

ДЕТАЛЬНАЯ ЛЕТОПИСЬ КЛИМАТА ГОЛОЦЕНА ИЗ КАРБОНАТНОГО РАЗРЕЗА
СОЛЕННОГО ОЗЕРА ЦАГАН-ТЫРМ (*Западное Прибайкалье*)

Е.В. Скляр¹, Э.П. Солотчина², Е.Г. Вологина¹, **Н.В. Игнатова¹**, О.П. Изох²,
Н.В. Кулагина¹, О.А. Склярова³, П.А. Солотчин², В.Н. Столповская², Н.Н. Ухова¹,
В.С. Федоровский⁴, О.М. Хлыстов⁵

¹ Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

³ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

⁴ Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

⁵ Лимнологический институт СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3, Россия

Приводятся результаты комплексного исследования эвапоритовых осадков одного из малых соленых озер Приольхонья с карбонатным типом седиментации и обосновывается их высокая перспективность для палеоклиматических реконструкций.

Для анализа минеральной составляющей донных отложений использованы рентгеновская дифрактометрия, ИК-спектроскопия, сканирующая электронная микроскопия, элементный анализ (РФА СИ) и ряд других методов. Разложением сложных XRD-профилей карбонатных минералов на индивидуальные пики функцией Пирсона VII в каждом образце идентифицированы карбонатные фазы, определены их количественные соотношения. Впервые из осадков малого бессточного озера получена карбонатная запись высокого разрешения, содержащая сведения о стратиграфическом распределении Mg-кальцитов, представляющих собой непрерывный ряд от низко- до высокомагнезиальных структурно разупорядоченных разностей вплоть до Са-доломитов, в которых количество и соотношение фаз различной степени магнезиальности определяются величиной Mg/Ca, соленостью и общей щелочностью вод озера в прошлом, меняющимися в соответствии с климатическими циклами и колебаниями уровня озера.

Сопоставление карбонатной записи в голоценовом разрезе, датированном радиоуглеродным методом (¹⁴C), с данными литологического, диатомового, палинологического анализов, результатами определения стабильных изотопов ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$) и распределением ряда геохимических индикаторов климатических изменений позволило воссоздать сложную историю эволюции водного бассейна оз. Цаган-Тырм, определяемую климатом региона от середины атлантического периода до современности.

Направленное изменение различных характеристик существенно-карбонатных осадков убедительно свидетельствует об увеличении аридности климата Приольхонья за последние 6500 лет. Наряду с общей тенденцией аридизации выявлены резкие и частые изменения климата и, соответственно, уровня наполнения оз. Цаган-Тырм в различные периоды его существования. Широкое распространение соленых и солоноватых озер на юге Восточной Сибири, в Монголии и Северном Китае вместе с высокой информативностью карбонатных осадков для палеоклиматологии и палеолимнологии предполагают возможность выявления общих тенденций изменения палеоклимата и его локальных флуктуаций для Центральной Азии.

Соленое озеро, карбонаты, моделирование XRD-профилей, диатомовые, пыльца, стабильные изотопы, геохимия, палеоклимат, голоцен, Западное Прибайкалье.

DETAILED HOLOCENE CLIMATE RECORD FROM THE CARBONATE SECTION
OF SALINE LAKE TSAGAN-TYRM (*West Baikal area*)

E.V. Sklyarov, E.P. Solotchina, E.G. Vologina, **N.V. Ignatova**, O.P. Izokh, N.V. Kulagina, O.A. Sklyarova,
P.A. Solotchin, V.N. Stolpovskaya, N.N. Ukhova, V.S. Fedorovskii, and O.M. Khlystov

We present results of a complex study of evaporite sediments from one of the small saline lakes with carbonate sedimentation in the Ol'khon area and substantiate their high significance for paleoclimatic reconstructions. The mineral composition of the bottom sediments was studied by XRD analysis, IR spectroscopy, scanning electron microscopy, elemental analysis (SR-XFA), etc. By decomposition of the complex XRD profiles of carbonate minerals into individual peaks by Pearson VII function, we identified carbonate phases in

each sample and determined their proportions. A high-resolution carbonate record has been obtained for the first time for the lacustrine sediments. It bears the information about the stratigraphic distribution of Mg-calcites (a continuous series of structurally disordered low- to high-Mg calcites, up to Ca-dolomites), in which the amount and proportions of phases with different Mg contents are controlled by Mg/Ca, salinity, and total alkalinity of the lake water changing depending on the climatic cycles and lake level fluctuations. Comparison of the carbonate record for the Holocene section dated by the radiocarbon (^{14}C) method with results of lithological, diatom, and palynological analyses, data on stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$), and the distribution of some geochemical indicators of climatic changes permitted the reconstruction of the intricate evolution of the Lake Tsagan-Tyrm basin, which was controlled by the regional climate from the Atlantic period to the present time. The directed change in various characteristics of essentially carbonate sediments evidences that the Ol'khon regional climate has become more arid in recent 6.5 kyr. Moreover, drastic frequent changes of climate and, correspondingly, the Lake Tsagan-Tyrm water level in different periods of its existence have been revealed. The widespread saline and brackish lakes in southern East Siberia, Mongolia, and North China and the highly informative (in terms of paleoclimate and paleolimnology) carbonate sediments might help to recognize the general tendencies of paleoclimate changes and local fluctuations in Central Asia.

Saline lake, carbonates, modeling of XRD profiles, diatoms, pollen, stable isotopes, geochemistry, paleoclimate, Holocene, West Baikal area

ВВЕДЕНИЕ

Глобальное потепление климата, приведшее за последние десятилетия к ряду крупных катастроф в различных регионах планеты, диктует необходимость предсказания его изменений как на краткосрочную, так и долгосрочную перспективу. Решение вопроса об определяющем вкладе в современное потепление антропогенного фактора или естественных природных флуктуаций климата, проверка и уточнение прогностических математических моделей возможны только по результатам палеоклиматических реконструкций, большая часть которых основана на изучении донных осадков океанов, морей и континентальных озер. Несмотря на заметный рост в последние годы палеоклиматических исследований, продолжает остро ощущаться недостаток достоверных данных о климате прошлого, в том числе для внутриконтинентальных областей крупнейшего азиатского континента. Здесь опорными являются данные по результатам бурения в рамках международных проектов «Байкал-бурение», «Хубсугул-бурение» двух самых крупных озер Байкальской рифтовой зоны — Байкала и Хубсугула. Их осадочные разрезы представляют собой уникальные непрерывные записи изменений климата и природной среды Центральной Азии длительностью в миллионы лет, детальность которых сопоставима с записями, полученными по океаническим отложениям, гренландским и атлантическим льдам [Результаты..., 1995; Williams et al., 1997; Непрерывная запись..., 1998; Коллектив..., 2000, 2004, 2007].

Вместе с тем остается целый ряд вопросов, для ответа на них необходимо привлечь значительно большее число объектов и получить записи более высокого разрешения. В частности, одним из них является слабая изученность для Сибири пространственных и временных (синхронность/метахронность) взаимосвязей глобальных и региональных климатических событий, поскольку необходимо учитывать возможные и весьма значительные локальные различия климата во внутриконтинентальных областях, связанные с топографией и особенностями атмосферной циркуляции. Другая не менее значимая задача — установление причин внезапных и резких климатических сдвигов на коротких интервалах времени и их периодичность, что позволит понять насколько уникально современное потепление.

Для таких исследований как нельзя лучше подходят современные системы соленых озер небольших размеров, их существование возможно лишь в аридных и семиаридных условиях [Hammer, 1986; Smoot, Lowenstein, 1991; Last, Ginn, 2005]. Именно малые озера могут предоставить высоко разрешающие климатические записи. В отличие от крупных водоемов они менее консервативны при внешних воздействиях, так как малые размеры обуславливают их нестабильность в зависимости от изменений климата.

Целью данной работы является поиск климатических сигналов в осадках эвапоритового карбонатного разреза оз. Цаган-Тырма — одного из многочисленных малых озер Приольхонья (западное побережье Байкала). В палеоклиматических исследованиях озерных осадков наиболее широко используются палинологический и диатомовый анализы, определение стабильных изотопов кислорода и углерода, геохимические методы (распределение макро- и микроэлементов в разрезе, выделение трассерных элементов и др.). Вместе с тем уверенность в палеоклиматических реконструкциях не всегда может быть обеспечена применением этих методов, поскольку каждый из них имеет свои ограничения. В настоящей работе мы предлагаем новый высоко разрешающий метод реконструкции палеоклимата, основанный на минералого-кристаллохимических исследованиях карбонатных осадков малых озер аридных зон седиментации. Детальная запись изменений климата и окружающей среды голоцена, полученная на основе

выявления природных ассоциаций низкотемпературных карбонатов, кристаллохимических и структурных особенностей индивидуальных карбонатных фаз, последовательности их формирования, сопоставляется с результатами исследований традиционными методами.

МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ ОЗЕРА И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Озеро Цаган-Тырм принадлежит к группе тажеранских озер, расположенных в Приольхонье, территория которого представляет собой каменное плато, приподнятое над Байкалом на 100—300 м. Приморский хребет с высотными отметками свыше 2000 м заслоняет его от преобладающих западных циклонов, способствуя сухости климата. Так, если на наветренных склонах хребта среднегодовое количество осадков составляет 500—700 мм/год, то в долинах, где располагаются озера, — 180—240 мм/год [Научно-прикладной справочник..., 1989]. Роль местной прибайкальской атмосферной циркуляции невелика [Дзюба, 1991]. Район отличается аридными и семиаридными условиями (Тажеранские степи), в современный период здесь господствуют экстремально сухие и сухие годы (100—250 мм/год осадков) [Баженова и Мартянова, 2002].

По геоботаническому районированию изучаемая территория входит в Западно-Байкальский светлохвойный таежный с фрагментами степей округ Байкало-Джугджурской гольцово-горно-таежной области [Атлас..., 2004]. Тажеранские степи являются одним из таких фрагментов [Рогова и др., 2004]. В Приольхонье лесные ценозы (преимущественно из *Larix sibirica* Ledeb. и *Pinus sylvestris* L.) и их фрагменты встречаются в виде небольших массивов. Ландшафтообразующая степная растительность включает многообразие фитоценозов настоящих степей, пространственное размещение которых связано с рельефом и микроклиматом [Касьянова, 2004].

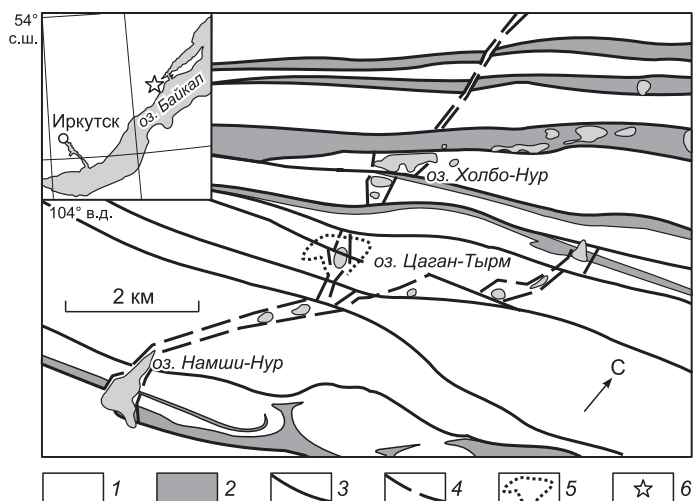
Озеро Цаган-Тырм располагается в пределах впадины, приуроченной к возникшей на ранних стадиях формирования Байкальского рифта структуре растяжения (пулл-апарт разрыв), дренирующей глубокие горизонты циркуляции подземных вод. Подобные разломы обеспечивают долговременную устойчивую подпитку озера метаморфизованными метеорными водами, способствуя его длительному существованию [Склярова и др., 2002; Sklyarov et al., 2008]. Озеро соленое, бессточное, площадь его водного зеркала составляет около 0.08 км², средняя глубина — 1.8 м, площадь водосборного бассейна — 1.5 км² (рис. 1). Гидрогеохимические исследования современного состояния водной толщи в 2000—2002 гг. [Склярова и др., 2002, 2004] показали, что минерализация вод составляет 14.5 г/л, рН = 8.6, карбонатная щелочность $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^- = 1078$ мг/л. Воды относятся к натриево-магниевому сульфатно-хлоридному типу и имеют следующий ионный состав (мг/л): Cl^- (4500), SO_4^{2-} (4000), Na^+ (3750), Mg^{2+} (619), K^+ (545), Ca^{2+} (41).

Отбор кернa был проведен со льда буровой установкой УРБ 2А/2 на базе автомобиля «Урал» в марте 2005 г. В качестве керноприемника использовалась буровая труба диаметром 89 мм с пластиковым вкладышем, внутренний диаметр которого составлял 77 мм. Бурение велось с опережением по двум рядом расположенным скважинам, что обеспечивало перекрытие в случае потери части кернa при очередной проходке или установке обсадной колонны. Пробоотбор осуществлялся гидроударным способом бурения без вращения, для обеспечения целостности кернa в нижней части керноприемника крепился кернорватель. Толщина льда и слоя воды в месте бурения составила 2.6 м. Точка опробования расположена в центральной части озера, ее координаты 52°52.012' с.ш., 106°35.527' в.д.

Первичная обработка, документация и литологическое описание кернов, определение влажности, химический, диатомовый и спорово-пыльцевой анализы были проведены в Институте земной коры СО РАН (г. Иркутск). Датирование осадков, гранулометрический анализ, определение стабильных изотопов кислорода и углерода ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$), исследования вещественного состава комплексом методов, включающим рентгеновскую дифрактометрию,

Рис. 1. Тектоническая схема центральной части Приольхонья и расположение оз. Цаган-Тырм.

1, 2 — породы: 1 — силикатные, 2 — карбонатные; 3 — кайнозойские разломы и сдвиги по палеозойским сдвиговым швам; 4 — разломы, ограничивающие кайнозойские пулл-апарт структуры; 5 — водосборная площадь оз. Цаган-Тырм; 6 — местоположение озера.



ИК-спектроскопию, сканирующую электронную микроскопию, были выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Многоэлементный анализ состава осадков проводился методом РФА СИ (станция элементного анализа накопителя ВЭПП-3) в Международном центре синхротронного излучения (Институт ядерной физики СО РАН, г. Новосибирск). Для определения групп элементов-палеоиндикаторов, откликающихся на климатические изменения в регионе, и построения временных рядов керн осадков оз. Цаган-Тырма изучался нами дискретно с разрешением 1—2 см [Solotchin et al., 2008]. Количественные определения проводились с использованием внешнего стандарта.

При проведении диатомового анализа (верхние 220 см) просмотрено 44 образца с интервалом 5 см. Подготовка проб проводилась по стандартной методике для континентальных отложений [Давыдова, Стрельникова, 1979]. Приуроченность исследуемой флоры диатомовых водорослей к определенным условиям среды обитания охарактеризована с использованием эколого-географической картотеки и литературных данных [Давыдова, 1985; Диатомовые водоросли..., 1992; Науменко, 1997].

Для палинологического анализа также опробовались каждые 5 см керна. Процентное содержание пыльцы и спор рассчитано от их общей суммы. Ввиду небольшого числа споры включены в состав травяно-кустарничковой группы. Образцы обработаны по стандартной методике [Палеопалинология, 1966]. Для оценки изменений в режиме атмосферного увлажнения был рассчитан индекс степь/лес, т.е. отношения изменения обилия пыльцы степных и лесных элементов растительности [Безрукова и др., 2005].

Керн датирован радиоуглеродным методом по карбонатному материалу на спектрометре QUANTULUS-1220. Гранулометрический состав образцов определялся на лазерном микроанализаторе частиц Analysette 22 MicroTec. Рентгеновские исследования проводились на автоматизированном порошковом дифрактометре ДРОН-4 (излучение $\text{Cu } K_{\alpha}$, графитовый монохроматор). Проанализировано более 100 образцов через 1—2 см. Для моделирования XRD-профилей карбонатной составляющей осадка образцы отсканированы в интервале от 27 до 32° (2 Θ) с шагом 0.05°, время сканирования в точке 15 с. В качестве внутреннего стандарта использовался кремний металлический (2 Θ = 28.43°). ИК-спектры в области частот от 400 до 4000 см^{-1} получены на приборе Specord 75 IR. Образцы готовились методом прессования таблеток с KBr. Количественные определения суммарного содержания карбонатов в каждом образце выполнены ИК-спектроскопией [Столповская и др., 2006]. Электронно-микроскопические исследования были проведены на сканирующем электронном микроскопе LEO 1430 VP с приставкой EDX OXFORD. Изотопный состав кислорода и углерода был получен на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с использованием метода Continuous Flow и применением устройства пробоподготовки GasBench II (стандарты NBS-18 и NBS-19). Погрешность анализа для $\delta^{18}\text{O} = 0.02 \text{ ‰}$, $\delta^{13}\text{C} = 0.01 \text{ ‰}$ ($N_{\text{std}} = 10$).

ЛИТОЛОГИЯ, ВОЗРАСТНАЯ МОДЕЛЬ И СКОРОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Вскрытый разрез (433 см) состоит из нижней терригенной (210—433 см) и верхней эвапоритовой (0—210 см) частей (рис. 2). Эвапоритовая часть разреза представлена преимущественно карбонатными пелитоморфными отложениями. Ниже залегают осадки, сложенные неокатанными обломками коренных пород различной размерности.

В разрезе выделяются следующие слои.

Интервал 0—75 см — алевропелит с незначительной примесью песка преимущественно серого цвета различных оттенков, в верхней части мягкий, разжиженный, постепенно переходящий вниз по разрезу в более плотный. Текстура в основном массивная, участками слоистая, отмечаются текстуры, напоминающие биотурбацию. Переходная зона от этих осадков к подстилающим отложениям, кровля которых вскрыта на глубине 75 см, показана на врезке (см. рис. 2).

Интервал 75—130 см — очень плотные пелитовые отложения с мелкими комочками, со слегка повышенным по сравнению с предыдущим интервалом содержанием песчано-алевритового материала. Текстура преимущественно горизонтально-слоистая, чередуются слои осадка, окрашенные в различные оттенки серого, серовато-оливкового и оливково-черного цветов. Границы этих прослоев волнистые, что указывает на активную волновую деятельность.

Интервал 130—210 см — песчано-алевритовые и алеврито-песчаные пелиты, окрашенные в различные оттенки серого до черного цветов. Текстура полосчатая, обусловленная чередованием прослоев различной окраски и гранулометрического состава. Осадок достаточно плотный, комковатый.

Интервал 210—433 см (забой скважины) — разнообломочные несортированные отложения, представляющие собой неокатанные обломки коренных пород: щебень, гравий, а также песок различной размерности, алеврит и пелит. Текстура преимущественно массивная, с редкими прослоями, образованными вариациями размерности. В целом отмечается нарастание грубозернистости вниз по разрезу. Образование этих отложений, вероятнее всего, связано с этапом формирования озерной котловины в результате проявления процессов разломной тектоники.

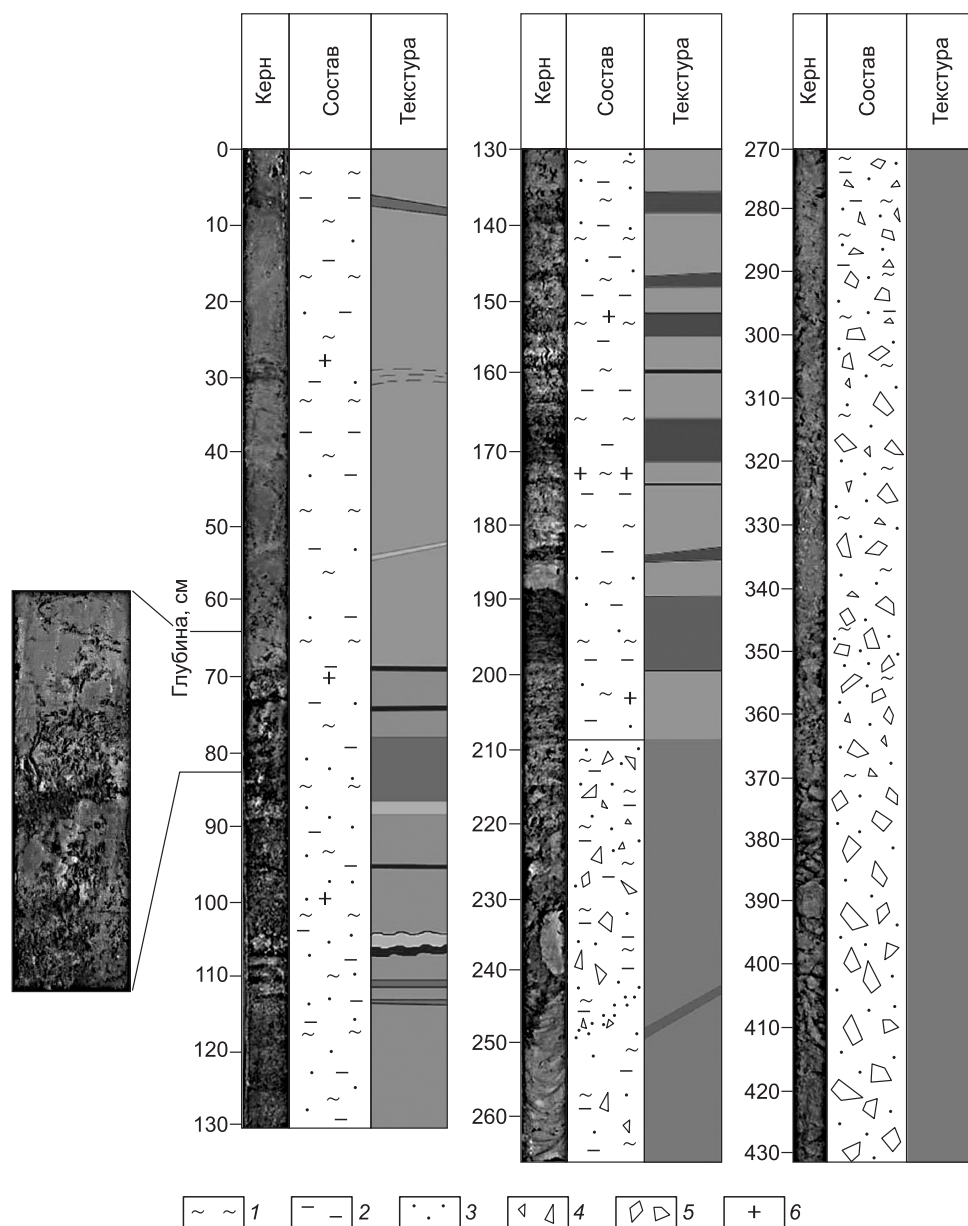


Рис. 2. Литологическая колонка голоценовых отложений оз. Цаган-Тырм.

На врезке зона перехода от гумидных к аридным климатическим условиям. 1 — пелит, 2 — алеврит, 3 — песок, 4 — гравий, 5 — щебень, 6 — диатомеи.

По данным гранулометрического анализа в образцах эвапоритовой части разреза содержание глинистой фракции составляет 5—24 %, алевритовой — 35—82 %, песчаной — от долей процентов до 50 %. Средний арифметический диаметр (AMD) частиц колеблется от 14.4 до 75.7 мкм; медианный (MD) — от 9.9 до 59.2 мкм. Сверху вниз по разрезу (от 0 до 75—80 см) наблюдается постепенное увеличение крупности зерен: от 14.4 до 23.14 мкм (AMD) и от 9.9 до 16.0 мкм (MD). Лишь в узком интервале (7—11 см) встречаются anomalously повышенные значения размеров частиц: AMD = 31.8, MD = 26.7 мкм. В интервале 80—210 см осадок преимущественно однороден по гранулометрическому составу: 37.7—41.3 мкм (AMD) и 31.5—35.0 мкм (MD). Резкое кратковременное увеличение крупности зерен зафиксировано на глубине ~170 см: AMD = 75.7 мкм, MD = 59.2 мкм, а небольшое уменьшение в интервале 203—205 см: 32.0 и 28.8 мкм соответственно. На рис.3 представлены результаты анализа двух контрастных по гранулометрическому составу образцов, один из которых (глубина 40 см) демонстрирует распределение частиц в осадке верхней части эвапоритового разреза, другой (170 см) — в нижней.

Влажность осадков изменяется от 28 до 98 % и имеет два выраженных максимума в нижней и самой верхней частях керна (рис. 4). Если в первом случае повышенную влажность создает близость под-

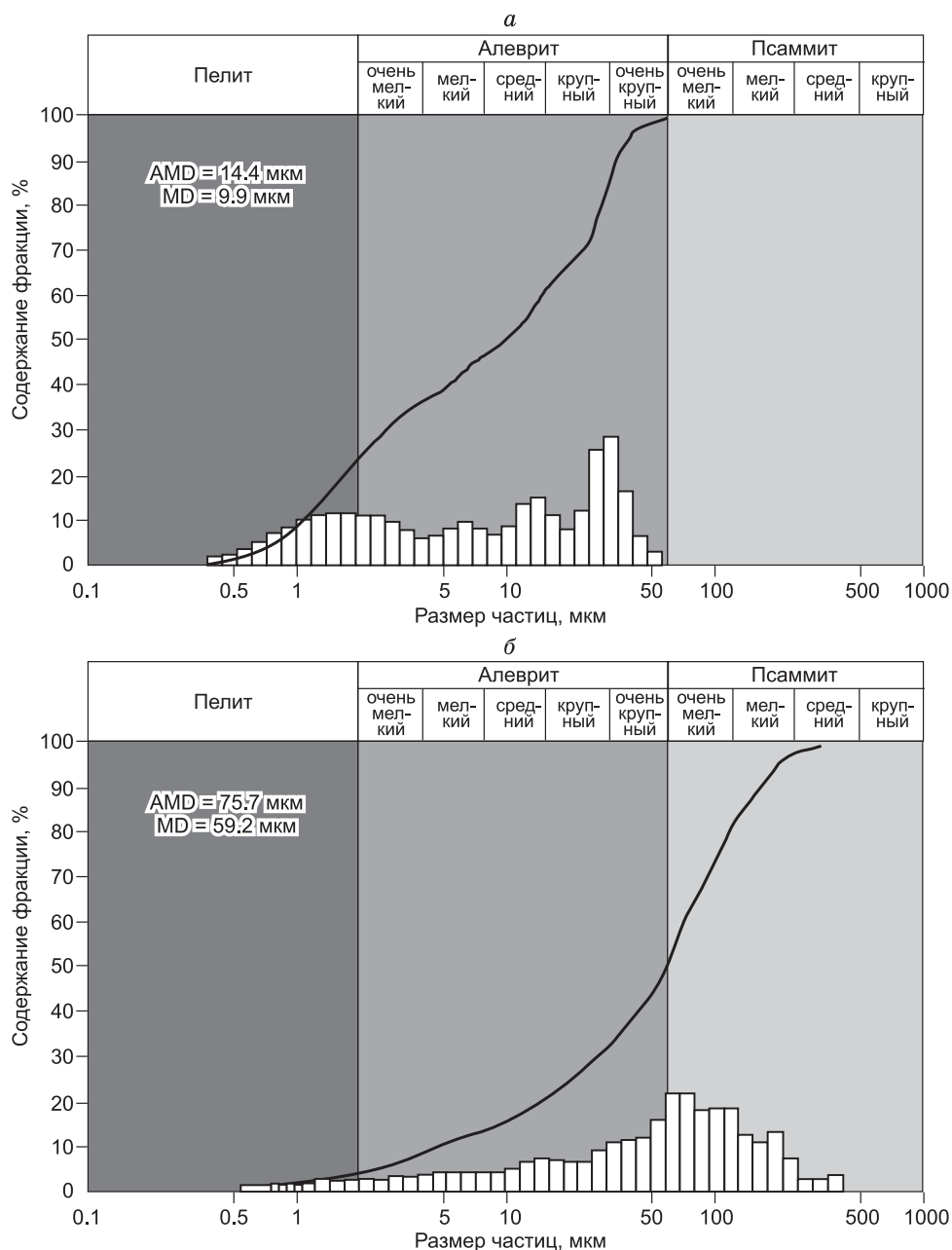


Рис. 3. Результаты гранулометрического анализа образцов эвапоритовой толщи осадков оз. Цаган-Тырма.

а — верхняя часть (гл. 40 см, мелководное озеро, аридный климат), *б* — нижняя часть (гл. 170 см, период наибольшей обводненности озерной котловины, гумидный климат). Гистограмма отражает статистическое распределение частиц, сплошная линия — кумулятивная кривая гранулометрического состава. По горизонтальной оси указан диаметр частиц в логарифмическом масштабе.

земных вод, то во втором — воды озера. Отмечается кратковременное увеличение влажности осадка на глубине 170 см.

Данные радиоуглеродного датирования карбонатных осадков (табл. 1) показывают, что их возраст не выходит за пределы голоцена. К сожалению, нам не удалось провести датирование растительного детрита и сопоставить полученные даты. Опираясь на дату 6300 ± 150 л. н. для слоя осадков 190—200 см, можно полагать, что озеро образовалось ~6400—6500 л. н. (^{14}C) в так называемый альтитермал — климатической оптимум голоцена, приходящийся на середину атлантического периода, в целом теплого и влажного. Этот период по шкале Блитг—Сернандера, модифицированной Н.А. Хотинским для Северной Евразии [1977], продолжался от 8000 до 5000—4800 л. н. Средняя скорость накопления в нижней части осадков озера (до 5565 л. н.) была высокой и в среднем составляла ~1.6 мм/год.

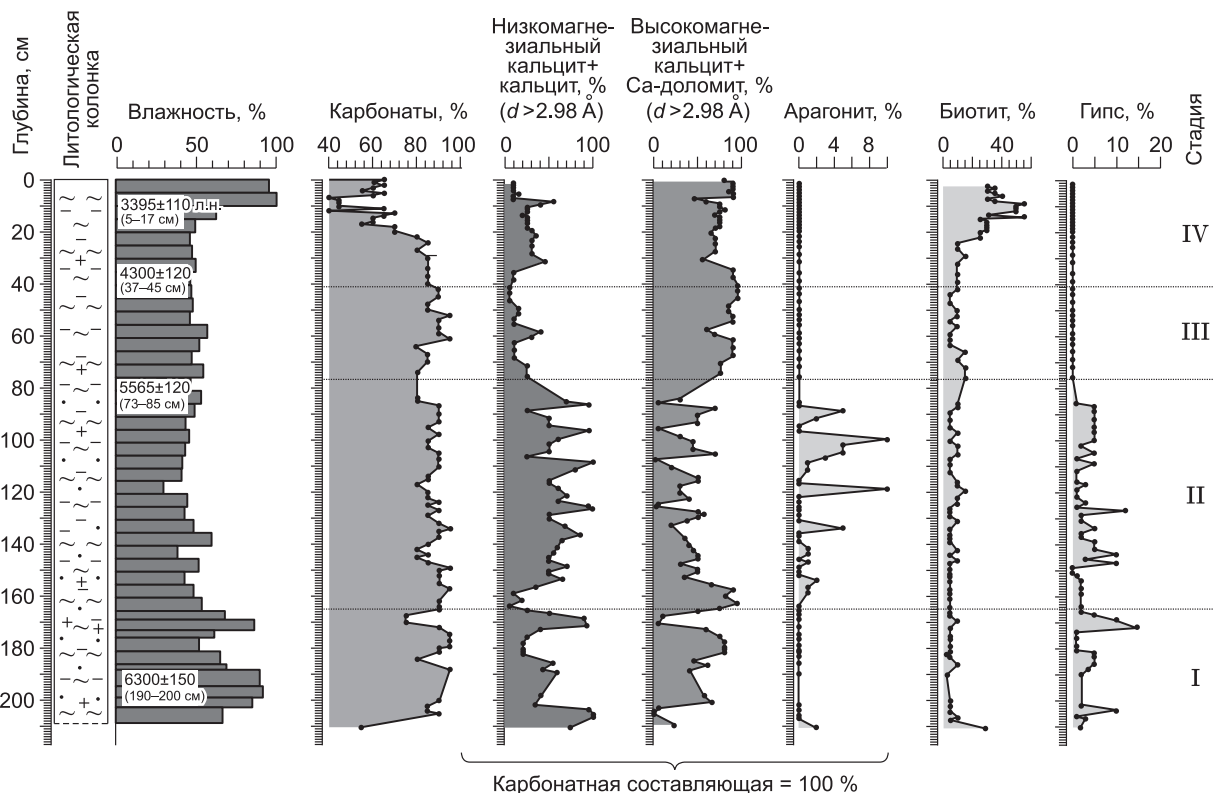


Рис. 4. Распределение минеральных индикаторов изменения климата голоцена в осадках оз. Цаган-Тырм.

Усл. обозн. см. рис. 2.

Две даты приходятся на суббореальный период (5000—2500 л. н.), который в Сибири был значительно суше и холоднее атлантического [Хотинский, 1977]. Скорость седиментации резко замедляется (~ в 5 раз) и составляет около 0.3 мм/год, оставаясь на протяжении суббореального периода на этом уровне, по крайней мере, до 3395 л. н.

В верхней части разреза после отметки 3395 л. н. до современности накопилось всего около 10 см осадка. Для снятия вопроса о возможной потере верхнего слоя осадка при подъеме керна был проведен его повторный отбор (50 см). Радиоуглеродный возраст этого осадка на глубине 10—20 см составил 3520 ± 110 лет, что соответствует результатам первичного датирования (см. табл. 1). Вероятно, в рассматриваемом интервале происходили драматические события в жизни озера, скорее всего, имел место перерыв в осадконакоплении. Высказанное предположение подтверждается результатом датирования поверхностных отложений по ^{210}Pb , в соответствии с которым скорость современной седиментации в месте отбора керна составляет 0.65 мм/год, что всего в 2.5 раза ниже, чем в атлантическое время.

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного анализа осадков оз. Цаган-Тырм

№ п/п	Интервал, см	Характеристика пробы	Возраст*, ^{14}C лет	Хронологические периоды голоцена
1	5—17	Глина с рассеянным растительным детритом	3395±110	Суббореальный
2	37—45		4300±120	
3	73—85	Песчано-алевритовая глина с рассеянным растительным детритом	5565±120	Атлантический
4	190—200		6300 ± 150	

* В тексте все возрастные характеристики приводятся в радиоуглеродных датах.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОЗЕРНЫХ ОСАДКОВ И КРИСТАЛЛОХИМИЯ КАРБОНАТОВ

Исследование вещественного состава образцов из эвапоритовой толщи методами рентгеновского дифракционного (XRD) и ИК-спектроскопического анализов показало, что в них существенно преобладают карбонатные минералы, содержание последних в большинстве образцов составляет 80—90 % от общего состава пробы, лишь в верхней части разреза опускаясь до 40 % (см. рис. 4). Постоянным компонентом осадков является биотит. В его распределении наблюдается отчетливый тренд роста вверх по разрезу от 5—10 % (85—210 см) до 50—55 % (7—13 см) валового состава осадка. Присутствие и поведение в разрезе биотита, тонкие чешуйки которого в изрядном количестве содержатся в прибрежном кварцевом песке, мы связываем, учитывая сухость климата региона, с эоловым привносом с территории водосбора. Можно отметить, что в подчиненных количествах в прибрежном песке обнаружены плагиоклаз, калиевый полевой шпат, амфибол и смешанослойный биотит-сметит, являющийся, по всей видимости, продуктом выветривания биотита. Обломки коренных пород прибрежной полосы гравийно-галечной размерности имеют различный состав: в одних доминируют калиевый полевой шпат (микроклин) и кварц, отмечается примесь плагиоклаза и мусковита, в других — кислый плагиоклаз, кварц, примесь биотита и амфибола.

В образцах эвапоритовой толщи помимо карбонатов и биотита обнаруживается незначительное количество кварца, полевых шпатов, амфибола, гипса, хлорита, гематита, галита, каолинита. Их общее содержание в большинстве случаев не превышает 3—5 % минерального состава пробы, лишь в единичных случаях — 10—15 %. Плагиоклаз, кварц, амфибол присутствуют в разрезе почти повсеместно, как правило, в следовых количествах, другие же перечисленные минералы встречаются либо эпизодически, либо на отдельных интервалах. Например, гипс — постоянный компонент осадка только нижней части разреза, где его содержание составляет преимущественно 3—5 % валового состава, иногда 10—15 %, в частности, в районе отметки 170 см (см. рис. 4). Дифракционные спектры некоторых образцов, характеризующие состав осадков в разрезе, показаны на рис. 5.

XRD-анализ карбонатов. Среди карбонатных минералов в озерных осадках лидируют безводные тригональные Mg-кальциты различной степени магнезиальности. В меньших количествах присутствуют арагонит (ромбическая полиморфная модификация CaCO_3), Ca-доломит и водный карбонат моногидрокальцит $\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ [Солотчина и др., 2008б; Sklyarov et al., 2008]. Последний обнаружен лишь в самом верхнем слое осадка (0—2 см). Условия образования этого метастабильного минерала весьма разнообразны и детально описаны в ряде работ [Hull, Turnbull, 1973; Stoffers, Fischbeck, 1974; Taylor, 1975; Dahl, Buchardt, 2006; Солотчина и др., 2008а]. Формирование арагонита, имеющего по данным ряда авторов [Карбонаты, 1987; Нечипоренко, Бондаренко, 1988] преимущественно биогенное происхождение, приурочено к интервалу 85—170 см (~6100—5600 л.н.) (см. рис. 4).

Mg-кальциты являются твердыми растворами MgCO_3 в кальците. Если в структуре кальцита CaCO_3 все катионы Ca структурно-эквивалентны, то в доломите $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$ позиции Ca попеременно строго в каждом втором слое заняты Mg. Слои катионов чередуются с карбонатными слоями, образованными структурными единицами групп CO_3 . В структуре Mg-кальцитов ионы Ca и Mg беспорядочно распределены по катионным позициям, что сопровождается позиционным беспорядком жесткой анионной группы CO_3 [Raquette, Reeder, 1990]. В природе обычно наблюдаются плохо организованные «сырые» Mg-кальциты. Низкотемпературные Mg-кальциты первоначально были разделены на низкомагнезиальные (более стабильные) с содержанием MgCO_3 менее 4—5 мол.% и высокомагнезиальные с 5—30 мол.% MgCO_3 при сохранении кальцитовой структуры [Карбонаты, 1987]. Позже были описаны образцы с более высоким содержанием MgCO_3 до 43 мол.% без признаков доломитового упорядочения [Нечипоренко, Бондаренко, 1988].

Другой, часто встречающийся в осадочных отложениях, карбонат (Ca-избыточный доломит) характеризуется избытком CaCO_3 в структуре (до 7 мол.%) в сравнении со стехиометрическим доломитом. В отличие от разупорядоченных магнезиальных кальцитов Ca-избыточные доломиты обладают сложной системой структурного порядка, различающегося в зависимости от степени избытка кальция. Его структура описывается как смешанослойная, в которой различное количество нестехиометрических доломитовых слоев чередуется с небольшим количеством кальцитоподобных и стехиометрических доломитовых слоев [Drits et al., 2005].

В настоящее время экспериментально установлено, что осаждение карбонатов кальцит-доломитового ряда определяется рядом факторов: отношением $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ в воде, ее общей карбонатной щелочностью (концентрации HCO_3^- , CO_3^{2-} и H_2CO_3), соленостью, величиной pH, температурой, органической продуктивностью озера [Нечипоренко, Бондаренко, 1988]. Они контролируются водным балансом, зависящим от климатических условий в водосборном бассейне озера.

Mg-кальциты в изученном нами разрезе, по данным XRD-анализа, образуют непрерывный ряд структурно разупорядоченных разностей переменного состава. Их рентгеновские дифракционные профили формируются преимущественно в виде двух групп сложных по форме максимумов переменной

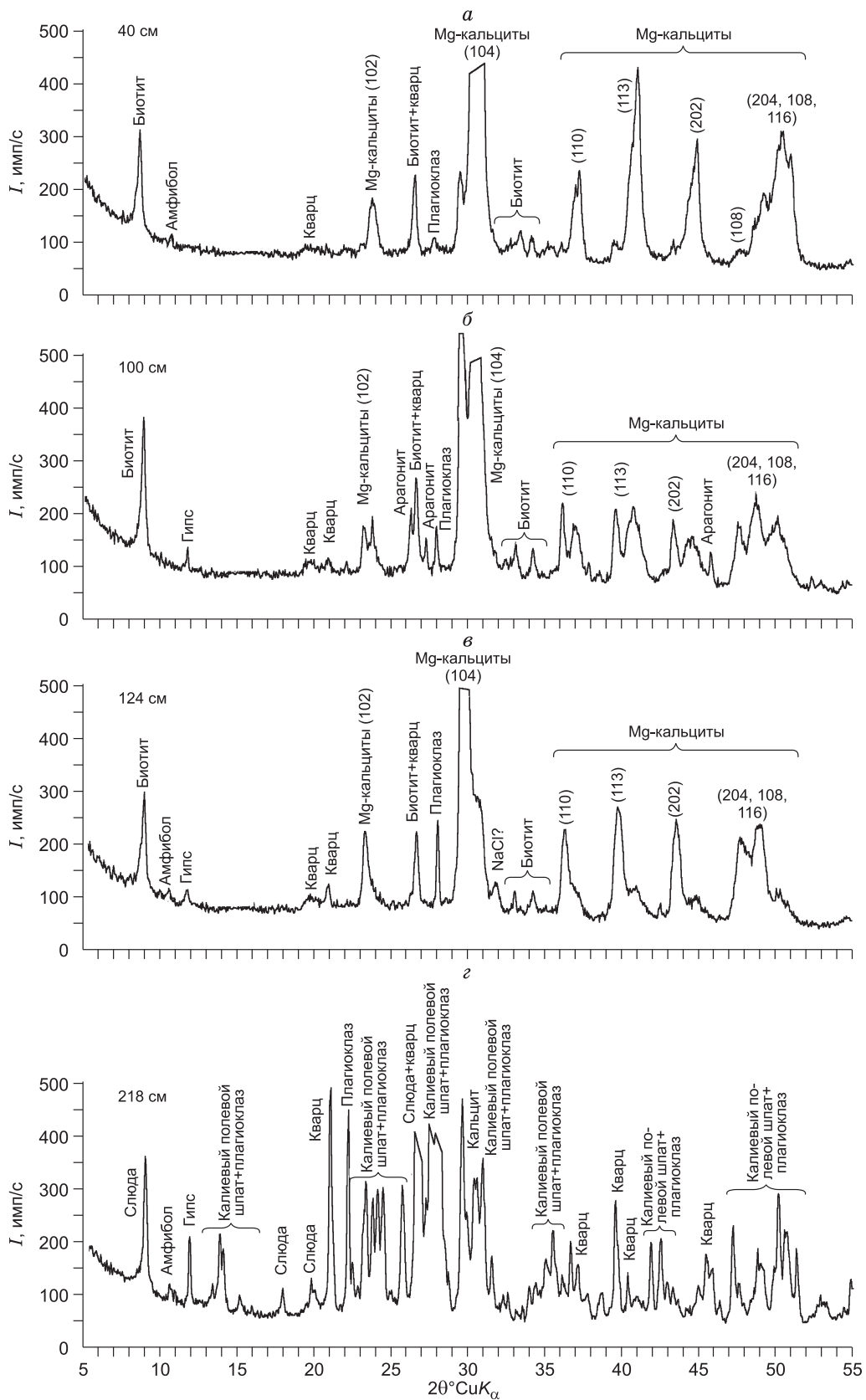


Рис. 5. XRD-спектры ряда образцов осадочного разреза оз. Цаган-Тырм.

a–*в* — эвапоритовая толща; *г* — подстилающие породы, фазовый состав которых аналогичен составу обломков коренных пород водосбора.

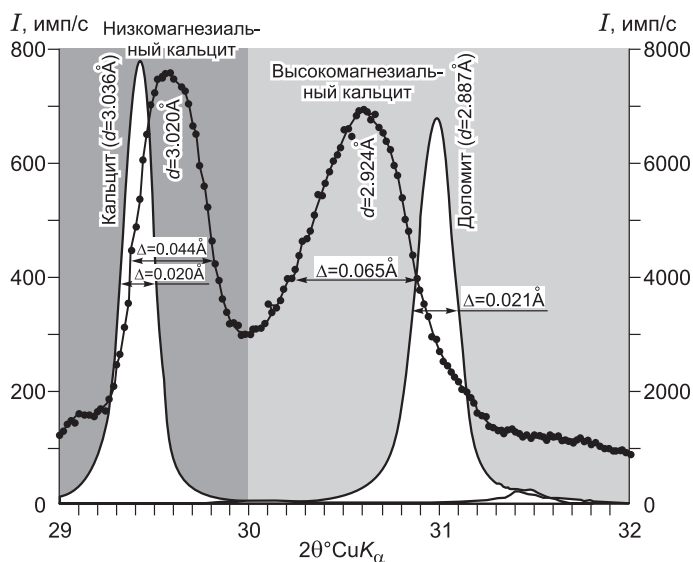


Таблица 2. Параметры модельных XRD-спектров Mg-кальцитов ряда образцов осадков оз. Цаган-Тырма, представленных на рис. 7

Глубина, см	№ линии	$2\theta^\circ\text{CuK}\alpha$	$d_{104}, \text{Å}$	Содержание $\text{MgCO}_3, \%$	Содержание фазы, %
7	1	29.586	3.020	5	55.5
	2	30.194	2.959	26	9.5
	3	30.404	2.940	32	7.0
	4	30.726	2.910	42	28.0
40	1	29.50	3.028	3	4.0
	2	30.30	2.950	29	7.0
	3	30.43	2.937	32	38.5
	4	30.66	2.916	40	11.5
	5	30.87	2.897	46	39.0
90	1	29.58	3.020	5	38.0
	2	30.14	2.965	24	6.5
	3	30.35	2.945	30	6.0
	4	30.57	2.924	37	36.5
	5	30.76	2.907	45	13.0
124	1	29.47	3.031	2	22.05
	2	29.71	3.007	9	44.81
	3	30.16	2.963	24	13.90
	4	30.48	2.933	35	9.35
	5	30.73	2.910	42	7.02
	6	30.91	2.893	48	4.17
134	1	29.53	3.025	4	17.7
	2	30.01	2.978	22	65.4
	3	30.33	2.947	29	13.2
	4	30.58	2.923	38	3.7
204	1	29.58	3.020	5	43.5
	2	29.92	2.986	17	37.8
	3	30.24	2.955	26	6.39
	4	30.62	2.920	39	12.20

Примечание. Сумма Mg-кальцитов в образце принята за 100%. При съемке XRD-спектров в качестве внутреннего стандарта использовался Si металлический ($d_{100} = 3.135 \text{ Å}$). Условная граница между высоко- и низкомагнезиальными кальцитами располагается на $30^\circ 2\theta^\circ\text{CuK}\alpha$ ($d_{104} = 2.98 \text{ Å}$).

Рис. 6. XRD-спектры «идеальных» и разупорядоченных тригональных безводных карбонатов кальцит-доломитового ряда.

Положение и форма рентгеновских дифракционных отражений ($hkl = 104$) низкотемпературных кальцитов из осадков оз. Цаган-Тырма (шкала интенсивности слева) в интервале между соответствующими отражениями кальцита и стехиометрического доломита из докембрийских отложений Красноярского края (шкала интенсивности справа). Большие значения полуширины (Δ) и низкая интенсивность пиков Mg-кальцитов являются показателем их структурной разупорядоченности.

интенсивности, располагающихся в интервале между соответствующими значениями межплоскостных расстояний d_{hkl} кальцита и стехиометрического доломита. Резкая граница между этими группами отсутствует. Детальная карбонатная минералогия рассмотрена по положению на дифрактограммах наиболее интенсивного у тригональных разностей отражения $hkl = 104$. Величина его межплоскостного расстояния d_{104} служит мерой магнезиальности безводных карбонатов кальцит-доломитового ряда, и эта зависимость имеет характер, близкий к линейному [Goldsmith, Graf, 1958; Bischoff et al., 1985]. Значения d_{104} Mg-кальцитов располагаются от 3.036 Å (кальцит) до 2.887 Å (стехиометрический доломит) (рис. 6).

Выделить весь спектр присутствующих в осадке Mg-кальцитов удалось разложением сложных XRD-профилей в интервале углов $28\text{—}32^\circ$ ($2\theta^\circ \text{CuK}\alpha$) на индивидуальные пики функцией Пирсона VII (рис. 7). Эта функция универсальна, она включает в себя частные случаи функции Коши, Лоренца, Гаусса и применяется в рентгеноструктурном анализе для адекватного описания профилей порошковых дифракционных линий. Переменными являются интенсивность линии, ее полуширина и параметр формы. Модельный подход позволил нам с высокой точностью определить положение максимума, интегральную интенсивность дифракционной линии d_{104} каждой из фаз и получить их количественные соотношения (табл. 2). Разложение XRD-профилей с $hkl = 104$ показало, что в каждом образце они являются суперпозицией нескольких отражений вплоть до шести, принадлежащих фазам с различным содержанием MgCO_3 (см. рис. 7). Следует подчеркнуть, что среди всех изученных нами образцов не оказалось ни одного с одинаковым набором Mg-кальцитов, что указывает на исключительную чувствительность их кристаллохимии к меняющимся физико-химическим условиям в палеоводоеме. Для удобства описания поведения карбонатов в разрезе мы разделили

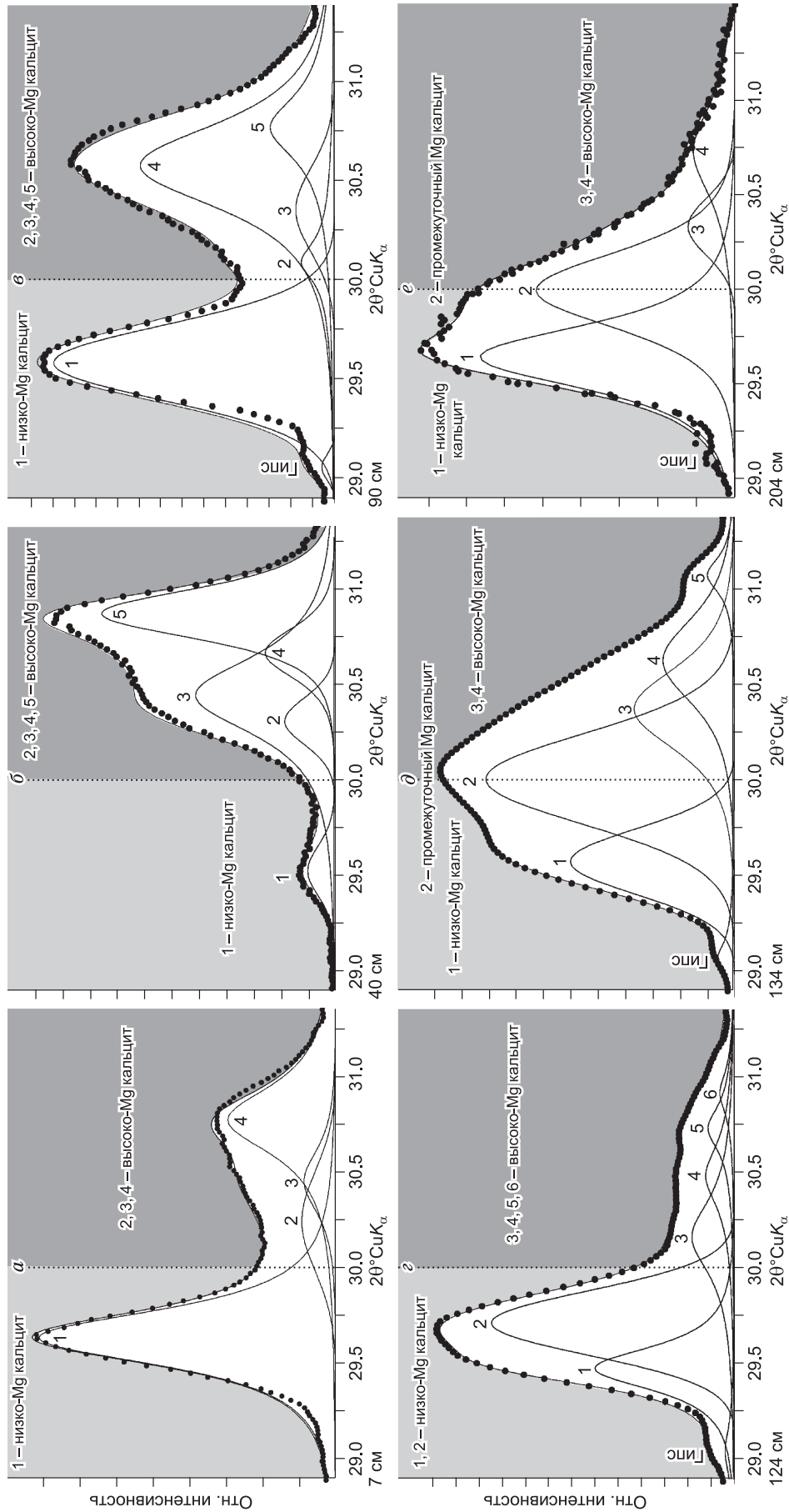


Рис. 7. Результаты моделирования экспериментальных XRD-профилей Mg-кальцитов в области проявления d_{104} пиков.

Очевидно хорошее соответствие суммарных модельных профилей (сплошная линия) с экспериментальными (пунктирная линия). Дифракционные пики индивидуальных фаз описаны функцией Пирсона VII. Модельный подход обеспечивает надежную дифференциальную диагностику всего набора присутствующих карбонатных минералов с определением их количественных соотношений. Общее содержание карбонатов в образце принимается за 100%. 1 — низкомагнезиальный кальцит (d — e); 2 — высокомагнезиальный кальцит (d — e), низкомагнезиальный кальцит (e), промежуточный магнезиальный кальцит (d , e); 3—6 — высокомагнезиальный кальцит (d — e).

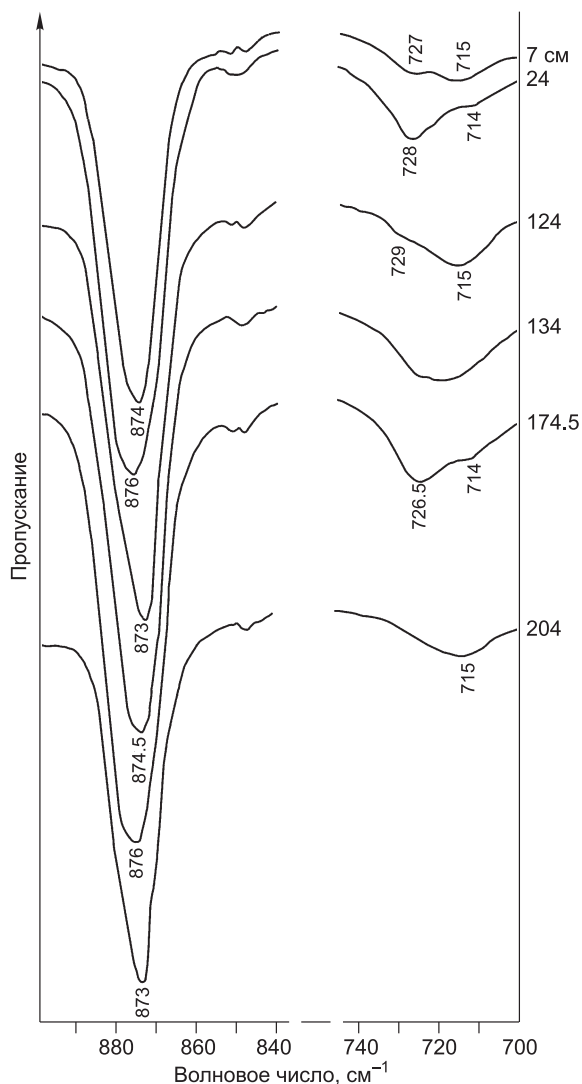


Рис. 8. Наиболее типичные ИК-спектры осадков в области полос ν_2 (860—890 см^{-1}) и ν_4 (710—730 см^{-1}) с различным соотношением в них Mg-кальцитов переменного состава.

На глубинах 7 и 124 см преобладает низкомагнезиальный кальцит, 24 и 174.5 см — высокомагнезиальный кальцит; 134 и 204 см содержатся карбонаты промежуточного состава.

Mg-кальциты на две группы: 1) низкомагнезиальные кальциты с содержанием MgCO_3 до 20 мол.%; 2) высокомагнезиальные с MgCO_3 от 20 до 43 мол.%, дополнив эту группу Ca-избыточными доломитами ($43 < \text{MgCO}_3 < 50$ мол.%). Условная граница между этими группами располагается на 30° ($2\theta^\circ \text{CuK}\alpha$), что соответствует значению $d_{104} = 2.98 \text{ \AA}$. Лишь у отдельных образцов интенсивные отражения располагаются в пограничной зоне (см. рис. 7, гл. 134 и 204 см). Распределение карбонатов обеих групп в осадочном разрезе представлено на рис. 4.

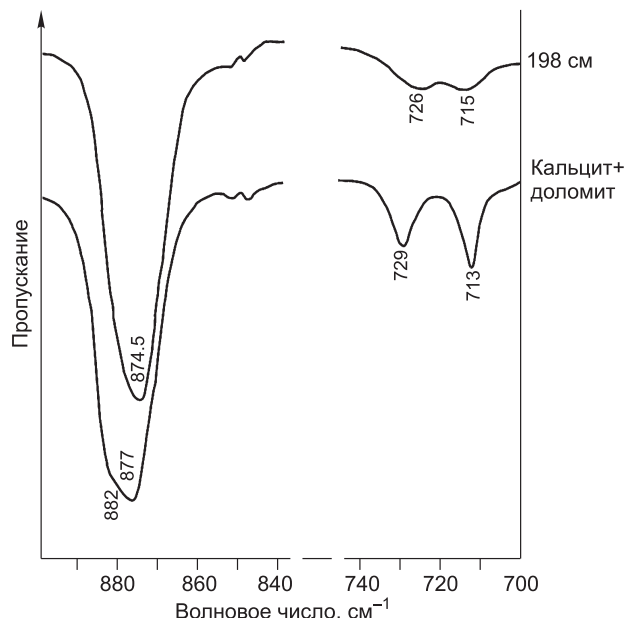
ИК-спектроскопия. Этим методом детально проанализированы образцы, представляющие все выделенные на основании XRD-анализа интервалы, а также ряд образцов на границах этих интервалов. Карбонаты кальцит-доломитового ряда характеризуются в средней области ИК-спектра тремя основными полосами поглощения ν_3 , ν_2 и ν_4 с максимумами для конечных членов — кальцита и доломита — вблизи частот 1430, 876, 713 см^{-1} и 1440, 882, 729 см^{-1} соответственно [Gadsden, 1975; Danphin, 1999]. Для анализа кристаллохимических свойств использована полоса ν_4 (достаточно узкая в сравнении с двумя другими). Она отстоит на значительном расстоянии в спектрах крайних членов ряда и весьма чувствительна к замещению Ca \leftrightarrow Mg. В спектрах Mg-кальцитов полоса ν_4 занимает промежуточное положение между кальцитом и до-

ломитом, сдвигаясь в сторону высоких частот с ростом содержания магния [Bischoff et al., 1985; Danphin, 1999], и в наиболее высокомагнезиальных кальцитах ее максимум приближается к таковому для доломита [Никольская, Гордеева, 1973; Нечипоренко, Бондаренко, 1983].

В спектрах большинства изученных образцов в частотном интервале 713—730 см^{-1} наблюдаются две полосы (рис. 8). Одна из них с частотой от 713 до 715 см^{-1} характеризует низкомагнезиальный кальцит, другая в частотном интервале от 726 до 729 см^{-1} — высокомагнезиальный. Соотношение интенсивностей полос в спектрах образцов отражает преобладание того или иного карбоната в осадке.

Рис. 9. ИК-спектры осадка с близкими по интенсивности полосами ν_4 низко- (715 см^{-1}) и высокомагнезиальных (726 см^{-1}) кальцитов и искусственной смеси природных хорошо окристаллизованных кальцита (713 см^{-1}) и доломита (713 см^{-1}), взятых в равных количествах.

Навески обоих образцов (осадка и эталонной смеси) подобраны так, чтобы общее содержание карбонатов в них было одинаковым.



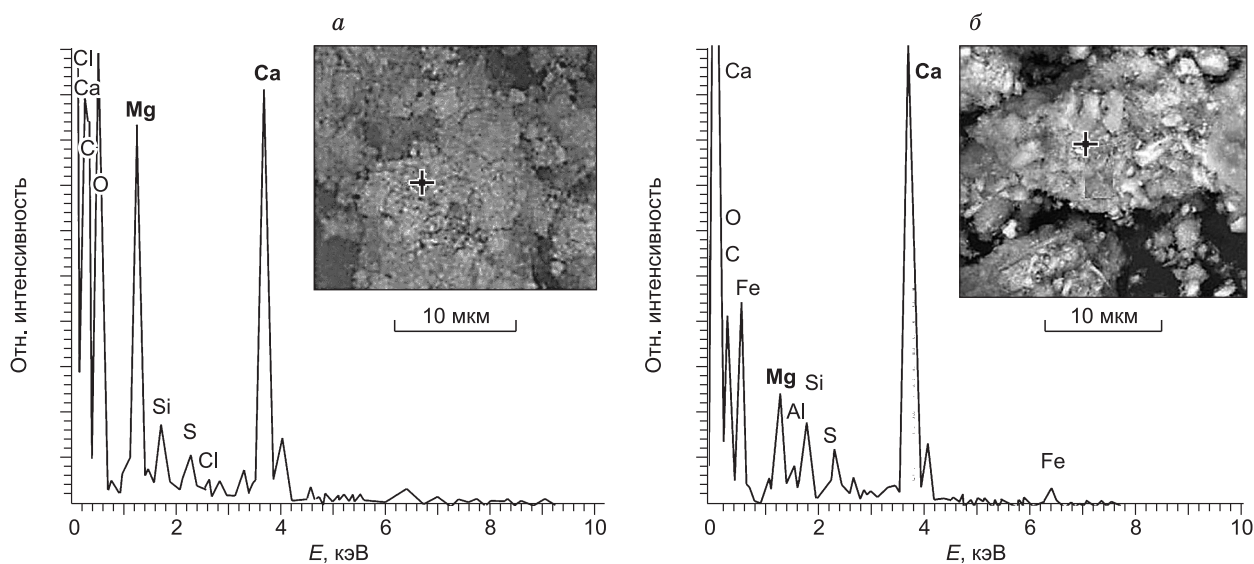


Рис. 10. Электронная микроскопия Mg-кальцитов осадков оз. Цаган-Тырма.

Энергодисперсионные спектры, полученные от микрокристаллов: *a* — гл. 40 см, преобладает высокомагнезиальный кальцит (аридный климат); *б* — гл. 124 см, преобладает низкомагнезиальный кальцит (гумидный климат). На врезках показана морфология частиц (описание см. в тексте).

В ряде проб обнаружены промежуточные разности (гл. 134 и 204 см), их присутствие выдает почти полное слияние обеих полос. Обращают на себя внимание не только сдвиги полос ν_4 по частоте, но и значительная их полуширина и пониженная интенсивность. Для сравнения на рис. 9 приведены спектры образца с глубины 198 см с равноинтенсивными полосами ν_4 вблизи 715 и 726 см^{-1} и искусственной смеси природных хорошо окристаллизованных кальцита и доломита, взятых в равных концентрациях. Навески сравниваемых проб и условия записи спектров одинаковы. Очевидно, что полосы ν_4 в спектре природного образца уширены и значительно слабее, чем в искусственной смеси, тогда как полосы ν_2 в области 780 — 880 см^{-1} остаются в обоих спектрах равноинтенсивными. Подобная картина наблюдается и в спектрах Ca-избыточных доломитов, которые рассматриваются как высокомагнезиальные кальциты с составом, близким доломитовому [Нечипоренко, Бондаренко, 1988], а соотношение полос ν_4/ν_2 служит мерой степени структурного порядка [Ozao et al., 1986]. Особенности ИК-спектров проанализированных образцов (см. рис. 8) свидетельствуют о том, что карбонаты в них являются структурно разупорядоченными магнезиальными кальцитами переменного состава от низко- до высокомагнезиальных, вплоть до составов, близких доломитовому. Количественный анализ полного содержания карбонатов проводился по слабо разрешенным полосам ν_2 и ν_3 .

Электронная микроскопия. Элементный состав изученных проб, определенный электронно-зондовым микроанализом, указывает на преобладание в них Mg-кальцитов различной степени магнезиальности (рис. 10). Низкая структурная упорядоченность минералов находит свое подтверждение на электронно-микроскопических снимках, где карбонаты представлены мелкозернистыми агрегатами плохо окристаллизованных частиц и глобулей (см. рис. 10, врезки) вне зависимости от Mg/Ca. Нами не была замечена описываемая ранее [Нечипоренко, Бондаренко, 1988] явная связь между содержанием Mg в структуре минерала и степенью окристаллизованности. В наших образцах она проявлена очень слабо. Отсутствие четко выраженной морфологии кристаллов и агрегатов Mg-кальцита не дает возможности для однозначного определения его генетической принадлежности, можно лишь предполагать, что минерал имеет комплексную биогенно-хемогенную природу и, возможно, подвергался процессу диагенетической перекристаллизации.

ДИАТОМОВЫЙ АНАЛИЗ

В карбонатных осадках эвапоритового разреза (верхние 210 см) обнаружена довольно богатая и разнообразная диатомовая флора, количество которой резко сокращено в интервале 210 — 220 см, а в подстилающих отложениях диатомеи отсутствуют. Диатомовая флора содержит 126 видов и внутривидовых таксонов, принадлежащих к 42 родам. Наибольшим видовым разнообразием отличаются роды *Nitzschia* Hass (16 таксонов рангом ниже рода) и *Navicula* Bory (13 таксонов). По уровню количественного развития кроме рода *Nitzschia* лидируют роды: *Cyclotella* Kütz., *Cyclostephanos* Round, *Cymbella* Ag. и *Gompho-*

nema (Ag.) Ehr. В соответствии с типом местообитания по числу таксонов преобладают бентосные виды (92 %), включающие виды дна (53 %) и обрастаний (39 %). Планктонные виды не отличаются разнообразием в видовом отношении (8 %), но достигают обилия в осадках за счет развития литоральных диатомей рода *Cyclotella*: *C. meneghiniana* Kütz. и *C. tuberculata* Makar. et Log. Описанный состав сообществ диатомовых водорослей позволяет выводить, что его формирование происходило в сравнительно неглубоком водоеме с зарослями макрофитов.

По географической приуроченности выявленные виды диатомей относятся к бореальным (58 %) и космополитам (40 %). Роль холодноводных арктоальпийских видов (2 %) крайне незначительна. По категориям галобности выявлено три группы индикаторных таксонов — индифференты, галофилы и мезогалобы. Преобладают представители индифферентов (62 %), предпочитающие водоемы с содержанием солей 0.2—0.3 г/л. Галофилы составляют 13 %, а мезогалобы — обитатели солоноватых вод с концентрацией солей 0.5—30 г/л — 25 %. По количеству экземпляров соотношение между группами изменяется в пользу галофилов и мезогалобов, что указывает на солоноватоводную природу древнего озерного бассейна.

Найдено 96 таксонов—индикаторов pH среды, представляющие три группы: алкалофилы (51 %), алкалобионты (6 %) и индифференты (19 %). По количеству экземпляров соотношение между группами сохраняется. Алкалофилы предпочтительно развиваются при pH > 7. К ним относятся все доминирующие виды. Алкалобионты, обитатели щелочной среды (pH = 8—10), немногочисленны. Доминирование алкалофилов и алкалобионтов в составе диатомовой флоры свидетельствует о щелочной реакции среды, что характерно для мезотрофных и слабоэвтрофных озер, которые отличаются богатством видового состава, частой сменой доминирующих групп и массовым развитием родов: *Cyclotella*, *Navicula*, *Pinnularia* Ehr., *Amphora* Ehr., *Gyrosigma* Hass.

По экологии и систематическому составу диатомовой флоры изученный комплекс в целом близок современному. Содержание диатомовых водорослей по всему разрезу скважины неоднородно. Численность их колеблется от 0.02 до 17.21 млн створок на 1 г воздушно-сухого осадка (табл. 3) Диатомовая флора отражает неоднократные изменения обстановки в водоеме. Выделяется 8 фаз его развития.

Интервал 210—200 см — расцвет диатомей. Пик в их развитии (26 видов и разновидностей) приходится на период формирования слоя 210—205 см. Концентрация высокая — до 4 млн ств./г. Ведущее положение в диатомовом комплексе принадлежит планктонным видам (76 % от общей численности), абсолютным доминантом (71 %) является *Cyclotella meneghiniana* (2.9 млн ств./г) — космополит, алкалофил, α - β -мезосапроб, обитатель литоральной зоны пресноводных водоемов с повышенной минерализацией. Донные формы разнообразны по видовому составу (13 таксонов), но численность их невелика — 0.53 млн ств./г (13 %). Наиболее обильны — галофил *Navicula capitata* Ehr. и мезогалоб *Amphora commutata* Grun. Группа обрастаний (9 таксонов) еще малочисленнее — 0.15 млн ств./г, что составляет всего 4 %. Это говорит о слабом развитии зарослей макрофитов. Кроме створок диатомовых водорослей в большом количестве были обнаружены цисты золотистых водорослей, обитающих в очень чистых водах, а также спиккулы губок.

В конце этой фазы (205—200 см) происходит понижение численности диатомей до 2.16 млн ств./г на фоне увеличения таксономического разнообразия (до 37 таксонов) за счет развития донных видов диатомей (47 % створок) и обрастаний (17 % створок). Количество планктонных водорослей сокращается до 0.3 млн ств./г (14 %). Доминирующим видом остается *C. meneghiniana*, но численность ее тоже заметно уменьшается до 0.28 млн ств./г (13 %). В состав доминирующего комплекса на правах субдоминантов вошли мезогалобные виды: донная *Gyrosigma spencerii* (Quek.) Grif. et Henf. (9.7 % створок) и обрастатель *Gomphonema salinarum* (Pant.) Cl. (9.7 % створок). В обрастаниях также появились мезогалобные виды: *Ctenophora pulchella* (Ralfs ex Kütz.) Will. et Round, *Mastogloia elliptica* (Ag.) Cl. и *Cymbella pusilla* Grun. ex A.S. et al., пока еще в небольших количествах. По-прежнему много цист золотистых водорослей. В водоеме начинает происходить перестройка диатомовых сообществ, обусловленная влиянием климатических факторов, под воздействием которых увеличивается минерализация и уменьшается глубина водоема. Таким образом, описанный состав диатомового комплекса свидетельствует о том, что в период первой фазы донные отложения сформировались в относительно глубоко минерализованном водоеме в условиях мезотрофного режима со щелочной реакцией воды в вегетационный период.

Интервал 200—174.5 см — мелководное озеро. Характеризуется увеличением бентосных диатомей и сокращением планктона. Начальный период этой фазы (200—195 см) отмечен высокой численностью диатомей (4.18 млн ств./г) за счет роста количества створок обрастателей (36 %) с доминированием мезогалобного вида *Cymbella pusilla* (12 %), предпочитающего водоемы, богатые известью, а также донных диатомей (32 %), среди которых выделялись представители рода *Nitzschia* (21 %). Развитие донных видов свидетельствует о высокой прозрачности водоема, определяющей глубину распространения высшей водной растительности, являющейся субстратом для развития эпифитных диатомей. Таким образом, высокое содержание створок обрастателей связано с наличием обширных зарослей погруженных в

Таблица 3. Содержание диатомей в донных отложениях оз. Цаган -Тырма

Интервал, см	Общая численность диатомей, млн ств./г	Количество таксонов, шт.	Численность планктонных диатомей, млн ств./г	Численность донных диатомей, млн ств./г	Численность диатомей обрастаний, млн ств./г
0—5	0.46	7	0.005	0.455	0
5—10	0.68	24	0.04	0.57	0.07
10—15	0.78	18	0.06	0.7	0.002
15—20	0.29	6	0.2	0.08	0.02
20—25	0.02	3	0.001	0.006	0.001
25—30	1.82	2	1.7	0.12	0
30—35	1.31	2	1.3	0	0.01
35—40	0.08	9	0.004	0.004	0.04
40—45	0	0	0	0	0
45—50	0.12	8	0.08	0.003	0.01
50—55	0.15	6	0.1	0.002	0.02
55—60	0.11	7	0.01	0.02	0.05
60—65	0.06	6	0.008	0	0.04
65—70	0.04	2	0.003	0.008	0
70—75	1.05	4	1.03	0.005	0.005
75—80	0.02	1	0.02	0	0
80—85	0.06	4	0.04	0.01	0.003
85—90	0.37	4	0.3	0.003	0.008
90—95	0.06	4	0.03	0.003	0.005
95—100	1.66	12	1.5	0.03	0.04
100—105	0.08	8	0.03	0.03	0.02
105—110	0.06	8	0.005	0.01	0.03
110—115	0.08	11	0	0.03	0.02
115—120	0.15	13	0.008	0.05	0.06
120—125	0.21	19	0	0.1	0.04
125—130	0.34	32	0.03	0.12	0.15
130.5—135	0.43	18	0	0.15	0.19
135—140	0.49	29	0.2	0.12	0.14
140—145	0.08	13	0.008	0.04	0.04
145—150	0.42	30	0.08	0.15	0.15
150—155	1.64	28	0.15	0.84	0.5
155—160	0.6	18	0	0.24	0.23
159.5—165	0.51	30	0.26	0.04	0.2
165—170	0.39	20	0.23	0.04	0.1
170—174.5	17.21	17	13.5	0.7	2.5
174.5—180	1.44	25	0.18	0.2	0.7
180—185	1.25	43	0.15	0.31	0.5
185—190	0.13	22	0.009	0.04	0.05
190—195	1.53	34	0.61	0.26	0.43
195—200	4.18	46	0.65	1.33	0.52
200—205	2.16	37	0.3	1.01	0.37
205—210	4.06	26	3.1	0.53	0.15
210—215	0.02	7	0.01	0.004	0.004
215—220	0.02	7	0.01	0.004	0.006

воду макрофитов, которые как более конкурентоспособные в использовании биогенов и в первую очередь солей фосфора и азота сдерживают развитие фитопланктона. Планктонная *Cyclotella meneghiniana* вошла в состав доминантов, но в меньшем количестве (10.5 %), чем прежде. Из-за зарастания макрофитами повысилось содержание органического вещества в воде. Увеличилась и минерализация воды. Уровень палеоводоёма понижался. Очень низкое стояние воды отмечается в период формирования слоя 190—185 см, когда численность диатомей упала до 0.13 млн ств./г. К концу второй фазы условия в водо-

еме улучшились, выросла общая численность диатомей (1.25—1.44 млн ств./г) в основном за счет диатомей обрастаний (40—49 %).

Интервал 174.5—170 см — наибольшая обводненность озерной котловины. Об этом свидетельствует максимальный расцвет диатомовой флоры (17.21 млн ств./г), причем доля планктонных форм составила 79 %. В состав доминирующего комплекса вошли мезогалобы: планктонная *Cyclotella tuberculata* (78 %) и обрастатель *Cymbella pusilla* (10 %).

Интервал 170—100 см — падение численности диатомей (0.06—0.60 млн ств./г). После бурного расцвета диатомей условия их жизни в палеоводоеме становятся неблагоприятными. Произошла перестройка диатомового комплекса с планктонного на донно-эпифитный. Постепенно уменьшилось обилие доминирующего планктонного вида *Cyclotella meneghiniana* и возросло число обрастателей — *Cymbella pusilla*, *Rhoicosphenia abbreviata* (Ag.) Lange-Bert., *Mastogloia elliptica*, *Gomphonema angustum* Ag., а также обитателей дна — *Amphora coffeaeformis* (Ag.) Kütz. и видов рода *Nitzschia*. Короткая вспышка в развитии диатомовой флоры зафиксирована в слое 155—150 см. Здесь наблюдается полное господство бентических форм (82 % створок), за счет которых увеличивается численность диатомей (1.64 млн ств./г). Поведение диатомовой флоры указывает на то, что на протяжении этой фазы озеро было неглубоким, достаточно прозрачным с развитой полосой высшей водной растительности.

Интервал 100—70 см — развитие планктонных диатомовых сообществ. Условия в водоеме были нестабильными, что нашло отражение в скачках численности диатомей. Расцвет наблюдается в начале и в конце фазы, что указывает на подъем уровня вод. В начале фазы при формировании толщи отложений 100—95 см численность диатомовых возросла до 1.66 млн ств./г. По числу экземпляров преобладали планктонные виды (90 %), среди которых доминировали мезосапробы *Cyclotella meneghiniana* (58 %) и *Cyclostephanos dubius* (Fricke) Round (25 %) — показатели увеличения трофности палеоводоема. В конце фазы (75—70 см) численность диатомей была достаточно высокой (1.05 млн ств./г) за счет развития фитопланктона (98 %). Доминировала *Cyclotella tuberculata* (93 %), что говорит о резком повышении минерализации воды. Слой 95—75 см накапливался в низкопродуктивном палеоводоеме (0.02—0.37 млн ств./г) с более низким уровнем вод.

Интервал 70—40 см — сильное обмеление озера. Об угасании диатомовой флоры свидетельствуют очень низкие показатели численности — 0.04—0.15 млн ств./г, при этом в слое 45—40 см створки диатомовых отсутствуют.

Интервал 40—25 см — поднятие уровня водоема. Наблюдается рост численности диатомового планктона (1.31—1.82 млн ств./г) с абсолютным преобладанием *Cyclotella meneghiniana* (93—99 %).

Интервал 25—0 см — мелководная фаза развития водоема. Характеризуется довольно низкой диатомовой продуктивностью (численность 0.02—0.78 млн ств./г). Преобладали донные диатомеи (до 99 % створок). Планктон и обрастания были развиты слабо. Доминировали мезогалобные виды *Tryblionella hungarica* (Grun.) Mann (до 20 %) и *Amphora coffeaeformis* (до 15 %). Озеро в этот период было неглубоким, сильноминерализованным, достаточно прозрачным с узкой зоной макрофитов.

В поверхностной пробе, взятой лопушкой в средней части озера, отвечающей современному состоянию водоема, обнаружено семь видов диатомовых водорослей: *Amphora coffeaeformis*, *Campylodiscus clypeus* (Ehr.) Ehr. ex Kütz., *Ctenophora pulchella*, *Cymbella pusilla*, *Epithemia argus* (Ehr.) Kütz., *Navicula cryptocephala* Kütz., *Nitzschia obtusa* W. Sm. Господствуют донные диатомеи (57 %) и обрастания (43 %) при общем содержании 0.4 млн ств./г. Доминируют бореальные диатомеи (57 %). Космополиты (43 %) также играют значительную роль. Преобладающей группой являются мезогалобы (71 %). Индифференты составляют 29 %. В состав доминирующего комплекса на правах доминантов входят мезогалобы *Ctenophora pulchella* (40 %), *Amphora coffeaeformis* (30 %) и субдоминант *Cymbella pusilla* (8 %) — обитатель водоемов с повышенной концентрацией солей. Таким образом, на современном этапе диатомовая флора развивается в мелководном соленом водоеме, где за счет хорошего прогревания воды в вегетационный период создаются благоприятные условия для развития высшей водной растительности. В результате происходит зарастание озера и накопление органического вещества в воде.

ПАЛИНОЛОГИЯ

Субрецентные спектры образцов, отобранных с поверхности почвенного покрова вблизи оз. Цаган-Тырм (рис. 11, а), показали высокое содержание пыльцы сосны с сопутствующим кедром. Пыльца пихты, ели, березы, кустарников (кедрового стланика, кустарниковых берез, душекии, ивы) отмечена в небольшом количестве. Среди пыльцы трав преобладает полынь, а из спор — селлагинелла наскальная. В образце поверхностного ила озера выделен аналогичный состав спектра. Открытость степных ландшафтов способствует ветровому заносу пыльцы деревьев (особенно сосны) и кустарников, произрастающих на склонах гор и в долинах рек смежных территорий. В данных спектрах отражается растительность значительно большей площади, но в общих чертах она соответствует геоботаническому районированию.

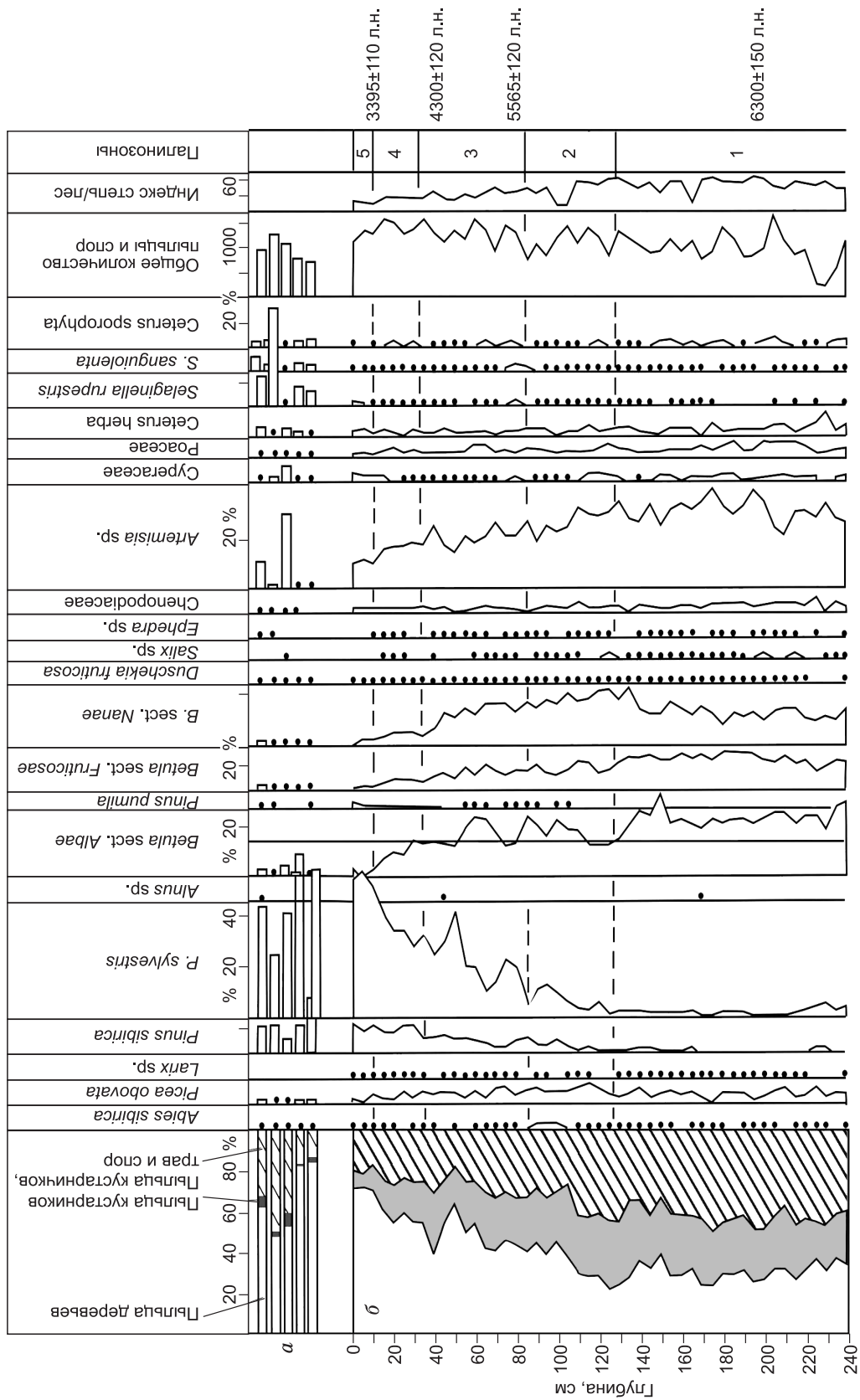


Рис. 11. Результаты палинологического анализа.

a — субцентричные спектры образцов, отобранных с поверхности почвенного покрова вблизи оз. Даган-Тырм; *b* — спорово-пыльцевая диаграмма осадочного разреза озера.

Общее число пыльцы и спор в керне колеблется от 159 до 1594 в 1 см³. На спорово-пыльцевой диаграмме (см. рис. 11, б) в интервале 0—233 см выделено 5 палинозон (доминанты названы последними).

Интервал 233—130 см — *Betula* sect. *Fruticosae*, *B. sect. Nanae* — *Betula* sect. *Albae* — *Artemisia* sp. Доминирование пыльцы и спор травяно-кустарничкового яруса (30—50 %) обеспечено *Artemisia* sp. (21—39 %) в сопровождении пыльцы большей частью ксерофитных растений — Chenopodiaceae, Сурегасеae, Роасеae, *Ephedra* sp. и прочих трав. Среди пыльцы деревьев (24—42 %) больше *Betula* sect. *Albae* (15—34 %), к ней примешиваются немногочисленные хвойные — *Picea obovata* (1—6 %), *Abies sibirica*, *Larix* sp., *Pinus sylvestris*, *P. sibirica*. Из кустарников (18—37 %) чаще других встречаются *Betula* sect. *Fruticosae* и *B. sect. Nanae*. Им сопутствуют *Duschekia fruticosa*, *Salix* sp.

Интервал 130—90 см — *Pinus sylvestris* — *Betula* sect. *Fruticosae*, *B. sect. Nanae*, *Betula* sect. *Albae* — *Artemisia* sp. Доля древесных составляет 20—45 %, кустарников — 24—32 % и травяно-кустарничковых — 30—47 %. На фоне сокращения роли *Betula* sect. *Albae* (13—22 %) возрастает участие пыльцы хвойных *Pinus sylvestris* (2—13 %), *Pinus sibirica* (1—5 %), *Picea obovata* (4—8 %), *Abies sibirica* (до 2 %). Им сопутствует *Larix* sp. Видовой состав кустарников аналогичен предыдущему, но появляется в примеси пыльца *Pinus pumila*. Снизилось содержание пыльцы *Artemisia* sp. (19—32 %) и разнотравья.

Интервал 90—40 см — *Betula* sect. *Nanae*, *Betula* sect. *Albae* — *Artemisia* sp. — *Pinus sylvestris*. Сохраняется тенденция повышения роли древесных до 41—64 % за счет *Pinus sylvestris* (6—41 %) и *P. sibirica* (3—7 %), а *Picea obovata* и *Abies sibirica* — сокращается. Присутствует пыльца *Larix* sp. Участие пыльцы кустарников (17—27 %) и травяно-кустарничковых (20—34 %) при сходном видовом составе идет на спад.

Интервал 40—15 см — *Pinus sibirica* — *Artemisia* sp. — *P. sylvestris*. Число пыльцы деревьев достигает 56—61 %, где *Pinus sylvestris* 28—41 %, *P. sibirica* 6—11 %. Пыльца кустарников составляет 14—18 %, а травяно-кустарничковых — 24—27 %. Соответственно, сокращается содержание пыльцы древесных (8—14 %) и кустарниковых форм берез (13—17 %), полыни (15—18 %).

Интервал 15—0 см — *Artemisia* sp. — *Pinus sylvestris*. Доминирует пыльца деревьев (70—72 %), особенно *Pinus sylvestris* (52—58 %) в сопровождении *P. sibirica* (9—12 %). Остальные компоненты спектров, кроме *Artemisia* sp. (9—12 %), малочисленны.

В палиноспектрах указанных интервалов (см. рис. 11) отражены как локальные особенности характера растительности, так и региональные. Локальные черты выразились в постоянном господстве открытых степных ландшафтов с разнотравно-злаково-полынными ассоциациями, а региональные — фиксируются наличием представителей лесных формаций в прошлом и настоящем времени на прилегающих территориях. Поскольку в субрецентных спектрах отмечено большое содержание пыльцы сосны, обладающей наибольшей летучестью из хвойных, можно предположить ее ветровой занос и во время образования верхней толщи осадков (0—90 см). Этим же фактором, возможно, объясняется некоторое искажение значений индекса степь/лес для этого горизонта. В целом же изменения в составе спектров определяют динамику развития растительного покрова.

СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ

Метод определения стабильных изотопов кислорода и углерода ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$) в карбонатах соленых озер довольно широко используется в палеолимнологических исследованиях [Talbot, 1990; Valero-Garcés et al., 1997; Schwab, Dean, 1998; Last, 2002; Ellis et al., 2004; Last, Ginn, 2005]. Значения $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов контролируются преимущественно процессами испарения/конденсации, определяемыми среднемесячными температурами, изменениями атмосферной циркуляции, водного режима и рядом других факторов. В ходе испарения озерная вода подвергается значительному обогащению ^{18}O , поскольку более легкий изотоп ^{16}O включается в газообразную фазу. Уменьшение же $\delta^{18}\text{O}$ обусловлено положительным водным балансом и высокой эффективной влажностью.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ в осаждаемых карбонатах определяются изотопным составом суммарного растворенного в озерной воде углерода. В результате поглощения ^{12}C при фотосинтезе за счет первичной органической продуктивности озера остаточный суммарный растворенный неорганический углерод вод резервуара обогащается тяжелым изотопом ^{13}C . При последующей деградации образовавшейся органической материи ($\text{C}_{\text{орг}}$) происходит обогащение поверхностных вод и, соответственно, растворенного в них неорганического углерода легким углеродом (отрицательное смещение $\delta^{13}\text{C}$). Величина $\delta^{13}\text{C}$ зависит также и от изотопного состава вод стоков, обогащенных или обедненных ^{13}C в зависимости от природы и интенсивности растительного покрова в водосборном бассейне. Немалую роль играют и процессы газообмена поверхностных вод озера с атмосферной CO_2 . Комбинация перечисленных факторов приводит к широким вариациям значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов, предоставляя информацию о событиях, нередко драматических, в истории озера. В закрытых водоемах, как правило, наблюдается синхронное (ковариантное) изменение величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, и любое прерывание или перестройка ковариантных трендов является следствием фундаментальных изменений в жизни озера [Talbot, 1990].

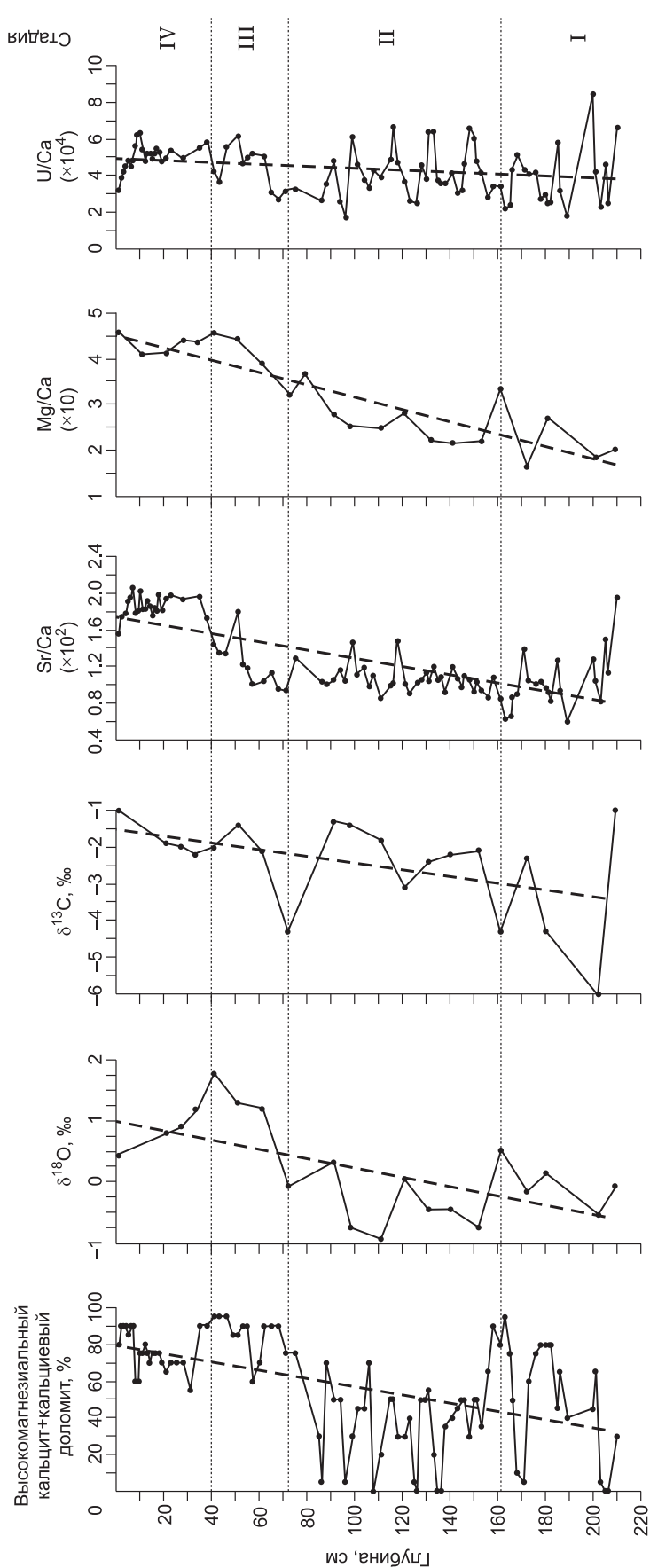


Рис. 12. Распределение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ и отношений некоторых индикаторных элементов в сравнении с содержанием высокомагнезиальных кальцитов в осадочном разрезе озера.

Анализ стабильных изотопов кислорода и углерода в карбонатах оз. Цаган-Тырма показал, что при общей тенденции к росту $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ от подошвы к кровле разреза на его отдельных участках наблюдаются резкие аномалии в поведении этих величин (рис. 12). Нами выделено четыре стадии, отражающие определенные периоды эволюции озера, характеризующиеся следующими средними значениями $\delta^{18}\text{O}$: I -0.16‰ ($\sim 210\text{—}165\text{ см}$); II -0.30‰ ($\sim 165\text{—}75\text{ см}$); III $+1.06\text{‰}$ ($\sim 75\text{—}40\text{ см}$) и IV $+0.84\text{‰}$ ($\sim 40\text{—}0\text{ см}$). Обозначенные границы скорее условны из-за малочисленности экспериментальных точек, но их существование не вызывает сомнений. Если в двух первых стадиях с отрицательными значениями $\delta^{18}\text{O}$ контролером выступает приток свежих метеорных вод, обогащенных легким изотопом кислорода, то в третьей $\delta^{18}\text{O}$ постепенно растет, приобретает положительные значения с максимальной величиной $+1.78\text{‰}$ на глубине 40 см, что, вероятно, соответствует самой мелководной фазе в развитии водоема. Здесь процесс испарения превалирует над притоком, обогащая поверхностные воды тяжелым изотопом кислорода. Затем значения $\delta^{18}\text{O}$, оставаясь положительными, уменьшаются вплоть до современности, это свидетельствует о постепенном обводнении озерной котловины, но не столь значительном, как в более ранние этапы жизни озера.

Отрицательные и довольно низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ вдоль всего разреза указывают на то, что растворенный неорганический углерод, из которого происходило осаждение карбонатов, был сформирован из источников легкого углерода. Кривая распределения $\delta^{13}\text{C}$ (см. рис. 12) имеет два глубоких минимума: -6.1 и -4.3‰ на глубинах 202—203 и 72—73 см, совпадающих с отрицательными смещениями в этих точках значений $\delta^{18}\text{O}$, что говорит о существенных изменениях водного баланса и биологической продуктивности бассейна в эти периоды (~ 6300 и ~ 5600 л. н.). В стадию IV величина $\delta^{13}\text{C}$, оставаясь отрицательной, медленно растет за счет увеличения первичной биологичес-

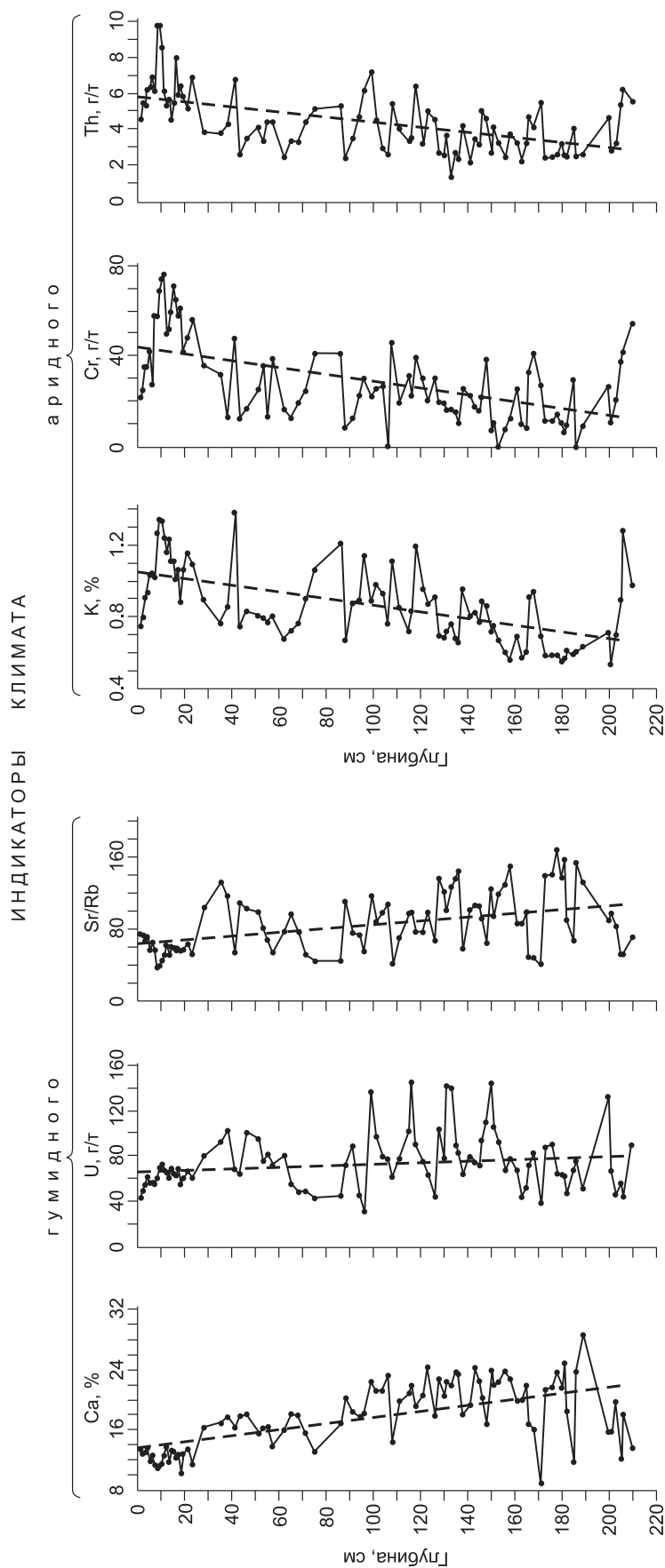


Рис. 13. Распределение геохимических индикаторов палеоклиматических изменений в осадочном разрезе оз. Цаган-Тырм.

кой продуктивности. Таким образом, если в стадиях I и III наблюдается синхронность в изменении величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, то II и IV характеризуются противоположными тенденциями (см. рис. 12). Столь нехарактерное для закрытых водоемов поведение величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ можно объяснить малыми размерами озера и вследствие этого их высокой чувствительностью к малейшим гидрологическим и палеоклиматическим изменениям.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ

Опыт изучения геохимических палеоклиматических индикаторов на примере донных осадков крупных древних озер (Байкал, Хубсугул, Телецкое, Иссык-Куль) показал, что изменения макро- и микроэлементного составов озерных отложений, количественных отношений ряда элементов тесно связаны с изменениями параметров внешней среды [Phedorin et al., 1998; Гольдберг и др., 2001; Федорин и др., 2001, 2007; Ricketts et al., 2001; Chebykin et al., 2002; Калугин и др., 2002; Дарьин и др., 2003]. Нам же важно было выявить те из них, которые могли бы служить палеогеохимическими маркерами в карбонатных осадках малых соленых озер.

Методом РФА СИ были измерены содержания ряда породообразующих элементов Ca, K, Ti, Mn, Fe и микроэлементов Cr, Ni, Cu, Zn, Ga, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Pb, Th, U. Полученные распределения концентраций элементов в осадочном разрезе показали, что повышенными содержаниями Ca, U и более высокими значениями отношений Sr/Rb, U/Th, Sr/Ti характеризуются осадки его нижней части до 75 см, сформировавшиеся во второй половине атлантического периода (рис. 13). Аридизация климата в суббореальный и субатлантический периоды привела к росту концентраций K, Cr, Th, Ni, Fe, Ti, Rb, Nb, Ga, Y и значительному увеличению (более чем в 2 раза) отношений Mg/Ca и Sr/Ca в осадке (см. рис. 12). Оба эти отношения зависят от величин Mg/Ca и Sr/Ca в озерной воде. Если Mg/Ca в водах озера наряду с карбонатной щелочностью, ве-

личиною рН и присутствием органики является одним из параметров, определяющим тип осаждающегося карбоната, то Sr/Ca служит показателем солености водоема [Ricketts et al., 2001; Ellis et al., 2004].

Положительный тренд Sr/Ca от момента образования озера к современности свидетельствует о постепенном увеличении солености вод (см. рис. 12). Отношение U/Ca служит для диагностики окислительно-восстановительных обстановок в придонном слое воды. Понижение этого показателя отражает усиление сульфатредукции, господство восстановительных условий и наоборот. В нашем случае наблюдается лишь слабая тенденция к повышению величины U/Ca снизу вверх по разрезу. Вместе с тем в нижней его части (стадии I и II) отмечаются заметные изменения амплитуды колебаний кривой распределения U/Ca, отражающие частую смену окислительно-восстановительных обстановок, в верхней же половине разреза (стадии III и IV) поведение U/Ca приобретает более монотонный характер при некотором увеличении его среднего значения (см. рис. 12). Группа элементов Cu, Mn, Pb, Mo, Br, Zn, Zr не обладает выраженными индикаторными свойствами.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Сведения о климате голоцена в водосборном бассейне оз. Байкал базируются в основном на изучении донных осадков самого озера [Безрукова и др., 1991; Гольдберг и др., 2001; Prokopenko et al., 2001, 2007; Karabanov et al., 2004; Солотчина и др., 2004; Bezrukova et al., 2005; Солотчина, 2009]. Записи палеоклимата из его обрамления приурочены главным образом к южному и восточному побережьям Байкала [Takahara et al., 2000; Krivonogov et al., 2004]. Имеющиеся реконструкции климата западного побережья основаны на результатах пылецевого и ботанического анализов торфяников Приольхонья [Безрукова и др., 2005] и высокогорной зоны на западном борту Северо-Байкальской котловины [Безрукова и др., 2008]. В связи с этим осадочный разрез оз. Цаган-Тырм, расположенного в Западном Прибайкалье, является важным источником новой информации о палеоклимате региона.

Наши исследования минералогии и кристаллохимии карбонатов в осадках озера позволили выделить четыре стадии его эволюции (см. рис. 4). Стадия I (гл. от 210 до 165—160 см) относится к середине атлантического периода ~6500—6100 л. н. (^{14}C). Она характеризуется значительным преобладанием среди карбонатов низкомагнезиальных кальцитов, особенно на начальном этапе формирования озера (см. рис. 4, табл. 2, гл. 206—202 см) и в конце стадии (гл. 171—165 см). Осаждение низкомагнезиальных кальцитов, происходящее в условиях умеренной насыщенности вод по карбонатам и умеренной солености в совокупности с малой величиной Mg/Ca в осадке (см. рис. 12), указывает на высокий уровень стояния воды в озере. Наблюдается расцвет планктонных видов диатомей, пик которого приходится на интервал 175—170 см — период наибольшей обводненности озера (см. табл. 3). По данным гранулометрического анализа (см. рис. 3, б) осадок сложен частицами преимущественно алевритовой и псаммитовой размерности, что можно объяснить формированием более крупных глобулей низкомагнезиального кальцита и осаждением кристаллов гипса, содержание последнего достигает 15 % валового состава осадка. Господство на территории Приольхонья теплого и влажного климата в рассматриваемые периоды подтверждается изотопным составом кислорода и углерода. Низкое значение $\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 12) свидетельствует в пользу положительного гидрологического баланса озера — увеличения притока свежих метеорных вод. На кривой распределения $\delta^{13}\text{C}$ имеются два соответствующих максимума, обусловленных ростом поглощения легкого изотопа ^{12}C в процессе фотосинтеза. Вместе с тем отмечаются кратковременные периоды похолодания и сухости климата, приводящие к понижению уровня озера, выпадению высокомагнезиальных кальцитов (гл. 185—180 и 165—160 см) и угнетению диатомовой флоры. Безусловный интерес вызывает аномально низкое значение $\delta^{13}\text{C}$ в слое осадка около 200 см. Можно предположить, что в это время произошло резкое кратковременное похолодание, приведшее к деградации органической жизни в озере, вымиранию планктонных видов диатомей и вследствие этого резкому обогащению озерной воды изотопом ^{12}C .

Стадия II эволюции озера (гл. от 165—160 до 75 см) охватывает временной интервал от 6100 до 5600 л. н. (^{14}C). Ее основной характеристикой являются крайне нестабильные условия в водоеме. Карбонатная запись демонстрирует частые резкие переходы от высоко- к низкомагнезиальным кальцитам и наоборот на очень коротких временных интервалах (см. рис. 4). В целом же карбонатная запись на протяжении всей стадии характеризуется более значительным содержанием низкомагнезиальных кальцитов в сравнении с высокомагнезиальными и появлением арагонита. Скачки в распределении арагонита (от 0 до 10 % суммарного содержания карбонатов) указывают на нестабильность условий в палеоводоеме. Примечательно одновременное исчезновение на рубеже 75—85 см обоих минералов — арагонита и гипса.

В осадках отмечаются умеренные значения Mg/Ca, возрастающие к верхней границе стадии, и не самая высокая соленость, о чем свидетельствует Sr/Ca (см. рис. 12). В обзорной работе В. Ласта [Last, 2002] приводится основанная на наблюдениях последовательность осадения карбонатов в соленых озерах: низкомагнезиальный кальцит—высокомагнезиальный кальцит—арагонит—доломит—магнезит/

хантит, отражающая увеличение Mg/Ca в воде и, вероятно, увеличение солености. В нашем случае арагонит осаждается совместно с низко- и высокомагнезиальными кальцитами (см. рис. 4). Экспериментальными работами по синтезу карбонатов было показано, что для осаждения арагонита требуются менее пересыщенные по CO_3^{2-} растворы, чем для Mg-кальцитов [Нечипоренко, Бондаренко, 1988]. По-видимому, нестабильные условия в водоеме, связанные не только с переменными значениями Mg/Ca, но и с изменением степени насыщенности вод по карбонатам, эпизодически оказывались благоприятными для образования небольшого количества арагонита (до 10 % от суммы карбонатов).

Резкие и частые колебания обнаруживаются в распределении U/Ca, зависящего от смены окислительно-восстановительных обстановок в придонном слое (см. рис. 12). Стадия характеризуется пониженными значениями $\delta^{18}\text{O}$ и повышенными $\delta^{13}\text{C}$. По данным диатомового анализа, в эту стадию водоем был неглубоким с развитой высшей водной растительностью. На мелководный период в жизни озера указывает и волнистость прослоев осадка, свидетельствующая об активной волновой деятельности.

В конце атлантического периода при переходе к стадии III, охватывающей интервал от 75 до 40 см (5600—4300 л. н.), происходят существенные изменения в литологической характеристике осадка: отчетливо наблюдается переход темного комковатого пелитового осадка с примесью органического вещества в более светлый и однородный, скорость осадконакопления падает в 5 раз, резко возрастает содержание высокомагнезиальных кальцитов, исчезают арагонит — характерный карбонат стадии II и гипс — постоянный компонент осадка двух первых стадий, увеличиваются Mg/Ca и Sr/Ca. Возрастает значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ после глубокого падения (~75 см) последнего, очевидно, связанного с ростом поступления в воды озера ^{12}C из-за деградации $\text{C}_{\text{орг}}$ (см. рис. 12). Все это вместе с падением скорости осадконакопления указывает на отрицательный водный баланс озера вследствие иссушения климата. По данным гранулометрического анализа (см. рис. 3, а, обр. 40 см), высокомагнезиальные кальциты, доминирующие в осадке, представлены частицами пелитовой и алевролитовой размерности. О стабильных аридных условиях в водоеме в конце атлантического и начале суббореального периодов можно судить по значительному преобладанию (за исключением небольшого понижения в интервале 60—57 см) в осадке высокомагнезиального кальцита, в среднем 90 % от суммы карбонатов. Самый конец стадии III характеризуется исключительно неблагоприятными условиями для развития диатомей, слой 45—40 см вообще не содержит их створок.

Полученные результаты находятся в полном согласии с данными спорово-пыльцевой и ботанической записей интервала 4525—2290 л. н. из торфяного разреза Кучелга в Приольхонье, которые показывают высокие значения индекса аридности (индекс степь/лес) [Безрукова и др., 2005]. Что же касается наших палинологических данных, то понижение индекса степь/лес как в этом интервале, так и в более высоких горизонтах разреза связано с заносом пыльцы сосны с прилегающих территорий вследствие усиления ветровой деятельности (см. рис. 11).

Слой осадка в 40 см характеризует стадию IV жизни озера (последние 4300 л.). Средняя скорость осадконакопления до даты 3395 л. н. (5—17 см) практически не менялась в сравнении с предыдущей стадией, что свидетельствует о непрерывности записи до этой отметки. Позже этой даты, судя по накопившемуся за оставшееся время незначительному количеству осадка, озеро пережило стадию полного усыхания, имел место длительный перерыв в осадконакоплении. Предполагаемый перерыв является следствием аридизации климата в субатлантическое время (возможно, в конце суббореального периода), сопровождающейся значительным усилением эоловых процессов, о чем можно судить по отложению в озерной котловине преимущественно биотита, принесенного с водосбора (см. рис. 4). О значительной аридности климата на западном побережье Байкала свидетельствует и низкая скорость торфообразования в последние 3115 лет (^{14}C), зафиксированная в разрезе торфяника Окунайка высокогорной зоны западного борта Северо-Байкальской котловины [Безрукова и др., 2008]. В конце субатлантического периода котловина начинает обводняться. По данным диатомового анализа, верхний слой осадков отражает мелководную фазу развития водоема (см. табл. 3). В осадках вновь начинают преобладать карбонаты, преимущественно высокомагнезиальные кальциты (см. рис. 3).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Первый опыт комплексного изучения эвапоритовых осадков соленых озер Восточной Сибири показал их исключительную перспективность для палеоклиматических и палеолимнологических реконструкций. Впервые из осадков малого бессточного озера получена карбонатная запись высокого разрешения, содержащая сведения о стратиграфическом распределении Mg-кальцитов, представляющих собой непрерывный ряд от низко- до высокомагнезиальных разновидностей вплоть до Ca-доломитов, в которых количество и соотношение фаз различной степени магнезиальности определяются величиной Mg/Ca, соленостью и общей щелочностью вод озера в прошлом, меняющихся в соответствии с климатическими циклами и колебаниями уровня озера.

Использование совокупности методов, включающих помимо детального анализа карбонатов литологический, гранулометрический, радиоуглеродный, диатомовый и палинологический анализы, определение стабильных изотопов ^{18}O и ^{13}C и элементного состава осадков, позволило воссоздать сложную историю эволюции водного бассейна оз. Цаган-Тырма, определяемую климатом региона от середины атлантического периода до современности.

Направленное изменение различных характеристик существенно-карбонатных осадков убедительно свидетельствует об увеличении аридности климата Приольхонья за последние 6500 лет. Наряду с общей тенденцией аридизации можно говорить о резких и частых изменениях климата и, соответственно, уровня наполнения оз. Цаган-Тырма в различные периоды его существования. На временном интервале 6500—5600 л.н. эти изменения фиксируются различными соотношениями в осадках высоко- и низкомагнезиального кальцитов, пульсационным отложением гипса и арагонита, резкими колебаниями значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ и индикаторных отношений элементов, расцветом и отмиранием планктонных видов диатомей.

Наиболее отчетливое и резкое изменение различных параметров фиксируется в конце атлантического периода (5600 л.н.). С этого времени наблюдаются стабильно высокое содержание в осадках высокомагнезиального кальцита и отсутствие в них гипса и арагонита, существенное увеличение количества биотита, пыльцы сосны и лиственницы, вызванное усилением ветровой активности, а также изменение ряда геохимических параметров. Незначительная мощность осадков последних трех тысяч лет (менее 10 см) объясняется не крайне низкой скоростью осадконакопления, а длительным периодом суходольного состояния впадины, обусловленным отсутствием разгрузки питающих подземных вод.

Широкое распространение соленых и солоноватых озер на юге Восточной Сибири, в Монголии и Северном Китае в купе с высокой информативностью карбонатных осадков для палеоклиматологии и палеолимнологии предполагают возможность выявления общих тенденций изменения палеоклимата и его локальных флуктуаций для Центральной Азии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 08-05-00680-а, 08-05-00302-а) и междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 38.

ЛИТЕРАТУРА

Атлас. Иркутская область: экологические условия развития / Под ред. Ф.Р. Батуева, А.М. Корытного. М.: Иркутск, Роскартография, Институт географии СО РАН, 2004, 90 с.

Баженова О.И., Мартыанова Г.Н. Современные морфоклиматические режимы степей и лесостепей Сибири // География и природные ресурсы, 2002, № 3, с. 57—64.

Безрукова Е.В., Богданов Ю.А., Вильямс Д.Ф., Гранина Л.З., Грачев М.А., Игнатова Н.В., Карабанов Е.Б., Купцов В.М., Курылев А.В., Летунова П.П., Лихошвай Е.В., Черняева Г.П., Шимарова М.К., Якушин А.О. Глубокие изменения состояния экосистемы Северного Байкала в голоцене // Докл. АН СССР, 1991, т. 321, № 5, с. 1032—1037.

Безрукова Е.В., Данько Л.В., Снытко В.А., Летунова П.П., Орлова Л.А., Кузьмин С.Б., Вершинин К.Е., Абзаева А.А., Сизых А.П., Хлыстов О.М. Новые данные об изменении растительности западного побережья озера Байкал в среднем—позднем голоцене // Докл. РАН, 2005, т. 401, № 1, с. 100—104.

Безрукова Е.В., Белов А.В., Летунова П.П., Абзаева А.А., Кулагина Н.В., Фишер Е.Э., Орлова Л.А., Шейфер Е.В., Воронин В.И. Биостратиграфия торфяных отложений и климат северо-западной части горного обрамления озера Байкал в голоцене // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (6), с. 547—558.

Гольдберг Е.Л., Федорин М.А., Грачев М.А., Золотарев К.В., Хлыстов О.М. Геохимические индикаторы изменений палеоклимата в осадках озера Байкал // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (1—2), с. 76—86.

Давыдова Н.Н. Диатомовые водоросли — индикаторы природных условий водоемов в голоцене. Л., Наука, 1985, 253 с.

Давыдова Н.Н., Стрельникова Н.И. Первое всесоюзное совещание по методике диатомового анализа // Изв. Всесоюз. геогр. общества, 1979, т. 11, вып. 5, с. 461—462.

Дарьин А.В., Золотарев К.В., Калугин И.А., Максимова Н.В. Применение метода РФА СИ для определения микроэлементного состава донных осадков оз. Хубсугул (Монголия). Поиск геохимических индикаторов осадконакопления и вариаций палеоклимата в Байкальской рифтовой зоне // Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования, 2003, № 12, с. 45—48.

Дзюба А.А. Эндогенные геодинамика и континентальный галогенез в южной части Восточной Сибири // Проблемы морского и континентального галогенеза. Новосибирск, Наука, 1991, с. 90—105.

Диатомовые водоросли СССР: ископаемые и современные. СПб., Наука, 1992, т. 2, 125 с.

Калугин И.А., Бобров В.А., Мельгунов С.В., Воробьева С.С. Геохимические индикаторы современного осадконакопления в Телецком озере // Основные закономерности глобальных и региональных

изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск, Изд-во ИАиЭ СО РАН, 2002, вып. 2, с. 242—257.

Карбонаты: минералогия и химия / Ред. Р.Дж. Ридер. М., Мир, 1987, 494 с.

Касьянова Л.Н. Экология растений Прибайкалья (водный обмен). М., Наука, 2004, 288 с.

Коллектив участников проекта «Байкал-бурение». Позднекайнозойская палеоклиматическая запись в осадках озера Байкал (по результатам исследования 600-метрового керна глубокого бурения) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (1), с. 3—32.

Коллектив участников проекта «Байкал-бурение». Высокорастворимая осадочная запись по керну глубоководного бурения на Посольской банке в озере Байкал (BDP-99) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (2), с. 163—193.

Коллектив участников проекта «Хубсугул-бурение». Строение донных осадков озера Хубсугул: его связь с геологическими и климатическими факторами // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (11), с. 1117—1143.

Науменко Ю.В. Первые сведения об альгофлоре соленого озера Шара-Нур (Южная Тува) // Бот. журнал, 1997, т. 82, № 4, с. 39—46.

Научно-прикладной справочник по климату СССР. Многолетние данные. Л., Гидрометеиздат, 1989, сер. 3, кн. 1, ч. 1—6, вып. 23, 550 с.

Непрерывная запись климатических изменений в отложениях озера Байкал за последние 5 миллионов лет // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (2), с. 139—156.

Нечипоренко Г.О., Бондаренко Г.П. Условия образования морских карбонатов. М., Наука, 1988, 133 с.

Никольская Ю.П., Гордеева Г.И. Физико-химические исследования условий формирования доломита в природе // I-й Международный геохимический конгресс СССР (Москва, 20—25 июля 1971 г.). Т. IV. Осадочные процессы. М., ВИНТИ, 1973, кн. 1, с. 314—325.

Палеопалинология. Т. I. Методика палеопалинологических исследований и морфология некоторых ископаемых спор, пыльцы и других растительных микрофоссилий. Л., Недра, 1966, 351 с.

Результаты бурения первой скважины на озере Байкал в районе Бугульдейской перемычки // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (2), с. 3—32.

Рогова М.М., Лопатовская О.Г., Кондратьева Г.В. Флора побережий засоленных озер Приольхонья // Проблемы сохранения разнообразия растительного покрова Внутренней Азии. Ч. 1. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 2004, с. 175—176.

Склярова О.А., Скляров Е.В., Федоровский В.С. Структурно-геологический контроль локализации и состава вод и родников Приольхонья // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (8), с. 732—745.

Склярова О.А., Скляров Е.В., Федоровский В.С., Санина Н.Б. Минеральные озера Приольхонья: вопросы генезиса и эволюции // География и природные ресурсы, 2004, № 4, с. 44—49.

Солотчина Э.П. Структурный типоморфизм глинистых минералов осадочных разрезов и кор выветривания. Новосибирск, НП Академическое изд-во «Гео», 2009, 234 с.

Солотчина Э.П., Кузьмин М.И., Прокопенко А.А., Столповская В.Н., Солотчин П.А., Шульженко С.Г. Глинистые минералы и палеоклиматические сигналы в голоцен-плейстоценовых осадках озера Байкал // Докл. РАН, 2004, т. 398, № 3, с. 390—395.

Солотчина Э.П., Кузьмин М.И., Столповская В.Н., Прокопенко А.А., Солотчин П.А. Минералогия карбонатов в осадках озера Хубсугул: водный баланс и палеоклиматические обстановки // Докл. РАН, 2008а, т. 419, № 3, с. 387—392.

Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Вологина Е.Г., Орлова Л.А., Склярова О.А., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Федоровский В.С., Хлыстов О.М. Карбонаты в осадочной летописи соленого озера Цаган-Тырм (Западное Прибайкалье): новый тип палеоклиматических сигналов высокого разрешения // Докл. РАН, 2008б, т. 421, № 3, с. 391—398.

Столповская В.Н., Солотчина Э.П., Жданова А.Н. Количественный анализ неглинистых минералов донных осадков озер Байкал и Хубсугул методом ИК-спектроскопии (в связи с палеоклиматическими реконструкциями) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (6), с. 778—788.

Федорин М.А., Гольдберг Е.Л., Бобров В.А., Хлыстов О.М., Грачев М.А. Определение урана и тория в донных осадках Байкала методом многоволнового РФА СИ для палеоклиматической стратиграфии в пределах эпохи Брунес // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (1—2), с. 186—193.

Федорин М.А., Федотов А.П., Саева О.П., Бобров В.А. Изменения условий среды внутриконтинентальной Азии за последний 1 млн лет в высокоразрешающих геохимических летописях из донных осадков оз. Хубсугул (Монголия) // Докл. РАН, 2007, т. 417, № 5, с. 1—5.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М., Наука, 1977, 192 с.

Bezrukova E.V., Abzaeva A.A., Letunova P.P., Kulagina N.V., Vershinin K.E., Belov A.V., Orlova L.A., Danko L.V., Krapivina S.M. Post-glacial history of Siberian spruce (*Picea obovata*) in the Lake Baikal area and the significance of this species as paleo-environmental indicator // *Quat. Int.*, 2005, v. 136, p. 18—32.

Bischoff W.D., Sharma S.K., Mackenzie F.T. Carbonate ion disorder in synthetic and biogenic magnesian calcites: a Raman spectral study // *Amer. Miner.*, 1985, v. 70, p. 581—589.

Chebykin E.P., Edgington D.N., Grachev M.A., Zheleznyakova T.O., Vorobyova S.S., Kulikova N.S., Azarova I.N., Khlystov O.M., Goldberg E.L. Abrupt increase in precipitation and weathering of soils in East Siberia coincident with the end of the last glaciation (15 cal kyr BP) // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 200, № 1—2, p. 167—175.

Dahl K., Buchardt B. Monohydrocalcite in the arctic Ikka Fjord, SW, Greenland: first reported marine occurrence // *J. Sediment. Res.*, 2006, v. 76, p. 460—471.

Danphin Y. Infrared spectra and elemental composition in recent biogenic calcites: relationships between the ν_4 band wavelength and S_2 and Mg concentrations // *Appl. Spectroscopy*, 1999, v. 53, № 2, p. 184—190.

Drits V.A., McCarty D.K., Sakharov B., Milliken K.L. New insight into structural and compositional variability in some ancient excess-Ca dolomite // *Canad. Miner.*, 2005, v. 43, p. 1255—1290.

Gadsden J.A. Infrared spectra of minerals and related inorganic compounds. Butterworths, London, 1975, 277 p.

Goldsmith J.R., Graf D.L. Relation between lattice constants and composition of Ca-Mg carbonates // *Amer. Miner.*, 1958, v. 43, p. 84—101.

Ellis K.G., Mullins H.T., Patterson W.P. Deglacial to middle Holocene (16,600 to 6000 calendar years BP) climate change in the northeastern United States inferred from multi-proxy stable isotope data, Seneca Lake, New York // *J. Paleolimnology*, 2004, v. 31, p. 343—361.

Hammer U.T. Saline lake ecosystems of the world. Dr W. Junk Publ., Dordrecht. The Netherlands, 1986, 616 p.

Hull H., Turnbull A.G. A thermochemical study of monohydrocalcite // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, v. 37, p. 685—694.

Karabanov E., Williams D., Kuzmin M., Sideleva V., Khursevich G., Prokopenko A., Solotchina E., Tkachenko L., Fedenya S., Kerber E., Gvozdkov A., Bezrukova E., Letunova P., Krapivina S. Ecological collapse of Lake Baikal and Lake Hovsgol ecosystems during the Last Glacial and consequences for aquatic species diversity // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2004, v. 209, p. 227—243.

Krivonogov S.K., Takahara H., Kuzmin Y.V., Orlova L.A., Jull A.J.T., Nakamura T., Miyoshi N., Kawamuro K., Bezrukova E.V. Radiocarbon chronology of the Late Pleistocene-Holocene paleogeographic events in Lake Baikal region (Siberia) // *Radiocarbon*, 2004, v. 46, № 2, p. 745—754.

Last W.M. Geolimnology of salt lakes // *Geosci. J.*, 2002, v. 6, № 4, p. 347—369.

Last W.M., Ginn F.M. Saline systems. 2005, v. 1, p. 10, doi: 10.1186/1746-1448-1-10.

Ozao R., Arai J., Otsuka R. Some properties of the dolomite enriched with calcium // *Gypsum and Lime*, 1986, № 201, p. 79—88.

Paquette J., Reeder R.J. Single-crystal X-ray structure refinements of two biogenic magnesian calcite crystal // *Amer. Miner.*, 1990, v. 75, p. 1151—1158.

Phedorin M.A., Bobrov V.A., Zolotarev K.V. Synchrotron radiation X-ray fluorescence analysis on VEPP-3 of the bottom sediments of Lake Baikal to perform a paleoclimatic reconstruction // *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section A*, 1998, v. 405, № 2, p. 560—568.

Prokopenko A.A., Karabanov E.B., Williams D.F., Kuzmin M.I., Khursevich G.K., Gvozdkov A.A. The detailed record of climatic events during the past 75000 yrs BR from the Lake Baikal drill core BDP-93-2 // *Quat. Int.*, 2001, v. 80—81, p. 59—68.

Prokopenko A.A., Khursevich G.K., Bezrukova E.V., Kuzmin M.I., Boes X., Williams D.F., Fedenya S.A., Kulagina N.V., Letunova P.P., Abzaeva A.A. Paleoenvironmental proxy records from Lake Hovsgol, Mongolia, and a synthesis of Holocene climate change in the Lake Baikal watershed // *Quat. Res.*, 2007, v. 68, p. 2—17.

Ricketts R.D., Johnson T.C., Brown E.T., Rassmussen K.A., Romanovsky V.V. The Holocene paleolimnology of Lake Issyk-Kul, Kyrgyzstan: trace element and stable isotope composition of ostracodes // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2001, v. 176, p. 207—227.

Schwalb A., Dean W.E. Stable isotopes and sediments from Pickerel Lake, South Dakota, USA: a 12 ky record of environmental changes // *J. Paleolimnology*, 1998, v. 20, № 1, p. 15—30.

Sklyarov E.V., Solotchina E.P., Sklyarova O.A., Solotchin P.A., Stolpovskaya V.N., Vologina E.G. A new type of high resolution paleoclimate signals: calcareous sediments of the Tzagan-Tyrm salt lake (western Baikal area) as an example // *Abstr. 7th Int. Symp. «Environmental changes in East Eurasia and adjacent ar-*

eas — high resolution environmental records of terrestrial sediments». August 23—29, 2008. Ulaanbaator-Hatgal, 2008, p. 24—28.

Smoot J.P., Lowenstein T.K. Depositional environments of non-marine evaporates // *Evaporites, petroleum and mineral resources* / Ed. J.L. Melvin. New York, Elsevier, 1991, p. 189—348.

Solotchin P.A., Sklyarov E.V., Kolmogorov Y.P., Shaporenko A.D. X-ray fluorescent analysis of carbonate sediments from small saline lakes (Baikal region) for determination of paleoclimatic markers // *Digest reports of the XVII International synchrotron radiation conference SR-2008, Novosibirsk, 2008*, p. 6—9.

Stoffers P., Fischbeck R. Monohydrocalcite in the sediments of Lake Kivu (East Africa) // *Sedimentology*, 1974, v. 21, p. 163—170.

Takahara H., Krivonogov S.K., Bezrukova E.V., Miyoshi N., Moritaq Y., Nakamura T., Hase Y., Shinomiya Y., Kawamuro K. Vegetation history of the southeastern and eastern of Lake Baikal from bog sediments since the last interstade // *A mirror in time and space for understanding global change processes* / Ed. K. Minoura. Amsterdam, Elsevier, 2000, p. 108—118.

Talbot M.R. A review of palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates // *Chem. Geol.*, 1990, v. 80, p. 261—279.

Taylor G.F. The occurrence of monohydrocalcite in two small lakes in the South-East of South Australia // *Amer. Miner.*, 1975, v. 60, p. 690—697.

Valero-Garcés B.L., Laird K.R. Holocene climate in the Northern Great Plains inferred from sediment stratigraphy, stable isotopes, carbonate geochemistry, diatoms, and Pollen at Moon Lake, North Dakota // *Quatern. Res.*, 1997, v. 48, p. 359—369.

Williams D.F., Peck J., Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Kravchinsky V., King J., Kuzmin M.I. Lake Baikal record of continental climate response to orbital insolation during the past 5 million years // *Science*, 1997, v. 278, p. 1114—1117.

*Рекомендована к печати 29 апреля 2009 г.
М.И. Кузьминым*

*Поступила в редакцию 23 октября 2008 г.,
после доработки — 27 апреля 2009 г.*