

УДК 548.7:551.312:551.583.7

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ИЗМЕНЕНИЙ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА В ГОЛОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ ОЗЕРА ХУБСУГУЛ (МОНГОЛИЯ)

© 2003 г. Э. П. Солотчина, академик М. И. Кузьмин,  
В. Н. Столповская, Е. Б. Карабанов, А. А. Прокопенко, Л. Л. Ткаченко

Поступило 30.04.2003 г.

Исследования ассоциаций минералов и их кристаллохимических характеристик в донных осадках озер Байкал и Хубсугул являются важной частью комплексного подхода к палеореконструкциям природной среды и климата в Центральной Азии. Работы по изучению абиогенной части глубоководных байкальских осадков [1, 2] показали, что состав и количественные соотношения минералов, их кристаллохимические параметры содержат ценнейшую информацию об эволюции природной среды и климата в водосборном бассейне озера. В то же время серьезных минералогических исследований донных осадков оз. Хубсугул до настоящего времени не проводилось.

Нами впервые детально изучен минеральный состав осадков в котловине оз. Хубсугул по керну станции HSG-01-8. Керновый материал поднят гравитационной трубкой Benthos с нис “Дыбовский”. Станция расположена в центральной части озера на выровненном дне котловины. Глубина воды в точке отбора 222 м, материал керна формировался, скорее всего, в условиях преобладания нормального осадконакопления ниже возможного падения уровня воды озера. Длина керна 174 см. Верхняя часть осадков представлена зеленовато-серыми диатомовыми илами, вниз по разрезу переходящими в оливково-серые алевритистые глины. Между ними наблюдается переходной слой светло-серой окраски и тонкой слоистости. Согласно первым результатам радиоуглеродного датирования [3] возраст основания переходного слоя с учетом резервуарного эффекта составляет 12.23 тыс.  $^{14}\text{C}$  лет (14.20 тыс. календарных лет) и соответствует окончанию позднп-

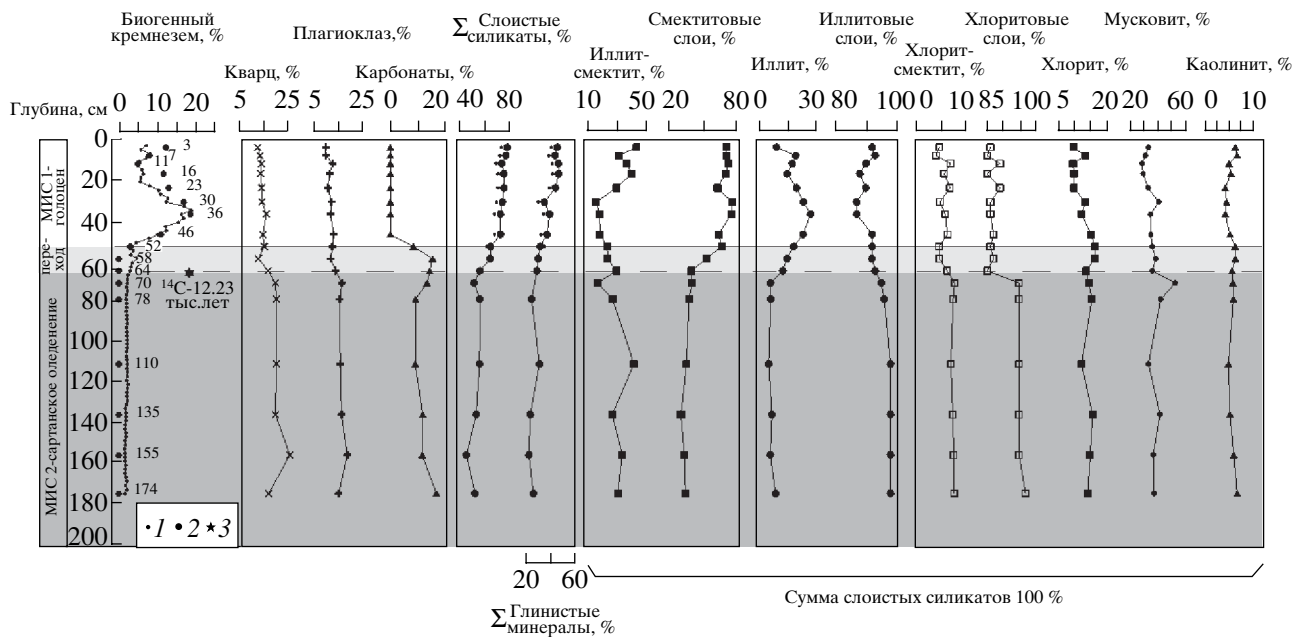
лейстоценового похолодания и началу потепления бёллинг–аллерёд.

Распределение биогенного кремнезема подтверждает литологическое расчленение разреза на три толщи (см. рис. 1). В бассейне оз. Байкал подобная смена осадков – от бездиатомовых глин к диатомовым илам – объясняется изменениями условий осадконакопления при переходе от сартанского оледенения к теплomu климату голоцена [4]. Возрастная граница начала перехода составляет 13.0–13.5 тыс.  $^{14}\text{C}$  лет [5]. Принимая во внимание данные радиоуглеродного датирования и аналогию в строении осадочных толщ обоих озер, мы предлагаем следующее стратиграфическое расчленение разреза. Нижний слой бездиатомовых глин (174–64 см) накоплен в период сартанского оледенения, древнее 12.23 тыс.  $^{14}\text{C}$  лет. Переходный слой (64–52 см) относится, вероятно, к самому концу сартанского оледенения, включая потепление бёллинг–аллерёд и похолодание поздний дриас (12.23–~10.00 тыс.  $^{14}\text{C}$  лет). Верхняя толща диатомовых илов (от 52 см) сформирована в голоцене.

Минеральный состав осадков изучался методами рентгеновской порошковой дифрактометрии и ИК-спектроскопии. Сравнительный анализ ассоциаций глинистых минералов, их кристаллохимических характеристик выполнен авторским методом моделирования рентгеновских дифракционных профилей [6–8]. Методом ИК-спектроскопии были проведены количественные определения содержания кварца, плагиоклаза, карбонатов и биогенного кремнезема с использованием калибровочных графиков для смесей чистых веществ [9].

Нами установлено (рис. 1), что в минеральной компоненте осадка озера присутствуют слоистые силикаты, кварц, плагиоклаз, карбонаты и небольшое (1–3%) количество амфибола. Отличительной чертой хубсугульских осадков в сравнении с байкальскими является наличие карбонатов, что отмечалось ранее [10, 11]. В позднем

Объединенный институт геологии,  
геофизики и минералогии  
им. А.А. Трофимука  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Новосибирск



**Рис. 1.** Распределение минералов в донных осадках центральной котловины оз. Хубсугул (ст. HSG-01-8, координаты: 51°05'04" с.ш., 100°29'07" в.д.). 1 – содержание в пробах  $\text{SiO}_2$  биог., полученное по методу [12]; 2 – содержание  $\text{SiO}_2$  биог. по данным ИК-спектроскопии. В колонке с распределением сумм слоистых силикатов и глинистых минералов мелкими точками обозначены данные за вычетом органического вещества (ОВ). Содержания кварца, плагинкраз, карбонатов, сумма слоистых силикатов и сумма глинистых минералов даны в пересчете на минеральную часть осадка (за вычетом  $\text{SiO}_2$  биог.). Содержания иллит-сметита, иллита, хлорит-сметита, хлорита, мусковита, каолинита даны из расчета принятой за 100% суммы слоистых силикатов. 3 – точка определения радиоуглеродного возраста с учетом резервуарного эффекта [3].

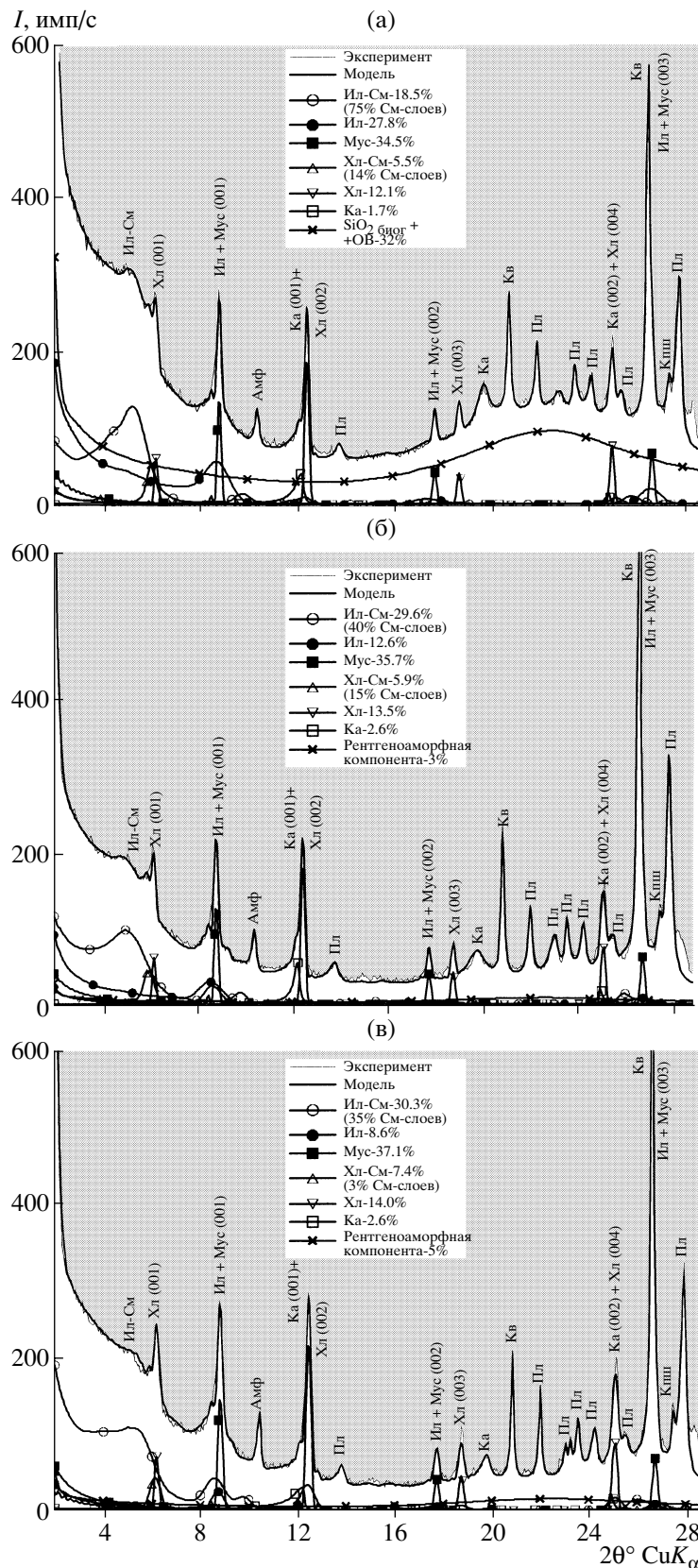
плейстоцене карбонаты являются важной компонентой осадка и составляют в среднем 9–12% его минеральной части с максимальным содержанием 16.8% в самом нижнем образце керна (174 см). В середине переходной зоны их содержание повышается до 15.4% и затем резко падает (см. рис. 1). В интервале 135–174 см карбонаты представлены тремя разновидностями: магниокальцитом, кальцитом и доломитом, с преобладанием магниокальцита ( $\text{Ca, MgCO}_3$ ). Затем в структуре магниокальцита происходит постепенное от образца к образцу замещение Mg на Ca. В интервале 110–52 см остаются кальцит и в небольшом количестве доломит. В голоценовых илах карбонаты нами не обнаружены.

Плагинкраз в осадках кислый, его ИК-спектр идентичен спектру альбита. С особой тщательностью образцы были проанализированы на наличие гипса в связи с возможной оценкой солености озера. В плейстоценовых осадках гипс нами не обнаружен. Его следовые содержания установлены лишь в двух образцах голоценовых илов (7 и 23 см). Фиксируемый при литологическом описании в низах разреза гидротроилит [3] рентгеновским методом не обнаруживается. Результаты определения биогенного кремнезема методом ИК-спектроскопии (рис. 1) в целом находятся в неплохом согласии с данными, полученными по методу

Мортлока и Фроелиха [12]. Причина расхождений в оценке содержания  $\text{SiO}_2$  биог., особенно в верхней части керна, кроется в специфике каждой из методик и будет обсуждена в отдельной работе. По данным ИК-спектроскопии в диатомовых илах голоцена содержится некоторое количество органического вещества (ОВ) ~10% валового состава проб, в переходном слое – до 5%.

Распределение в осадках как неслоистых, так и слоистых минералов представлено на рис. 1. В пересчете на минеральную часть осадка среднее содержание кварца в алевритистых глинах составляет около 20%, в диатомовых илах ~14%, плагинкраз ~16 и 11% соответственно. В целом содержание этих обломочных минералов понижается при переходе от плейстоцена к голоцену почти в 1.5 раза. Доля слоистых силикатов в диатомовых илах составляет в среднем 65–70% минеральной части осадка, в алевритистых глинах – 50–55%.

Ассоциации слоистых минералов голоцена и плейстоцена по данным моделирования рентгеновских дифракционных профилей (рис. 2) одинаковы и аналогичны байкальским – это смешанослойные иллит-сметиты, мусковит, иллит, хлорит, хлорит-сметиты и каолинит. Нами выявлены две разновидности хлорита. Одна из них – до-



**Рис. 2.** Экспериментальные (насыщенные этиленгликолем) и модельные рентгеновские дифракционные профили исходных (нефракционированных) образцов донных осадков оз. Хубсугул (ст. HSG-01-8): а – обр. 36 см (МИС 1 – голоцен); б – обр. 64 см (бёллинг-аллерёд); в – обр. 174 см (МИС 2 – сартанское оледенение). В обр. 36 см) рентгеноаморфная компонента представлена в основном SiO<sub>2</sub> биог.

вольно хорошо окристаллизованный (Mg,Fe)-хлорит с крупными размерами доменов (25–30 слоев), вероятно, обломочного генезиса. Вторая – тонкодисперсный хлорит с размерами доменов от 8 до 13 слоев и небольшим количеством смектитовых межслоев в структуре. Этот минерал мы называем хлорит-смектитом и полагаем, что он образуется при выветривании темноцветных минералов-предшественников. Кристаллохимические параметры обломочного хлорита при переходе от алевритистых глин к диатомовым илам практически не меняются. В то же время в тонкодисперсном хлорит-смектите возрастает количество смектитовых межслоев от 5 до 15% и понижается содержание железа с 1.8 до 0.8 ф.е. на ячейку. В целом алевритистые глины обогащены хлоритовыми минералами в сравнении с диатомовыми илами на ~10%.

Слюды в осадках озера представлены обломочным крупнозернистым мусковитом и тонкодисперсным иллитом (рис. 2). Мусковит характеризуется большими размерами доменов от 33 до 37 слоев, высоким содержанием калия – 0.9 ф.е. и низким железа: от 0.1 ф.е. в алевритистых глинах до 0.05 ф.е. в диатомовых илах. Поведение мусковита в разрезе невыразительно, и можно отметить лишь небольшой тренд в сторону его уменьшения в диатомовых илах (рис. 1). Очень контрастно ведет себя иллит. Доля иллита в алевритистых глинах не превышает 10% слоистой компоненты (в основном ~5%), в то же время в диатомовых илах она резко возрастает и достигает 30% в образце с максимальным содержанием  $\text{SiO}_2$  биог. При этом распределение его в разрезе очень схоже с распределением биогенного кремнезема. Иллит имеет малые размеры доменов от 6 до 12 слоев. В алевритистых глинах в нем практически отсутствуют смектитовые межслои, содержание калия составляет 0.7 ф.е., железа 0.5 ф.е. на ячейку. В диатомовых илах число смектитовых межслоев в иллите растет, достигая 10% (иногда 13%) на фоне падения калия до 0.5 ф.е. и железа до 0.3 ф.е. Мы полагаем, что иллит и описываемый ниже иллит-смектит являются продуктами выветривания полевых шпатов, главным образом калиевых.

В алевритистых глинах количество смешанослойного иллит-смектита в среднем составляет порядка 30% слоистой компоненты (рис. 1). Кристаллохимические параметры таковы: число смектитовых межслоев в структуре не превышает 35%, содержание калия составляет 0.5–0.6 ф.е., железа – 0.5 ф.е. на ячейку. При приближении к переходной зоне доля иллит-смектита начинает уменьшаться, падение продолжается в диатомовых илах и на уровне от 46 до 30 см она составляет около 15–20%. Параллельно происходят драматические изменения в структуре минерала. Число смектитовых межслоев резко возрастает и дости-

гает 80%. Содержание калия падает до 0.3–0.5 ф.е., железа до 0.2–0.4 ф.е. В верхах разреза доля иллит-смектита вновь возрастает, однако его структура не претерпевает значительных изменений. Иллит-смектиты во всем разрезе высокодисперсны – средний размер доменов от 6 до 9 слоев. Если исключить из суммы слоистых силикатов обломочные мусковит и хлорит, то кривая распределения глинистых тонкодисперсных минералов почти повторяет вид распределения слоистых силикатов (см. рис. 1).

Итак, впервые представлены результаты полного фазового анализа голоцен-верхнеплейстоценовых осадков оз. Хубсугул и детальный состав их глинистой компоненты. Установлено, что минеральная составляющая осадка активно реагирует на изменения условий выветривания горных пород в водосборе озера и характер осадконакопления на рубеже 12.23 тыс.  $^{14}\text{C}$  лет. Понижение уровня озера и сокращение объемов воды в ледниковое время [3, 11, 13] привели к увеличению концентрации растворенных в воде веществ и созданию условий для выпадения карбонатов. Изменения содержания кальция и магния в водах озера в это время стали причиной образования карбонатов разного состава.

Количество глинистых минералов в голоцене составляет в среднем 50% минеральной части осадка против 30%, накопившихся за время последнего оледенения, что указывает на усиление химического выветривания в водосборе озера в ответ на потепление климата. Выявлены главные отличительные черты продуктов выветривания на ледниковом и межледниковом интервалах. Межледниковый период характеризуется повышенным уровнем иллита в осадках (до 30% слоистой компоненты) и высоким содержанием (до 80%) смектитовых межслоев в структуре иллит-смектита, что является показателем теплого и влажного климата [1, 2]. В осадках голоцена увеличение содержания иллита происходит на фоне падения содержания иллит-смектита, что, по-видимому, связано с преобразованием части иллит-смектита в иллит в условиях теплого климата в водосборе озера; кроме того, наблюдается уменьшение доли хлоритовых минералов в сравнении с плейстоценом. Каолинита в осадках мало (рис. 2) и его связь с климатическими изменениями не прослеживается.

Снижение накопления кварца и плагиоклаза, как и обломочных слоистых минералов – хлорита и мусковита, – в голоценовых осадках Хубсугула связано с расширением площади озера и удалением береговой зоны от точки отбора, а также с отступлением и исчезновением ледников. Повышение уровня озера и увеличение объема воды в начале потепления бёллинг [3] привело к снижению ее минерализации, что подтверждается отсутст-

вием карбонатов в осадках голоцена. Химический состав воды, близкий к современному, вероятно, установился приблизительно 8.50 тыс.  $^{14}\text{C}$  лет назад или в середине бореального времени (согласно средней скорости седиментации 5.39 см в тыс. лет). Можно считать, что именно тогда уровень воды в Хубсугуле стабилизировался на отметке, близкой современной. В это время, по нашим данным, параллельно с окончанием накопления карбонатов началось бурное развитие диатомового планктона. Начало продуктивности диатомовых водорослей и аккумуляции биогенного кремнезема совпадает с появлением растительности в водосборном бассейне озера [11], что позволяет говорить о значительном потеплении и, в первую очередь, увлажнении климата в бореальное время. Неизменность состава диатомового сообщества в озере на протяжении голоцена [11], по-видимому, связана с относительным постоянством химического состава воды и его уровня. Максимальное накопление биогенного кремнезема на глубине 36 см (около 6.70 тыс.  $^{14}\text{C}$  лет назад – атлантическое время) указывает, что пик продуктивности диатомовых в озере приходится на оптимум голоцена. Последующее снижение аккумуляции кремнезема совпадает с увеличением содержания иллит-сметтитов и снижением доли иллита в осадках. Подобное поведение глинистых минералов наблюдалось в отложениях Байкала при относительном похолодании климата [1]. В этой связи есть основание говорить о некотором похолодании в исследуемом регионе в послеатлантическое время, что согласуется с мнением других исследователей [14]. Вместе с тем неизменно высокое содержание смектитовых межслоев в иллит-сметтите (см. рис. 1) указывает на сохранение значительной влажности климата в этот период.

В целом наши результаты существенно дополняют и дают новую информацию об изменении природной среды и климата в Байкальском регионе.

Авторы выражают благодарность А.Н. Гвоздкову, В.Ф. Гелетию, Г.В. Калмычкову, П.А. Со-

лотчину, А.П. Федотову, а также экипажу нис “Дыбовский” за участие в организации работ и отборе исследуемого керна.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 02–05–64504).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузьмин М.И., Солотчина Э.П., Василевский А.Н. и др. // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 10. С. 1347–1359.
2. Солотчина Э.П., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И. и др. // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1/2. С. 146–156.
3. Прокопенко А.А., Кузьмин М.И., Калмычков Г.В. и др. // ДАН. 2003. Т. 390. № 1. С. 109–112.
4. Карабанов Е.Б. Автореф. дис... д-ра геол.-мин. наук. М.: Ин-т литосферы РАН, 1999. 72 с.
5. Colman S.V., Peck J.A., Hatton J. et al. // J. Paleolimnology. 1999. V. 21. P. 9–17.
6. Солотчина Э.П., Каменева М.Ю., Василевский А.Н. и др. // ДАН. 2000. Т. 370. № 4. С. 502–506.
7. Solotchina E.P., Kameneva M.Yu., Vasilevsky A.N., Solotchkin P.A. // Materials Sci. Forum. 2000. V. 321/324. P. 1028–1032.
8. Solotchina E.P., Prokopenko A.A., Vasilevsky A.N. et al. // Clay minerals. 2002. V. 37. P. 105–119.
9. Смит А. Прикладная ИК-спектроскопия. М.: Мир, 1982. 327 с.
10. Алтунбаев В.Х., Самарина А.В. В кн.: Природные условия и ресурсы Прихубсугулья. Иркутск; Улан-Батор, 1977. С. 80–90.
11. Федотов А.П., Безрукова Е.В., Воробьева С.С. и др. // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1/2. С. 384–390.
12. Mortlock R.A., Froelich Ph.N. // Deep-See Res. 1989. V. 36. № 9. P. 1415–1426.
13. Федотов А.П., Де Батист М., Шапрон Е. и др. // ДАН. 2002. Т. 382. № 2. С. 261–263.
14. Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена / Под ред. Н.А. Хотинского. М.: Наука, 1989. 168 с.