 17]. Ниже мы представляем нашу интерпретацию данных, полученных Д. Эджингтоном и др. [19], и другие свидетельства в пользу того, что возраст осадка ст. 18 (пик 7, рис. 14) составляет не 220, а ~90 тыс. лет.

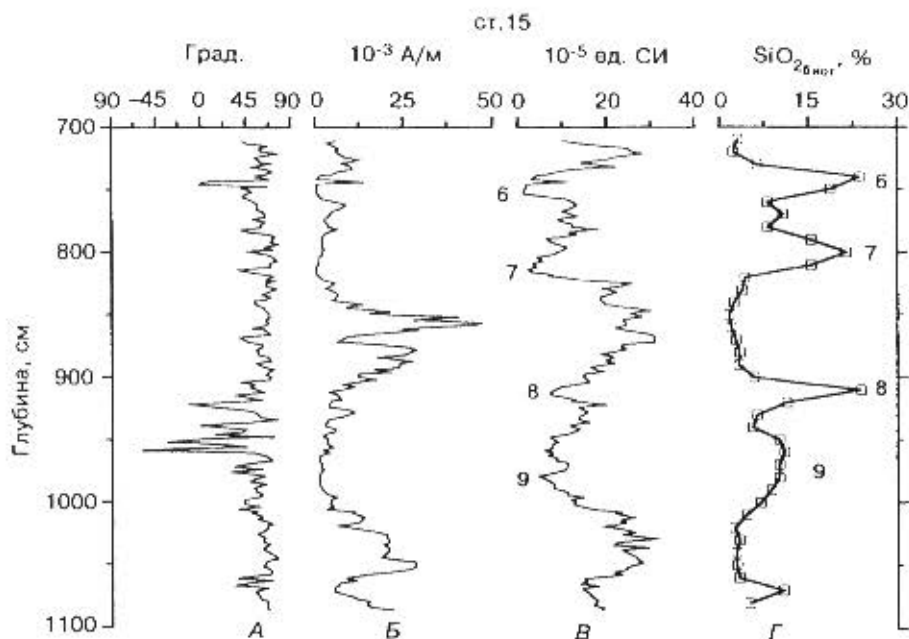


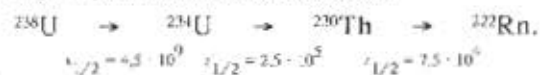
Рис. 12. Распределение магнитных параметров по глубине на участке керна ст. 15.

А — наклонение, Б — намагниченность, В — магнитная восприимчивость, Г — содержание биогенного кремнезема.

Рис. 13. Профиль содержания биогенного кремнезема в осадках ст. 18 (А) и профиль СПЕСМАР [46] (Б).

С корреляцией, предлагаемой С. Колманом и др. [17], авторы настоящей работы не согласны.

Метод изохрон. Как известно [22, 50], ^{238}U является родоначальником следующей серии радиоактивного распада:



Времена полураспада указаны в годах. При вековом равновесии радиоактивности всех изотопов серии одинаковы, так как лимитирующим является распад ^{238}U . Из данных Д. Эджингтона и др. [19], приведенных на рис. 14, вытекает, что содержание изотопов урановой серии в осадке ст. 18 на некоторых интервалах является неравновесным — радиоактивность ^{234}U выше радиоактивности ^{238}U , а радиоактивность ^{230}Th ниже радиоактивности ^{234}U .

Геохимия урана в Байкале имеет интересные особенности [18]. Согласно модели, предложенной Д. Эджингтоном и др. [19], в периоды теплых климатов в водах главного притока Байкала — Селенги — присутствуют значительные количества неравновесного ^{234}U вследствие эффекта Чердынцева [49, 52] — более легкой подвижности этого изотопа по сравнению с подвижностью ^{238}U , определяющейся тем, что ^{234}U сосредоточен в областях радиационных повреждений.

Оба изотопа урана выносятся в Байкал в растворенном состоянии, вероятно, в виде комплекса с органикой. Вследствие низкой концентрации органики в Байкале комплекс распадается, уран связывается со взвесью и частично захоранивается в донных отложениях. Таков первый источник урана в осадках Байкала. Напротив, неравновесный ^{230}Th в Байкал не попадает из-за плохой растворимости форм этого элемента в воде.

Согласно модели Д. Эджингтона [19], одновременно работает и второй источник урана — происходит осаждение частиц терригенной взвеси, в которой соотношение изотопов урановой серии, в том числе и ^{230}Th , близко к вековому равновесию. По [19], вклад этих двух источников меняется в зависимости от условий в водосборном бассейне — во время холодных климатов доминирует уран терригенной взвеси, а во время теплых климатов — растворенный уран. Изменения отклонений от векового равновесия ясно видны на рис. 14. Очевидно, что малая активность ^{230}Th в пике 1

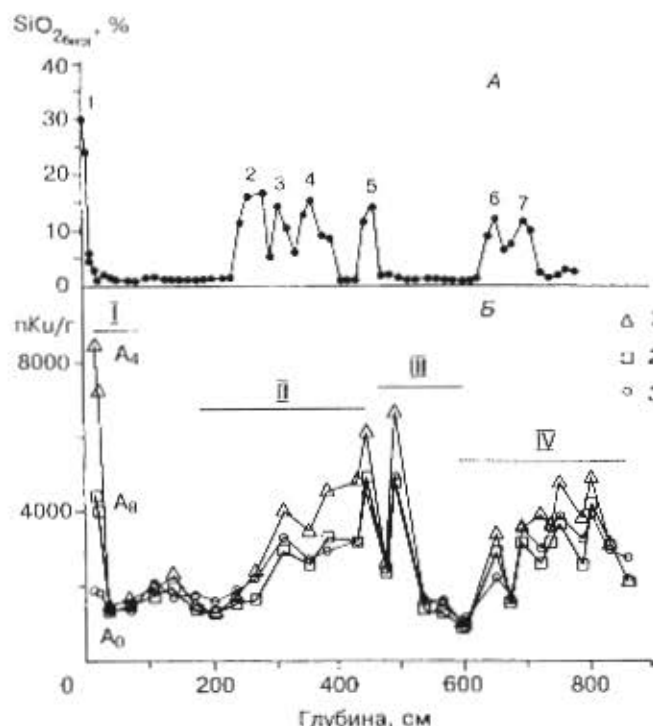
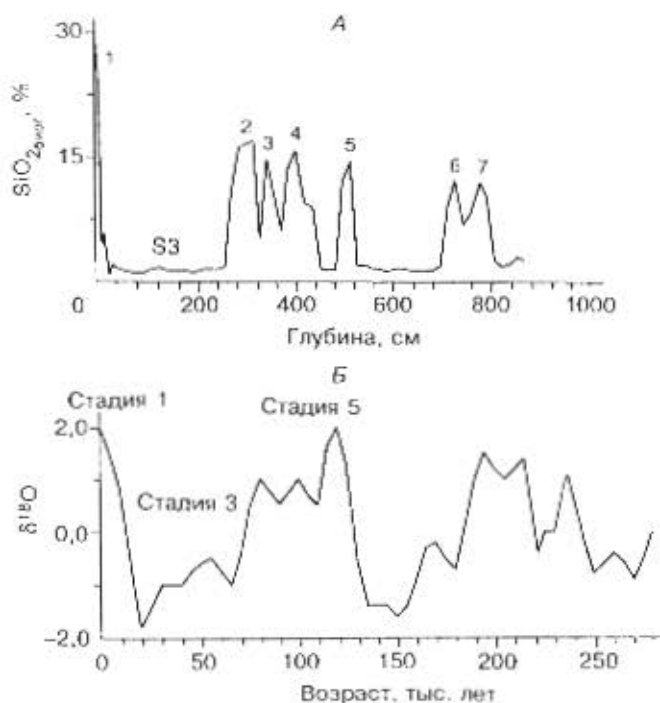


Рис. 14. Распределение биогенного кремнезема (А) и изотопов урановой серии (Б) в осадках ст. 18.

Радиоактивность: 1 — ^{234}U (A_1), 2 — ^{238}U (A_2), 3 — ^{230}Th (A_3); [19] и Эджингтон и Роббинс, 1995. Отчет Байкальскому международному центру экологических исследований. Римскими цифрами обозначены интервалы, для которых построены изохроны (см. рис. 15).

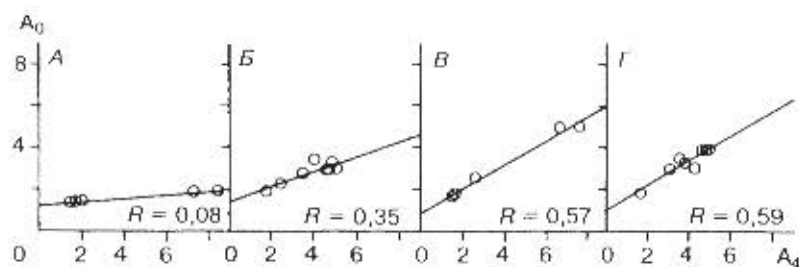


Рис. 15. Зависимости A_0 от A_4 для четырех (А, Б, В, Г) богатых биогенным кремнеземом интервалов зерна ст. 18 (сравни с рис. 16), по данным [19].

терригенной составляющей еще не успел образоваться из неравновесного ^{234}U .

Для того чтобы получить оценку возрастов интервалов с высоким содержанием диатомей, мы применили вариант известного метода изохрон [52]. Предположим, согласно описанной выше модели поведения урана в экосистеме Байкала, что в момент захоронения $A_0 = A_B$, где A_0 — активность ^{232}Th , а A_B — равновесная радиоактивность изотопов урановой серии. В этом случае зависимость активностей $^{232}\text{Th}(A_0)$ и $^{234}\text{U}(A_4)$ от времени после захоронения описывается следующим соотношением:

$$\frac{A_0 - A_B}{A_4 - A_B} = R(t) = \frac{1 - \exp(-\lambda_0 t) + (\beta - 1)f}{1 + (\beta - 1) \exp(-\lambda_4 t)} \quad (1)$$

где t — время после захоронения, $\beta = (A_4 - A_B)/(A_8 - A_B)$ в момент захоронения (A_8 — активность ^{238}U , которая практически не меняется после захоронения, поскольку период полураспада этого изотопа очень велик), $f = |\lambda_0/(\lambda_4 - \lambda_0)| |\exp(-\lambda_4 t) - \exp(-\lambda_0 t)|$.

Для любого короткого по сравнению со скоростью радиоактивного распада интервала, если в течение этого времени остаются постоянными A_B и β ,

$$A_0 = R A_4 + A_B (1 - R).$$

Согласно этому уравнению, A_0 на таком интервале является линейной функцией от A_4 с наклоном R , пересекающей ось ординат ($A_4 = 0$) в точке $A_0 = A_B(1 - R)$.

Показаны (рис. 15) зависимости A_0 от A_4 для четырех богатых диатомеями интервалов зерна ст. 18. Можно видеть, что в пределах ошибки метода эти зависимости линейны, причем наклон линий закономерно возрастает с глубиной. Вычисление функций $R(t)$ согласно уравнению 1 при том предположении, что $\beta = 2$ (это значение соответствует данным Д. Эджингтона и др. [19], полученным для современной экосистемы Байкала), дало калибровочную кривую. По этой кривой и величинам R , найденным методом наименьших квадратов из зависимостей A_0 от A_4 (см. рис. 15), были определены возрасты каждого из четырех упомянутых интервалов зерна ст. 18. Полученные данные представлены на рис. 16. Зависимость возраста от глубины залегания горизонтов зерна ст. 18 в пределах ошибки опыта описывается линейным уравнением

$$\text{возраст} = 0,12z + 8,5 \text{ тыс. лет } (r = 0,96).$$

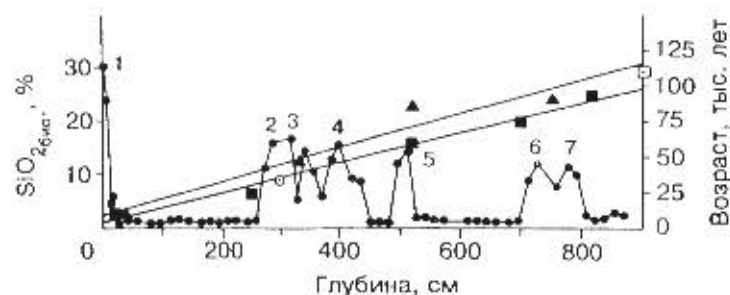
Таким образом, Th-U возраст осадка ст. 18 в районе пика 7 оказался равным ~100 тыс. лет.

Большое преимущество Th-U хронометра состоит в том, что $R(t)$ мало зависит от β . Оказалось, что варьирование величины β в диапазоне от 1,3 до 2,6 (что соответствует данным по притокам Байкала [19]) приводит к изменению найденного описанным выше методом возраста осадка на глубине 860 см в пределах от 105 до 116 тыс. лет. В отличие от показаний Th-U хронометра, показания U-U хронометра, основанного на измерении активностей ^{234}U и ^{238}U , очень сильно зависят от величины β . Подробный анализ предлагаемого нами варианта метода изохрон будет предметом отдельного сообщения.

Радиоуглеродные даты. Как указывалось во введении, в ряде работ возраст осадков Байкала определен радиоуглеродным методом. Для датирования, вопреки стандартам PALE, бралось общее органическое вещество, а не макро- или микроископаемые. По-видимому, именно этим объясняется значительный разброс данных.

Наиболее полная сводка радиоуглеродных возрастов дана С. Колманом и др. [13]. На рис. 17 данные этой работы для четырех кернов с Академического хребта приведены в координатах возраст—относительная глубина Z/Z_2 , где Z_2 — глубина залегания пика 2. Мы отбросили те данные, которые С. Колман и др. [13] считают сомнительными или неверными вследствие загрязнения зерна поверхностным осадком либо противоречащими физическому смыслу по признаку „инверсии“, т. е. падения найденного возраста с глубиной, оставив, однако, те возрасты, которые С. Колман и др. считают неверными по одной лишь той причине, что они противостоят интерпретации возраста, данной в работе [17]. Можно видеть, что на интервале, соответствующем голоцену, возраст осадка растет приблизительно с постоянной скоростью, соответствующей скорости осадконакоп-

Рис. 16. Профиль биогенного кремнезема (кружки) в керне ст. 18 и торий-урановые возрасты (треугольники), согласно изохронам, показанным на рис. 15; светлый кружок — радиоуглеродный возраст пика 2, по данным С. Колмана и др. (см. рис. 17); светлый квадрат — возраст предполагаемого магнитного экскурса Блэйк (см. рис. 12); черные квадраты — границы теплых и холодных периодов (см. текст).



ления 3—4 см за 1000 лет. В диапазоне относительных глубин 0,25—0,9 данных нет. Интерполяция данных в диапазоне $Z/Z_2 = 0,9—1,45$ дает средний возраст пика 2 ($Z/Z_2 = 1$), равный 27 тыс. лет ± 3000 лет. Если эта дата верна, то осадок в диапазоне $Z/Z_2 = 0,2...1$ (16—27 тыс. лет до настоящего времени) накапливался со скоростью 20 см/1000 лет, т. е. в 5—7 раз быстрее, чем в голоцене. Это предположение представляется вполне разумным в свете полученных ранее данных [12] и предположения о повышенной мутности вод Байкала в условиях холодного климата вследствие работы расположенных в горном обрамлении ледников.

Все радиоуглеродные возрасты вблизи $Z/Z_2 = 1$ С. Колман и др. [13] считают неверными и утверждают, что скорость осадконакопления оставалась постоянной на протяжении 230 тыс. лет. Для того чтобы снять противоречие собственных данных с предлагаемой ими корреляцией, они вынуждены постулировать, что возраст „события S3“ в районе $Z/Z_2 = 0,35—0,45$ равен 48 тыс. лет (см. рис. 13, 17), а все возрасты вблизи $Z/Z_2 = 1$ резко (и приблизительно одинаково, несмотря на разное содержание C_{org} , разные условия хранения осадков, разное время отбора и др.) занижены из-за контаминации современным углеродом.

Однако базирующийся на экспериментальных данных, а не на произвольных предположениях радиоуглеродный возраст пика 2 хорошо соответствует данным Th-U датировки (сравни с рис. 14).

Корреляция с региональными данными. Итак, совокупность данных, полученных к настоящему времени нами и другими исследователями, говорит о том, что возраст осадка Академического хребта на глубине 800—1110 см (пик 8) составляет приблизительно 100 тыс. лет. На рис. 17 наряду с данными радиоуглеродной датировки пика 2 (см. предыдущий раздел) и данными Th-U датировки четырех горизонтов керна ст. 18 показаны предполагаемые границы голоцена, Сартанского оледенения (10—24 тыс. лет), Каргинского межледниковья (24—59 тыс. лет) и Зырянского оледенения (окончание — 59 тыс. лет до настоящего времени) [3]. Предположение о положении границ основано на том, что упомянутые оледенения были глубокими и длительными и потому проявились в осадках Байкала накоплением толстых слоев бездиатомовых глин (интервалы между пиками 1 и 2, 5 и 6 соответственно). Даты начала Зырянского оледенения и соответствующего ему Ранневалдайского оледенения в европейской части России однозначно не установлены. Соответствующий период на территории США — Ранневисконсинское оледенение (79—65 тыс. лет до настоящего времени) было почти синхронно океанической стадии 4 (74—59 тыс. лет до настоящего времени) [3]. Поэтому мы предположили (см. рис. 14), что возраст левой части пика 6 равен 77 тыс. лет. Таким образом, если рассматривать только длительные интервалы холодных и теплых климатов, предлагаемая нами для байкальских осадков временная шкала хорошо соответствует имеющимся данным о палеоклиматах

Сибири и тому предположению, что в условиях холодных климатов в Байкале отсутствовали диатомеи.

Однако хорошо известно, что в течение длительных теплых периодов верхнего плейстоцена происходили кратковременные достаточно резкие похолодания.

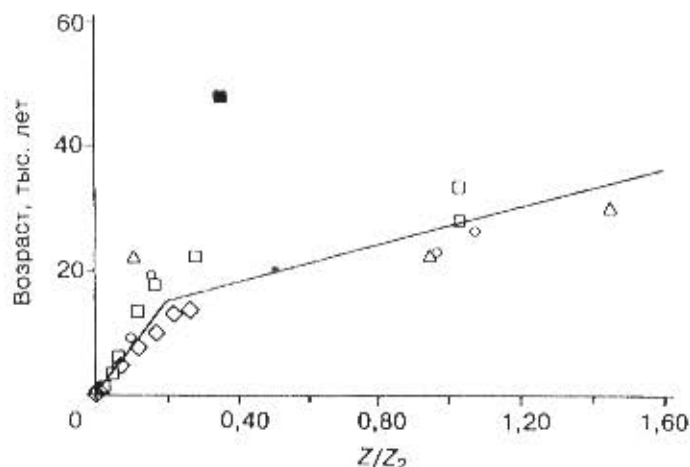


Рис. 17. Радиоуглеродные датировки осадков Академического хребта по данным работы [13].

Светлые значки — осадки ст. 18, 287, 333, 340; темный квадрат — постулированный С. Колманом и др. возраст интервала $Z/Z_2 = 0,35$ („событие S3“, см. рис. 13).

Например, Каргинское потепление, по мнению С. А. Архипова [50], состояло из трех теплых и двух холодных интервалов. Первый холодный интервал имел место около 45 тыс. лет назад и сменился потеплением около 40 тыс. лет назад. Возможно, что этому похолоданию соответствует короткий интервал бездиатомовых глин осадка ст. 18 в диапазоне глубин 450—480 см. К сожалению, отсутствие точных датировок байкальского осадка пока не позволяет провести строгую корреляцию этих событий.

Корреляция с высокоразрешающей летописью палеоклиматов Северной Атлантики. В 1993 г. Г. Бонд и др. [53] опубликовали высокоразрешающую летопись палеоклиматов Северной Атлантики последних 90 тыс. лет, основанную на данных анализа донных осадков океана в точке с координатами 50° N, 27° E (см. рис. 8, Б). Относительное содержание скелетов холодолюбивой фораминиферы *Neogloboquadrina pachyderma* в 10-метровом слое этих осадков колебалось в широких пределах, от 0 до 90 %. Известно, что *N. pachyderma* обитает в поверхностных водах с температурой менее 10 °С, а при легкой температуре поверхности менее 5 °С в видовом составе ее более 95 %. Авторы работы [53] выяснили, что температура поверхностных вод Северной Атлантики на интервале от 90 до 10 тыс. лет до настоящего времени (океанические стадии 2—5b) была подвержена флуктуациям с частотой, существенно превышающей частоту изменения инсоляции под действием астрономических факторов. При этом потепления наступали резко, за время менее 1 тыс. лет, а похолодания происходили медленнее, за несколько тысячелетий. Выявленные короткопериодные флуктуации похожи на те, которые были зарегистрированы ранее путем анализа изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и других характеристик льда из керна GRIP, взятого в Гренландии.

Работа [53] вызвала поток публикаций, посвященных короткопериодным флуктуациям климата [54—61] (см. обзор [54]). Например, в работе [55] показано, что с керном, исследованным Г. Бондом и др. [53], прекрасно коррелирует керн, взятый в точке к западу от Скандинавии (66° N, 8° E), и что выявленные эпизоды похолоданий были либо синхронны, либо тесно сопряжены по фазе с развитием и деградацией скандинавских ледников и изменениями растительности Западной Европы. В работе [60] установлено наличие аналогичных, синхронных с климатом Северной Атлантики колебаний климата в Китае, выявленных путем анализа размера частиц лесса. Короткопериодные колебания температуры поверхности на том же временном интервале установлены по анализу осадков Тихого океана [61].

Причины короткопериодных резких колебаний климата, выявленных высокоразрешающими летописями, пока твердо не установлены. Одной из них может быть прекращение и возобновление работы „теплового насоса“, поставляющего теплую воду из тропиков в Северную Атлантику. „Тепловой насос“ мог блокироваться в те периоды (события Хайнриха), когда в Северную Атлантику в массовых количествах сбрасывались айсберги из Лаврентийского ледового щита, и поверхность океана покрывалась тонким слоем пресной холодной воды, препятствующим теплообмену. В такие периоды в Северной Атлантике и на западе Европы наступали кратковременные похолодания. Последнее из них — событие Younger Dryas — имело место на границе плейстоцена и голоцена около 11 тыс. лет назад. Вслед за смешиванием пресного поверхностного слоя с океанской водой наступает резкое потепление. Например, повышение температуры на 6 °С по окончании события Younger Dryas произошло всего за несколько десятилетий. По-видимому, существуют и другие обратные связи в системе атмосфера—океан—суша, обуславливающие высокочастотные колебания климата во время оледенений. Климаты межледниковий, например голоцена и океанической стадии 5e, напротив, отличались гораздо большей устойчивостью.

В связи с изложенным представляет интерес сопоставление летописи палеоклиматов байкальских осадков с летописью Г. Бонда и др. [53] (см. рис. 8, А, Б). Это сопоставление мы делаем при том предположении, что наша хронология верна, и возраст керна ст. 18 составляет около 100 тыс. лет, т. е. близок к возрасту, установленному Г. Бондом и др. Внимательное рассмотрение приводит к заключению, что летописи имеют много общего. Во-первых, обе они характеризуются высокочастотными флуктуациями. Предположив, что содержание диатомей положительно коррелирует с температурой, мы можем видеть, что на Байкале, так же как и в Атлантике, потепления происходили более резко, чем похолодания.

Далее, и та, и другая летописи регистрируют продолжительные периоды холодных климатов с максимумами похолодания в районе 20 и 70 тыс. лет до настоящего времени (Сартанское и Зырянские оледенения, см. выше).

Наконец, и на той, и на другой летописях теплая океаническая стадия 3 характеризуется наличием кратковременных глубоких похолоданий, в том числе похолодания, происшедшего в Атлантике около 50 тыс. лет назад и соответствующего в осадках Байкала короткому бездиатомовому интервалу на глубину 450—480 см.

Мы попытались скоррелировать две летописи, предположив, что обе они имеют возраст 86 тыс. лет, сжимая и растягивая байкальский диатомовый профиль так, чтобы даты и про-

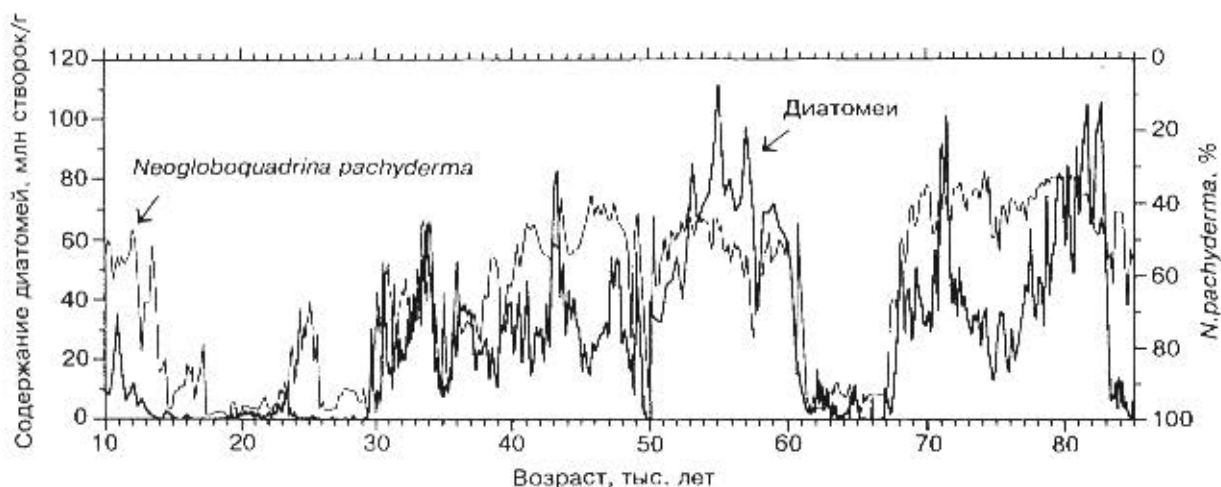


Рис. 18. Корреляция профиля содержания диатомей в осадках Байкала (толстая линия) и профиля содержания *N. pachyderma* в осадках Северной Атлантики [51] (тонкая линия).

должительности его „холодных“ интервалов совпали с соответствующими характеристиками профиля *N. pachyderma* (см. рис. 18). Чтобы удалить шум, мы подвергли обе летописи экспоненциальной фильтрации так, чтобы существенно не искажались события продолжительностью более 1000 лет. Корреляция между двумя сглаженными профилями оказалась достаточно сильной ($r = 0,85$). Вероятно, она могла бы быть еще сильнее, если бы оба палеотермометра имели одинаковые диапазоны. К сожалению, *N. pachyderma* исчезает при температуре поверхности океана всего на 5 °C выше оптимальной, и потому пики теплых интервалов уплощены. С другой стороны, диатомеи в Байкале, по-видимому, полностью исчезали после того, как температура падала до какой-то определенной величины, и дальнейшее похолодание в осадочной летописи не запечатлевалось.

На рис. 19 показан сглаженный профиль концентрации диатомей в осадках Байкала по данным корреляции с керном, изученным Г. Бондом и др. [53], и положенные в основу этой корреляции возрасты керна на разных глубинах. Точки излома на линии *B*, изображенной на рис. 19, соответствуют границам тех интервалов, скорость осадконакопления на которых при корреляции принималась постоянной.

Профиль изменения скоростей осадконакопления, составленный по данным рис. 19, показан на рис. 20. Этот профиль представляется нам вполне правдоподобным, так как теплые периоды на нем характеризуются скоростью, близкой к современной (4—6 см/1000 лет), а холодные — на порядок большими скоростями, что, как указывалось выше, могло быть следствием интенсивной работы горных ледников.

К сожалению, ни байкальская, ни океанические летописи пока не датированы с нужной точностью и разрешением. Например, интервал летописи Г. Бонда и др. [53] между 30 и 90 тыс. лет до настоящего времени датирован только по корреляции с профилем SPECMAP, а наша Th-U датировка байкальских осадков неточна

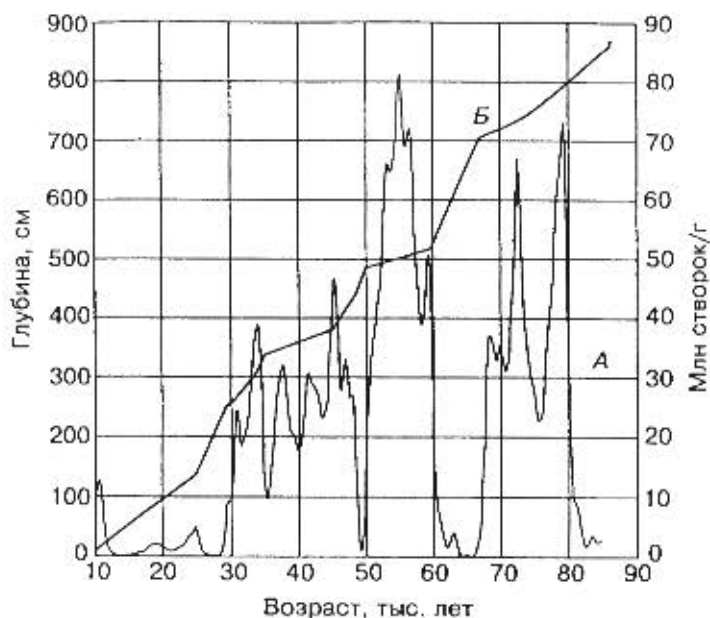
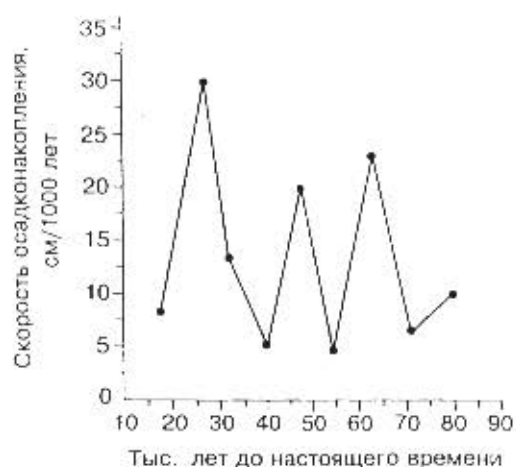


Рис. 19. Сглаженный профиль содержания диатомей в осадках ст. 18 (A) и возраст керна на разных глубинах (B).

Рис. 20. Скорости осадконакопления на ст. 18 в разное время.



Во время оледенений не было таких интервалов времени, в которые Байкал оставался бы постоянно покрыт льдом. Если бы такие интервалы имели место, в водах Байкала должен был быстро исчезать кислород из-за отсутствия массообмена с атмосферой и постоянной «зимней» стратификации. Отсутствие кислорода должно было бы приводить к сероводородному заражению глубинных слоев, подобного тому, которое наблюдается в великих озерах Африки и в Черном море, и к практически полному исчезновению глубоководной фауны. Однако из данных молекулярно-биологических исследований последних лет вытекает, что многие глубоководные виды Байкала отделились от своих предшественников задолго до начала плейстоцена [62] и, следовательно, успешно пережили все глобальные оледенения. Выполненные недавно оценки [63] показали, что в максимуме Сартанского оледенения продолжительность ледостава на Байкале возрастала по сравнению с современной (с января по май, 5 месяцев) приблизительно на 1,5 месяца. Таким образом, исчезновение диатомей в холодные периоды не было следствием постоянного ледового покрытия.

Как известно, в наше время основным первичным продуцентом в Байкале [64, 65], также как и в других больших озерах [66], являются не диатомеи, а пикопланктон (*Synechocystis limnetica* и др.), не имеющий кремнистого панциря и не захоранивающийся в осадках. Приведенный выше аргумент о сохранении уникального комплекса эндемиков, свидетельствует о том, что в отсутствие диатомей первичная продукция в Байкале оставалась достаточно высокой. По-видимому, она обеспечивалась именно пикопланктоном. Поэтому можно предположить, что выживание диатомей определялось не только их собственными потребностями в определенных физических условиях (турбулентность, свет) и биогенах (азот, фосфор, кремний), но и жесткой конкуренцией с пикопланктоном. Последняя в современном Байкале разрешается доминированием диатомей лишь в редкие, так называемые «мелозирные» годы [67]. Таким образом, высокая чувствительность диатомовых комплексов Байкала к изменениям климата и окружающей среды не удивительна.

Известно, что байкальские диатомеи в «мелозирные» годы эффективно утилизируют содержащийся в фотическом слое биогенный кремнезем. Его концентрация в глубинных горизонтах достигает 5 мг/л, а в верхнем слое до начала цветения диатомей — 2,5 мг/л. После цветения диатомей концентрация биогенного кремнезема падает до 0,3 мг/л [67]. Можно было бы представить себе, что в условиях холодных климатов из-за развития вечной мерзлоты и резкого обеднения растительного покрова в водосборном бассейне концентрация растворенного кремнезема в реках, а затем и в озере существенно падала, что приводило к ингибированию развития диатомей.

Возможно, что этот механизм вносил свой вклад в «диатомовый сигнал», но вряд ли этот вклад был решающим. Действительно, спикулы губок, также как и диатомеи, строятся из биогенного кремнезема. Наличие спикул на некоторых из тех горизонтов осадка, которые не содержат диатомей (см. рис. 11), говорит о том, что концентрация биогенного кремнезема в водах Байкала в условиях холодных климатов не падала до нуля.

Успех размножения диатомей во многом зависит от турбулентности [68], т. е. от скорости перемешивания верхнего слоя. Клетки диатомей тонут со скоростью нескольких метров в сутки, их обратная доставка из глубинных слоев на те горизонты, где достаточно света для роста и размножения, требует существенного вертикального обмена поверхностных и глубинных вод. Согласно оценкам [63], перемешивание вод Байкала вследствие уменьшения температуры поверхности летом во время холодных климатов и характерных для них сильных ветров должно было становиться более интенсивным и проникать на глубину не 300 м, как это имеет место в современный период, а 600 м. Казалось бы, это должно было способствовать размножению диатомей. Однако ситуация не так проста. Излишне высокая интенсивность индуцированного ветром вертикального перемешивания в

летний период могла задерживать развитие диатомей вследствие их быстрого вывода из фотической зоны.

Еще одним фактором ингибирования могла быть увеличенная толщина льда и особенно снежного покрова, задерживающего свет, так как известно, например, что начальные стадии развития *Aulacoseira baicalensis* и *A. islandica* (*A. skvortzowii*) протекают в верхнем, прилегающем ко льду слое воды.

Наконец, нельзя исключить и ту возможность, что диатомей в Байкале присутствовали в периоды холодных климатов, но растворялись после захоронения. В работе [12] эта возможность была отвергнута на том основании, что тонкая структура тех немногих диатомей, которые были найдены в голубой глине Сартанского времени, в осадках Северного Байкала была не нарушенной, по данным сканирующей электронной микроскопии. Этот вопрос требует дополнительного изучения.

Однако, как указано выше, мы предполагаем, что главную роль в ингибировании развития диатомей, определяющем их отсутствие в осадках „холодных“ периодов, играла повышенная мутность вод Байкала, вызванная поступлением „ледникового молока“. Из данных, показанных на рис. 19 и 20, вытекает, что скорость терригенного осадконакопления в холодные периоды возрастала не на порядок, а гораздо больше, так как в современный период на Академическом хребте доминирует биогенное осадконакопление — захоронение биогенного кремнезема. Поэтому можно предполагать, что мутность воды также возрастала многократно, тем более, что ледниковые частицы мелкой размерности, слагающие бездиатомовые горизонты „голубых глин“, должны были оседать очень медленно.

Чтобы подтвердить или опровергнуть эти и другие возможные сценарии, нужны и детальные исследования современного Байкала, и поиск современных аналогов Палеобайкала.

Еще менее понятно поведение отдельных видов диатомей. Как указано в разделе Результаты, найденные в осадках Академического хребта виды диатомей можно разделить на две группы: „эфмерные“, т. е. встречающиеся лишь на некоторых сравнительно коротких временных интервалах, сопоставимых с временем полного обмена вод Байкала (*Aulacoseira baicalensis*, *A. islandica*, *Synedra acus*, *Stephanodiscus flabellatus* и др.) и „персистентные“ (*Cyclotella minuta*, *Stephanodiscus grandis*, *S. bellus*, *S. carconeiformis* и др.), встречающиеся на длинных временных интервалах. Причины „эфмерности“ и „персистентности“ неясны. Как известно, фитопланктон не подчиняется принципу конкурентного исключения, считается, что в водоеме в одно и то же время и в одной экологической нише могут сосуществовать разные его виды. Чем характеризуются периоды доминирования эфмерных видов, пока сказать трудно, тем более, что, по крайней мере, один из них — *Synedra acus* — является космополитом и успешно развивается во многих озерах, и, тем не менее, в Байкале присутствовал в высоких концентрациях в последние 90 тыс. лет всего трижды (см. рис. 10,А), в том числе в голоцене. Можно предполагать, что климаты, способствовавшие развитию *S. acus*, были близки к климату голоцена. Это же касается и тех временных интервалов, когда высокими были концентрации *Aulacoseira baicalensis* и *A. islandica* (*A. skvortzowii*), постоянных составляющих современного фитопланктона Байкала.

Эндемичная водоросль *Cyclotella minuta* — персистентный вид — также является постоянным компонентом современного Байкала в осенний период. Поскольку небольшой пик этого вида приходится на „холодный“ период около 24 тыс. лет до настоящего времени (см. рис. 10,Б), причем другие байкальские эндемики (*A. baicalensis*, *A. skvortzowii*, *S. flabellatus*) в это время полностью отсутствовали, можно предполагать, что аналогичные периоды „монополии“ *C. minuta* ($Z/Z_0 = 0,7-0,75$ и $0,75-0,8$, см. рис. 10,Б) также относятся к климатам, несколько более теплым, чем ледниковые, но более холодным, чем современный.

Персистентные диатомей *Stephanodiscus grandis*, *S. carconeiformis*, *S. bellus* являются вымершими байкальскими эндемиками, т. е. такими видами, которые найдены только в древних осадках Байкала. Сделать какие-либо выводы о климате по их содержанию в осадках крайне трудно. По корреляции с содержанием других диатомей и пыли пока можно лишь предположить, что высокое содержание диатомей рода *Stephanodiscus* в Байкале имело место во время климатов, близких к современному и более теплых.

Для детальной расшифровки сигнала отдельных видов диатомей необходимо проделать большой объем дополнительных исследований — режимные наблюдения в Байкале, опыты с культурами диатомей в лаборатории, изучение озер-аналогов. Эти исследования проводятся Байкальским международным центром экологических исследований [6].

Авторы глубоко признательны доктору С. Колману за многочисленные обсуждения результатов и предоставление собственных неопубликованных и литературных данных, профессору В. Д. Мацу и чл.-кор. РАН М. И. Кузьмину за интерес к работе и критику, академикам Н. А. Логачеву и Н. Л. Добрецову за стимулирующую поддержку, к.ф.-м.н. А. А. Косову за критические замечания по U-Th возрастам. Мы благодарны доктору Д. Эджингтону за передачу данных в базу Байкальского

международного центра экологических исследований и выражаем сожаление, что не смогли убедить его в правильности нашей интерпретации возрастов. Мы благодарим доктора П. Эшлби за подробное рассмотрение наших аргументов относительно Th-U возраста, доктора С. Фуджини, доктора П. Брэдбери и всех коллег по Байкальскому международному центру экологических исследований за полезные обсуждения. Особую благодарность мы выражаем капитану научно-исследовательского судна „Верещагин“ О. Г. Калининну и его команде за участие в получении кернов байкальских осадков. Настоящая статья является публикацией БМЦЭИ. Исследования были выполнены при финансовой поддержке за счет грантов INTAS-РФФИ, IN-RU-95-0646 и РФФИ 94-04-11005.

Примечание. После принятия настоящей статьи в печать, во время ее редакционной подготовки М. И. Кузьмин и др. [69] сообщили первые данные о результатах анализа 200-метрового керна осадков с Академического хребта, полученного зимой 1996 г. в результате проекта „Байкал-бурение“. Граница Брюнес—Матуяма в этом керне залегает на глубине 34 м от поверхности осадка, что соответствует средней скорости осадконакопления 4 см/1000 лет, или возрасту пика 7, равному 200 тыс. лет, близкому к тому, который соответствует возрастной модели С. Колмана и др. [17]. Однако эти данные пока нельзя рассматривать как противоречащие нашей модели возраста, так как скорость осадконакопления могла изменяться во времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. PAGES Project Status and Work Plan (1994—1998). PAGES, Past Global Changes, A Core Project of IGBP. November 1994, PAGES Report, PAGES Core Project Office, Bern, Switzerland, 1994, 11 p.
2. Paleoclimates of the Northern and Southern Hemispheres. The PANASH Project. The Pole-Equator-Pole Transects. Science and Implementation Plans. PAGES Series 95-1, PAGES Core Project Office, Bern, Switzerland, 1995, 92 p.
3. Dawson A. G. Ice Age Earth: Late Quaternary Geology and Climate. London—N.Y., Routledge, 1992, 293 p.
4. Кузьмин М.И., Вильямс Д., Логачев П. А. и др. Проект „Байкал-бурение“: научные и технические задачи и первые результаты // Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 10—11, с. 5—15.
5. 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.
6. Grachev M. A. Formation of the Baikal International Center for Ecological Research // Ecology Intern. Bull., 1994, v. 12, p. 75—88.
7. Scholz C. A., Klitgord K. D., Hutchinson D. R. et al. Results of 1992 seismic reflection experiment in Lake Baikal // EOS, Transactions, AGU, 1993, v. 74, № 41, p. 465—470.
8. Wong H. K., Anton K., Haugwitz W. et al. Abschlussbericht: Geologische Entwicklung und das rezente Sedimentationsregime in Baikalsee. Forderungskennzeichen: BMFT MFG 0081/6. Hamburg Universität, 1991.
9. Colman S. M., Nichols D. R., Badardinov A. A. et al. High-resolution seismic-reflection surveys of Lake Baikal, Siberia 1990—1992: methods and examples // International Project on Paleoclimatology and Late Cenozoic Climate Newsletter, 1993, № 7, p. 32—40.
10. Edgington D. M., Val Klump J., Robbins J. F. 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.
11. Flower R. J., Mackay A. W., Rose N. et al. Sedimentary records of recent environmental change in Lake Baikal, Siberia // The Holocene, 1995, v. 5, № 3, p. 323—327.
12. 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.
13. Colman S. M., Jones G. A., Rubin M. et al. AMS radiocarbon analysis from Lake Baikal, Siberia: challenges for dating sediments from a large, oligotrophic lake // Quaternary Geochronology (Quaternary Science Reviews), 1996, v. 15.
14. Bradbury J. P., Bezrukova E. V., Chernyaeva G. P. et al. A synthesis of post-glacial diatom records from Lake Baikal // J. Paleolimnol., 1994, v. 10, p. 213—252.
15. Peck J. A., 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., Elsevier Sciences B.V., 1994, v. 122, p. 221—238.
16. Carter S. J., Colman S. M. Biogenic silica in Lake Baikal sediments: results from 1990—1992 American cores // J. Great Lakes Res., 1994, v. 20, № 4, p. 751—760.

17. Colman S. M., Peck J. A., Karabanov E. B. et al. Continental climate response to orbital forcing from biogenic silica records in Lake Baikal // *Nature*, 1995, v. 378, p. 769—771.
18. Гавшин В. М., Бобров В. А., Богданов Ю. А. Урановые аномалии в глубоководных отложениях озера Байкал // Докл. АН СССР, 1993, т. 334, с. 356—359.
19. Edgington D. M., Gustin M., Orlandini K. A. et al. Abstracts of the INTAS-RAS SB International Workshop „Baikal as a natural laboratory for Global Change“. Irkutsk, Lisna Publishers, 1994, v. 2, p. 9—10.
20. Qui L., Williams D. F., Gvozdkov A. et al. Biogenic silica accumulation and paleoproductivity in the northern basin of Lake Baikal during the Holocene // *Geology*, 1993, v. 21, p. 25—28.
21. Кинг Дж. У., Пек Дж., Гангеи П., Кравчинский В. А. Палеомагнитные и петромагнитные исследования озера Байкал // Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 10—11, с. 174—192.
22. Sakai H., Horii M., Nakamura T. et al. Paleomagnetic and ¹⁴C dating studies at the Akademicheskoy Ridge in Lake Baikal. Baikal as a Natural Laboratory for Global Change // Abstracts of the INTAS-RAS SB Workshop (May 11—17, 1994), Irkutsk, Lisna Publ., 1994, v. 2, p. 44.
23. Research Protocols for PALE. Paleoclimates of Arctic Lakes and Estuaries. Issued by PALE Steering Committee. PAGES Workshop Report, Series 94-1, Pages Core Project Office, Bern, Switzerland, 1993, 53 p.
24. Mortlock R. A., Froelich Ph. N. A simple method for rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments // *Deep-Sea Res.*, 1989, v. 36, № 9, p. 1415—1426.
25. Аринушкина Е. В. Руководство по химическому анализу почв. М., Изд-во Моск. ун-та, 1970, 487 с.
26. Эльяшев Ф. Ф. О простом способе приготовления высокопреломляющей среды для диатомового анализа // Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. М., 1957, с. 88—90. (Тр. НИИГРИ, вып. 4).
27. Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Л., Наука, 1992, т. 2, вып. 2, 126 с.
28. Скабичевский А. П. Планктонные диатомовые водоросли пресных вод СССР. М., Наука, 1992, 325 с.
29. Rankow H. Ostsee-Algenflora. Gustav Verlag, Jena, 1990, 648 p.
30. Забелина М. М., Киселев И. А., Прошкина-Лавренко А. И., Шешунова В. С. Диатомовые водоросли. М., Сов. наука, 1951, 619 с.
31. Krammer K., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae. 1. Teil Bacillulaceae. Jena, VEB Gustav Fischer Verlag, 1986.
32. Логинова Л. П., Хурсевич Г. К. Ископаемая диатомовая флора озера Байкал // Новые представители ископаемой фауны и флоры Белоруссии и других районов СССР. Минск, Наука и техника, 1990, с. 146—176.
33. Likhoshway Ye. V., Yakushin A. O., Puzyr A. P., Bondarenko N. A. Fine structure of the velum and girdle bands in *Aulacoseira baicalensis* // *Diatom Res.*, 1992, v. 7, p. 87—94.
34. Babanazarova O. V., Likhoshway Ye. V., Sherbakov D. Yu. On the morphological variability of *Aulacoseira baicalensis* and *Aulacoseira islandica* (Bacillariophyta) of Lake Baikal, Russia // *J. Phycol.*, 1996, v. 35, № 2, p.
35. Edlund M. B., Stoermer E. F., Taylor C. M. *Aulacoseira skvortzowii* sp. nov. (Bacillariophyta), a poorly understood diatom from Lake Baikal, Russia // *J. Phycol.*, 1996, v. 32, p. 165—175.
36. Резвой П. Д. Пресноводные губки (сем. *Spongidae* и *Lubomirskiidae*). М.-Л., Изд-во АН СССР, 1936, 125 с.
37. Яльшева А. А. Таблицы рисунков и микрофотографий спор пыльцы и других растительных микрофоссилий из отложений верхнего докембрия—плейстоцена // Палеопалинология, т. 3. Л., Недра, 1966, с. 366—367.
38. Андреев Е. М., Бойцова Е. П., Жежель О. Н. и др. Палеопалинология. Л., Недра, 1966, 337 с.
39. Пономарчук В. А., Шипицын Ю. Г., Макуха Т. Н. Инструментальный нейтронно-активационный анализ апатита // Полупроводниковая спектрометрия в геологии и геохимии. Новосибирск, ИГГ СО АН СССР, 1983, с. 137—147.
40. Vulnaev A. I., Vakhromeev G. S. Instrumental neutron activation analysis of two new geochemical reference samples: bottom silt from Lake Baikal, BIL-1, and brown coal ash, ZUK-1 // *Geostandards Newsletter*, 1993, v. 17, p. 205—208.
41. *Geostandards Newsletter*, Special Issue, 1994, v. 18, Appendix I, p. 39.
42. Барышев В. Б., Кулипанов Г. Н., Зайцев Е. И. и др. Высококонтрастный рентгенофлюоресцентный анализ геологических проб с использованием синхронного излучения // Журн. аналит. химии, 1987, т. 42, № 2, с. 232—240.
43. Oyama M., Takehara H. Standard soil color charts. National Geological Survey of Japan, 1967, 79 p.

44. Винарский Я. С., Житков А. Н., Кравчинский А. Я. Система обработки палеомагнитных данных ОПАЛ. Алгоритмы и программы. М., ВИЭМС, 1987, 86 с.
45. Enkin R. Formation et deformation de l'Asie depuis la fin de l'ère primaire: les apports de l'étude paleomagnetique des formations secondaires de China du Sud // Ph.D. Thesis, Univ. de Paris 7, 1990, 333 p.
46. Imbrie J., Hays J. D., Martinson D. G. et al. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine ^{18}O record // Milankovitch and Climate, Part 1, N-Y, Reidel, 1984, p. 269—305.
47. Petrova G. N., Pospelova G. A. Excursions of the magnetic field during the Brunhes chron // Phys. Earth Planet. Inter., 1990, v. 63, p. 135—143.
48. Bradley R. S. Quaternary Palaeoclimatology. Methods of Paleoclimate Reconstruction. London e.a., Unwin Heman Ltd., 1990, 472 p.
49. Short D. A., Mengel J. G., Crowley T. J. et al. Filtering Milankovitch cycles by Earth's geography // Quaternary Res., 1991, v. 35, p. 157—173.
50. Arkhipov S. A. Late Pleistocene Glaciation of Western Siberia // Late Quaternary Environments of the Soviet Union. Univ. of Minnesota Press, 1984, p. 13—19.
51. Isaeva L. L. Late Pleistocene Glaciation of North-Central Siberia // Late Quaternary Environments of the Soviet Union. Univ. of Minnesota Press, 1984, p. 21—30.
52. Dickin A. P. Radiogenic Isotope Geology. Cambridge University Press, 1995, p. 304—359.
53. Bond G., Broecker W., Johnsen S. et al. Correlation between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice // Nature, 1993, v. 365, p. 143—147.
54. Broecker W. S. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change // Nature, 1994, v. 372, p. 421—424.
55. Fronval T., Jansen E., Bloemendal J., Johnsen S. Oceanic evidence for coherent fluctuations in Fennoscandian and Laurentide ice sheets on millenium timescales // Nature, 1995, v. 374, p. 443—446.
56. Weaver A. J. Driving the ocean conveyor // Nature, 1995, v. 378, p. 135—136.
57. Weaver A. J., Hughes T. M. C. Rapid interglacial climate fluctuations driven by North Atlantic ocean circulation // Nature, 1994, v. 367, p. 447—450.
58. McCave I. N., Manighetti B., Beveridge N. A. S. Circulation in the glacial North Atlantic inferred from grain-size measurements // Nature, 1995, v. 374, p. 149—152.
59. Lister A. M., Sher A. V. Ice cores and mammoth extinction // Nature, 1995, v. 378, p. 23—24.
60. Porter S. C., Zhisheng A. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation // Nature, 1995, v. 375, p. 305—308.
61. Thunell R. C., Mortyn P. G. Glacial climate instability in the Northeast Pacific Ocean // Nature, 1995, v. 376, p. 504—506.
62. Slobodyanuk S. Ya., Kirilchik S. V., Pavlova M. E. et al. // J. Mol. Evol., 1995, v. 40, № 4, p. 392—399.
63. Шимараев М. Н., Гравин Н. Г., Кунимова Л. Н. Опыт реконструкции гидрофизических условий в Байкале в позднем плейстоцене и голоцене // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 8, с. 97—102.
64. Бондаренко Н. А., Гусельникова Н. Е. Продукция фитопланктона Южного Байкала // Изв. СО АН СССР, 1989, вып. 1, с. 77—80.
65. Nagata T., Takai K., Kawanobe K. et al. Autotrophic picoplankton in southern Lake Baikal: abundance, growth and grazing mortality during summer // J. Plankton Res., 1994, v. 16, № 8, p. 945—959.
66. Nagata T. Contribution of Picoplankton to the Grazer Food Chain of Lake Biwa // Large Lakes, Springer-Verlag, 1990, p. 526—539.
67. Kozhov M. Lake Baikal and Its Life // The Hague, Dr. W. Junk, Publishers, 1963, 344 p.
68. Kilham P. Ecology of *Melosira* Species in the Great Lakes of Africa // Large Lakes, Springer-Verlag, 1990, p. 414—427.
69. 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.

Поступила в редакцию
24 мая 1996 г.