

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской академии наук

На правах рукописи



Солотчин Павел Анатольевич

**ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ЛЕТОПИСИ ДОННЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР СИБИРСКОГО РЕГИОНА КАК ОСНОВА
ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ**

1.6.21 – геоэкология

Диссертация на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Новосибирск – 2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
Глава 1. ОЗЕРНЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В СИБИРИ: СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ..	12
Глава 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ОЗЕРНЫХ ОСАДКОВ	21
2.1. Аналитические методы	21
2.2. Методы моделирования рентгеновских дифракционных профилей.....	26
2.2.1. Современные представления о минералогии и кристаллохимии озерных низкотемпературных карбонатов	27
2.2.2. Метод моделирования XRD профилей карбонатов	32
2.2.3. Метод моделирования XRD профилей слоистых силикатов.....	33
Глава 3. ДОННЫЕ ОСАДКИ ОЗЕР ЗАБАЙКАЛЬЯ	36
3.1. Физико-географическая и геологическая характеристика Забайкалья	36
3.2. Озера Забайкалья, общая характеристика	39
3.3. Гусиноозерская система.....	42
3.3.1. Озеро Верхнее Белое.....	42
3.3.2. Озеро Сульфатное	52
3.3.3. Озеро Круглое.....	58
3.4. Баргузинская система.....	60
3.4.1. Озеро Большое Алгинское.....	60
3.5. Еравнинская система	66
3.5.1. Озеро Долгое.....	66
3.5.2. Озеро Большое Окунево	74
3.6. Ивано-Арахлейская система	76
3.6.1. Озеро Арахлей	76
3.7. Баунтовская система.....	87
3.7.1. Озеро Баунт	87
3.8. Одиночное озеро Киран	94
3.9. Выводы	101
Глава 4. ДОННЫЕ ОСАДКИ ОЗЕР ПРИОЛЬХОНЬЯ.....	104
4.1. Тектоника, геология и физико-географические особенности Приольхонья	104
4.2. Озера Приольхонья, общая характеристика	108
4.3. Озеро Цаган-Тырм.....	112
4.4. Озеро Холбо-Нур.....	125
4.5. Озеро Намши-Нур	131

4.6. Выводы	136
Глава 5. КРУПНЕЙШИЕ ОЗЕРА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ: БАЙКАЛ И ХУБСУГУЛ И МАЛОЕ ВЫСОКОГОРНОЕ ОЗЕРО ХИКУШКА	139
5.1. Озеро Байкал	139
5.2. Озеро Хубсугул.....	150
5.3. Озеро Хикушка	161
5.4. Выводы	167
Глава 6. ДОННЫЕ ОСАДКИ ОЗЕР ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ	169
6.1. Геология, рельеф и физико-географические особенности Западно-Сибирской равнины	169
6.2. Озера юга Западной Сибири.....	174
6.2.1. Озеро Чаны (Чановская озерная система).....	174
6.2.1.1. Ярковский плёс озера Чаны	175
6.2.1.2. Озеро Малые Чаны.....	180
6.2.2. Озеро Иткуль	183
6.2.3. Озеро Большие Тороки	188
6.2.4. Озеро Большой Баган	194
6.3. Выводы	199
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	202
Список литературы	207
Приложения	231

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы диктуется, во-первых, недостаточной изученностью процессов формирования минерального вещества в природных низкотемпературных условиях, во-вторых, растущей нестабильностью климата на планете, его катастрофическими аномалиями, дискуссионностью роли антропогенного фактора и, как следствие, значительной неопределенностью климатических прогнозов. На крупнейших международных форумах, таких как Парижская конференция COP21 (2015 г.); климатические саммиты COP23 (Бонн, 2017 г.) и COP26 (Глазго, 2021 г.) изменения климата на планете – фактические и ожидаемые – и адаптация к ним условий жизни населения были обозначены как приоритетные проблемы современности. В этой связи особое значение приобретают исследования климата недавнего прошлого Земли, поскольку именно обстановки голоцена – позднего плейстоцена в мировой практике рассматриваются как близкие аналоги современности и/или как потенциальные аналоги климата будущего. Естественными архивами, в которых зафиксирована история развития природно-климатических обстановок со времени окончания последнего ледникового максимума, являются донные отложения озер. На ведущую роль климатического фактора в формировании континентальных субаквальных отложений неоднократно указывал в своих работах стоявший у истоков теории литогенеза академик Н.М. Страхов (1954, 1960-1962). Несомненная важность проблемы требует привлечения новых объектов и методов исследований.

Внутриконтинентальная Азия, значительную часть которой занимает Сибирский регион, оказывает заметное влияние на характер глобального климата. Этот обширный, местами глубоко расчлененный массив суши играет важную роль в распределении и перераспределении атмосферной циркуляции на территории всего северного полушария планеты. При этом если палеогеографическая и палеоклиматическая изученность западных районов нашей страны сравнительно велика (Хотинский, 1977; Палеогеография Европы..., 1982; Величко, 1989, 2012; Субетто, 2009; и другие), то Сибирь во многом продолжает оставаться "terra incognita". Тому существуют объективные причины, прежде всего - слабая освоенность огромной территории и труднодоступность удаленных районов Сибирского региона. Создание единой модели климата Сибири остается делом будущего из-за очевидного недостатка детальных палеоклиматических записей.

В результате бурения донных отложений озера Байкал в 1993-1999 гг. была получена уникальная непрерывная осадочная летопись изменений климата и природной среды Центральной Азии длительностью 8 миллионов лет (30 лет программе..., 2020). Изучение

байкальского разреза продолжается, и он, без сомнения, является опорным при проведении любых палеоклиматических исследований в Сибирском регионе. Вместе с тем остается целый ряд вопросов, для ответа на которые необходимо привлечь значительно большее количество объектов и получить записи более высокого разрешения. К числу таких объектов относятся позднечетвертичные донные отложения малых озер различной минерализации. Подобные бассейны в силу небольших размеров и глубины менее консервативны в сравнении с крупными водоемами, и отчетливо реагируют на короткопериодические изменения климата и химического состава озерных вод.

Необходимо отметить, что подавляющее большинство современных исследований осадков малых озер Сибири с целью проведения палеоклиматических реконструкций основываются главным образом на данных палинологического, диатомового, изотопного анализов и распределении макро- и микроэлементов в разрезах, в то время как литолого-минералогический аспект зачастую остается за скобками. Между тем, озерный седиментогенез обладает рядом характерных черт, главной из которых является богатство аллотигенных и, особенно, аутигенных минеральных фаз, могущих отложиться за короткое время в сравнительно небольшом бассейне. Как постулировалось еще в работах В.И. Вернадского (1923) и А.Е. Ферсмана (1934) и было неопровержимо доказано более поздними исследованиями, существует прямая связь структурных и кристаллохимических особенностей минералов с физико-химическими и природно-климатическими условиями их образования и преобразования. Таким образом, состав парагенетических ассоциаций, последовательность их образования в разрезах озерных отложений и, в особенности, структурные характеристики отдельных минеральных фаз могут служить надежными источниками региональной палеоклиматической информации, что и определяет актуальность представленного исследования.

Цель и задачи исследования

Цель работы – комплексное изучение вещественного состава позднечетвертичных донных отложений озер Сибири, установление факторов и закономерностей их формирования и решение на этой основе задач, связанных с реконструкциями региональных климатических обстановок в голоцене и плейстоцене.

Задачи исследования:

1. Изучение литолого-минералогических особенностей позднечетвертичных осадков озер различной минерализации, расположенных на территории Восточной и Западной Сибири комплексом традиционных и современных (в т.ч. авторских) аналитических методов.

2. Выявление специфических парагенетических ассоциаций аллотигенных и аутигенных минералов в датированных осадочных разрезах.

3. Установление закономерности смены одних ассоциаций другими в зависимости от изменения природно-климатических обстановок Сибири в голоцене и позднем плейстоцене.

4. Обоснование высокой информативности структурно-кристаллохимических характеристик ряда минералов – индикаторов природных обстановок для проведения палеоклиматических реконструкций.

5. Построение на основе выполненных исследований детальных летописей позднплейстоцен-голоценового климата для ряда районов Сибири.

Объект исследований – позднчетвертичные донные отложения озер различной минерализации, приуроченных к разным ландшафтно-климатическим областям на территории Восточной и Западной Сибири.

Фактический материал и методы исследований

Материалом для исследований послужили образцы донных отложений 25 озер Восточной и Западной Сибири, полученные автором лично в экспедиционных поездках с 2000 по 2021 гг. и предоставленные сотрудниками Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск), Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН и Института земной коры СО РАН (г. Иркутск). Собранная и проанализированная при выполнении работы база данных включает результаты изучения более полутора тысяч образцов. Большая их часть – около 1200 проб – отобрана из донных осадков озер Байкальского региона, включая уникальные керны глубоководных отложений оз. Байкал и Хубсугул, полученные в рамках международных программ «Baikal-Novsgol Drilling Projects». Также изучено более 300 образцов осадков озер Западной Сибири и Восточного Саяна. По мере необходимости изучался минеральный состав горных пород водосборов. Методом математического моделирования рентгеновских дифракционных профилей карбонатных и глинистых минералов проанализировано более 500 образцов донных отложений.

Работа выполнялась в соответствии с планами НИР по проектам «Пространственно-временные закономерности изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Северной Азии» и «Осадконакопление, стратиграфия, палеогеография и реконструкции разномасштабных пространственно-временных изменений глобального климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири для регионального экологического прогноза» в рамках Приоритетного направления IX.127. «Динамика и механизмы изменения ландшафтов, климата и биосферы в кайнозое. История четвертичного периода». Исследования по теме диссертации в разные годы выполнялись при реализации Программы Президиума РАН №4-9 «Отклик ландшафтно-климатических систем Восточной Сибири на изменения атмосферной циркуляции: связь с процессами опустынивания в позднем кайнозое (по материалам озерных и торфяных отложений)», а также Междисциплинарных интеграционных проектов СО РАН №38

«Минеральные озера Центральной Азии – архив палеоклиматических летописей высокого разрешения и возобновляемая жидкая руда», №120 «Коэволюция климата, природной среды и человека в плейстоцене и голоцене Сибири», №52-53 «Эволюция природной среды и климата в четвертичном периоде Сибири, реконструируемая на основе синтеза геологических, археологических, дендроклиматических данных, ее влияние на развитие человека, его культуру и региональный прогноз природно-климатических изменений на ближайшее будущее» и ряда других программ.

Литолого-минералогическое изучение образцов проводилось комплексом методов, включающим рентгеновскую дифрактометрию (XRD), ИК-спектроскопию, лазерную гранулометрию, сканирующую электронную микроскопию. Максимальная результативность XRD анализа обеспечивалась применением оригинальных авторских методов математической обработки рентгеновских дифракционных профилей аутигенных карбонатов и слоистых силикатов. Для определения макро- и микроэлементного состава осадков выполнялись рентгенофлуоресцентный анализ (РФА), атомно-абсорбционная спектрометрия (ААС) и рентгенофлуоресцентного анализа на синхротронном излучении (РФА СИ). Для верхних горизонтов разрезов датирование выполнено гамма-спектрометрией по ^{210}Pb . Анализ стабильных изотопов кислорода ^{18}O и углерода ^{13}C в карбонатах осуществлен методом масс-спектрометрии. Основная часть аналитических работ выполнена в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН. При проведении палеоклиматических реконструкций привлекались данные палинологического и диатомового анализов, выполненные специалистами ИГХ СО РАН и ИЗК СО РАН. Датирование отложений проводилось радиоуглеродным методом (^{14}C) по карбонатному и органическому веществу (AMS) в ЦКП «Геохронология кайнозоя» СО РАН и зарубежных радиоуглеродных лабораториях.

Защищаемые положения

1. Позднеплейстоцен-голоценовые донные осадки озер Сибирского региона сложены преимущественно пелитовым и алевритовым материалом, имеющим полигенетический характер. Природно-климатические обстановки седиментации приводят к активному образованию в отложениях солоноватых и соленых озер аутигенных карбонатов кальцит-доломитового ряда, обладающих высокой степенью структурного изоморфизма.

2. Минералого-кристаллохимические особенности хемогенных карбонатов ряда «кальцит-доломит» осадков минеральных озер являются надежными индикаторами изменений регионального климата. Математическое моделирование их XRD профилей позволило выявить прямую зависимость содержания MgCO_3 в структуре минералов от природно-климатических условий: влажный климат ведет к осаждению низко-Mg кальцитов (истинных твердых

растворов с содержанием $MgCO_3$ <18 мол.%), аридизация – к осаждению высоко-Mg кальцитов («доменных») кристаллов с 18-43 мол.% $MgCO_3$).

3. В осадках пресноводных озер с отсутствующей или незначительной карбонатной седиментацией роль минералов-индикаторов палеоклиматических изменений принадлежит слоистым силикатам, ассоциации, состав, структура которых отражают физико-химические обстановки выветривания, переноса и осаждения вещества, что позволяет восстанавливать ландшафтно-палеогеографические и палеоклиматические условия, в которых осуществлялись процессы осадкообразования.

4. Основными тенденциями эволюции климата позднего плейстоцена и голоцена Байкальского региона и юга Западной Сибири являются: чередование относительно холодных и теплых стадий в позднеледниковое время, господство влажных обстановок в бореальный период, значительные локальные вариации температуры и влажности в атлантическое время, похолодание и иссушение климата суббореального и первой половины субатлантического периодов, рост влажности во второй половине субатлантического периода.

Научная новизна

1. Впервые для ряда ранее не изучавшихся озер Восточной и Западной Сибири выполнено литологическое описание голоцен-позднеплейстоценовых донных отложений, определен их гранулометрический и минеральный составы, построены распределения в разрезах терригенных и аутигенных минералов, некоторых макро- и микроэлементов, а также стабильных изотопов кислорода и углерода.

2. Впервые проведен детальный минералогический анализ отдельных компонентов осадков, прежде всего аутигенных, установлены их структурные и кристаллохимические характеристики, могущие служить основой для реконструкции физико-химических и природно-климатических обстановок их образования и преобразования.

3. При участии автора разработан и успешно применен уникальный современный метод математического моделирования рентгеновских дифракционных спектров карбонатов и слоистых силикатов. Модельный подход позволяет проводить дифференциальную диагностику отдельных минеральных фаз, определять положение, интегральную интенсивность аналитического пика каждой фазы, получать количественные соотношения минералов в образце и их распределение в разрезе, обусловленное сменой обстановок осадконакопления в водоеме. Данный метод не имеет аналогов в мировой практике.

4. На основании проведенных литолого-минералогических исследований, дополненных результатами геохимических, палинологических и других видов анализов впервые для ряда озер Сибирского региона воссоздана история их эволюции и получены детальные летописи региональных климатических событий на протяжении голоцена и позднего плейстоцена.

Научная и практическая значимость исследований

Изучение континентального седиментогенеза, представляющего собой совокупность многофакторных процессов, протекающих на континентах в различных природных обстановках и приводящих к формированию разнообразных по составу и строению осадочных толщ, является фундаментальной научной задачей. Как подчеркивал в своих трудах один из создателей современной литологии, академик Н.М. Страхов «представления геологов о древнем литогенезе на каждой данной ступени развития литологии определялись, в конце концов, суммой знаний о современном осадконакоплении» (Страхов, 1971, стр. 576). Этот постулат обуславливает высокую значимость изучения молодых озерных осадков, уже попавших в конечные водоемы стока, но не затронутых процессами литификации.

Конкретным результатом, полученным в рамках целей и задач настоящего исследования, является обоснование высокой информативности литолого-минералогических данных о составе и строении позднечетвертичных осадочных разрезов озер Сибири для создания палеоклиматических реконструкций. Наглядной иллюстрацией этого служат приведенные в работе детальные летописи эволюции ряда озерных бассейнов под влиянием меняющихся региональных природно-климатических обстановок в голоцене и позднем плейстоцене. Другим важным аспектом работы стало успешное применение разработанного при участии автора современного метода математического моделирования сложных XRD профилей карбонатов и слоистых силикатов, как компонентов, наиболее чувствительных к изменениям обстановок седиментации. Судя по публикациям в отечественной и зарубежной научной литературе, в настоящее время это единственный метод, позволяющий надежно идентифицировать индивидуальные минеральные фазы, проводить их кристаллохимическую типизацию, устанавливать количественные соотношения между ними в отложениях различного генезиса. Наконец, литолого-минералогические исследования донных осадков озер могут послужить основой для определения современного состояния природной среды Сибири, прогнозирования вероятных тенденций региональных климатических изменений и оценки роли в них антропогенного фактора.

Личный вклад автора:

Представленная диссертационная работа основывается на результатах исследований, проведенных автором лично или при его непосредственном участии. Для ряда озерных бассейнов автором был осуществлен полный цикл изучения донных отложений: получение кернового материала в ходе экспедиционных поездок, его литологическое описание, отбор образцов на различные виды анализов, аналитические работы, обобщение полученных данных и проведение палеоклиматических реконструкций. Как один из исполнителей международных программ «Baikal Drilling Project» и «Hovsgol Drilling Project» автор принимал участие в

первичном описании и дальнейшем изучении кернов глубоководного бурения озер Байкал и Хубсугул, результатом которых стала серия статей в отечественных и зарубежных журналах и монография. Диссертант собственноручно выполнил большой объем аналитических исследований (включая пробоподготовку) методами лазерной гранулометрии, рентгеновской дифрактометрии, рентгенофлуоресцентного анализа с использованием синхротронного излучения, сканирующей электронной микроскопии. Отдельно следует отметить участие в разработке метода математического моделирования XRD профилей карбонатов и слоистых силикатов в многокомпонентных системах; большинство приведенных в работе моделей построены автором лично.

Апробация работы

Основные положения диссертации приведены в 88 публикациях, в том числе 39 статьях в рецензируемых отечественных и зарубежных журналах, 1 коллективной монографии, а также 48 сборниках трудов международных и российских совещаний.

Результаты исследований докладывались на конференциях и симпозиумах различного уровня, таких как: III International Conference «Environmental Change in Central Asia» (Ulaanbaatar, 2005); IV Международный семинар «Теория, история, философия и практика минералогии» (Сыктывкар, 2006); VI International Symposium «Terrestrial Environmental Changes in East Eurasia and Adjacent Areas» (Irkutsk, 2007); VI International Symposium on Environmental Changes in East Eurasia and Adjacent Areas – High resolution records of terrestrial sediments (Ulaanbaatar, 2008); VI Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода (Новосибирск, 2009); 5th Vereshchagin Baikal Conference (Irkutsk, 2010); XVII International Conference «Crystal Chemistry, X-ray Diffraction & Spectroscopy of Minerals - 2011» (Saint Petersburg, 2011); Всероссийское совещание «Современные проблемы геохимии» (Иркутск, 2012); III International Conference «Crystallogenesis and Mineralogy» (Novosibirsk, 2013); I - V Международных конференциях «Палеолимнология Северной Евразии» (Петрозаводск, 2014; Якутск, 2016; Казань, 2018; Иркутск, 2021; Санкт-Петербург, 2022); VIII Всероссийское литологическое совещание (Москва, 2015); Минералогические семинары с международным участием «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии» (Сыктывкар, 2016, 2018); 14th International Workshop «Present Earth Surface Processes and Long-term Environmental Changes in East Eurasia» (Novosibirsk, 2017); I международная конференция «Озера Евразии: проблемы и пути их решения» (Петрозаводск, 2017); V Всероссийская научно-практическая конференция «Геодинамика и минералогия Северной и Центральной Азии» (Улан-Удэ, 2018); IV Российское совещание по глинам и глинистым минералам «Глины-2019» (Москва, 2019); XVIII и XIX Всероссийские совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к

континенту)» (Иркутск, 2020, 2021); I Всероссийская конференция «Добрецовские чтения: наука из первых рук» (Новосибирск, 2022) и многих других.

Исследования были поддержаны Российским фондом фундаментальных исследований, гранты №16-05-00244 «Голоценовая седиментация в малых минеральных озерах Сибирского региона: роль климатического фактора» и №19-05-00219 «Донные отложения малых озер Сибири: вещественный состав, факторы и процессы их формирования от плейстоцена до современности».

Структура и объем работы

Диссертация состоит из введения, шести глав, заключения и списка литературы. Общий объем работы составляет 237 страниц, включая 107 рисунков и 27 таблиц. Список литературы насчитывает 316 наименований.

Благодарности

Автор выражает глубокую признательность академику РАН М.И. Кузьмину и члену-корреспонденту РАН Е.В. Складову за содействие на различных этапах выполнения работы, предоставленные материалы и совместные публикации. Автор искренне благодарен за всестороннюю помощь при выполнении работы, творческое сотрудничество, ценные советы и критические замечания д.г.-м.н. Э.П. Солотчиной, д.г.н. Е.В. Безруковой, д.г.-м.н. В.Д. Страховенко, д.г.-м.н. Г.А. Леоновой, д.г.-м.н. В.С. Зыкину, д.г.-м.н. С.К. Кривоногову, к.г.-м.н. А.Е. Мальцеву, к.г.-м.н. А.Н. Ждановой, н.с. И.В. Даниленко, н.с. Л.В. Мирошниченко. Благодарю вед. инженера Т.Т. Арманчеву за помощь в проведении экспериментальных работ.

Глава 1. ОЗЕРНЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ В СИБИРИ: СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ

Континентальная седиментация, значительно уступающая по масштабам морской, не только потому, что суша – это лишь треть общей поверхности планеты, но и в силу господства процессов выветривания и денудации в пределах континентов, тем не менее, отличается широким разнообразием типов отложений. При этом, как указывал Е.В. Шанцер, большинство континентальных осадочных образований представляют собой «историко-геологические эфемеры, отражающие временные остановки на пути миграции вещества от областей сноса к морю как главному коллектору осадочного материала» (Шанцер, 1966). Тем более важным представляется изучение осадков, связанных с конечными бассейнами стока, расположенными в областях устойчивой континентальной аккумуляции. Озера представляют собой наиболее распространенный тип таких бассейнов.

Современные исследования донных отложений озер, в их геологическом аспекте, ведутся по трем основным направлениям. Во-первых, это решение фундаментальных вопросов литологии и седиментологии на основе сравнительно-литологического принципа. Суть данной концепции заключается в том, что изучение молодых отложений является ключом к пониманию условий и механизмов древнего осадкообразования. Академик Н.М. Страхов в своих трудах прямо указывал, что «успехи литологической теории находятся в прямой зависимости от успехов в познании современного литогенеза» (Страхов, 1971; стр. 576). Очевидно, что озерные осадки, еще не вовлеченные в процессы литификации, повсеместно встречающиеся в континентальных обстановках и сравнительно легкодоступные, являются превосходным объектом для подобных исследований. Во-вторых, с озерами связаны залежи ряда полезных ископаемых, таких как строительные материалы, соли, кварцевые пески, сапропель. Рассматривается возможность использования рапы высокоминерализованных озер как «жидкой руды» - источника получения щелочных и щелочноземельных металлов. Наконец, третье, не так давно возникшее, но ставшее чрезвычайно актуальным направление исследований донных осадков озер – региональные палеоклиматические реконструкции. Именно климат является ведущим фактором озерного седиментогенеза. С одной стороны, он контролирует процессы денудации и транспортировки продуктов выветривания на территории водосборных бассейнов. С другой – климат непосредственно влияет на водный баланс озер, т.е. на химизм вод, их соленость, щелочность, величину рН, температуру и органическую продуктивность, определяя, таким образом, характер и интенсивность процессов аутигенного минералообразования в водоемах.

На территории России расположено более 2 млн. озер, площадь которых, по разным подсчетам, составляет 350 – 400 тыс. км². В подавляющем большинстве (более 90%) это мелководные бассейны площадью менее 1 км² и глубиной 1-1,5 м (Никаноров, 1989). Максимальной озерностью характеризуется Северо-запад России (до 14%) и Западная Сибирь (8,6%). Распределение озер в Сибирском регионе неравномерно. На территории Восточной Сибири расположено до 100 тысяч озер, при этом два из них – Байкал и Таймыр – являются крупнейшими в азиатской части страны. В Западной Сибири таких крупных бассейнов нет, однако общее количество озер, как минимум, в несколько раз выше. Даже приблизительное их число до настоящего времени не подсчитано, обычно специалисты предпочитают говорить о «нескольких сотнях тысяч» водоемов (Природные условия..., 1963; Земцов, 1974; История озер севера Азии, 1995), а в некоторых источниках упоминаются цифры, близкие к 1 миллиону (например, Савченко, 2009). Такое обилие озер связано с плоским рельефом, близким залеганием к поверхности водоупорных горизонтов и широким распространением в северной части равнины многолетней мерзлоты, делающей рыхлые наносы водонепроницаемыми. Соответственно, заметно меньшее количество озерных бассейнов на территории Восточной Сибири может объясняться более высоким гипсометрическим положением по отношению к Западно-Сибирской равнине, а также значительно большей расчлененностью рельефа.

В монографии Д.А. Субетто «Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции» (2009) выделяется шесть исторических этапов изучения донных отложений озер в нашей стране, относящихся, правда, в основном к европейской ее части. Исследования озерных бассейнов Сибири, хотя и были сопряжены с целым рядом специфических проблем, обусловленных в первую очередь удаленностью и труднодоступностью региона, тем не менее, всегда проводились в русле основных научных тенденций соответствующего периода. Первый этап изучения сибирских озер, начавшийся с экспедиции академика С.П. Палласа 1768-1774 гг. и завершившийся в конце XIX столетия можно назвать «естествоиспытательским». Отложения чем-либо примечательных озерных бассейнов описывались, как правило, попутно, в ходе проведения ряда географических и изыскательских экспедиций, с отчетами которых можно ознакомиться, например, в первых двух томах фундаментального пятитомного труда В.А. Обручева «История геологического исследования Сибири», издававшегося с 1931 по 1949 годы. Отдельно следует отметить первые попытки серьезных исследований озера Байкал и ряда более мелких водоемов Байкальского региона на основе новейших для своего времени научных концепций. Предприняты они были во второй половине XIX века под эгидой Русского географического общества, и связаны с именами таких естествоиспытателей, как А.П. Чекановский, Б.И. Дыбовский, И.Д. Черский и их коллег.

Следующий период охватывает последние годы XIX – первые десятилетия XX столетия и характеризуется активным поиском новых научных методов изучения озерных осадков. В 1908 г. трудами В.А. Обручева, К.К. Гильзена и других ученых были изданы «Инструкции для исследования озер», где выделяются типы озер и донных отложений, а также даются рекомендации по отбору и изучению осадков. При расчленении плейстоцен-голоценовых разрезов, в том числе озерных, широко используется климатостратиграфическая схема Блитта-Сернандера, которая остается актуальной до настоящего времени. В 20 – 30-х годах появляются биостратиграфические методы исследования осадков – палинологический и диатомовый; в 1933 г. Д.В. Наливкин разрабатывает метод фациального анализа; в 1940 г. Л.В. Пустовалов выдвигает теорию механической и химической дифференциации вещества в осадочном процессе. Тогда же появляются первые работы, в которых обосновывается ведущая роль климата в формировании тех или иных типов озерных осадков (Алабышев, 1938; Курнаков, Николаев, 1938).

Менялся и подход к изучению озер Сибири. Если в 1890-х - 1910-х годах публикации, посвященные осадкам сибирских озер все еще оставались, по сути, отчетами о полевых работах (см., например, Герасимов, 1898; Берг, Игнатов, 1900), то в 1920 – 30-х годах исследования приобретают более обобщающий характер. На территории Восточной и Западной Сибири работают такие исследователи, как В.А. Обручев, А.Г. Франк-Каменецкий, И.Н. Гладилин, И.Н. Суворов, А.В. Николаев, А.И. Дзенс-Литовский и другие специалисты. В результате с начала 1920-х по конец 1940-х годов был описан целый ряд озер и их групп (например, Боргойские, Баргузинские, Онон-Борзинские озера в Забайкалье), определены физико-химические параметры вод и состав современных донных осадков, изучено геологическое строение водосборных бассейнов (Обручев, 1929, 1938; Франк-Каменецкий, 1934; Николаев, 1935; Минеральные воды..., 1962; Дзенс-Литовский, 1968). Тем не менее, цели озероведческих исследований того времени были преимущественно прикладными, направленными на решение народнохозяйственных задач. Озерные осадки рассматривались как источник довольно узкого спектра полезных ископаемых, в основном солей и органоминеральных удобрений.

Следующий этап озерных исследований (1950-е - 1980-е годы) характеризуется определенной сменой парадигмы, когда акцент в изучении отложений смещается с практических задач в сторону теоретических вопросов современного и древнего осадкообразования. Важнейшей вехой, определившей пути развития литологии (и седиментологии, сначала как раздела литологии, а потом и как самостоятельной дисциплины) стали концептуальные работы Н.М. Страхова, начатые еще в конце 1940-х и получившие окончательную завершенность в трехтомной монографии «Основы теории литогенеза» (1960-1962). В этом фундаментальном труде Н.М. Страхов вводит понятие типов литогенеза и

обосновывает ведущую роль климата в осадочном процессе на континентах. Помимо этого, отложения крупных и глубоких озер изучались и для понимания общих закономерностей процессов осадкообразования. Как отмечал Е.В. Шанцер (1980), озерные отложения относятся к субаквальным, «обладают ... в разной степени выраженным сходством с морскими отложениями», и, по сути, могут являться моделью морских осадков. Среди работ, посвященных рассмотрению различных аспектов изучения озер нельзя не упомянуть труды Л.Л. Россолимо (1964, 1971), в которых разрабатывается теория озерного седиментогенеза и типизация водоемов, исследования Н.В. Кордэ (1956, 1960) в области биостратиграфии озерных осадков, работы А.В. Шнитникова (1957, 1970), касающиеся цикличности колебания уровней озер Евразии, и многие другие. В 1986 г. выходит первый том фундаментального многотомного издания «История озер» (1986-1992, 1995, 1998), представляющего собой крупное обобщение палеолимнологических и палеогеографических исследований на территории сначала СССР, а потом СНГ. Одновременно происходит и значительное расширение аналитической базы исследований. При изучении донных осадков озер стали активно применяться такие методы, как рентгеноструктурный, ИК-спектроскопический и термический анализы, электронная микроскопия, рентгенофлуоресцентная спектроскопия, радиоуглеродное датирование и целый ряд других методик, доказавших свою эффективность. На этот же период приходится пик географического и геологического изучения Сибирского региона. Масштабные поисковые и разведочные работы на нефть, газ, полиметаллы и другие полезные ископаемые, детальная гидрогеологическая съемка 50-х – 60-х годов, многочисленные экспедиции, ежегодно проводимые институтами АН и СО АН СССР – все это существенно продвинуло вперед исследования, касающиеся озерной тематики. В 1961 г. на базе Байкальской лимнологической станции был организован Лимнологический институт СО АН СССР. Этот этап изучения оз. Байкал и региона в целом связан с именами таких ученых, как Г.И. Галазий, Н.А. Флоренсов, М.М. Кожов и многих других. Значительно повысилась изученность малых озерных бассейнов Прибайкалья и Забайкалья, результаты этих исследований были опубликованы в таких обобщающих работах, как «Минеральные воды южной части Восточной Сибири» (1962) и «Геохимия и гидрохимия природных вод Восточной Сибири» (1973). Заметной вехой в исследованиях Байкала стала первая экспедиция глубоководных обитаемых аппаратов серии «Пайсис», состоявшаяся в 1977 г.

Последний, современный этап исследований донных отложений озер Сибири напрямую связан с актуальными вопросами изменения природной среды и климата. Необходимо отметить, что в конце XX – начале XXI столетия интерес к озерным отложениям вообще заметно возрастает. Мощным стимулом для развития научного бурения в озерах и комплексного изучения их донных осадков явилась необходимость получения достоверных

данных о климате прошлого, которые могли бы послужить основой для модельных сценариев климатических изменений в настоящем и будущем. Прорывным моментом в этих исследованиях стала разработка Международной программы научного бурения на континентах ICDP (International Continental Scientific Drilling Programme). В рамках ICDP было организовано бурение донных осадков озер в различных частях света: Цинхай (Китай), Бива (Япония), Петен-Итца (Гватемала), Малави (Малави), Потрок-Айке (Аргентина), Ван (Турция) и др. На территории Азиатской части нашего материка российскими специалистами при участии зарубежных коллег успешно реализовывались такие интернациональные проекты, как бурение оз. Эльгыгытгын (El'gygytgyn Drilling Project) (Melles et al., 2012), оз. Хубсугул (Hovsgol Drilling Project) (HDP Members, 2007; Solotchina, 2009) и, наконец, крупная международная программа бурения оз. Байкал (Baikal Drilling Project) под руководством академика М.И. Кузьмина (Коллектив участников..., 1995, 2000; BDP Members, 1997; Williams et al., 1997; Кузьмин и др., 2001 и др.). Геофизические исследования, выполненные в 1989 и 1992 гг. показали, что мощность осадочной толщи в пределах Южной и Центральной котловин Байкала может достигать 8 км. В 1993 г. была пробурена первая глубоководная скважина в рамках программы «Байкал-бурение», а всего за 10 лет было проведено пять экспедиций, пробурено семь скважин и получено более 1500 м керна донных отложений возрастом 8 млн. лет (30 лет программе..., 2020). На материале проведенных исследований построены опорные континентальные разрезы, охватывающие временной интервал от плиоцена до современности.

В то же время, нельзя не отметить, что для малых озер не было предложено единого подхода к исследованиям процессов и продуктов осадконакопления. Между тем, изучение именно этих объектов в ряде случаев может дать гораздо более эффективные результаты по сравнению с исследованиями крупных глубоководных бассейнов, поскольку они менее консервативны и отчетливо реагируют на короткопериодические флуктуации окружающей среды, а именно, на изменения природно-климатических обстановок и геохимической специфики озерных вод. Седиментация в малых озерах обладает рядом характерных черт, в частности, богатством новообразованных минеральных фаз, могущих отложиться за короткое время в небольшом по площади и глубине бассейне. Образование минералов *in situ*, как под влиянием химизма среды, так и при участии биологических агентов, является важной частью геохимического цикла, а структурные и кристаллохимические особенности продуктов аутигенного минералообразования представляют собой надежные индикаторы климатических обстановок, в которых этот процесс протекает. Оптимальными объектами для подобных исследований считаются плейстоцен-голоценовые отложения малых минеральных озер (Страхов и др., 1954; Лидер, 1986; Hammer, 1986; Smoot, Lowenstein, 1991). Концептуальными работами в плане изучения мелководных озерных бассейнов можно считать серию публикаций

известного седиментолога В. Ласта с соавторами (Last, 1982, 1990, 2002; Last, De Deckker, 1990; Last, Ginn, 2005). В этих статьях обсуждаются типы и последовательность формирования аутигенных карбонатных минералов в голоценовых осадочных разрезах соленых и солоноватоводных озер аридных зон, а также возможность привлечения полученных данных для построения палеолимнологических и палеоклиматических реконструкций. Широкий круг вопросов, касающихся состава и условий образования озерных осадков, рассматривается также в ряде недавно изданных зарубежных монографий (Deocampo, 2010; Bradley, 2015).

Публикации российских ученых, посвященные изучению именно литолого-минералогических особенностей донных отложений малых озер немногочисленны, несмотря на то, что на территории нашей страны эти водоемы, различающиеся по минерализации, трофности и приуроченности к ландшафтно-географическим обстановкам, встречаются повсеместно. Среди опубликованных в последнее время работ можно выделить детальное описание отложений озер северо-запада России (Субетто, 2009), а также работу по донным осадкам озерных бассейнов Урала (Масленникова и др., 2014).

Как уже было отмечено, всплеск интереса ученых к плейстоцен-голоценовым донным осадкам озер различной минерализации во многом обусловлен тем, что они представляют собой естественные палеоклиматические архивы. Подобная постановка задачи определила основные направления, по которым в последнее время велось изучение малых озер Сибири. Большинство публикаций посвящено палинологическим и биостратиграфическим исследованиям, а также элементному и изотопному анализу отложений (Дзюба и др., 1997, 1999, 2003; Andreev et al., 2002, 2004; Blyakharchuk, 2003; Безрукова и др., 2005, 2008, 2017; Солоноватые и соленые озера..., 2009; Tarasov et al., 2009; Замана и др., 2010; Птицын и др., 2010, 2014; Bezrukova et al., 2010, 2011, 2013; Базарова и др., 2011; Леонова, Бобров, 2012; Krivonogov et al., 2012; Решетова и др., 2013; Страховенко и др., 2014, 2019; Хазин и др., 2016; Крайнов и др., 2017; Кривоногов и др., 2018; Мальцев и др., 2019; и др.). В то же время число работ, где рассматриваются собственно процессы седиментации и минеральный состав донных осадков сибирских озер, сравнительно невелико (Солотчина, 2009; Складов и др. 2010; Солотчина и др., 2011-2021; Страховенко и др., 2015, 2016; Жданова и др., 2017, 2019; Солотчин и др., 2017-2022). Хотя очевидно, что изучение литолого-минералогических особенностей озерных отложений (как и развитие современной седиментологии вообще) невозможно без широкого применения комплекса непрерывно совершенствующихся физических методов исследований минералов и их ассоциаций, являющихся индикаторами физико-химических и термодинамических обстановок осадконакопления, наблюдается острый недостаток подобных работ.

Краткая типизация озер. В зависимости от целей исследований озера подразделяются на типы по различным характеристическим признакам: размеру, минерализации, генезису котловины, характеру водообмена, биопродуктивности и т.д. (Михайлов и др., 2007). Ниже приведены некоторые сведения о типах озер, которые представляются важными для решения поставленных в работе задач.

По площади водного зеркала озера подразделяются на очень большие – площадью более 1000 км²; большие - 100-1000 км²; средние - 10-100 км² и малые – площадью менее 10 км². По глубине водоемы делятся на мелководные (средняя глубина до 10 м) и глубоководные (средняя глубина свыше 10 м).

По степени постоянства своего существования (и это в значительной мере относится к малым водоемам) озера могут быть постоянными и временными. К последним обычно относят те бассейны, которые заполняются водой во влажные сезоны года, а в остальное время представляют собой суходольные впадины. Однако проведенные автором исследования донных отложений показали, что некоторые малые озера Сибири, особенно расположенные в аридных и семиаридных районах, периодически меняли свой характер с временного на постоянный и vice versa. Подобные эволюции в большинстве своем обусловлены региональными климатическими флуктуациями в голоцене, когда господство засушливого климата приводило к установлению в озерном бассейне плейстового режима, а периоды гумидизации вызывали длительное обводнение котловины.

Для характеристики озерных вод по общей минерализации в работе применяется широко распространенная классификация О.А. Алекина, согласно которой выделяются пресные воды с общей минерализацией менее 1г/л, солоноватые – 1-25 г/л, соленые – 25-50 г/л и рассолы – более 50 г/л (Алекин, 1970). Существуют, безусловно, и более детальные классификации (например, разработанная А.М. Овчинниковым, где выделяется 8 типов вод), однако для решения поставленных в работе задач они представляются избыточными.

По характеру водообмена озера подразделяются на сточные и бессточные (Михайлов и др., 2007). Первые как минимум частично сбрасывают поступающий в них приток независимо от характера последнего. Отдельным подтипом таких озер являются проточные бассейны, через которые осуществляется транзитный снос рек или ручьев. Бессточными являются озера, в которых внешний приток расходуется только на испарение, инфильтрацию или искусственный водозабор. К таковым часто относятся водоемы аридных и семиаридных зон, например, бессточные озера широко представлены на юге Западной Сибири, а также в южных районах Прибайкалья и Забайкалья.

В настоящее время не существует единой генетической классификации озер, хотя попытки ее создания предпринимались неоднократно, с той или иной степенью успешности. В

качестве примера можно вспомнить достаточно широко известную и весьма детальную классификацию Д. Хатчинсона (Хатчинсон, 1957), которая включает 11 групп с 76 типами озерных котловин. Кроме того, в разное время был предложен целый ряд региональных классификаций, которые объединяют генетические типы озер, наиболее характерные для отдельных, как правило, достаточно крупных, элементов поверхности суши. Так, в классификации озерных котловин Западно-Сибирской равнины, предложенной Н.П. Белецкой, они подразделяются на четыре типа, девять классов и более 60 подклассов, родов и видов, включая техногенные (Белецкая, 1987). В настоящей работе, при рассмотрении того или иного озера тип его котловины специально не оговаривается, за исключением тех случаев, когда это имеет принципиальное значение.

Говоря о том, какие типы водоемов характерны именно для Сибири, следует понимать, что это огромный регион, на территории которого встречаются практически все виды климатических обстановок – от нивальных до аридных. Кроме того, имеют место высокогорные области, где присутствует вертикальная климатическая зональность. Тем не менее, некоторые общие закономерности выделить все же можно. В северных районах как Западной, так и Восточной Сибири, в зоне повсеместного распространения многолетнемерзлых грунтов широко представлены термокарстовые озера. Там же нередко встречаются эрозионно-аккумулятивные котловины ледникового происхождения. Для центральных районов Западной Сибири характерны типы озер, связанные с чрезвычайно развитой здесь речной сетью – пойменные, старичные, проточные и другие водоемы флювиального генезиса. В южных районах Сибирского региона существенная роль в образовании озерных бассейнов принадлежит рекам, в древних долинах которых они обычно и находятся, а также временным водотокам; кроме того, в наиболее засушливых районах свою роль в образовании озерных котловин играют и эоловые процессы (История озер..., 1995). Несколько особняком стоит территория Прибайкалья и Забайкалья, где большое количество озер и их систем приурочено к тектоническим впадинам Байкальской рифтовой зоны и долинам крупных рек, впадающих в Байкал. Следует подчеркнуть, что для многих озер Байкальского региона характерна гетерогенность, когда в формировании котловины участвует комплекс процессов. Так, например, системы водоемов, приуроченные к тектоническим депрессиям «забайкальского» типа (Гусиноозерская, Еравнинская и др.) могут одновременно являться и реликтовыми бассейнами, образовавшимися в результате обмеления более крупных древних озер. Дополнительным фактором может быть и эрозионная деятельность речных потоков, нередко протекающих по дну линейных тектонических впадин. Таким образом, как уже было сказано выше, территория Сибири чрезвычайно велика и обладает огромным ландшафтным разнообразием, поэтому здесь можно встретить озера любого типа, вне зависимости от того, идет речь о генезисе котловины,

минерализации или глубине. При этом климат, наряду с рельефом является ведущим фактором природной среды, оказывающим первостепенное влияние на характер озерных бассейнов (История озер..., 1995).

Глава 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ОЗЕРНЫХ ОСАДКОВ

Полигенетический характер озерных отложений, в большинстве случаев представляющих собой сложную смесь терригенных, хемогенных и биогенных компонентов, разнообразие продуктов аутигенного минералообразования, многофакторное воздействие на них окружающей природной среды и климата требуют привлечения широкого комплекса традиционных и современных методов изучения вещества осадков. Исходя из поставленных в работе задач, этот комплексный подход должен: (1) дать исчерпывающее представление о составе, структуре и генезисе изучаемых отложений; (2) раскрыть роль различных факторов седиментогенеза, обуславливающих формирование тех или иных типов осадков; (3) выявить основные индикаторы природных обстановок осадконакопления для выполнения реконструкций позднечетвертичного климата в Сибирском регионе. Основные аналитические работы выполнены на базе ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Ряд исследований проводился в аналитических лабораториях ИГХ СО РАН и ИЗК СО РАН (г. Иркутск).

2.1. Аналитические методы

Гранулометрический анализ является одним из базовых методов изучения кластических компонентов любых субаквальных отложений. Применение данного анализа преследует две основные цели. Во-первых, это типизация донных осадков. В настоящей работе используется наиболее распространенная в отечественной практике десятичная классификация граничных размеров фракций, которая, с теми или иными вариациями, применяется литологами уже больше полувека (Рухин, 1961; Фролов, 1964; Логвиненко, 1974; Казанский и др., 1987; Свальнов, Алексеева, 2005; и др.). Согласно ей, выделяются следующие основные фракции: гравийно-галечный материал (>1 мм); песок (1-0,1 мм); алеврит (0,1-0,01 мм); пелит ($<0,01$ мм). При необходимости, например для выявления изменений гидродинамических обстановок, при описании разрезов используются более дробные подразделения: крупнозернистый песок (1-0,5 мм); среднезернистый песок (0,5-0,25 мм); мелкозернистый песок (0,25-0,1 мм); крупный алеврит (0,1-0,05 мм); мелкий алеврит (0,05-0,01 мм). Во-вторых, изучение распределения частиц по размеру в разрезах нелитифицированных донных отложений может предоставить важную генетическую информацию, например, сведения о колебаниях уровня вод и относительной интенсивности постоянных или временных притоков. Измерения проводились на лазерном микроанализаторе ANALYSETTE 22 MicroTec с предварительным удалением

карбонатов и органического вещества (ОВ). Анализ распределения зерен по размерам посредством лазерной дифракции использует физический принцип рассеяния электромагнитных волн на частицах в суспензии. Достоинства метода заключаются в быстроте выполнения, высокой точности, большом диапазоне измерений и простой калибровке.

Поскольку озерные осадки представлены преимущественно тонкими фракциями, их изучение стандартными методами оптической микроскопии малоэффективно. Детальное исследование вещественного состава проводилось сочетанием дифракционных, спектроскопических, электронно-микроскопических, геохимических и ряда других методов анализа. Ведущая роль в определении фазового состава отложений, кристаллохимической типизации, изучении особенностей реальной структуры дисперсных, большей частью плохо окристаллизованных минеральных фаз осадков отводилось порошковой рентгеновской дифрактометрии.

Метод порошковой рентгеновской дифрактометрии (XRD) позволяет установить минеральный состав образца посредством определения параметров элементарных ячеек

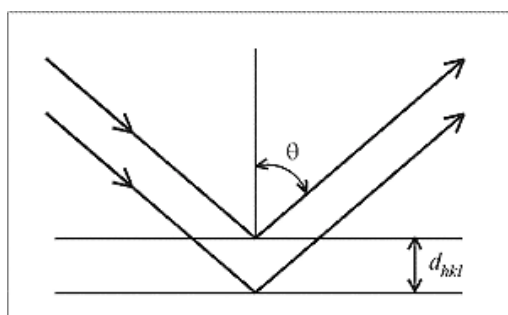


Рис 2.1. Схема отражения рентгеновских лучей от плоских сеток кристаллической структуры

кристаллических веществ, образующих самостоятельные фазы в пробе. Данный метод основан на явлении дифракции рентгеновских лучей в кристалле, который в данном случае выступает в качестве дифракционной решетки. Рентгеновские лучи, отражаясь от плоских сеток кристаллических структур минералов, интерферируют (рис. 2.1); результирующая интерференция когерентных волн определяется их амплитудами и относительными фазами. Амплитуды

этих волн можно считать одинаковыми, если пренебречь ослаблением рентгеновского излучения при его проникновении вглубь кристалла. Относительные фазы волн зависят от величины межплоскостного расстояния в кристаллической решетке $d(hkl)$, а также величины брэгговского угла Θ (угла «падения-отражения» луча на плоскую сетку структуры). Данные параметры связаны постоянным соотношением – уравнением Вульфа-Брэгга:

$$2d \cdot \sin \Theta = n \cdot \lambda,$$

где d – межплоскостное расстояние, Θ – брэгговский угол, λ – длина волны рентгеновских лучей, n – порядок дифракционного максимума. Величина n принята за 1, а λ для трубки с медным анодом составляет $1,54178 \text{ \AA}$.

При анализе смеси минералов, каковыми и являются донные осадки, на рентгенограмме присутствуют рефлексы всех веществ, входящих в состав образца. Главные характеристики рентгенограммы – положение дифракционных максимумов, определяемое углом 2Θ , и

интенсивность, равная высоте пика (в максимуме) или площади под кривой. Каждый пик – отражение n -го порядка от группы плоскостей (hkl) с межплоскостным расстоянием d . Расчет межплоскостных расстояний проводится по углам Θ , а затем сравнивается с эталонными значениями из Международной порошковой базы данных Powder Diffraction File.

Рентгеновские исследования выполнены на дифрактометрах ARL X'TRA, ДРОН 4 и ДРОН 8 (излучение CuK_α). Для фазового анализа образцы сканировались в интервале от 2 до 65° (2Θ) с шагом 0,05° и временем сканирования в точке 3 сек. Для моделирования XRD профилей глинистых минералов насыщенные этиленгликолем образцы были отсканированы в интервале от 2 до 35° (2Θ), с шагом 0,05° и временем сканирования в точке 32 сек. Для моделирования XRD профилей карбонатной составляющей осадка сканирование проводилось в интервале от 29 до 32° (2Θ) с шагом 0,05° и временем сканирования в точке 15 сек.

Метод ИК-спектроскопии использовался для анализа кристаллохимических свойств карбонатов и слоистых силикатов и определения количественного содержания ряда минеральных фаз в пробах. Инфракрасный спектр изучаемого вещества – функция интенсивности пропущенного инфракрасного излучения от его частоты (ν) – содержит ряд полос поглощения, по положению и относительной интенсивности которых делается вывод о составе образца. Количественный ИК-спектроскопический анализ основан на использовании набора искусственных стандартных смесей (эталонов), по составу и структурным характеристикам компонентов максимально близких к натуральным объектам, в данном случае – озерным осадкам. Существование прямолинейной зависимости между оптической плотностью (D) аналитической полосы поглощения для конкретного вещества и его концентрацией в стандартных смесях позволяет строить калибровочные графики для определения содержания того или иного компонента в природных образцах (Столповская и др., 2006; Солотчина, 2009). Оптическая плотность $D = \lg(I_0/I)$, где I_0 – интенсивность падающего на образец, а I – прошедшего через образец света. Съёмка спектров проводилась на двухлучевом спектрофотометре Specord 75 JR в области 400 – 4000 cm^{-1} с таблеткой чистого КВг в канале сравнения и на Фурье-спектрометре VERTEX 70 FT I, при этом запись велась в пропускании с последующим пересчетом в поглощение.

Исследование в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) применялось для изучения морфологии, фазового и химического состава образцов донных осадков. Метод основан на использовании эффективного взаимодействия с веществом образца электронов, ускоренных напряжением до 30кВ и сфокусированных электромагнитным полем. В результате этого взаимодействия возникают вторичные электроны, отраженные электроны, тормозное и характеристическое рентгеновское излучение и другие типы сигналов. Каждый вид излучения регистрируется и используется для исследования тех или иных характеристик образца. Так,

режим вторичных электронов позволяет получить данные о морфологии рельефа; режим отраженных электронов или режим фазового контраста дает возможность получить картину распределения электронной плотности в исследуемой пробе; режим характеристического рентгеновского излучения позволяет провести рентгеноспектральный микроанализ и получить данные по элементному составу образца (Goldstein et al., 1981). Исследования выполнялись в сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA 3 LMU, снабженном энергетическим спектрометром OXFORD.

Помимо детальных минералогических исследований для большинства изученных бассейнов были выполнены определения элементного состава донных осадков.

Методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) определялись содержания следующих породообразующих оксидов: Na_2O , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 , P_2O_5 , SO_3 , K_2O , CaO , V_2O_3 , TiO_2 , Cr_2O_3 , MnO , Fe_2O_3 , NiO , BaO . Пробоподготовка осуществлялась по стандартной методике (Унифицированные методы анализа..., 1979). Аналитические работы выполнены на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900-XP.

Для изучения макро- и микроэлементного составов образцов применялись два различных метода. *Атомно-абсорбционной спектрометрией (ААС)* с использованием пламенной и электротермической атомизации определялись валовые концентрации Ca, Na, K, Fe, Mn, Hg, Pb, Cd, Cu, Zn, Ni, Cr, Co, As. Пробоподготовка выполнялась по общепринятым методикам (Симонова, 1986). Анализ проводился на спектрометре Solaar М6. Другим методом исследования элементного состава осадков был *рентгенофлуоресцентный анализ с использованием синхротронного излучения (РФА СИ)*, осуществлявшийся в Международном центре синхротронного излучения (Институт ядерной физики СО РАН). Аналитические работы проводились на базе ускорителя ВЭПП-3, оснащенного спектрометрическим трактом с Si(Li)-детектором OXFORD и программно-перестраиваемым монохроматором на основе кристалла кварца, позволяющем проводить избирательное возбуждение в диапазоне энергий 14–65 кэВ, что, в свою очередь, обеспечивает выделение характеристических линий химических элементов от С1 до U. Чувствительность определения элементов на базе СИ — 0,1 г/т.

Анализ распределения стабильных изотопов кислорода и углерода ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$) в карбонатсодержащих осадках минеральных озер осуществлялся с помощью метода масс-спектрометрии. Данный подход довольно широко используется в палеоклиматических и палеолимнологических исследованиях (Talbot, 1990; Schwalb, Dean, 1998; Last, 2002). Значения $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов контролируется преимущественно процессами испарения/конденсации, 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 органики происходит обогащение легким изотопом. Величина $\delta^{13}\text{C}$ зависит также и от изотопного состава поступающих в озеро вод. 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). Изотопный состав кислорода и углерода был получен на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с использованием метода Continuous Flow и применением устройства пробоподготовки GasBench II. Погрешность анализа для $\delta^{18}\text{O}=0,02\text{‰}$, для $\delta^{13}\text{C}=0,01\text{‰}$.

Определение возраста осадков проводилось *методом радиоуглеродного (^{14}C) датирования по карбонатному и органическому веществу (AMS)*. Исследования выполнялись в: радиоуглеродной лаборатории ЦКП «Геохронология кайнозоя» СО РАН (г. Новосибирск), радиоуглеродной лаборатории г. Познань (Польша), Центре прикладных изотопных исследований (CATS) университета Джорджии (США), Институте геологии и минералогии университета г. Кельна (Германия), Корейском институте наук о Земле и минеральных ресурсов KIGAM (Южная Корея). Для большинства озер ^{14}C -датировки были приведены в соответствие с календарным возрастом с использованием калибровочной кривой INTCAL 13 (Reimer et al., 2013). Калиброванный возраст рассчитывался по программе OxCal 4.2 (Ramsey, 2009).

Для уточнения возраста верхних горизонтов разрезов некоторых озер было выполнено *датирование гамма-спектрометрическим методом по неравновесному ^{210}Pb* . Данная методика используется при изучении молодых геологических образований, возраст которых не превышает ~150 лет. Измерения проводились на низкофоновом гамма-спектрометре с колодезным коаксиальным детектором из сверхчистого германия (HPGe) с чувствительностью определения радионуклидов на уровне 0,05 Бк.

Так как возраст отложений большинства изученных озер не выходит за пределы конца позднего плейстоцена, были проведены корреляции полученных возрастных моделей с хорошо известной схемой климатостратиграфической периодизации голоцена, известной как схема Блитта-Сернандера. Разработанная более века назад, впоследствии она неоднократно модифицировалась (Нейдштадт, 1957; Nilsson, 1964; Голоцен, 1969; Хотинский, 1977; Roberts, 1998 и др.) и в настоящее время успешно применяется для большей части районов умеренного

пояса северного полушария. Хотя шкала Блитта-Сернандера не является самой современной, однако отмечается хорошее соответствие возрастных границ климатических периодов данной схемы границам стадий эволюции природно-климатических обстановок голоцена Восточной и Западной Сибири, выделенным на основании проведенного изучения донных осадков озер. В работе используется ее наиболее общепотребительный синтетический вариант (табл. 2.1).

Таблица 2.1. Периодизация голоцена по А.Блитту и Р.Сернандеру

Климатическая стадия	Начало, кал.л.н.
Субатлантик	~ 2600
Суббореал	~ 5700
Атлантик	~ 7800
Бореал	~ 10500
Пребореал	~ 11700

В основании разрезов некоторых озер могут также присутствовать позднеплейстоценовые отложения, относящиеся к позднему дриасу (~ 11700-13000 кал. л.н.), нерасчлененному бёллингу-аллерёду (~ 13000-15000 кал. л.н.) и древнейшему дриасу (~ 15000-18000 кал. л.н.). Временные границы подразделений указаны согласно схеме, предложенной Н. Робертсом (Roberts, 1998).

Для донных отложений ряда озер, с целью уточнения и детализации палеоклиматических реконструкций, использовались данные *палинологического* и *диатомового* анализов. Палинологический анализ выполнялся по стандартным методикам (Палеопалинология, 1966; Berglund, Ralska-Jasiewiczowa, 1986). Для оценки изменений в режиме атмосферного увлажнения рассчитывался индекс степь/лес, то есть отношение изменения обилия пыльцы степных и лесных элементов растительности (Безрукова и др., 2005). Подготовка проб для диатомового анализа проводилась по общепринятой 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... , 1992).

2.2. Методы моделирования рентгеновских дифракционных профилей

Донные отложения озер Сибири представляют собой детальные палеоклиматические архивы, содержащие минералы - индикаторы изменений окружающей среды. Поэтому изучение ассоциаций, состава и типоморфных особенностей кристаллических структур этих компонентов осадков и установление зависимости указанных параметров от условий их образования и

преобразования является важнейшей задачей представленной работы. Коллективом специалистов ИГМ СО РАН при непосредственном участии автора данного исследования были разработаны уникальные методы математического моделирования сложных XRD профилей минералов в многокомпонентных системах, не имеющие аналогов в мировой практике. Эти методы были использованы в работе для дифференциальной диагностики, анализа природных ассоциаций, реальной структуры и кристаллохимических характеристик хемогенных карбонатов (солончатые и соленые озера) и слоистых силикатов (пресные озера) поскольку именно они наиболее активно реагируют на изменения обстановок седиментации.

2.2.1. Современные представления о минералогии и кристаллохимии озерных низкотемпературных карбонатов

Развитие учения о структурном типоморфизме минералов – генетическом направлении кристаллохимии, у истоков которого стояли В.И. Вернадский, А.Е. Ферсман, Н.В. Белов, создает новые возможности для реконструкции процессов формирования минерального вещества и явлений, происходивших в геологическом прошлом. Ярко выраженным типоморфизмом кристаллических структур обладают карбонаты, слагающие до 18% осадочной оболочки Земли и активно участвующие в геохимическом цикле. Карбонатные минералы характеризуются широким спектром изоморфизма в кристаллической решетке, наличием полиморфных модификаций, существенными вариациями степени порядка/беспорядка в структуре и в этой связи относятся к числу наиболее перспективных объектов для изучения геологического прошлого (Reeder, 1983). В мировой практике основное внимание исследователей сосредоточено на карбонатах осадочных пород и морских осадков (например, Lippmann, 1973; Нечипоренко, Бондаренко, 1988), в то время как минералогия и кристаллохимия хемогенных высокодисперсных карбонатов внутриконтинентальных водоемов, закономерности их осаждения долгое время оставались на периферии внимания специалистов, как в нашей стране, так и за рубежом. Между тем в самом факте присутствия в озерных осадочных разрезах тех или иных карбонатов, особенностях их состава и реальной структуры, последовательности формирования скрыты физико-химические условия осадконакопления, определяемые главным образом климатом, что позволяет использовать карбонатные записи для палеоклиматических реконструкций.

В донных осадках озер различной минерализации встречаются преимущественно тригональные разновидности карбонатов: кальцит CaCO_3 , Mg-кальциты разной степени магнезиальности $(\text{Ca},\text{Mg})\text{CO}_3$ и Ca-избыточные доломиты $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$, присутствует арагонит (ромбическая модификация CaCO_3), эпизодически появляются моногидрокальцит $\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ и родохрозит MnCO_3 (Солотчина, Солотчин, 2014). В единичных случаях присутствуют иные

карбонаты – сидерит, гидромагнезит и др. Исследования показали, что в ансамбле карбонатных минералов наиболее распространены и исключительно изменчивы магнезиальные кальциты и Са-избыточные доломиты, обладающие необычными и далеко ещё не изученными свойствами.

По химическому составу, положению основных аналитических пиков на рентгенограммах и полос поглощения в ИК-спектрах Mg-кальциты занимают промежуточную позицию между кальцитом и доломитом. В структуре кальцита CaCO_3 заселенные кальцием слои чередуются вдоль оси c с карбонатными слоями, в структуре же доломита ($\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$) катионы Mg замещают катионы Са строго в каждом втором слое. Природные низкотемпературные Mg-кальциты плохо окристаллизованы и имеют малые размеры кристаллитов ($<10 \mu\text{m}$). Детальные исследования их структуры затруднены из-за отсутствия монокристаллов необходимого качества и размера. Известны лишь две работы, в которых представлены результаты структурных исследований Mg-кальцитов, выполненных на единичных монокристаллах биогенного происхождения с низким ($<12,9$ мол.%) содержанием MgCO_3 (Althoff, 1977; Raquette, Reeder, 1990). Авторы пришли к заключению, что в структуре Mg-кальцитов Са и Mg беспорядочно распределены по катионным позициям, т.е. в этом случае Mg-кальциты представляют собой твердые растворы. Из значительного различия ионных радиусов Mg^{2+} ($0,72\text{\AA}$) и Ca^{2+} ($1,00\text{\AA}$) следует, что твердые растворы системы $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ должны существовать лишь в ограниченном интервале содержания в них магния. В иных случаях будет возникать деформационное давление, препятствующее устойчивости решетки. Это означает, что Mg-кальциты с повышенным содержанием MgCO_3 , должны быть метастабильными (или нестабильными). Тем не менее, Mg-кальциты широко распространены в природе и содержание MgCO_3 в них может достигать 43 мол.%, вплоть до составов Са-избыточного доломита. В чём же причина стабильности структуры?

На XRD спектрах озерных осадков магнезиальные кальциты диагностируются по наиболее интенсивным аналитическим линиям $hkl=104$ безводных тригональных карбонатов в области углов $28,5\text{-}32,5^\circ 2\Theta \text{CuK}\alpha$. Значения межплоскостных расстояний d_{104} Mg-кальцитов располагаются в интервале от $3,036\text{\AA}$ (кальцит) до $2,887\text{\AA}$ (стехиометрический доломит) и служат мерой их магнезиальности (рис. 2.2). Для детального описания Mg-кальцитов среди них удобно выделить три группы по величине d_{104} : 1) низкомагнезиальные кальциты с содержанием MgCO_3 в структуре $< 4\text{-}5$ мол.% ($3,036\text{\AA} > d_{104} > 3,02\text{\AA}$); 2) промежуточные магнезиальные кальциты с $5\text{-}18$ мол.% MgCO_3 в структуре ($3,02\text{\AA} > d_{104} > 2,98\text{\AA}$); 3) высокомагнезиальные кальциты с содержанием $18\text{-}43$ мол.% MgCO_3 ($2,98\text{\AA} > d_{104} > 2,90\text{\AA}$). В свою очередь Са-избыточные доломиты, в структуре которых избыток CaCO_3 может достигать 7 мол.% по отношению к доломиту *sensu stricto*, характеризуются значениями d_{104} от $2,90\text{\AA}$ до $2,887\text{\AA}$.

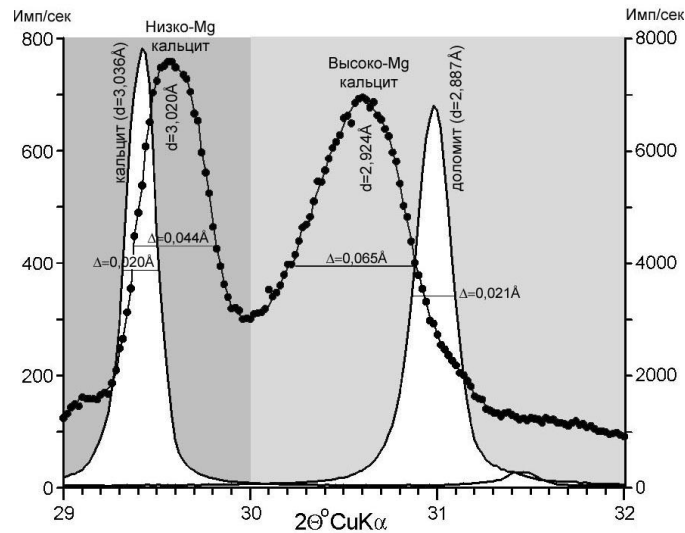


Рис. 2.2. XRD спектры «идеальных» и разупорядоченных тригональных безводных карбонатов кальцит-доломитового ряда. Показаны положение и форма рентгеновских дифракционных отражений ($hkl=104$) низкотемпературных Mg-кальцитов из осадков минерального оз. Цаган-Тырма, (линия с точками, шкала интенсивности слева) в интервале между соответствующими отражениями стехиометрических кальцита и доломита из докембрийских отложений Красноярского края (сплошная линия, шкала интенсивности справа). Большие значения полуширины и низкая интенсивность пиков Mg-кальцитов являются показателем их структурной разупорядоченности.

На рентгенограммах изученных образцов, записанных с высоким разрешением, 104-пики карбонатных минералов как правило формируются в виде двух максимумов сложной формы и переменной интенсивности: 1) низкомагнезиальных и промежуточных кальцитов и 2) высокомагнезиальных кальцитов и Ca-избыточных доломитов. Эти расширенные дифракционные максимумы имеют сложную конфигурацию, и каждый из них представляет собой суперпозицию нескольких пиков от карбонатных фаз с различным содержанием Mg в структуре. Условная граница между ними располагается на $30^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha$, ($d_{104}=2,98\text{\AA}$) (рис. 2.3).

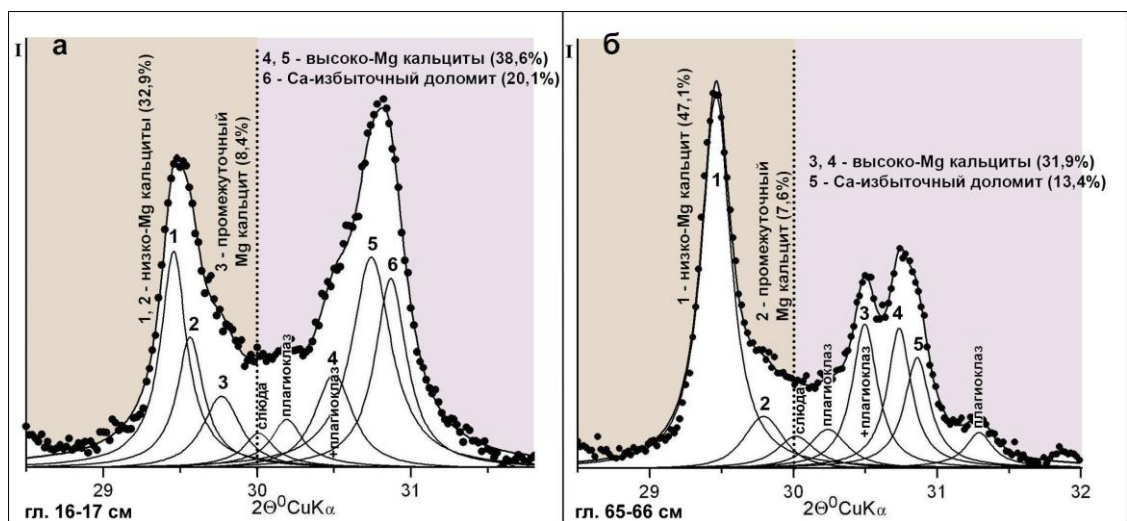
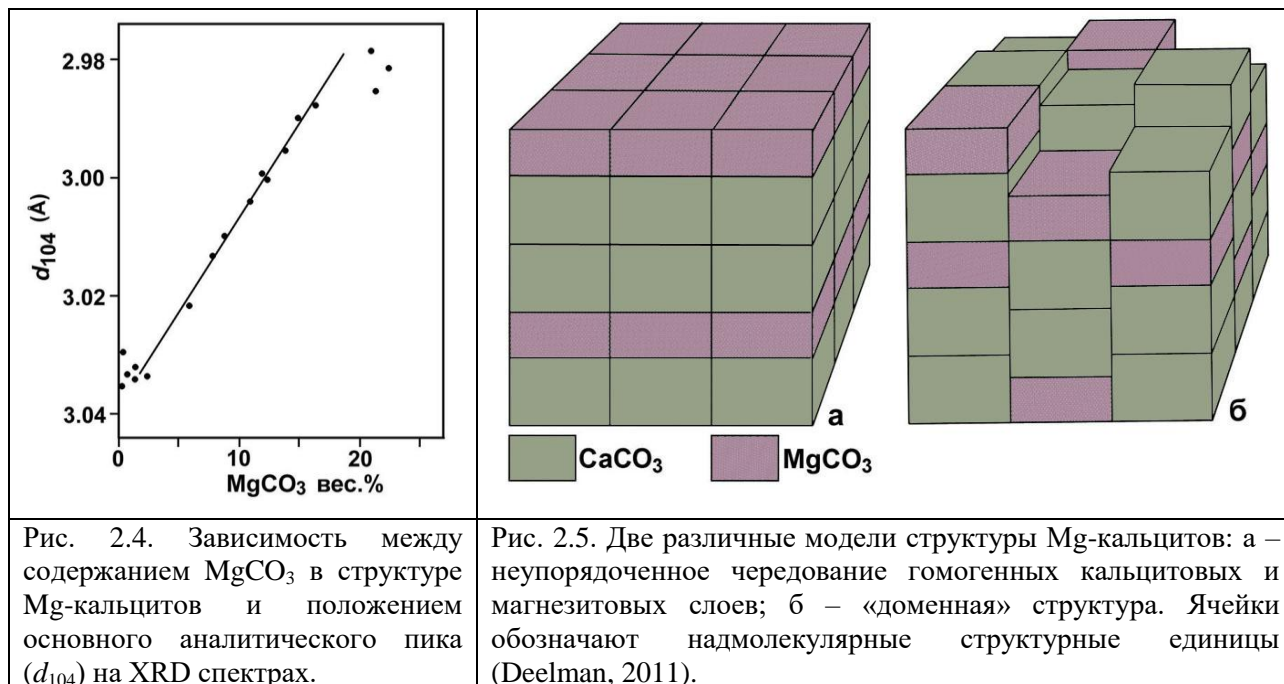


Рис. 2.3. Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов осадков оз. Верхнее Белое (Западное Забайкалье) в области проявления d_{104} пиков; а – аридный климат, б – гумидный климат. Дифракционные пики индивидуальных фаз описаны функцией Пирсона VII. Общее содержание карбонатов в образце принимается за 100%.

Известно, что между составом истинных твердых растворов и периодом кристаллической решетки существует линейная зависимость (закон Вегарда). Для Mg-кальцитов линейные соотношения выдерживаются лишь в пределах содержания $MgCO_3$ до 18 мол.% (рис. 2.4). Повышение концентрации Mg вызывает усложнение характера указанной зависимости. В настоящее время Mg-кальциты рассматриваются как смешанные кристаллы ряда кальцит–доломит без постоянного химического состава (Navrotsky, Capobianco, 1987; Deelman, 2011). При низких содержаниях магния ($MgCO_3 < 18$ мол.%) они являются истинными твердыми растворами (рис. 2.5 а). В остальных случаях это «доменные» кристаллы нанометрической размерности, представляющие собой смешанослойные образования, состоящие из последовательности кальцитовых и магнезитовых слоев, чередующихся с разной степенью порядка, вплоть до составов Ca-избыточных доломитов (рис. 2.5 б). Пропел на XRD спектрах Mg-кальцитов в области $2\Theta_{CuK\alpha}=30^\circ$ можно объяснить перестройкой структуры от истинных твердых растворов к структурам смешанных «доменных» кристаллов. Процесс этой структурной перестройки достаточно сложен и пока не в полной мере изучен, однако очевидно, что в природе при температурах, близких к поверхностным, весьма редко создаются условия для осаждения Mg-кальцитов с содержанием $MgCO_3$ около 20-30 мол.%.



В структуре Ca-избыточного доломита избыток $CaCO_3$ по разным данным составляет 7-10% в сравнении со стехиометрическим доломитом. В отличие от Mg-кальцитов Ca-избыточные доломиты обладают более сложной системой структурного порядка. Их структура описывается как смешанослойная, в которой слои нестехиометрического доломита с различным содержанием избыточного Ca чередуются с небольшим количеством кальцитоподобных и

стехиометрических доломитовых слоев в различных пропорциях и с разной степенью порядка (Drits et al., 2005). Исходя из того, что смешанослойная структура Са-избыточного доломита более близка структуре высоко-Mg кальцита, нежели доломита *sensu stricto*, сделано заключение, что этот смешанный кристалл является крайним членом ряда Са-Mg безводных карбонатов и имеет генезис отличный от стехиометрического доломита (Deelman, 2011). Электронно-микроскопическими исследованиями Са-избыточных доломитов (Reeder, 1983) было показано, что на уровне нанометрической размерности эти минералы обладают негомогенностью, подобной той, которая отмечается в Mg-кальцитах. В то же время стехиометрические доломиты, в которых отношение Mg- и Са-слоев равно 1:1, гомогенны. Распространенная точка зрения, что Са-избыточный доломит представляет собой так называемый «протодоломит» – переходную метастабильную фазу, возникающую на ранних стадиях доломитообразования, не находит кристаллохимического подтверждения, по крайней мере для нормальных P-T условий.

Еще одним достаточно часто встречающимся в осадках озер карбонатным минералом является арагонит - ромбическая полиморфная модификация СаСО₃. Этот минерал может иметь как биогенное, так и хемогенное происхождение. Сведения о кристаллической структуре и химии арагонита приведены Дж. Спиром (Speer, 1983). Арагонит формируется в более узком диапазоне физико-химических условий, чем кальцит и более метастабилен по сравнению с ним. Формирование в осадках арагонита, а не стабильного кальцита, обусловлено высокой концентрацией магния в водной толще (Лидер, 1986). Ионы Mg²⁺ окружены плотной гидратной оболочкой [Mg(H₂O)₆]²⁺. Сорбируясь на поверхности зародышей кальцита, они блокируют его рост. В то же время адсорбция гидратированных ионов магния на поверхности арагонита в силу особенностей его ромбической структуры проявляется значительно слабее и мало влияет на скорость его кристаллизации (Лидер, 1986; Нечипоренко, Бондаренко, 1988).

Характерной особенностью хемогенного арагонита, обнаруженного в донных осадках минеральных озер Сибири является повышенное межплоскостное расстояние основного аналитического пика $d_{111}=3,44\text{\AA}$ по сравнению с эталонным $d_{111}=3,397\text{\AA}$ (база данных PDF, card № 411475). Это обстоятельство, вероятно, связано с вхождением Sr, содержание которого в образцах с арагонитом увеличивается в 1,5-2 раза, в позиции Са. Несмотря на различие в ионных радиусах – $1,18\text{\AA}$ (Са²⁺) и $1,31\text{\AA}$ (Sr²⁺), девятая координация иона Са²⁺ в ромбической структуре арагонита позволяет образование подобных твердых растворов (Reeder, 1983). Основанная на наблюдениях (Last, 2002) последовательность осаждения карбонатов в соленых озерах, отражающая увеличение Mg/Ca-отношения в воде и ее солёности, выглядит следующим образом: низко-Mg кальцит → высоко-Mg кальцит → арагонит → доломит → магнезит/хантит. То, что в отложениях высокоминерализованных сибирских озер арагонит не

доминирует, а соосаждается с Mg-кальцитами и Са-доломитом в количестве, редко превышающем 20% от суммы карбонатов, указывает не только на повышенные концентрации в воде ионов Mg^{2+} и ее соленость, но и на избыток карбонатных ионов, препятствующих преимущественному формированию арагонита.

Моногидрокальцит на сегодняшний день едва ли соответствует закрепившейся за ним репутации редкого карбоната, поскольку все чаще встречается в самых различных обстановках (Hull, Turnbull, 1973; Stoffers, Fischbeck, 1974; Taylor, 1975; Солотчина и др., 2008; Swainson, 2008 и др.). Анализ условий формирования моногидрокальцита показал, что они включают в себя те же факторы, которые в целом характерны для Mg-кальцитов (Нечипоренко, Бондаренко, 1988). Существенное различие состоит в определяющем влиянии на его образование и стабилизацию ряда органических и неорганических примесей. Минерал неустойчив и склонен к быстрому преобразованию в кальцит и арагонит (Swainson, 2008). Установлено, что в современных отложениях моногидрокальцит образуется в богатой магнием обстановке в широком интервале отношения Mg/Ca как продукт биоминерализации. Присутствие моногидрокальцита в озерных осадках служит косвенным подтверждением активизации процессов фотосинтеза водной растительности и накопления примесей, необходимых для формирования и сохранения этого минерала.

2.2.2. Метод моделирования XRD профилей карбонатов

Метод моделирования XRD профилей карбонатов заключается в разложении их расширенных дифракционных максимумов, имеющих сложную конфигурацию и представляющих собой суперпозицию нескольких пиков карбонатных фаз с различным содержанием Mg в структуре, на индивидуальные пики с помощью функции Пирсона VII, имеющей следующий вид:

$$P(2\Theta) = 2 \left(\frac{2^{1/m} - 1^{1/2}}{\pi} \right)^{1/2} \cdot \frac{\gamma(m)}{\gamma(m-1/2)} \cdot \frac{1}{H} \cdot \left[1 + 4 \frac{(2\Theta - 2\Theta_0)^2}{H^2} \cdot (2^{1/m} - 1) \right]^{-m},$$

где γ – гамма-функция, H – полуширина линии, $2\Theta_0$ – положение максимума линии, m – параметр формы.

Данная функция универсальна, она включает в себя как частные случаи функции Коши, Лоренца, Гаусса и применяется в рентгеноструктурном анализе для адекватного описания профилей порошковых дифракционных линий. Переменными (моделируемыми параметрами) являются интенсивность линии, ее полуширина и параметр формы. Для проведения собственно процедуры моделирования выполнялось сканирование образцов с высоким разрешением в интервале от 29 до 32° (2Θ), полученные результаты обрабатывались с использованием

программных пакетов OriginLab 7.5 и MS Excel. Таким образом устанавливались положение максимума, интегральная интенсивность аналитического 104-пика каждой карбонатной фазы и их количественные соотношения (Рис. 2.3). Определение содержания $MgCO_3$ в каждой из фаз проводилось по калибровочным графикам зависимости величины d_{104} от содержания мол.% $MgCO_3$ (Goldsmith, Graf, 1958; Deelman, 2011). Первое применение модельного подхода к изучению донных отложений минеральных озер Прибайкалья показало, что аридизация климата, сопровождающаяся падением уровня вод, приводит к осаждению серии высокомагнезиальных кальцитов и Са-доломитов, в то время как теплый и влажный климат способствует формированию низкомагнезиальных и промежуточных Mg-кальцитов (Солотчина и др., 2008б, 2011; Складов и др., 2010). Дальнейшие исследования, проведенные на материале целого ряда бассейнов Восточной и Западной Сибири (Солотчина и др., 2012-2015, 2017, 2021; Солотчин и др., 2017, 2018, 2022) подтвердили существование указанной закономерности.

2.2.3. Метод моделирования XRD профилей слоистых силикатов

Корректная идентификация слоистых силикатов в поликомпонентных образцах озерных осадков является задачей высокой сложности, которая обусловлена не только разнообразием встречающихся в природе филлосиликатов, но и широким распространением среди глинистых минералов смешанослойных образований, представляющих собой примеры естественного проявления одномерного порядка/беспорядка. Для получения исчерпывающей информации о составе, структурных характеристиках каждого минерала и их количественных соотношениях в пробах в работе применялся авторский метод математической обработки (моделирования) XRD спектров слоистых силикатов (Солотчина, 2009) (рис. 2.6).

Метод основан на расчете интерференционной функции от одномерно-неупорядоченных кристаллов конечной толщины (Mac Ewan, 1958; Reynolds, 1980; Moore and Reynolds, 1997). Оптимизация моделируемых параметров выполнялась эффективными методами нелинейного программирования (Гилл и др., 1985). Моделирование предварялось выбором нескольких компонент с явно выраженным профилем и заданием для них исходных параметров, которые подразделяются на три группы. Первая группа определяет химический состав минеральной компоненты, вторая - вероятностные параметры, описывающие состав слоев, количество слоев разного типа и порядок их переслаивания в структуре, третья контролирует распределение доменов по размерам. Для построения единой модели, включающей в себя все присутствующие в образце слоистые фазы, применялась итерационная процедура суммирования их индивидуальных вкладов с учетом весовых факторов. Эти факторы рассчитываются с использованием системы линейных уравнений интенсивностей диагностических пиков индивидуальных компонент (Reynolds, 1983).

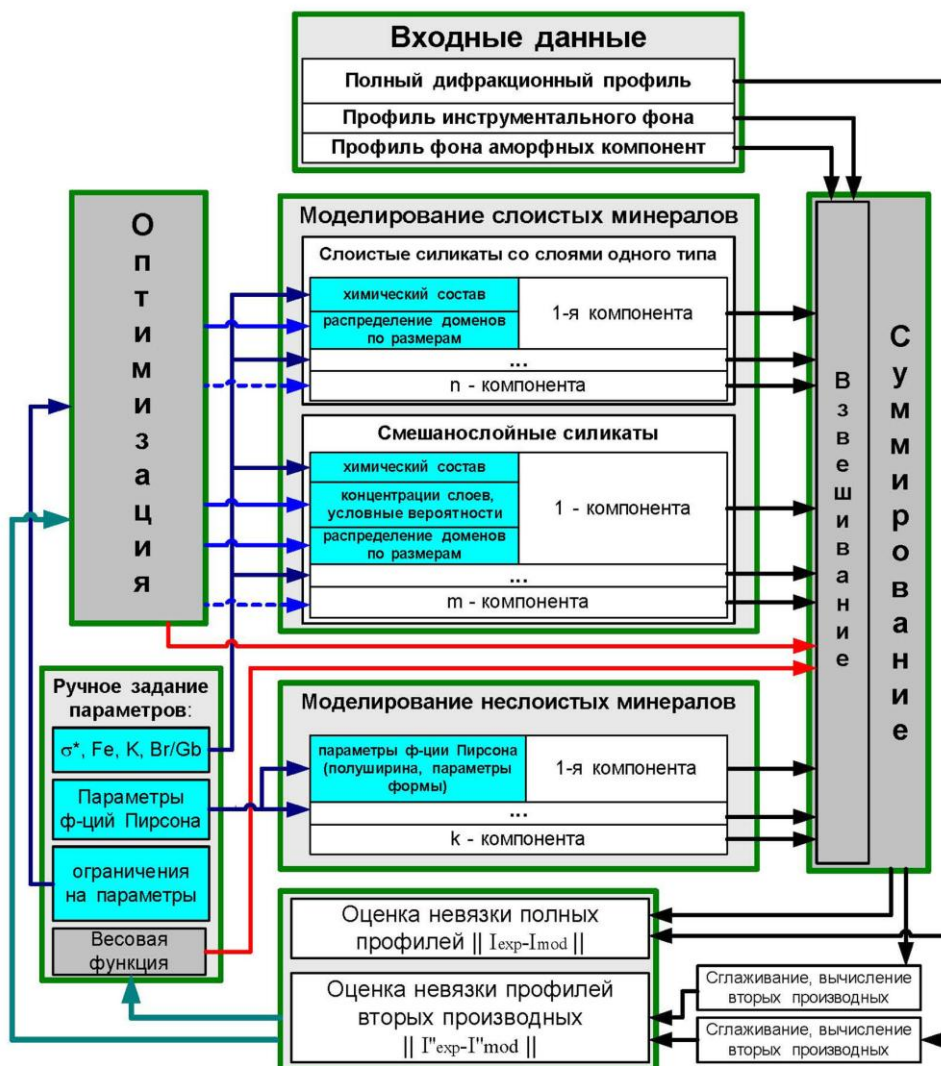


Рис. 2.6. Блок-схема алгоритма моделирования XRD профилей слоистых силикатов в поликомпонентных системах (Солотчина, 2009); σ^* - стандартное отклонение, описывающее степень ориентации образца, Br/Gb – отношение бруситовых и гиббситовых слоев в хлорите, I_{exp} – интенсивность экспериментального пика, I_{mod} – интенсивность модельного пика.

Кроме глинистых минералов в донных осадках, как правило, присутствуют кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат и ряд других минералов. При построении суммарного модельного спектра образца для ликвидации его «провисания», дифракционные пики присутствующих неслоистых минералов описываются функцией Пирсона VII. Рис. 2.7 демонстрирует необходимость моделирования линий неслоистых минеральных фаз и полосы двумерной дифракции, проявившейся из-за неполной ориентации образца, для получения удовлетворительного соответствия модельного и экспериментального профилей (Солотчина, 2009).

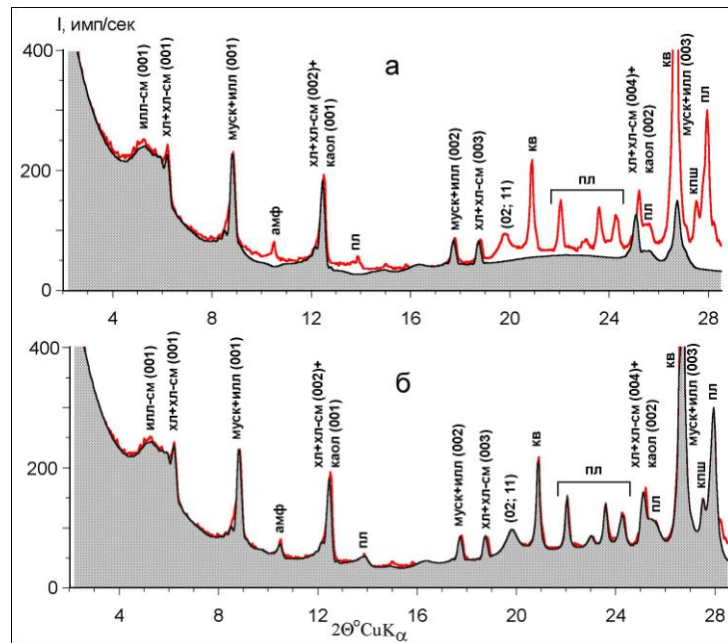


Рис. 2.7. Суммарный модельный дифракционный профиль образца алевритистой глины донных отложений озера Байкал (красная кривая – эксперимент; черная – модель): а – суммирование вкладов только слоистых силикатов осадка, очевидно “провисание” модельного спектра; б – суммирование с добавлением модельных профилей неслоистых минералов (кварца, плагиоклаза и т.д.) и полосы двумерной дифракции (02; 11), описанных функцией Пирсона VII. Слоистые силикаты: илл – иллит, илл-см – иллит-сметтит, хл – хлорит, хл-см – хлорит-сметтит, муск – мусковит, каол – каолинит; неслоистые минералы: амф – амфибол, пл – плагиоклаз, кв – кварц, кпш – калиевый полевой шпат.

Нередко в озерных отложениях совместно со слоистыми силикатами встречается биогенный кремнезем – рентгеноаморфная компонента, присутствие которой обнаруживается на рентгенограммах в виде широкого гало в области средних углов. Удаление биогенного кремнезема из осадка химическими методами приводит к нарушениям в структуре глинистых минералов. В этой связи его спектр вводится в модельный спектр образца как дополнительный компонент в пропорции, соответствующей его содержанию. Для этого используется эталонный XRD спектр биогенного кремнезема, полученный от чистого диатомового материала.

Глава 3. ДОННЫЕ ОСАДКИ ОЗЕР ЗАБАЙКАЛЬЯ

3.1. Физико-географическая и геологическая характеристика Забайкалья

Забайкалье – обширная территория в центральной части Евразийского континента восточнее оз. Байкал. С севера на юг, от Патомского и Северо-Байкальского нагорий до государственной границы с Монголией и Китаем его протяженность составляет до 1000 км, а с запада на восток, от юго-западной оконечности Байкала до слияния рек Шилка и Арнунь (административная граница Забайкальского края) - около 1200 км (Атлас Забайкалья, 1967).

Забайкалье является областью повсеместного развития горного рельефа, на большей части которой преобладают широкие плосковершинные хребты северо-восточного простирания с абсолютными отметками от 1000 до 1500 – 1800 м. Равнинные ландшафты встречаются преимущественно в долинах крупных рек и тектонических депрессиях, среди которых выделяются впадины байкальского (внутригорного) и забайкальского (межгорного) типов (Флоренсов, 1960). Первые выполнены кайнозойскими осадками и еще не завершили своего развития. Вторые - линейные прогибы с плоскими днищами – обычно заполнены мезозойскими осадочными и вулканогенными отложениями. К байкальскому типу, кроме, собственно, впадины оз. Байкал, относятся Баргузинская, Муйская, Баунтовская, Чарская и другие котловины. Впадины забайкальского типа распространены в регионе более широко, их насчитывается несколько десятков, наиболее крупные из них Читино-Ингодинская, Гусиноозерская, Чикойская, Беклемишевская, Ундинская.

По орографическим особенностям Забайкалье разделяется на западную, центральную и восточную части (рис. 3.1). В состав Западного Забайкалья входят хребты Улан-Бургасы, Баргузинский, Икатский, Цаган-Хуртэй и др., обширное Витимское плоскогорье и ряд межгорных котловин. Центральное Забайкалье на юге начинается горами верховьев Чикоя и Ингоды. Отсюда горные хребты широкой полосой протягиваются на северо-восток и в бассейне реки Олёкмы примыкают к Становому нагорью и хребтам Приамурья. Наиболее известные хребты этой полосы – Яблоновый, Даурский, Черского и система Олёкминского Становика. Восточное Забайкалье расположено в бассейне истоков Амура. Хребты Восточного Забайкалья представляют собой короткие низкогорные массивы, высшие точки которых не превышают 1000—1500 м. Обширные пространства – около половины территории – заняты здесь равнинами межгорных котловин.

Забайкалья можно встретить лессовидные отложения ледникового и эолового генезиса, элювий на водораздельных площадях, делювий и коллювий у подножий горных склонов.

Для Забайкалья характерен резко континентальный, суровый климат со значительными колебаниями как годовых, так и суточных температур и неравномерным сезонным распределением атмосферных осадков. Зима в регионе сухая, малооблачная и безветренная, лето в первой половине засушливое, во второй (июль-август) – дождливое. В горных районах континентальность несколько сглажена, а увлажнение повышено. Многолетняя средняя температура имеет отрицательные значения. Средние температуры января изменяются от -23°C на юге региона до $-30\dots-33^{\circ}\text{C}$ на севере, а абсолютные минимумы достигают $-50\dots-58^{\circ}\text{C}$. Средняя температура июля на равнинных участках юга региона колеблется от $+19$ до $+22^{\circ}\text{C}$, но в некоторые дни жара достигает $+35\dots+40^{\circ}\text{C}$. На высоте 1500 – 2000 м температуры июля равны $+10\dots+14^{\circ}\text{C}$, а заморозки случаются даже в середине лета (Мячкова, 1983).

Во многом климат Забайкалья определяется присутствием над Сибирью в холодное время года Сибирского (Азиатского) антициклона. Это обширная и долговременная область высокого давления, возникающая в сентябре-октябре и исчезающая в апреле-мае, поэтому зимой в регионе выпадает очень мало осадков: высота снежного покрова в южных районах составляет менее 10 см, а в центральных – 20-30 см. Следует, однако, отметить, что данные метеорологических наблюдений за последние два десятилетия показали некоторое ослабление влияния Азиатского антициклона. Положительные аномалии средних месячных температур в Байкальском регионе составили: в январе 2002 г. $9,0^{\circ}\text{C}$, а в декабре 2015 г. $7,5^{\circ}\text{C}$, что является рекордными значениями за всю историю наблюдений. Весной в Забайкалье приходит континентальный полярный воздух, во второй половине лета сменяющийся южными циклонами, вызывающими обильные осадки. Такой характер атмосферной циркуляции приводит к тому, что 80-90% осадков выпадает в виде дождей в теплое время года (Ресурсы..., 1973). Горный рельеф региона обуславливает весьма неравномерное их распределение, когда наибольшее количество осадков приходится на наветренные склоны и водоразделы хребтов, расположенные на пути движения воздушных масс, однако в среднем в степных районах выпадает 200-300 мм осадков в год, в горно-таежном поясе – около 350-450 мм/год.

Описанные выше климатические условия весьма способствуют повсеместному распространению многолетней мерзлоты – от сплошного залегания на большей части территории региона до участков сезонной мерзлоты островного типа в южных и юго-восточных районах. Данное явление, особенно в зонах сплошного развития многолетнемерзлых пород, наряду с расчлененностью рельефа, ограничивает инфильтрацию атмосферных осадков, что вызывает паводки на реках и повышение уровня воды в озерах.

Таким образом, Забайкалью присуще широкое разнообразие ландшафтно-климатических обстановок, что диктуется, во-первых, достаточно расчлененным рельефом территории, а, во-вторых, ее расположением (в меридиональном направлении) между арктической областью Северо-Сибирской низменности и семиаридными и аридными районами северной Монголии и Китая. Резко континентальный климат и холодные, но малоснежные зимы, обусловленные влиянием Сибирского антициклона, приводят к одновременному развитию на территории Забайкалья процессов аридизации и криодизации. Взаимовлияние этих природных процессов создает специфическую мозаику ландшафтной структуры региона. Она выражается в распространении типичных сухостепных ландшафтов в высокогорьях и на севере, с одновременным продвижением в южные и более равнинные территории многолетней мерзлоты (Самойлова, 2002).

Забайкалье характеризуется достаточно развитой речной сетью, насчитывающей порядка 37 тыс. рек, из которых реки длиной менее 100 км составляют 99%, что определяет весьма значительную роль малых водотоков в формировании гидросферы региона (Ресурсы..., 1973). Средняя густота речной сети составляет 0,25 км/км². Истоки большинства рек приурочены к горным хребтам, поэтому, по крайней мере, в верховьях они имеют каменистое русло с глубокими эрозионными врезами. Реки, приуроченные к впадинам байкальского типа, практически на всем своем протяжении сохраняют горный характер с большим продольным уклоном, узким каньонообразным поперечным профилем и невыраженной поймой. Крупные же реки, протекающие в депрессиях забайкальского типа, нередко имеют равнинный характер, особенно в среднем и нижнем течении (Солоноватые и соленые озера..., 2009).

3.2. Озера Забайкалья, общая характеристика

Всего на территории Забайкалья насчитывается порядка 19000 озер, подавляющее большинство которых (более 99 %) составляют водоемы площадью менее 1 км² (Солоноватые и соленые озера..., 2009). Современные озерные бассейны сравнительно молоды и имеют четвертичный возраст; непрерывно существующих с мезозоя, палеогена и неогена водоемов в регионе нет. Наиболее древними озерами Забайкалья считаются Торейские озера, предположительно возникшие в результате тобольского (лихвинского) потепления в среднем плейстоцене и с тех пор существенно не менявшие своего положения в пределах впадин. Связано их долговременное существование с тем, что заложившиеся в мезозое депрессии юго-востока Забайкалья не подвергались значительным морфологическим изменениям в отличие от остальной территории региона, которая испытывала существенное влияние неотектонических движений (Шамсутдинов, 1975). Не менее значительную роль в формировании современных озерных систем Забайкалья сыграли климатические изменения, имевшие место в позднем

плейстоцене и голоцене, поэтому возраст донных отложений большинства озер региона редко выходит за пределы верхней границы последнего ледникового максимума.

Преобладающим типом забайкальских озер, особенно в областях с расчлененным рельефом, являются пресные бассейны, однако и озера с повышенной минерализацией (от солоноватоводных до соленых) распространены достаточно широко, причем не только в засушливых лесостепных и степных районах (табл. 3.1). Как правило, воды минеральных озер Забайкалья гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные натриевые, изредка встречаются другие типы. Сами минеральные водоемы в подавляющем большинстве случаев являются бессточными, а, нередко, и полностью закрытыми, т.е. не имеющими не только поверхностного стока, но и притока в виде рек и ручьев. Водно-солевое питание такие озера получают за счет атмосферных осадков и подземных вод. Большое влияние на формирование и режим озер оказывает многолетняя мерзлота. Зона моголетнемерзлых пород препятствует фильтрации надмерзлотных вод, поэтому динамические силы, возникающие при замерзании воды, вытесняют концентрированные растворы на поверхность почвы, где они образуют лед и соли. В теплое время года при постепенном оттаивании деятельного слоя эти соли растворяются поверхностными водами и с ними попадают в озера (Минеральные воды..., 1961).

Таблица 3.1. Приуроченность и типы озер Забайкалья (по данным: Флоренсов, 1960; Ресурсы..., 1973; Солоноватые и соленые озера..., 2009)

Тип ландшафта	Приуроченность озера	Преобладающий тип по минерализации
Гольцы	Кары, цирки, древние поверхности выравнивания	Ультрапресные
Горная тайга	Горные долины, древние поверхности выравнивания	Пресные
Тайга приподнятых равнин и горных котловин	Межгорные котловины	Пресные и солоноватые
Лесостепь	Долины рек и подгорные шлейфы	Пресные, солоноватые и соленые
Степь	Долины рек и подгорные шлейфы	Пресные, солоноватые и соленые

Большинство малых озер Забайкалья и сопредельных районов Монголии группируются в системы, расположенные на ограниченных площадях, характеризующихся единством ландшафтных и гидрографических условий (Склярков и др., 2011). Как правило, эти системы носят названия тектонических депрессий, к которым они приурочены. Тем не менее, в современной научной литературе, посвященной тем или иным аспектам озерной проблематики на территории Байкальского региона, нет конвенционного подхода к наименованию данных групп озер. В зависимости от целей исследований и/или удобства описания, две и более

близкорасположенные впадины и приуроченные к ним водоемы могут рассматриваться и как одна система и по отдельности. Примеры районирования приведены на рис. 3.2. Следует отметить, что минерализация вод не только в озерной системе, но и в отдельных компактных группах водоемов внутри системы может значительно варьировать.

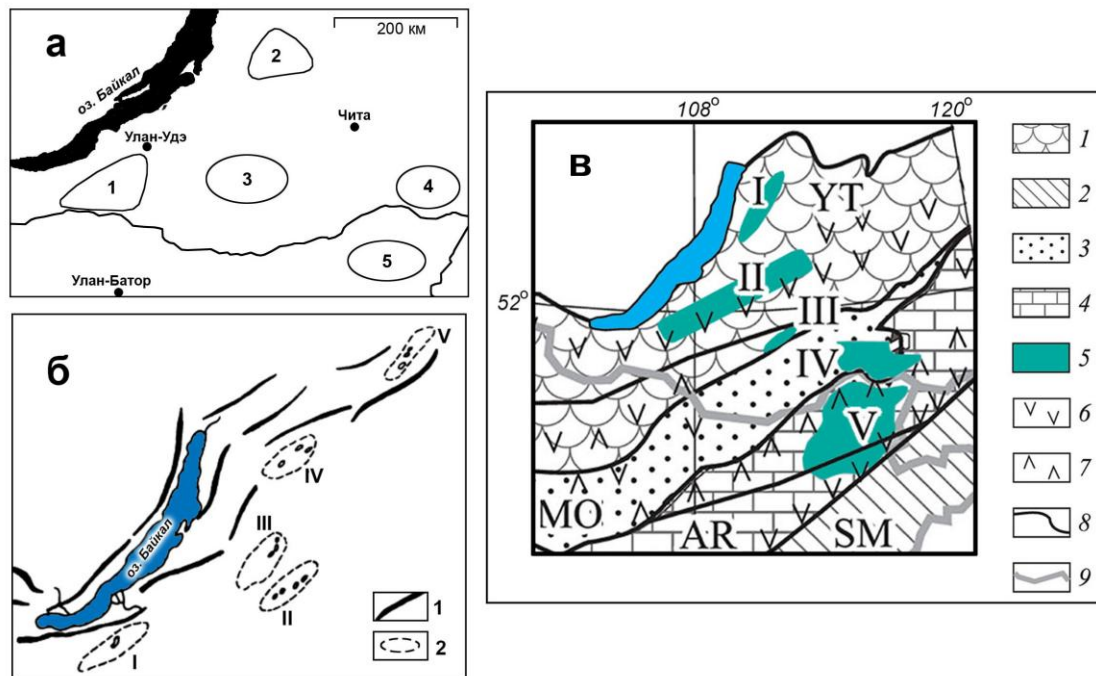


Рис.3.2. Различные карты-схемы выделения озерных систем Забайкалья и прилегающих районов Монголии:

а - по (Солоноватые и соленые озера..., 2009). Системы озер: 1 – Селенгинская, 2 – Баргузинская, 3 – Ингодинская, 4 – Онон-Борзинская, 5 – Восточно-Монгольская;

б - по (История озер..., 1995). Условные обозначения: 1 – горные хребты, 2 – озерные районы: I – Гусино-Удинский, II – Ивано-Арахлейский, III – Еравнинский, IV – Баунтовский, V – Олёмко-Витимский;

в – по (Скляров и др., 2011). Расположение систем малых озер Забайкалья и Северо-Восточной Монголии на геодинамической схеме региона. Условные обозначения: террейны: 1 — Енисейско-Забайкальский (YT), 2 — Южно-Монгольско-Хинганский (SM), 3 — Монголо-Охотский (МО), 4 — Аргунско-Идермегский (AR); 5 – системы озер: I – Баргузинская, II — Еравнинско-Гусиноозерская, III — Ингодинская, IV — Онон-Борзинская, V — Северо-Монгольская; 6 — перекрывающие образования континентальной окраины, 7 — перекрывающие образования трансформной континентальной окраины, 8 — геологические границы и разломы, 9 — госграница.

В настоящей работе рассматриваются результаты изучения донных отложений девяти озер различной минерализации, восемь из которых приуроченных к наиболее крупным озерным системам Забайкалья: оз. Верхнее Белое, Сульфатное и Круглое (Гусиноозерская система), оз. Большое Алгинское (Баргузинская система), оз. Долгое и Большое Окунево (Еравнинская система), оз. Баунт (Баунтовская система), оз. Арахлей (Ивано-Арахлейская система). Отдельно рассматривается одиночное оз. Киран, расположенное на крайнем юге изучаемого региона в долине р. Чикой и не принадлежащее ни к одной из упомянутых озерных систем (рис. 3.3).

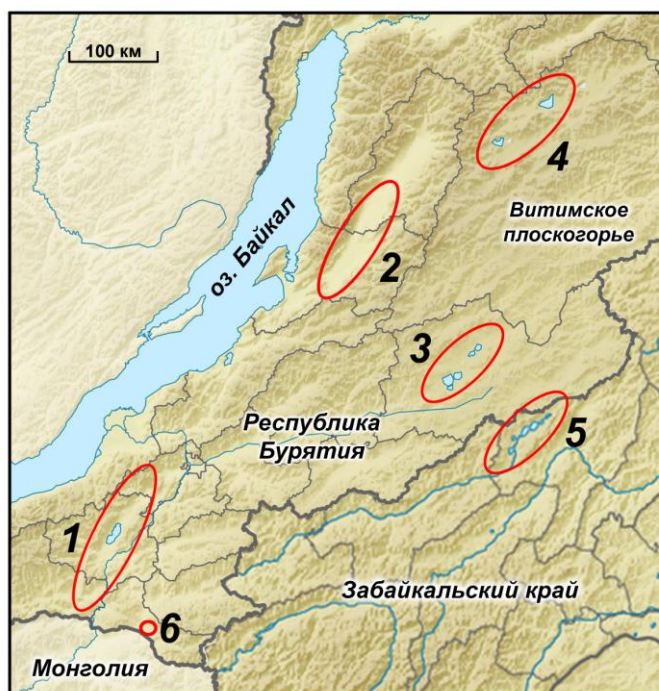


Рис. 3.3. Карта-схема расположения озерных систем, к которым принадлежат изученные бассейны. Озерные системы: 1 – Гусиноозерская, 2 – Баргузинская, 3 – Еравнинская, 4 – Баунтовская, 5 – Ивано-Арахлейская; 6 – оз. Киран.

3.3. Гусиноозерская система

3.3.1. Озеро Верхнее Белое

Оз. Верхнее Белое (рис. 3.4) расположено в Джидинской котловине (Боргойский сухостепной район) и принадлежит к компактной группе из нескольких минеральных водоемов, которая в работе (Скляров и др., 2011) выделяется как Белоозерская группа. Поскольку Джидинская котловина примыкает с юго-запада к более крупной Гусиноозерской депрессии, то имеет смысл считать Белоозерскую группу частью Гусиноозерской озерной системы. Территория Боргойской степи характеризуется аридным и семиаридным климатом; зима отличается низкими температурами, большой сухостью воздуха и небольшим количеством осадков, особенностью летнего сезона является засушливость начала лета и выпадение осадков во второй его половине. В это время выпадает до 60-70% годового количества осадков, которое в целом составляет 250-330 мм. К сильному иссушению поверхностных горизонтов почвы приводит установление ветреной погоды. В основном в регионе господствуют ветры с северо-запада, в большинстве случаев холодные (Хубракова, 2006).



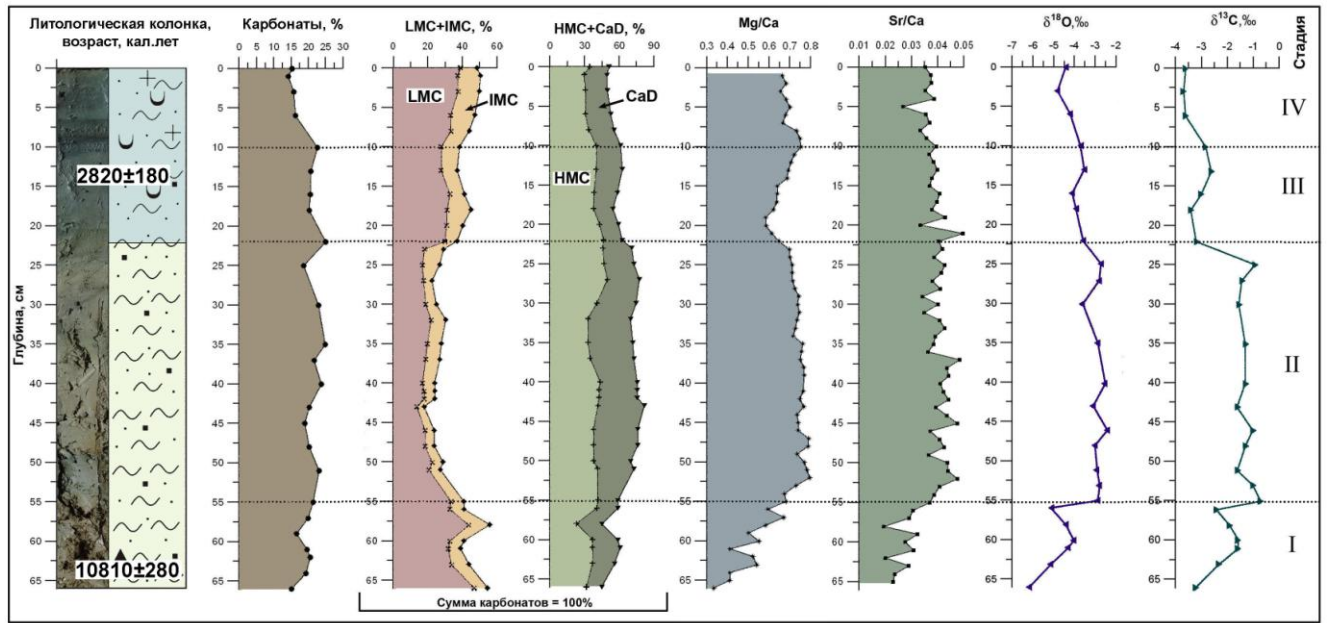
Рис 3.4. Местоположение оз. Верхнее Белое, Западное Забайкалье (космоснимок Google Earth).

Озеро имеет также несколько других, менее распространенных, названий: Северное Белое, Хойту-Нор, Хойту-Саган-Нур и, как и все озера Джидинской котловины, по-видимому, представляет собой остаток обширного древнего водоема (Минеральные воды...1961). Координаты озера: 50°37'98" N, 105°44'54" E, высота над уровнем моря 606 м. Площадь водного зеркала составляет по разным оценкам от 3 до 4,5 км², средняя глубина 0,85 м, максимальная – 2,7 м. Озерная впадина не имеет стока и характеризуется смешанным типом водно-минерального питания, которое происходит как за счет атмосферных осадков, вымывающих соли из почв и горных пород водосбора, так и за счет родников и ручья Холой, впадающего в него с севера. Воды озера относятся к солоноватым, их минерализация варьирует от 16 г/л летом до 22 г/л зимой, значения рН изменяются от 9,6 до 9,8 соответственно; современный ионный состав представлен в таблице 3.2. В районе водосбора распространены юрские песчаники, залегающие на размывтой поверхности кристаллического фундамента, сложенного преимущественно базальтами и гранитами, впадины заполнены глинами.

Таблица 3.2. Современный состав вод оз. Верхнее Белое

Сезон	CO ₃ ²⁻ +HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	PO ₄ ³⁻	F ⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺
	мг/л								
Лето	6222	3355	1201	29,25	11,60	5087	9,91	32,10	4,00
Зима	10626	3100	1826	12,24	21,20	6580	12,13	43,17	31,80

Осадочный разрез был вскрыт на глубину 66 см (рис. 3.5). По ряду литологических признаков, таких как цвет осадков, плотность, водонасыщенность, присутствие детрита, в керне можно выделить два горизонта, граница между которыми приурочена к глубине около 22 см (Солотчина и др., 2012).



Условные обозначения:

1 2 3 4 5 6 LMC 7 IMC 8 HMC 9 CaD 10

Рис. 3.5. Литологическая колонка голоценового разреза осадков оз. Верхнее Белое, распределение карбонатных минералов, геохимических индикаторов палеоклиматических изменений (отношения Mg/Ca и Sr/Ca), стабильных изотопов ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$), стадии эволюции озера. Условные обозначения: 1 - пелит, 2 – алеврит, 3 – песок, 4 – гравий, 5 – диатомеи, 6 – раковины моллюсков, 7 — низко-Mg кальцит, 8 — промежуточный Mg кальцит, 9 — высоко-Mg кальцит, 10 — Ca-избыточный доломит.

Верхний горизонт (0-22 см) представлен преимущественно сероцветными глинисто-алевритовыми отложениями, в верхних 10 см – водонасыщенными. В осадках присутствуют створки раковин моллюсков и диатомеи. Нижний горизонт (22-66 см) сложен плотными буроватыми алевритистыми глинами, постепенно вверх по разрезу переходящими в серый алевропелит и глинистый алеврит. В подошве разреза (62-66 см) содержится небольшая примесь грубообломочного материала (крупнозернистый песок и отдельные обломки гравийной размерности). Гранулометрический лазерный анализ терригенной составляющей отложений подтвердил глинисто-алевритовый состав осадочной толщи (рис. 3.6). Некоторое увеличение размерности частиц в кровле разреза косвенным образом свидетельствует об усилении энергии водотока, приносящего в озеро обломочный материал. Результаты химического анализа образцов не показали значительного контраста между двумя выделенными горизонтами (см. Приложение 1). Можно отметить повышенное содержание SiO_2 и Al_2O_3 в нижней части разреза, что вполне согласуется с литологическим описанием. Вместе с тем, наблюдаются изменения в химическом составе осадков внутри выделенных зон. Прежде всего, это относится к пониженному содержанию MgO, CaO и CO_2 в кровле и подошве разреза, что предполагает изменения в карбонатной составляющей осадка.

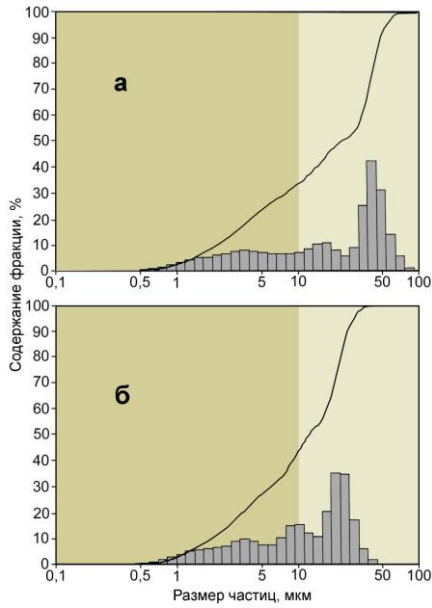


Рис 3.6. Результаты гранулометрического анализа образцов осадочного разреза оз. Верхнее Белое: а – стадия IV (обр. 4-5 см, гумидный климат, период обводненности озерной котловины); б – стадия II (обр. 37-38 см, аридный климат, мелководное озеро). Карбонаты были предварительно растворены. Гистограмма является статистическим распределением частиц, линия – кумулятивной кривой гранулометрического состава. На горизонтальной оси указан диаметр частиц в логарифмическом масштабе.

Рентгенофазовый анализ показал, что на протяжении всего разреза в осадках доминируют терригенные минералы (рис 3.7). Аутигенные минералы представлены карбонатами и основное отличие XRD спектров образцов верхней и нижней частей разреза сводится к изменениям в ансамбле карбонатов.

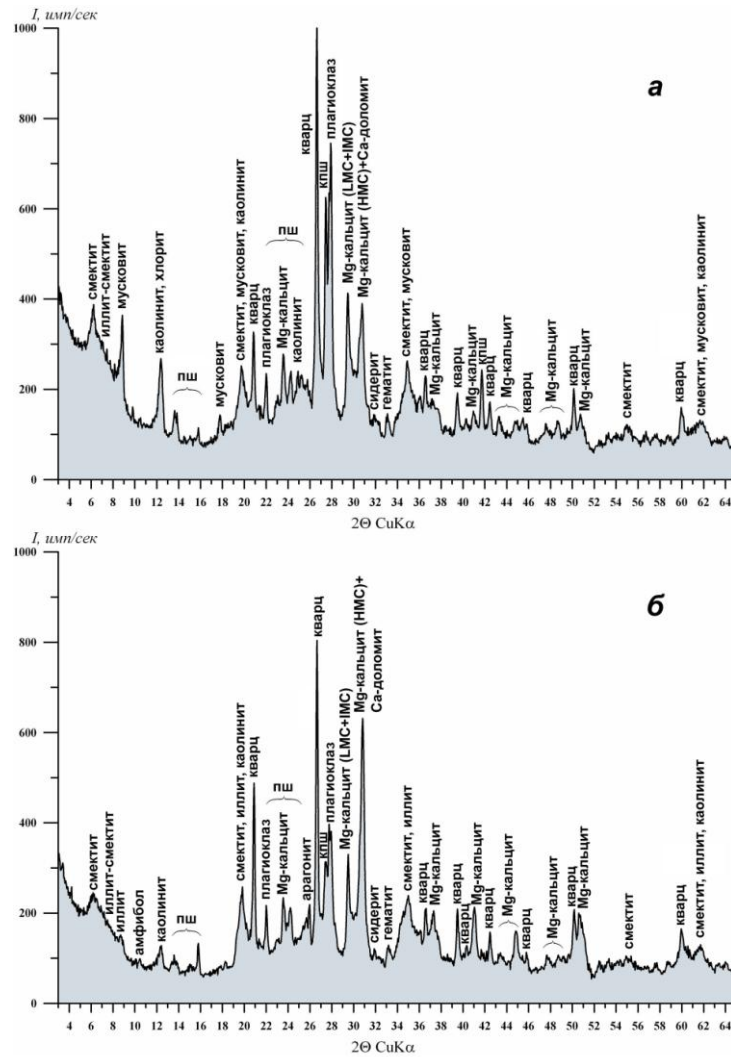


Рис 3.7. XRD спектры образцов осадочного разреза оз. Верхнее Белое: а – верхняя часть разреза (обр. 1-2 см); б – нижняя часть разреза (обр. 50-51 см). Отчетливо наблюдаются различия в карбонатной составляющей осадка.

Моделирование XRD профилей карбонатов из осадков оз. Верхнее Белое показало, что в образцах присутствуют 5–6 карбонатных фаз, количественные соотношения которых меняются вдоль разреза (рис 3.8, табл. 3.3). Установлено, что во всех образцах озерных осадков помимо Mg-кальцитов присутствует в существенном количестве Са-избыточный доломит. Распределение карбонатов в разрезе, полученное в результате модельных расчетов, представлено на рис. 3.5. Арагонит установлен в осадках средней части разреза в очень малых (следовых) количествах, его слабая основная диагностическая линия ($hkl = 111$) присутствует на дифрактограммах ряда образцов в интервале от 22 см до 55 см (рис 3.7, б).

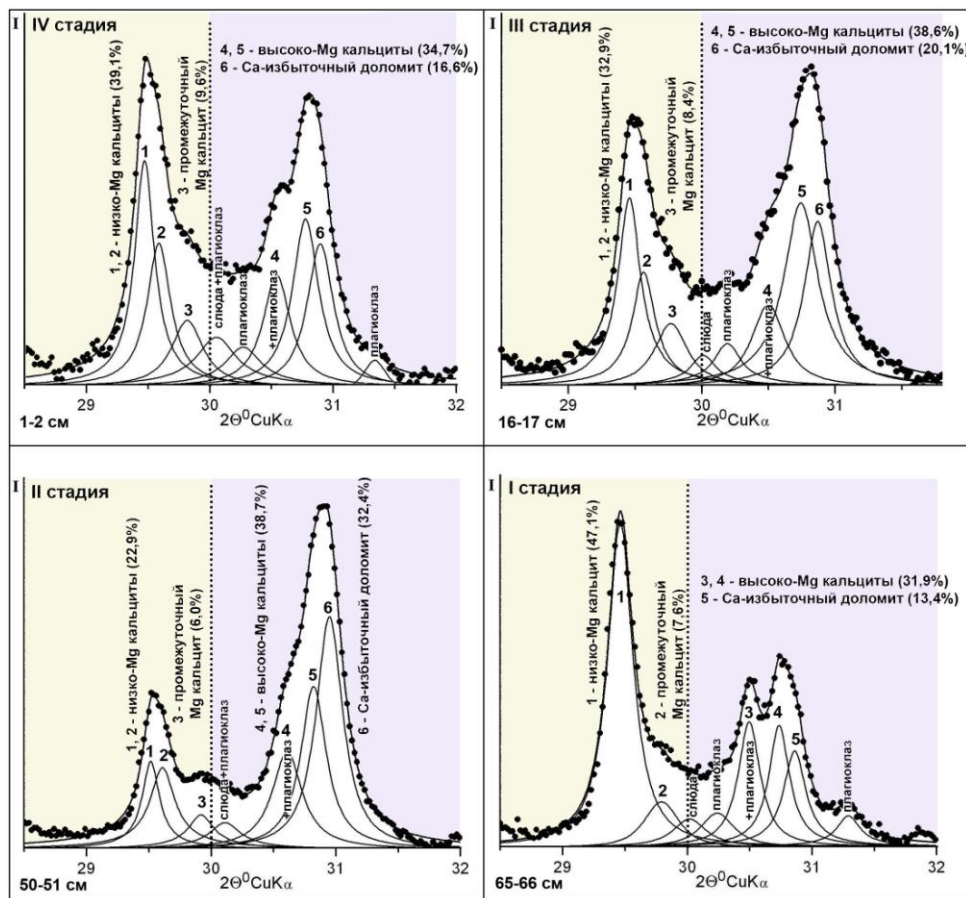


Рис 3.8. Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов оз. Верхнее Белое в области проявления d_{104} пиков. Очевидно хорошее соответствие суммарных модельных профилей (сплошная линия) с экспериментальными (пунктирная линия). Дифракционные пики индивидуальных фаз описаны функцией Пирсона VII. Общее содержание карбонатов в образце принимается за 100%. Интенсивность пика высоко-Mg кальцита, располагающегося в районе $\sim 30,5^\circ 2\theta^\circ \text{CuK}\alpha$, несколько завышена за счет наложения на него слабого пика плагиоклаза, присутствующего во всех образцах.

Таблица 3.3. Параметры модельных XRD профилей карбонатов ряда образцов осадков оз. Верхнее Белое, представленных на рис 3.8.

Глубина, см	Карбонаты	№ линии	$2\theta^\circ \text{CuK}_\alpha$	$d, \text{Å}$	Содержание	
					фазы, %	MgCO_3 , мол. %
1-2	Низко-Mg кальциты	1	29.461	3.033	22.7	0.75
		2	29.587	3.021	16.4	4.5
	Промежуточный Mg кальцит	3	29.817	2.998	9.6	12.5
	Высоко-Mg кальциты	4	30.542	2.928	14.3	31.2
		5	30.776	2.914	20.4	41.5
	Са-избыточный доломит	6	30.896	2.895	16.6	45.5
16-17	Низко-Mg кальцит	1	29.471	3.032	20.3	1.0
		2	29.564	3.023	12.6	4.0
	Промежуточный Mg кальцит	3	29.768	3.003	8.4	9.9
	Высоко-Mg кальциты	4	30.498	2.932	11.0	31.0
		5	30.742	2.910	27.6	37.5
	Са-избыточный доломит	6	30.868	2.898	20.1	44.0
50-51	Низко-Mg кальцит	1	29.515	3.028	9.6	2.5
		2	29.580	3.020	13.3	5.0
	Промежуточный Mg кальцит	3	29.919	2.988	6.0	17.0
	Высоко-Mg кальцит	4	30.608	2.922	15.9	31.2
		5	30.820	2.903	22.8	40.0
	Са-избыточный доломит	6	30.947	2.891	32.4	47.5
65-66	Низко-Mg кальцит	1	29.462	3.033	47.1	0.75
	Промежуточный Mg кальцит	2	29.792	3.000	7.6	12.0
	Высоко-Mg кальциты	3	30.495	2.933	16.2	33.0
		4	30.735	2.910	15.7	41.5
	Са-избыточный доломит	5	30.860	2.899	13.4	43.5

Примечание. Сумма карбонатных минералов 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 низкомагнезиальными+промежуточными кальцитами и высокомагнезиальными располагается на $30^\circ 2\theta \text{CuK}_\alpha$ ($d_{104}=2,98\text{Å}$).

По данным ИК-спектроскопии доля карбонатов в большинстве образцов осадочной толщи оз. Верхнее Белое составляет около 20% от минерального состава осадка, с максимальным содержанием (~25%) в средней части разреза и минимальным (~15%) в его подошве и кровле (рис. 3.5). Как известно (Gadsden, 1975; Dauphin, 1999; Солотчина и др., 2008 а,б; 2011; Скляр и др., 2010а,б), карбонаты ряда кальцит-доломит характеризуются в средней области ИК спектра тремя основными полосами поглощения CO_3^{2-} иона – ν_3 , ν_2 и ν_4 . Для конечных членов – кальцита и доломита – максимумы этих полос находятся вблизи частот

1430, 873 и 713 см^{-1} и 1440, 882 и 729 см^{-1} , соответственно. Наиболее чувствительна к замещению $\text{Ca} \leftrightarrow \text{Mg}$ относительно узкая полоса ν_4 , отстоящая на значительном расстоянии в спектрах крайних членов ряда. В спектрах Mg-кальцитов она заметно сдвигается в сторону высоких частот с ростом содержания магния в структуре (Bischoff et al., 1985; Dauphin, 1999). Однако в данном случае воспользоваться полосой ν_4 для диагностики карбонатов кальцит-доломитового ряда невозможно из-за наложения на нее полос поглощения плагиоклаза, присутствующего в осадках оз. Верхнее Белое в довольно значительном количестве (рис. 3.9).

Полосы ν_2 и ν_3 не столь чувствительны к замещению $\text{Ca} \leftrightarrow \text{Mg}$, тем не менее, было замечено, что полоса ν_2 чутко реагирует на изменения в составе карбонатов. В осадках оз. Верхнее Белое ν_2 -полоса расщепляется на отдельные компоненты с максимумами в интервале от 873 см^{-1} до 882 см^{-1} (рис. 3.9, врезка). Соотношение интенсивностей компонентов полосы ν_2 служит мерой относительного содержания в образце той или иной карбонатной фазы. Что касается Ca-избыточных доломитов, то представляется маловероятным, что существуют четкие различия их ИК спектров и спектров высоко-Mg кальцитов близкого к ним состава. В этой связи однозначная интерпретация принадлежности высокочастотного компонента ν_2 -полосы (880-882 см^{-1}) едва ли возможна без данных моделирования XRD спектров, особенно если существует вероятность одновременного присутствия в осадках перечисленных карбонатов.

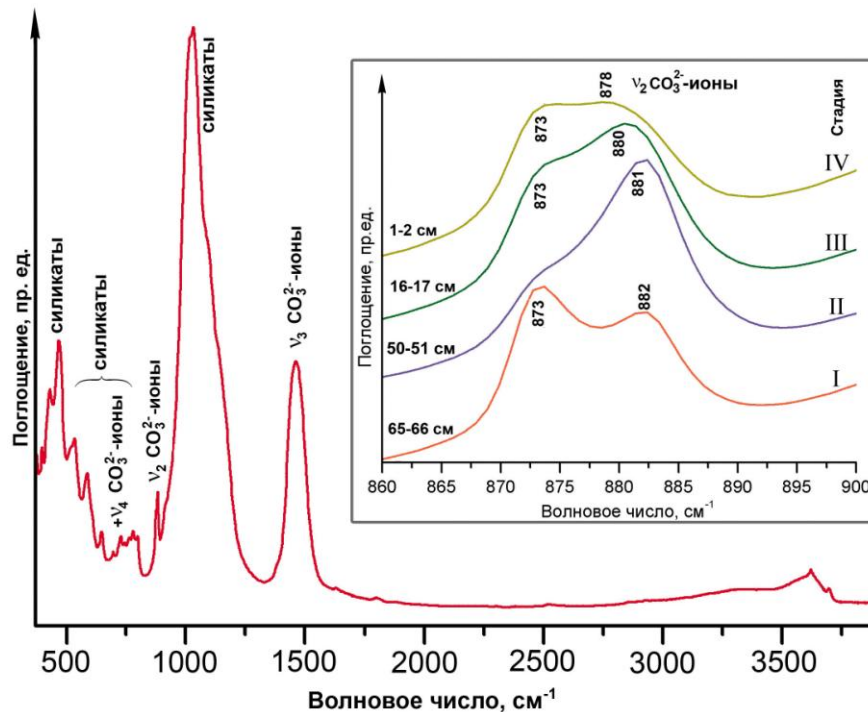


Рис 3.9. Обзорный ИК спектр образца донных осадков оз. Верхнее Белое (интервал 50-51 см). Отмечены полосы поглощения ν_4 , ν_2 и ν_3 карбонат-ионов. На врезке показана конфигурация полосы поглощения $\nu_2 \text{CO}_3^{2-}$ -ионов карбонатных минералов (Mg-кальцитов разной степени магниальности и Ca-избыточных доломитов) в образцах из четырех выделенных стадий эволюции озера.

Исторически так сложилось, что наиболее привлекательными объектами для изотопного анализа долгое время оставались карбонаты пресноводных озер: неорганического (преимущественно кальцит) и биологического (раковины остракод) происхождения. Лишь в последние десятилетия в связи с бурным ростом исследований соленых озер ситуация начала меняться (Talbot, 1990; Valero-Garcés et al., 1997; Dean, Schwalb, 2000; Last, 2002; Ellis et al., 2004; Last, Ginn, 2005). Тем не менее, подобных работ по изучению стабильных изотопов ^{18}O и ^{13}C в донных осадках соленых водоемов явно недостаточно, что обусловлено не только спецификой этих водоемов, часто существенно различающихся в пределах даже одной озерной системы, но и сложной минералогией карбонатов в них. В карбонатах донных осадков оз. Верхнее Белое $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ принимают только отрицательные значения (рис. 3.5). Нижняя часть разреза (гл. 56-66 см) характеризуется самыми низкими величинами $\delta^{18}\text{O}$ ($-6,2\text{‰}$ и $-5,1\text{‰}$), максимальные значения (вплоть до $-2,4\text{‰}$) $\delta^{18}\text{O}$ принимает в интервале глубин 22-55 см. В верхних горизонтах разреза наблюдается отрицательное смещение величины $\delta^{18}\text{O}$ до $-4,8\text{‰}$, но это значение несколько выше, чем в подошве разреза. Самые высокие значения (от $-0,7$ до $-1,6\text{‰}$) $\delta^{13}\text{C}$, как и $\delta^{18}\text{O}$, принимает в интервале 22-55 см (рис. 3.5). Вверх по разрезу, начиная с глубины 22 см, наблюдается отрицательное смещение $\delta^{13}\text{C}$ и в верхнем 10-сантиметровом слое осадка величина $\delta^{13}\text{C}$ уменьшается до $-3,8\text{‰}$. Низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ характеризуется также подошва разреза ($-3,2\text{‰}$). Как следует из рис. 3.5, наблюдается ковариантность трендов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в осадочном разрезе озера.

На основе минералого-кристаллохимического изучения карбонатов донных осадков оз. Верхнее Белое выделено 4 стадии его эволюции (рис. 3.5) (Солотчина и др., 2012). Стадия I (55-66 см) характеризуется преобладанием в карбонатной составляющей осадка низко-Mg кальцита, доля которого по данным моделирования XRD спектров (рис 3.8, обр. 65-66 см) достигает 47% от суммы карбонатов. В его структуре содержится очень малое количество MgCO_3 – 0,75 мол.%, в промежуточном Mg-кальците – 12 мол. % MgCO_3 (табл. 3.3). Их содержание в стадию I колеблется от 40 до 55% карбонатной части осадка. Высоко-Mg кальциты (около 30% от суммы карбонатов) представлены двумя фазами, количество MgCO_3 в каждой из них приведено в табл. 3.3 (обр. 65-66 см). Количество Ca-доломита, избыток CaCO_3 в котором составляет 6,5 мол.%, меняется в пределах 13-23% от общего содержания карбонатов (рис. 3.5). Известно, что преимущественное осаждение низко-Mg разновидностей происходит в условиях умеренной насыщенности вод по карбонатам и умеренной солености (Нечипоренко, Бондаренко, 1988). Об умеренной солености водоема свидетельствует и величина Sr/Ca-отношения, которая составляет $\sim 0,02$ (рис. 3.5). Доминирование в стадию I низко-Mg кальцита, сопровождающееся

самыми низкими в разрезе значениями Mg/Ca и Sr/Ca отношений указывает на высокий уровень стояния воды в озере.

По данным радиоуглеродного датирования карбонатного вещества осадки нижней части разреза (обр. 63-64 см) имеют возраст около 10800 кал. лет. Эта дата соответствует переходу от пребореального периода к бореальному. По данным ряда авторов (Виппер, Голубева, 1976; Хотинский, 1977; Базарова и др., 2011) климат бореального периода в Забайкалье был теплый и сравнительно влажный, наблюдался расцвет темнохвойных еловых лесов. В это время в отложениях оз. Котокель, расположенного в средней части восточного побережья оз. Байкал, в палинозоне Ktk-3 с возрастным интервалом 10700-6000 л.н. (^{14}C), отмечается рост пыльцевого материала и особенно пыльцы деревьев (Безрукова и др., 2008). В том числе наблюдается максимум обилия пыльцы пихты, которая отличается высокими требованиями к температурному режиму, влагообеспеченности и плодородию почв, что указывает на благоприятные климатические условия, наступившие после похолодания позднего дриаса. Господство на территории Западного Забайкалья теплого и влажного климата в бореальный период подтверждается изотопным составом кислорода и углерода в карбонатах оз. Верхнее Белое (рис. 3.5). Низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (особенно в начале стадии) свидетельствуют в пользу положительного гидрологического баланса озера – увеличения притока свежих метеорных вод вследствие таяния ледников, обогащенных легкими изотопами кислорода и углерода. Нужно отметить, что на кривых распределения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в середине стадии I (гл. 60-62 см) наблюдается максимум, совпадающий с некоторым уменьшением доли низко-Mg-кальцита, что указывает на определенную нестабильность обстановок осадконакопления.

Самой продолжительной из выделенных нами стадий является стадия II (интервал 22-55 см). Судя по возрасту залегающих выше осадков, который на глубине 13-14 см составляет ~2800 кал. лет, скорость осадконакопления была очень низкая ~ 0,07 мм/год. В стадию II происходит резкое увеличение содержания высоко-Mg кальцитов и Са-доломита, в общей сложности на их долю приходится ~70-75% от суммы карбонатов (рис. 3.5). Количество Са-доломита составляет более 30% в ансамбле карбонатных минералов. Модельный спектр карбонатов одного из образцов этой стадии (гл. 50-51 см) представлен на рис. 3.8, параметры модельных профилей приведены в табл. 3.3.

В образцах стадии II отмечается небольшое количество арагонита, который, судя по отсутствию в этой части разреза фаунистических остатков, также является хемогенным. Арагонит характеризуется более высоким межплоскостным расстоянием основного аналитического пика $d_{111}=3,44\text{\AA}$ по сравнению с эталонным $d_{111}=3,397\text{\AA}$, что, вероятно, связано с вхождением в структуру минерала стронция. Соосаждение в осадках оз. Верхнее Белое небольшого количества арагонита с Mg-кальцитами и Са-доломитом, как отмечалось выше в

Главе 2 «Методы...», указывает не только на повышенные концентрации в воде ионов Mg^{2+} и ее соленость, но и на избыток карбонатных ионов, препятствующих активному формированию арагонита.

В обзорной работе В. Ласта (Last, 1990), посвященной формированию доломитов в озерных обстановках на территории Северной Америки и Австралии, отмечается, что озера, в которых был найден Са-избыточный доломит, являются или были во время его осаждения мелководными или плайевыми. В соответствии с полученной карбонатной записью, показывающей постоянное присутствие в осадках Са-избыточного доломита, озеро на протяжении всего голоцена было как минимум мелководным. Более того, малое количество накопившихся осадков свидетельствует о длительных перерывах в осадконакоплении, во время которых из-за сильной ветровой деятельности, присущей данному региону, по-видимому, происходил активный вынос осадков с поверхности суходольной впадины. Большинство современных доломитообразующих озерных сред и поровых вод относятся к Na-Cl типу, характеризуются высоким Mg/Ca отношением, повышенной соленостью и высокой карбонатной щелочностью. В противоположность экспериментальным данным, согласно которым процессу доломитообразования благоприятствуют низкие уровни растворенных сульфатов, почти все находки озерного доломита связаны с высокими концентрациями SO_4^{2-} иона (Last, 1990). Как следует из данных табл. 3.2, современный ионно-солевой состав вод оз. Верхнее Белое полностью соответствует описанным геохимическим характеристикам обстановок осаждения нестехиометрического Са-доломита в условиях, близких к поверхностным.

Понижение температуры и резкое уменьшение атмосферного увлажнения в степной зоне Юго-Восточного Забайкалья в конце бореала отмечались также по данным палинологического и диатомового анализов осадков оз. Зун-Соктуй (Базарова и др., 2011). О значительной аридизации климата и обмелении оз. Верхнее Белое в этот период времени свидетельствуют высокие значения $\delta^{18}O$ (процесс испарения превалирует над притоком) и $\delta^{13}C$ (поглощение ^{12}C при фотосинтезе за счет увеличения первичной органической продуктивности в мелководном озере и уменьшение притока свежих метеорных вод, обогащенных легким изотопом углерода).

В начале стадии III (гл. 10-22 см) озерная котловина постепенно начинает обводняться, о чем можно судить по увеличению содержания в осадках низкомагнезиальных и промежуточных разностей Mg-кальцитов, легкого изотопа кислорода ^{16}O и уменьшению Mg/Ca отношения (рис. 3.5). Значительное отрицательное смещение $\delta^{13}C$ (рис. 3.5), по-видимому, связано с повышением температуры и последующей деградацией образовавшейся ранее в мелководном озере органического материала, в результате чего происходило обогащение поверхностных вод легким углеродом ^{12}C . В конце стадии III в соответствии с данными

карбонатной записи уровень воды в озере вновь падает. Сохраняется высокая вероятность перерывов в осадконакоплении, судя по малому количеству накопившегося осадка. Во второй половине последней IV-ой стадии доля низкомагнезиального и промежуточного кальцитов увеличивается, приближаясь к 50% от общего количества карбонатов (рис. 3.5, рис. 3.8, табл. 3.3). Отмечается синхронное уменьшение содержания тяжелых изотопов кислорода и углерода. Полученные данные свидетельствуют о некотором смягчении и гумидизации климатических условий в регионе во второй половине последней стадии.

3.3.2. Озеро Сульфатное

Озеро Сульфатное располагается в Гусиноозёрской котловине (Загустайская низменность) на высоте 602,5 м над уровнем моря (рис. 3.10).

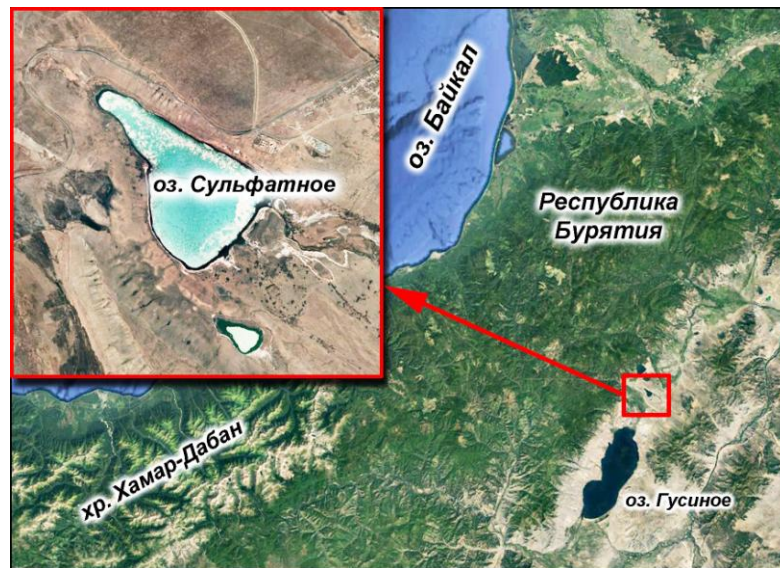


Рис. 3.10. Местоположение оз. Сульфатное на территории Западного Забайкалья (космоснимок Google Earth).

В тектоническом плане Гусиноозёрская котловина представляет собой грабен-синклиналь, заключённую между Хамбинским хребтом и Боргойским и Моностойским глыбовыми поднятиями, от которых отделена разломами. Длина впадины в указанных границах достигает 75 км, а ширина – в среднем 15 км. Центральная часть депрессии площадью около 160 км² занята акваторией оз. Гусиного, а на северо-востоке располагается ряд мелководных водоемов различной солёности, в том числе озера Сульфатное и Круглое (рис 3.11). Континентальная толща, выполняющая осадочный бассейн, представлена раннемеловыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами с пластами углей, которые залегают на палеозойском фундаменте (Булнаев, 2006). Как правило, мезозойские породы перекрыты рыхлыми осадками неогенового и четвертичного возраста. К верхним горизонтам нижнемеловых отложений приурочено месторождение бурых углей, которое

активно разрабатывалось в 1930-х – 1990-х годах. Для подземных вод мезозойских отложений, подстилающих озерные котловины, характерен рост минерализации (от 0,5 до 3,5 г/л) с увеличением глубин (Дзюба и др., 1997).

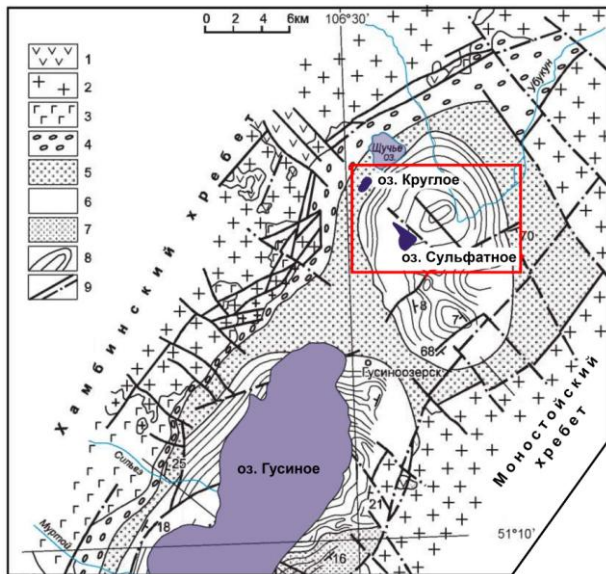


Рис. 3.11. Геолого-структурная схема северной части Гусиноозерской впадины (по Булнаев, 2006). Фундамент впадины: 1 – диориты и габбродиориты, 2 – граниты, 3 – трахибазальты; раннемеловые пресноводно-континентальные отложения: 4 – базальные грубообломочные отложения, 5 – песчано-алевритовые отложения, 6, 7 – угленосно-терригенные отложения; 8 – выходы угольных пластов; 9 – разломы (прослеженные и предполагаемые).

Климат района, как это характерно для Селенгинской Даурии в целом, резко континентальный, с большими годовыми и суточными колебаниями температуры воздуха; зимы здесь холодные и продолжительные, лето, напротив, короткое, теплое, иногда жаркое. Количество атмосферных осадков составляет 200 - 300 мм/год, причем из них 60-70% приходится преимущественно на июль и август.

В настоящий момент оз. Сульфатное бессточное, оно находится среди увалов, поднимающихся над дном озера на 20–30 м, и получает водное питание преимущественно за счет атмосферных осадков, приносящих с собой соли, выщелоченные из окружающих почв и горных пород. Определенную роль в питании играют подземные воды глубоких горизонтов. Возможно, впадина оз. Сульфатное являлась заливом большого водоема, предшествовавшего современному Гусиному озеру. Площадь водной поверхности в разные годы меняется от 9 до 12 км², средняя глубина ~1,7 м, максимальная – 7-8 м. Воды озера хлоридно-сульфатные натриевые, их минерализация, по разным данным, может колебаться весьма значительно: от более чем 150 г/л (данные на 1947 г., по «Минеральные воды...», 1961) до 5,6 г/л (данные на 2001 г., по «Солоноватые и соленые озера...», 2009); величина pH – 8,9-9,2. В настоящее время вода имеет следующий ионный состав (мг/л): Cl⁻(2424,8), SO₄²⁻(4936,5), Na⁺(4000), Mg²⁺(408), K⁺(81), Ca²⁺(49). Вероятно, высокое содержание SO₄ в водах оз. Сульфатное обусловлено разгрузкой подземных вод из угольных пластов, подстилающих котловину озера – обогащение серой происходит в основном за счет окисления пирита FeS₂. Поступление в воды серы, а также кальция происходит, кроме того, за счет разложения гипса CaSO₄*2H₂O из гипсовых прослоев в угольных пластах.

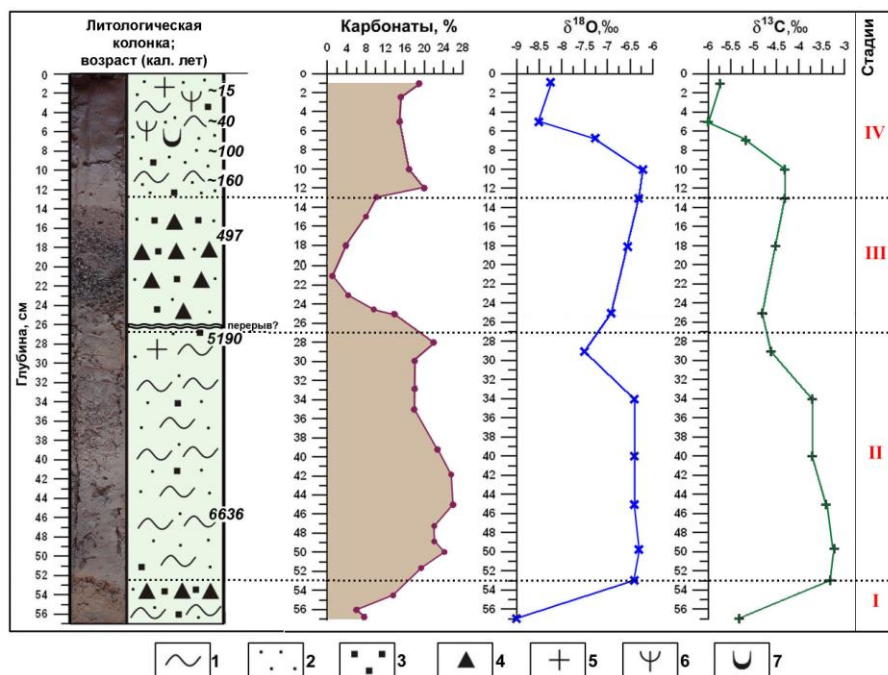


Рис. 3.12. Литологическая колонка отложений оз. Сульфатное, возрастная модель, распределения карбонатов, $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, стадии эволюции. Условные обозначения: 1 - пелит, 2 – алеврит, 3 – песок, 4 – гравий, 5 – диатомеи, 6 – растительный детрит, 7 – раковины моллюсков. Датирование проводилось в инт. 0-11 см по ^{210}Pb , в инт. 11-57 см по ^{14}C с пересчетом на калиброванный возраст.

Керновый материал отложений получен в точке с координатами $51^{\circ}21'43''\text{ N}$ и $106^{\circ}33'47''\text{ E}$. Осадки вскрыты до глубины 57,1 см (рис. 3.12) (Солотчин и др., 2017). Верхний интервал 0-13 см сложен черными и темно-серыми алевритами, в различной степени глинистыми (доля пелита 15-20%), с примесью псаммитового материала в пределах 5% (рис. 3.13, а).

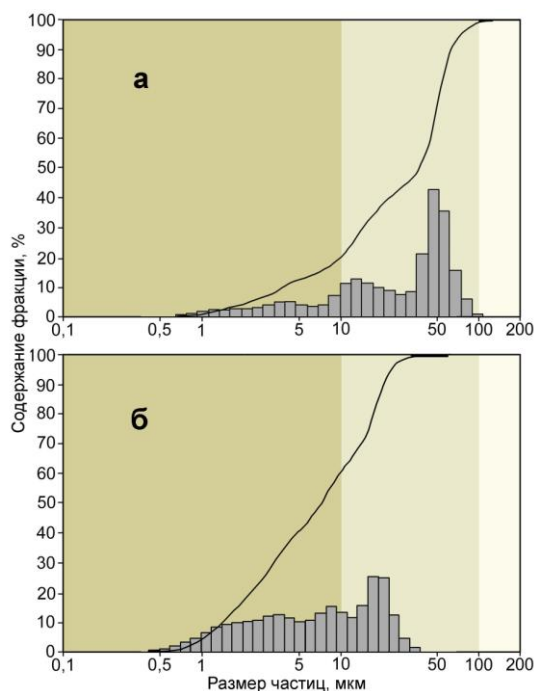


Рис. 3.13. Результаты гранулометрического анализа образцов осадочного разреза оз. Сульфатное: а – обр. 3-4 см, б – обр. 34-35 см. Карбонаты были предварительно растворены.

Отложения включают створки диатомей, растительный детрит и раковины моллюсков. В интервале 13-27 см преобладают грубообломочные осадки, содержащие более 80% материала псаммитовой и гравийной размерности. Накопление этой толщи связано, по нашему мнению, с частичным или полным пересыханием озёрного бассейна и резким возрастанием роли сноса обломочного материала с обрамления котловины временными потоками. Интервал 27-53 см сложен серыми алеврито-

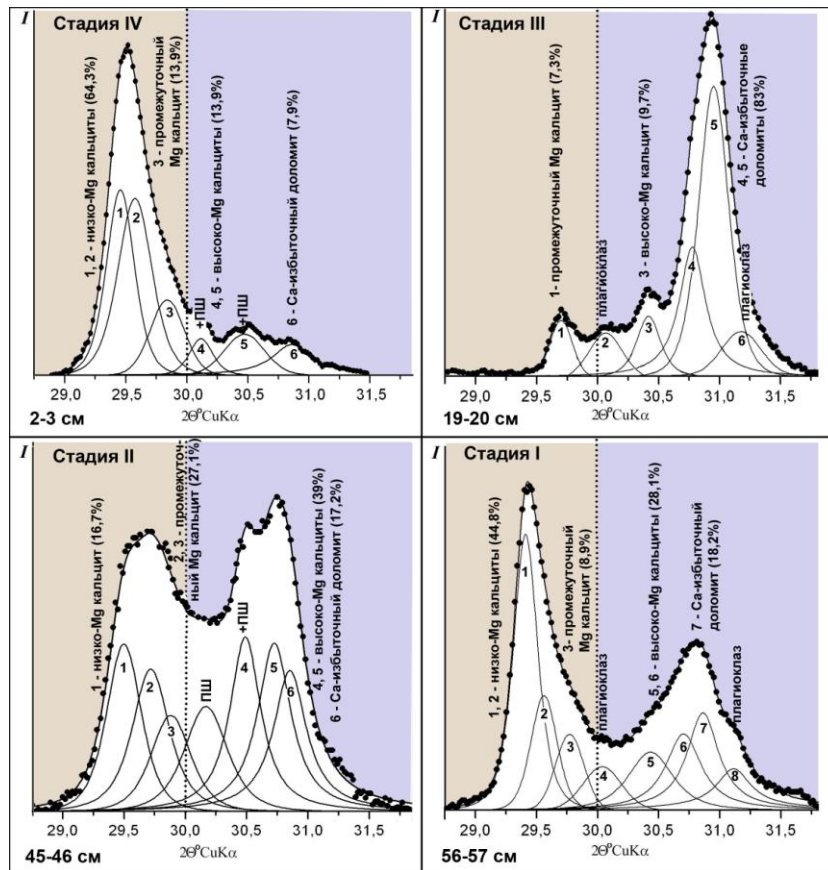


Рис. 3.15. Модельные XRD профили карбонатов осадков оз. Сульфатное, отвечающие различным климатическим условиям голоцена. Общее содержание карбонатов в образце принимается за 100%.

На основании минералогических и кристаллохимических исследований карбонатов оз. Сульфатное выделено 4 стадии его эволюции (Солотчин и др., 2017). Судя по дате 6636 л.н. на глубине 45-46 см (рис. 3.12), озеро в современных его границах сформировалось в первую половину атлантического периода голоцена (стадия I), когда в ряде районов Западного Забайкалья выпадало значительное количество осадков (Безрукова и др., 2005). В донных отложениях преобладают низко-Mg кальциты (рис. 3.15, обр. 56-57 см). Более засушливыми условиями характеризуется самая продолжительная стадия II, охватывающая вторую половину атлантического периода, в которую циклонический режим ослабевает и сокращается количество атмосферных осадков. В озере наряду с низко-Mg кальцитами осаждаются высоко-Mg кальциты и Са-избыточные доломиты (рис. 3.15, обр. 45-46 см) в переменных количествах, что свидетельствует о нестабильных условиях в водоеме. По данным электронно-микроскопического изучения, высоко-Mg кальциты (как и остальные карбонатные фазы) осадков оз. Сульфатное представлены тонкозернистыми, плохо окристаллизованными частицами, что свидетельствует об их низкой структурной упорядоченности (рис. 3.16). В отложениях эпизодически появляется гипс, что также подтверждает усиление аридных условий в регионе. Стадия III (суббореал – большая часть субатлантического периода) характеризуется

экстремальным падением уровня воды в озерном бассейне. В это время происходит дальнейшее снижение количества осадков, климат становится резко континентальным. Отложения стадии III отличается грубозернистым характером, низким уровнем карбоната накопления, в отдельных интервалах карбонаты отсутствуют, в осадках формируются преимущественно Са-доломиты (рис. 3.15, обр. 19-20 см), что является показателем плайевого озера. Опираясь на литологическое описание разреза, можно утверждать, что имели место продолжительные перерывы в осадконакоплении. Стадия IV (конец субатлантического периода до современности) характеризуется отчетливой тенденцией увлажнения климата, в верхах разреза преобладают низкомагнезиальные и промежуточные Mg-кальциты (рис. 3.15, обр. 2-3 см).

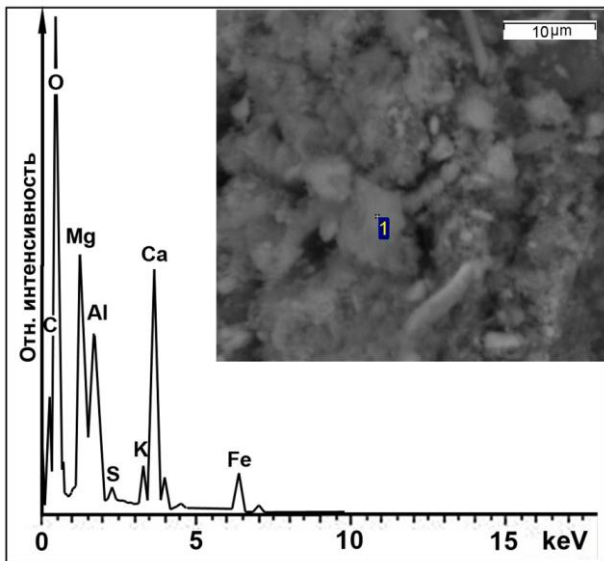


Рис. 3.16. Энергодисперсионный спектр и морфология частиц донных осадков оз. Сульфатное с преобладанием высоко-Mg кальцита; гл. 45-46 см.

Поведение в разрезе тяжелых изотопов ^{18}O и ^{13}C (рис. 3.12) подтверждает выводы, сделанные на основании изучения карбонатной записи. Низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в стадию I соответствует периоду интенсивного наполнения новообразованного бассейна атмосферными и метеорными водами. Стадии II и III характеризуются сравнительно высокими величинами $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, что свидетельствует о засушливости климата, вплоть до частичного или полного пересыхания водоема. Наконец, в стадию IV значения δ обоих изотопов вновь падают, что указывает на обводнение озерной котловины в результате увлажнения регионального климата. Палинологический анализ осадков оз. Сульфатное показал, что формирование спорово-пыльцевых спектров происходило преимущественно за счет пыльцы, продуцируемой склоновой лесной растительностью. Тем не менее, в составе спектров можно выделить некоторые особенности, связанные с изменениями условий осадконакопления. Так, в верхних горизонтах (стадия IV) резко доминирует пыльца древесных пород, в то время как ниже по разрезу (стадии II и III) возрастает роль пыльцы трав, особенно маревых, представленных главным образом видами, произрастающими в степях по берегам соленых озер, на солонцеватых почвах, что указывает на засушливый климат.

3.3.3. Озеро Круглое

Озеро Круглое расположено северо-западнее оз. Сульфатное в пределах Загустайской низменности (рис. 3.11). Водное питание оз. Круглое получает за счет атмосферных осадков и таяния снежного покрова на юго-восточном склоне Хамбинского хребта, откуда в бассейн сносится терригенный материал. Площадь водной поверхности оз. Круглое не превышает 10 км², средняя глубина 5 м, вода гидрокарбонатная кальциево-натриевая с минерализацией ~0,2-0,25 г/л, рН = 8,8. Современный ионный состав вод озера (мг/л): HCO₃⁻ (139,6), SO₄²⁻ (12,0), Cl⁻ (4,3), Na⁺ (38,0), Ca²⁺ (31,0), Mg²⁺ (10,0), K⁺ (2,0). В котловине водоема под слоем молодых осадков залегают нижнемеловые песчаники, поэтому химизм вод озера определяется составом вод, поступающих с горного обрамления, в виде атмосферных осадков, а также из глубоких подземных горизонтов.

Разрез донных отложений оз. Круглое был вскрыт до глубины 1 м, осадки представляют собой органоминеральный ил, чернеющий на воздухе, желеобразной консистенции. В образцах донных отложений голоценового разреза оз. Круглое преобладают терригенные минералы: кварц и плагиоклаз, в подчиненном количестве присутствуют КПШ, слюда, хлорит, гипс, каолинит и пирит (рис. 3.17) (Солотчин и др., 2018). В интервале 15–30° 2ΘCuK_α наблюдается большое гало, свидетельствующее о присутствии в образцах рентгеноаморфной компоненты, представленной в основном сапропелем.

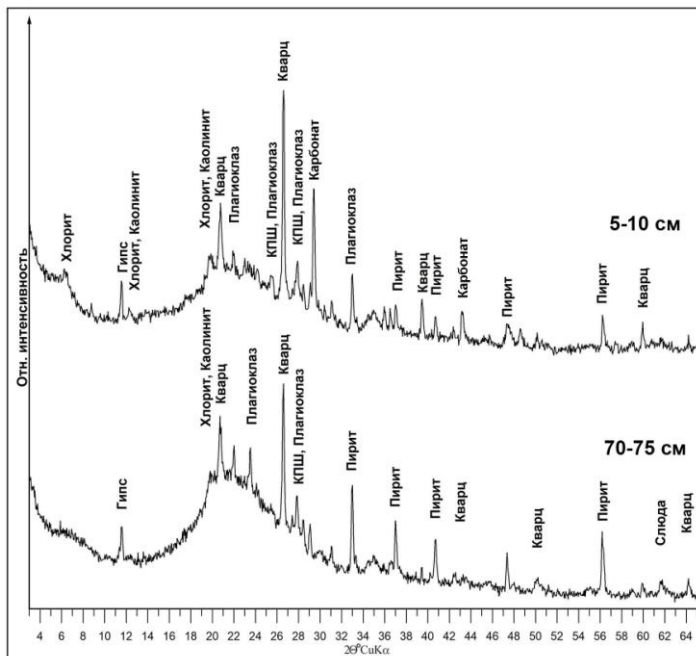


Рис. 3.17. XRD спектры образцов осадков оз. Круглое из верхней и нижней частей разреза.

Карбонаты обнаружены только в верхней части разреза (~ 5–15 см) в количестве, не превышающем 10% валового состава отложений. Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов функцией Пирсона VII показали, что в интервале 5-10 см карбонаты формируют один широкий максимум, который раскладывается на три

пика: два принадлежат низкомагнезиальным кальцитам, один - промежуточному магнезиальному кальциту. Ниже 10 см в моделируемой части спектров присутствует один максимум, отвечающий низко-Mg кальциту (рис. 3.18).

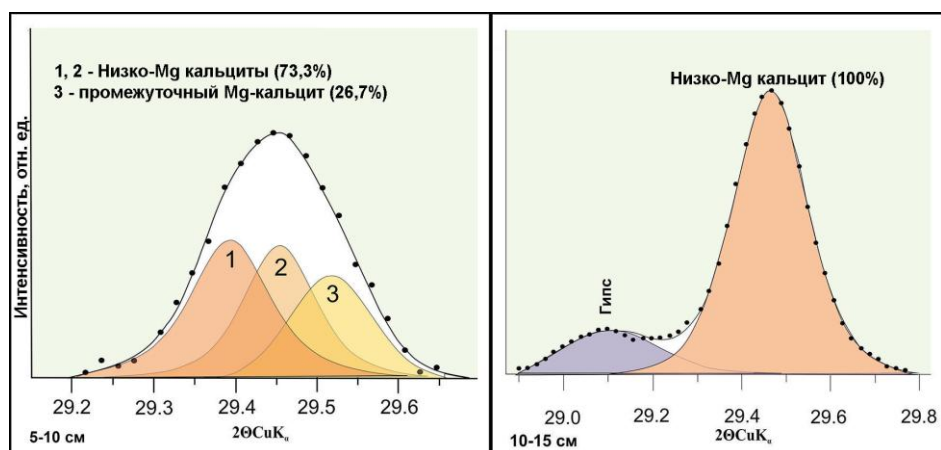


Рис. 3.18. Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов из осадков оз. Круглое.

По данным ИК-спектроскопии рентгеноаморфная компонента осадков сложена кремнеземом и органическим веществом. Аморфный кремнезем представлен полосами поглощения SiO_4 тетраэдров с частотами 465, 800, 1080 см^{-1} и интенсивными плечами у 1200 см^{-1} (рис. 3.19). Вероятно, данный спектр отражает присутствие в осадках панцирей диатомей. ОВ идентифицируется по полосам в области 1400-1800 и 2800-3000 см^{-1} , обусловленным углерод-кислородными связями органических молекул. По частотам полос и их конфигурациям спектр подобен спектру сапропелей.

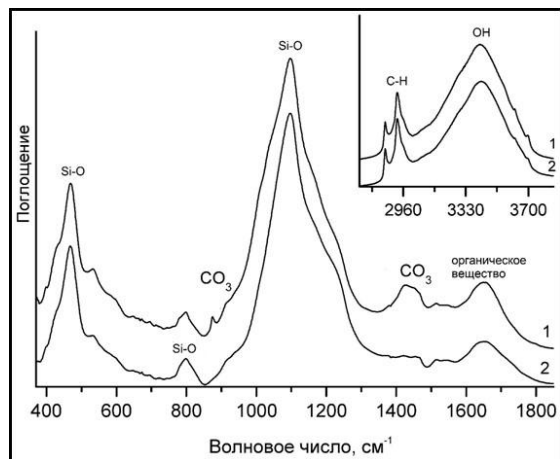


Рис. 3.19. ИК спектры образцов донных осадков озера Круглое в области 370 -1850 см^{-1} : кривая 1 – 10 см, кривая 2 – 75 см. Si-O – аморфный кремнезем. На вставке – область 2700- 3800 см^{-1} валентных колебаний OH и CH связей.

Таким образом, в настоящее время оз. Круглое является пресным и получает водное питание в основном за счет стока талой воды с Хамбинского хребта и атмосферных осадков. Однако в недавнем прошлом, которому соответствует интервал разреза 5-15 см, в нем происходила садка карбонатов, представленных Mg-кальцитами разной степени магниальности. Можно предложить два объяснения этому факту. Во-первых, поскольку озеро относится к малым водоемам и расположено в предгорьях, то любая, даже незначительная тектоническая подвижка могла привести к его временному раскрытию и катастрофическому обмелению, что повлекло за собой рост минерализации. Во-вторых, благодаря той же тектонике в бассейне мог возникнуть и некоторое время существовать приток высокоминерализованных подземных вод. В любом случае, необходимо отметить, что в верхнем горизонте отложений близкорасположенного оз.

Сульфатные карбонатные минералы также представлены низкомагнезиальными и промежуточными Mg-кальцитами.

3.4. Баргузинская система

3.4.1. Озеро Большое Алгинское

Озеро Большое Алгинское принадлежит к Алгинской группе Баргузинской системы озер, для которой характерно компактное расположение водоемов, существенно различающихся по минерализации (Скляров и др., 2011). Система приурочена к одноименной межгорной котловине, обрамленной с северо-запада Баргузинским, а с юго-востока Икатским хребтами. Баргузинская котловина вытянута на 240 км в северо–восточном направлении и её общая площадь составляет 3600 км². Климат района резко континентальный, со среднегодовой температурой воздуха – 4-7°С, что способствует сохранению многолетней мерзлоты, среднегодовая сумма осадков не превышает 200-250 мм. В формировании местных ландшафтов главную роль играет Баргузинский рифтообразующий разлом, определивший асимметричное строение впадины: ее северо-западный борт более крутой, чем юго-восточный. Сама впадина образовалась на мезозойско-кайнозойском этапе складкообразования. Кайнозойские осадочные комплексы, представленные континентальными толщами неогена и разнообразными типами четвертичных отложений, практически везде перекрывают древнюю кору выветривания, развитую на различных породах докембрия и нижнего палеозоя. Мощность осадков четвертичного возраста достигает 500 м, представлены они преимущественно галечниками, песками и супесями (Флоренсов, 1960).

Оз. Большое Алгинское является бессточным, в юго-восточной части оно соединено коротким проливом с Малым Алгинским озером (рис. 3.20).



Рис. 3.20. Местоположение оз. Большое Алгинское на территории Баргузинской котловины (снимок Google Earth).

Площадь водного зеркала составляет $\sim 1,0 \text{ км}^2$, глубина около 1,0-1,5 м. Как и в оз. Сульфатное, минерализация вод Большого Алгинского озера имеет тенденцию весьма существенно варьировать с течением времени: если в 50-х годах прошлого века она составляла всего 2,6 г/л (Минеральные воды..., 1961), то в настоящее время достигает 47 г/л. Воды относятся к сульфатному натриевому типу и демонстрируют следующий ионный состав (мг/л): $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$ (6050), Cl^- (60), SO_4^{2-} (25690), $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ (15700), Mg^{2+} (20), Ca^{2+} (170); pH=9,5. Берега озера открытые; с северной стороны берег твердый, песчаный, с юго-запада к озеру вплотную примыкают болота, в которых берут начало ключи, обеспечивающие устойчивый приток воды в бассейн. Предполагается, что основным источником водно-солевого питания озера является Алгинский родник термальных вод, расположенный у подножия склона северо-восточного борта Баргузинской впадины. В анионном составе этих вод в основном преобладает сульфат-ион, в катионном – натрий, минерализация достигает 1,1 г/л (Склярков и др., 2011). Есть также гипотеза о существовании скрытого, субаквального поступления минеральных подземных вод в оз. Большое Алгинское, поскольку трудно объяснить столь широкое засоление влиянием одного родника (Дзюба и др., 1999).

Осадочный разрез (длина керна 75 см) вскрыт в центральной части акватории водоема в точке с координатами $53^\circ 37' 54'' \text{ N}$, $109^\circ 56' 47'' \text{ E}$ (Солотчина и др., 2013). Верхняя часть разреза (0-20 см) представлена сероцветным мягким влажным осадком, сложенным алевритом и пелитом с незначительной примесью песка (рис. 3.21). В биогенной составляющей обнаруживаются многочисленные створки диатомей и раковины брюхоногих моллюсков, а также растительные остатки. Ниже залегают осадки, в целом более крупнозернистые, сложенные глинистым и алевритовым материалом с различным содержанием песка; цвет отложений от серого до оливково-серого. До уровня ~ 20 -23 см осадок сравнительно мягкий, ниже по разрезу он уплотняется. Псаммитовый материал распределен в отложениях как равномерно, так и в виде линз и включений неправильной формы. В интервале 64,5-68,2 см примесь песка практически отсутствует. На уровне 70,2 см – следы биотурбации. Во всем интервале присутствуют диатомей, количество створок которых возрастает в базальном горизонте 70,2-75 см, отмечаются раковины моллюсков. Среди диатомей по всему разрезу доминируют донные виды, чаще всего представители родов *Cymbella*, *Nitzschia*, *Denticula*, *Amphora* и др. Планктонные диатомей немногочисленны и относятся к роду *Cyclotella*. Раковины брюхоногих моллюсков могут достигать размера 1-1,5 мм и принадлежат преимущественно к родам *Anisus* и *Lymnaea*.

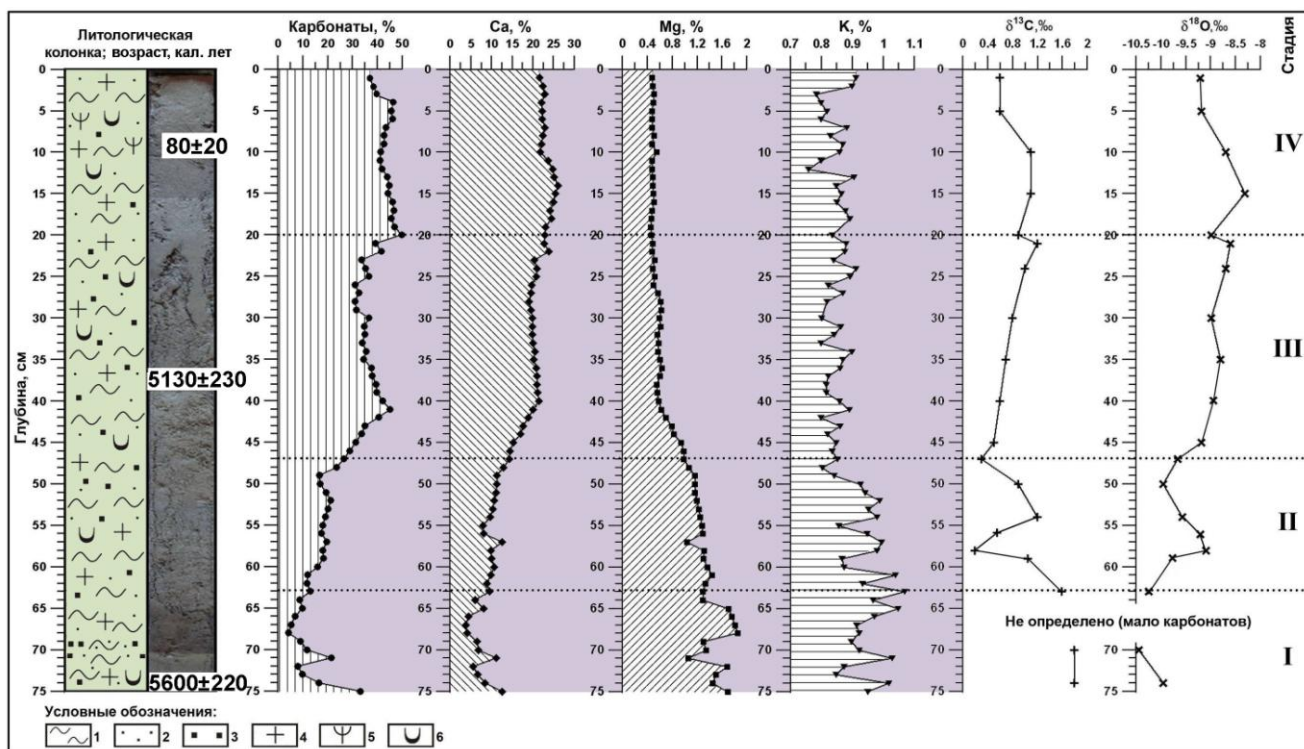


Рис 3.21. Литологическая колонка голоценового разреза осадков оз. Большое Алгинское (Западное Забайкалье), возрастная модель, распределение карбонатных минералов, содержание Ca, Mg и K, значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Условные обозначения: 1 – пелит, 2 – алевроит, 3 – песок, 4 – диатомеи, 5 – растительный детрит, 6 – раковины моллюсков.

В ансамбле минералов донных осадков озера установлены карбонаты, кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, гипс, слюда (биотит), амфибол, хлорит, эпизодически присутствуют пирит, ангидрит CaSO_4 , тенардит Na_2SO_4 , являющийся продуктом преобразования мирабилита ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), отложения которого оконтуривают озеро по береговой линии. Постоянный компонент осадка – карбонаты, в распределении которых наблюдается отчетливый тренд увеличения содержания от подошвы к кровле разреза (рис. 3.21). Количественный анализ карбонатов выполнен ИК-спектроскопией. Сходство распределений карбонатов и кальция в разрезе указывает на присутствие последнего преимущественно в карбонатной форме (рис. 3.21). Начало активной карбонатной седиментации приурочено к глубине ~ 47 см. В верхней части керна (0-47 см) доля карбонатов, представленных в основном кальцитом (рис. 3.22, обр. 3-4 см), достигает 45-50% от вещественного состава осадка (рис. 3.21). В интервале 47-75 см преобладают терригенные минералы – кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат и биотит (рис. 3.22, обр. 60-61 см). Количество карбонатов здесь колеблется в диапазоне от 5 до 20%, и лишь в подошве разреза (74-75 см) составляет 33% от валового состава, что вполне объяснимо присутствием раковин моллюсков.

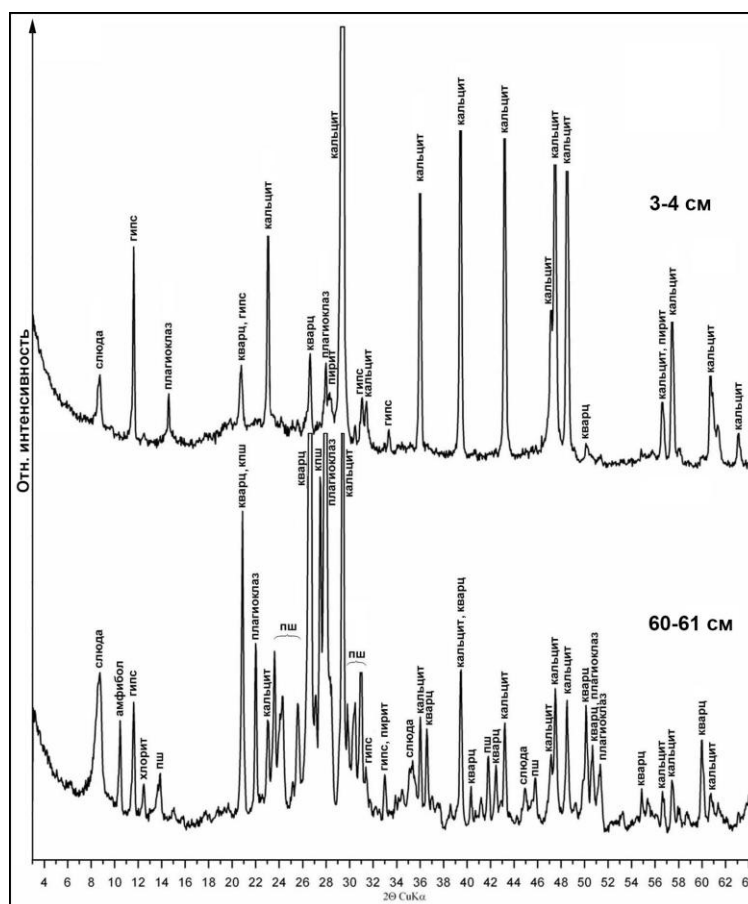


Рис. 3.22. XRD спектры образцов осадочного разреза оз. Большое Алгинское. В верхних горизонтах разреза преобладает кальцит (обр. 3-4 см), в нижних – обломочные минералы: кварц, полевые шпаты, биотит (обр. 60-61 см).

Присутствующие в осадках карбонаты сложены главным образом мелкозернистыми агрегатами плохо окристаллизованных частиц кальцита с примесью низко-Mg кальцита в интервале 10-47 см (рис. 3.23, обр. 39-40 см). Обломки раковин моллюсков имеют кальцитовый состав, близкий к стехиометрическому (рис. 3.23, обр. 74-75 см).

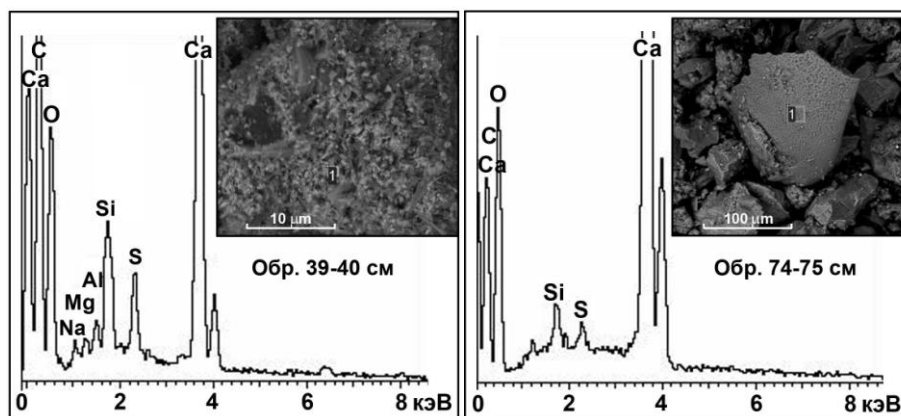


Рис. 3.23. Электронная микроскопия осадков оз. Большое Алгинское: энергодисперсионные спектры хомогенного низко-Mg кальцита (обр. 39-40 см) и обломка кальцитовой раковины моллюска (обр. 74-75 см). На врезках морфология частиц.

Выявить присутствие в осадках низко-Mg кальцитов и установить их содержание удалось с помощью метода математического моделирования рентгеновских дифракционных спектров (рис. 3.24).

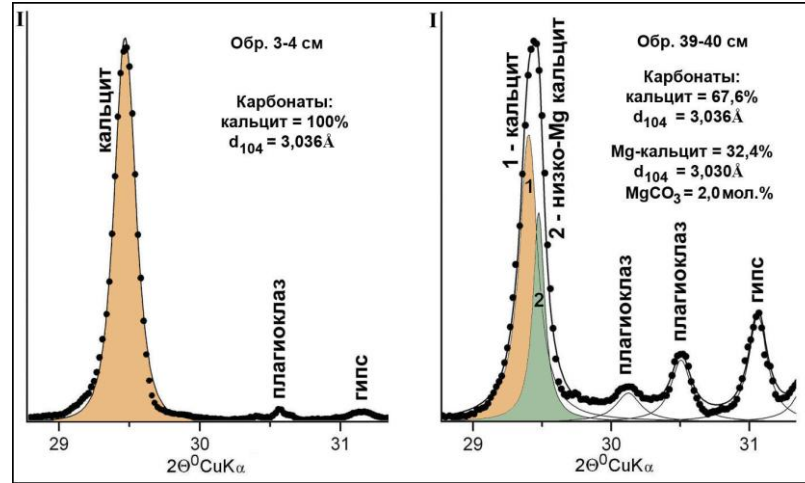


Рис. 3.24. Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов из осадков оз. Большое Алгинское.

В результате выполненных исследований осадков оз. Большое Алгинское комплексом методов выделено 4 стадии его эволюции (рис. 3.21). Радиоуглеродный возраст карбонатного вещества в основании разреза (обр. 74-75 см) составляет ~5600 кал. лет. Опираясь на эту дату можно полагать, что осадки стадии I (интервал 63-75 см) сформировались на границе атлантического и суббореального периодов. Стадия характеризуется интенсивным поступлением терригенного материала с водосбора озера и неравномерным осаждением карбонатов. В отложениях помимо кварца, полевых шпатов и амфибола обнаружено значительное количество биотита, что, вероятно, связано с активной ветровой деятельностью, способствующей интенсивному переносу легких чешуек этого минерала.

На нестабильные условия в водоеме указывают резкие кратковременные скачки концентраций породообразующих элементов, в числе которых Mg и K, входящие в структуру биотита (рис. 3.21). Содержание кальцита в осадках в этот период сравнительно невелико, что является показателем слабой минерализации и умеренной карбонатной щелочности вод озера. О наличии притока свежих метеорных вод, обогащенных легким изотопом кислорода, можно судить по низким отрицательным значениям $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 3.21). В то же время карбонаты обогащены тяжелым изотопом ^{13}C вследствие поглощения легкого изотопа ^{12}C водной растительностью при фотосинтезе. Полученные данные позволяют сделать заключение, что в стадию I озеро обладало положительным гидрологическим балансом, но было мелководным, подтверждением чему также служит преобладание в осадках донных видов диатомей.

Стадия II (интервал 47-63 см) отвечает первой трети суббореального периода. Количество карбоната в отложениях растёт и к концу стадии достигает 25% от минерального состава осадка (рис. 3.21). На глубине 58 см наблюдается максимум величины $\delta^{18}\text{O}$ и резкий минимум $\delta^{13}\text{C}$. Можно утверждать, что произошло значительное кратковременное похолодание, сопровождающееся иссушением климата, приведшее к уменьшению притока свежих вод в озеро, деградации органической жизни и вследствие этого резкому обогащению озерной воды изотопом ^{12}C . Следует отметить, что и стадия I и стадия II характеризуются относительно высокими скоростями осадконакопления – порядка 1 мм/год.

На стадии III (интервал 20-47 см) обстановки седиментации в водоеме заметно меняются. Возрастные границы этого интервала установить затруднительно ввиду малого числа радиоуглеродных дат, однако можно предполагать, что стадия охватывает основную часть суббореального периода. В это время усиливается осаждение хемогенных карбонатов (рис. 3.21), гипса, в отдельных образцах обнаруживаются тенардит, ангидрит, пирит и, соответственно, резко сокращается доля терригенного материала. Судя по имеющимся датировкам, вторая половина стадии характеризуется чрезвычайно низкими темпами седиментации, вероятнее всего, имели место перерывы в осадконакоплении, поэтому о средней скорости седиментации, которая составляет $\sim 0,06$ мм/год, можно говорить лишь условно. Карбонаты представлены кальцитом и низко-Mg кальцитом (рис. 3.24, обр. 39-40 см). Появление в озерных отложениях Mg-кальцита и/или увеличение степени его магнизальности является индикатором обмеления водоема, усиления в той или иной степени его минерализации вследствие иссушения климата. Об аридизации климата свидетельствует также рост величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$. Вместе с тем, довольно большое число сугубо пресноводных представителей диатомовой флоры и малое количество мезогалобов указывает на умеренный рост минерализации вод.

Последняя стадия IV (интервал 0-20 см) характеризуется самым высоким содержанием карбонатов в разрезе - до 45% минерального состава осадков, в отдельных образцах до 50% (рис. 3.21). Лишь в кровле разреза доля карбонатов несколько понижается, сопровождаясь увеличением содержания биотита, обусловленного эоловым привносом. Если в первой половине стадии карбонаты представлены кальцитом с небольшой примесью низко-Mg кальцита, то в верхних образцах – лишь кальцитом, по всей видимости, биогенно-хемогенного происхождения. Судя по самому высокому в разрезе содержанию тяжелого изотопа ^{18}O (гл. 15 см), поступление метеорных вод было ограничено, мелководное озеро зарастало, поглощение ^{12}C водной растительностью приводило к увеличению в осадках ^{13}C (рис. 3.21). Не исключено, что имел место перерыв в осадконакоплении. Радиоуглеродный возраст ^{14}C осадка на глубине 9-10 см, уточненный датированием верхнего горизонта гамма-спектрометрией по ^{210}Pb ,

составляет 80 ± 20 лет. Начиная с этой глубины скорость осадконакопления резко возрастает и составляет 1,2 мм/год, падает содержание тяжелых изотопов ^{18}O и ^{13}C . Природно-климатические условия в районе локализации водоема смягчаются, что подтверждается данными диатомового анализа. Это наиболее насыщенный створками диатомей интервал. Среди них доминируют виды обрастаний и дна, озеро остается мелководным вплоть до современного состояния.

Таким образом, установлено, что озеро на протяжении всего рассматриваемого периода было мелководным, имели место перерывы в осадконакоплении. Отчетливая тенденция увеличения содержания карбонатов от подошвы к кровле разреза свидетельствует об усилении сухости голоценового климата на территории Баргузинской впадины. Распределение величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в разрезе, в частности, отсутствие ковариантности их трендов в стадии I и II, позволяет сделать заключение, что озеро в этот период было открытым. В стадии III и IV наблюдается ковариантность трендов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, которая присуща закрытым озерам (Talbot, 1990). Таким образом, на рубеже стадий II/III происходят серьезные изменения гидрологического режима озера, обусловленные усилением аридности климата, и лишь в последние десятилетия отмечается некоторая тенденция к его увлажнению.

3.5. Еравнинская система

3.5.1. Озеро Долгое

Еравнинская котловина расположена в области водораздела рек Витим (бассейн р. Лена) и Уда (бассейн оз. Байкал). Она занимает приподнятую до абсолютных отметок в 900-1000 м часть крайнего юго-запада Витимского плоскогорья – древней поверхности выравнивания, расчлененной долинами рек и осложненной останцовыми формами рельефа. Предположительно, Еравнинская котловина является дном крупного древнего озера, уровень которого был значительно выше уровня современных озер (Кожов, 1950). В геологическом плане плоскогорье сложено гранитоидами, кристаллическими сланцами, гнейсами, эффузивами и кластическими горными породами; осадочный чехол представлен преимущественно терригенными и вулканогенно-терригенными отложениями с многочисленными внедрениями интрузивных тел. Среди генетических типов отложений верхних (четвертичных) горизонтов осадочной толщи, выполняющей котловину, доминирующими являются аллювиальные и озерно-аллювиальные осадки. Тектонический план территории формирует система разломов северо-восточного и северо-западного направлений (Плюснин, Перязева; 2012). Каждая из систем дизъюнктивных нарушений дренирует разные горизонты, и способствуют подъему на поверхность подземных вод различной минерализации. Это отражается в гидрогеохимической специфике Еравнинских озер, которые, несмотря на компактное расположение, имеют

значительные различия в качественном и количественном составе растворенных веществ. Не меньшим влиянием на состав озерных вод обладают и природно-климатические особенности региона.

Как и в большинстве центральных районов азиатской части континента, здесь господствует резко континентальный климат с малоснежной, длительной и морозной зимой, и коротким, но теплым летом, повсеместно развита многолетняя мерзлота. Еравнинские озера в основном пресные, щелочные, с общей минерализацией 0,1–1,0 г/л, однако встречаются среди них и солоноватоводные бассейны (от 2,4 до 4,5 г/л). Наиболее распространенным является гидрокарбонатный кальциево-натриевый или натриево-кальциевый тип вод; среднее значение величины рН = 9,1 (Скляр и др., 2011). Большинство озер Еравнинской впадины – бессточные, за исключением самого восточного оз. Исинга, из которого вытекает р. Холой. Таким образом, основной расход воды происходит путем испарения, которое происходит достаточно интенсивно. Судя по описанию ряда исследователей, многие озера плайевые, их очертания, площади и глубины очень непостоянны (Соллертинский, 1929; Мухина, 1965). С горного обрамления Еравнинской котловины стекает достаточно большое количество рек и ручьев, однако оз. Долгое, расположенное в юго-западной лесостепной части района (рис. 3.25), получает водное питание в основном за счет атмосферных осадков, временных сезонных водотоков и таяния сезонной мерзлоты.



Рис. 3.25. Локализация озер Долгое и Большое Окуневое на территории Забайкалья. На врезке их взаимное расположение. (Снимок Google Earth).

Керн донных отложений оз. Долгое длиной 96 см был получен в точке с координатами 52°32'32" N, 111°19'35" E, глубина воды здесь составляла 4,4 м (Солотчина и др., 2017). Озеро закрытое, площадь его с учетом сезонных колебаний составляет не более 1 км², воды относятся к гидрокарбонатному натриевому типу и имеют достаточно высокую минерализацию – до 4,5-5 г/л (табл. 3.4).

Таблица 3.4. Современный ионный состав вод оз. Долгое, мг/л

HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	PO_4^{3-}	F^-	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}
3172,0	300,0	95,0	0,42	1,42	950,0	33,14	167,1	11,2

Вскрытый разрез представлен в разной степени насыщенным водой пелитовым илом с примесью мелкообломочного алевритового материала, небольшого количества диатомей, спикул губок, растительного детрита и единичных раковин моллюсков (рис. 3.26). Содержание алевритовой фракции в различных образцах колеблется от первых % до 10-15% терригенной части отложений, однако какой-либо закономерности в её распределении по разрезу не отмечено. В интервале 0-40 см осадок сильно обводненный (полужидкий), далее, до глубины 90,5 см – несколько более плотный. Текстура его грубая, горизонтальная или субгоризонтальная, обусловленная неравномерным чередованием различно окрашенных прослоев осадка: бурых, желтоватых, зеленоватых, серых. Интервал 90,5-96 см сложен сравнительно уплотненным сероцветным пелитом, менее водонасыщенным, чем перекрывающие отложения.

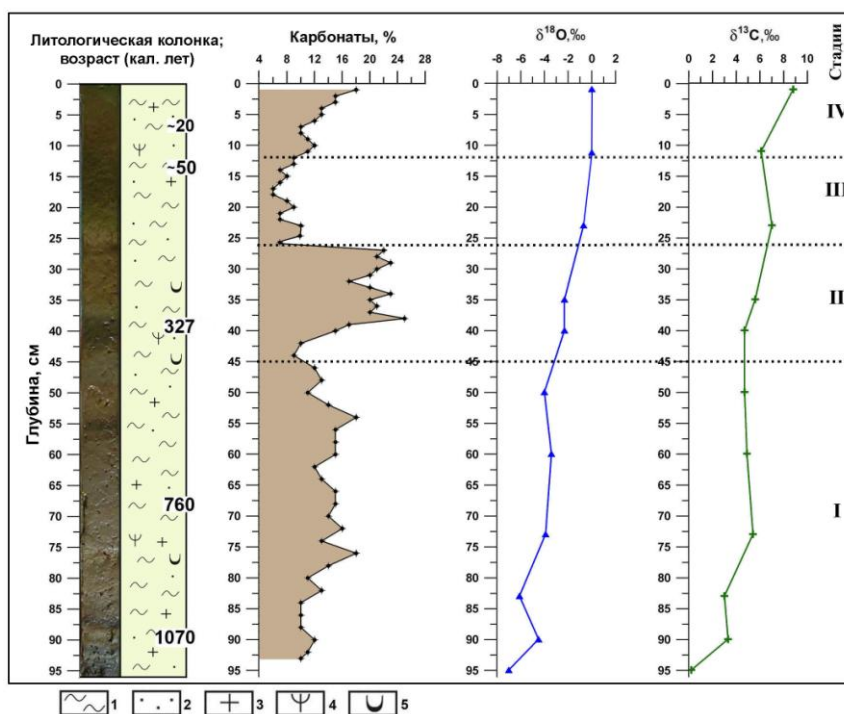


Рис. 3.26. Литологическая колонка голоценового осадочного разреза, возрастная модель, распределение карбонатных минералов и стабильных изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в осадках оз. Долгое. Датирование осадков проводилось в интервале 0-12 см по ^{210}Pb , в интервале 12-96 см по ^{14}C с пересчетом на калиброванный возраст. Условные обозначения: 1 – пелит, 2 – алеврит, 3 – диатомеи, 4 – растительные остатки, 5 – раковины моллюсков.

В минеральном составе осадков преобладает терригенная составляющая – в основном кварц и плагиоклаз, отмечается примесь калиевого полевого шпата (рис. 3.27), слоистые

силикаты в верхней части разреза представлены небольшим количеством слюды и иллит-сметита (рис. 3.27, а), в нижней части – довольно высоким содержанием смектита с примесью иллит-сметита (рис. 3.21, б). В кровле разреза присутствует органическое вещество. Карбонатные минералы, содержание которых в осадках колеблется в интервале 5–25% от минерального состава (рис. 3.26), в основном относятся к кальцит-доломитовому ряду и сложены Mg-кальцитами и Ca-избыточными доломитами. Кроме того, в верхах разреза впервые в осадках малых озер Байкальского региона обнаружен гидромагнезит $Mg_5(CO_3)_4(OH)_2 \cdot 4H_2O$ – сравнительно редкий в природе минерал с неоднозначным генезисом (рис. 3.27, а).

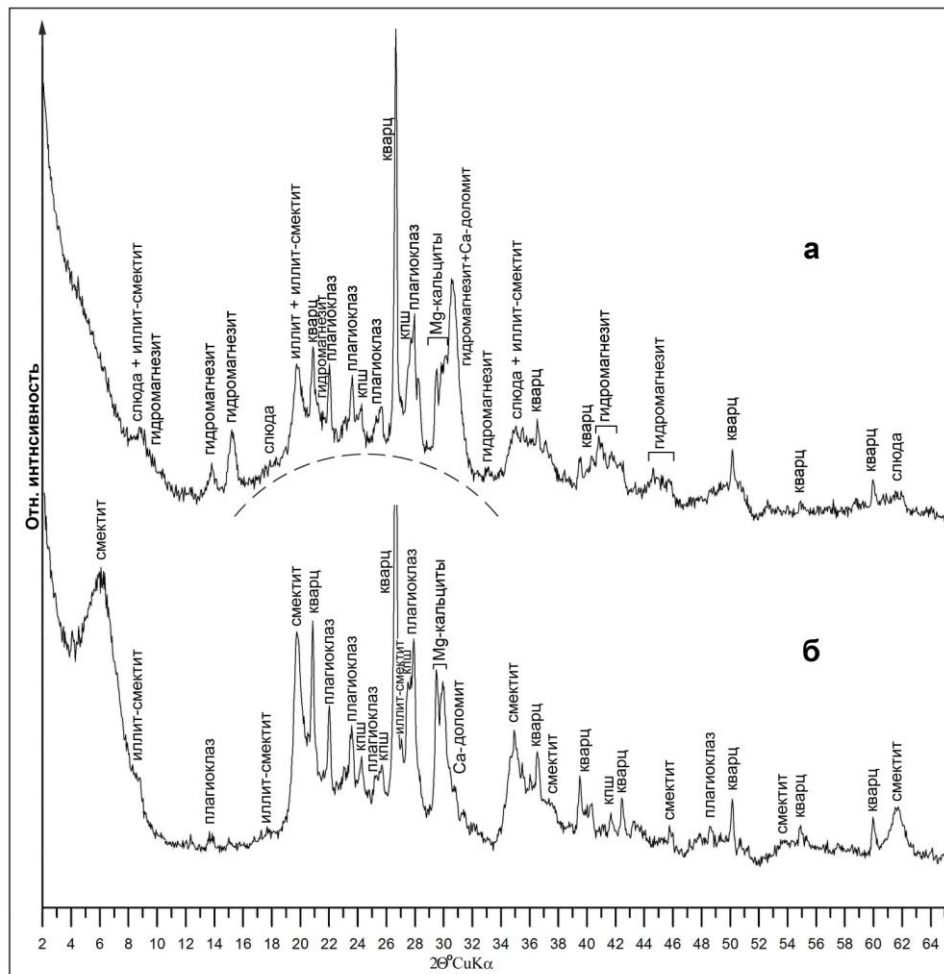


Рис. 3.27. Дифрактограммы образцов осадочного разреза оз. Долгое: а – верхняя часть разреза (гл. 3-4 см) и б – нижняя часть (гл. 94-95 см) разреза. Отчетливо наблюдаются различия в карбонатной составляющей осадка и составе глинистых минералов. Гало в интервале углов 12-38° 2θ (штриховая линия) свидетельствует о присутствии в верхах разреза рентгеноаморфной компоненты (ОВ).

Результаты химического анализа образцов показали значительный контраст между верхней и нижней частями разреза в содержании Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO и TiO_2 , в то время как изменения в содержании SiO_2 и CaO невелики (см. Приложение 2). Химический состав образцов хорошо согласуется с данными XRD анализа, свидетельствующими о повышенном

содержании в подошве разреза терригенных минералов – смектита, полевых шпатов (рис. 3.27). Вместе с тем, значительные различия в содержании MgO в кровле и подошве разреза при небольших вариациях содержания CaO, предполагают изменения в карбонатной составляющей осадка, обусловленные присутствием в верхах разреза гидромагнезита помимо карбонатов кальцит-доломитового ряда.

Математическое моделирование XRD профилей карбонатов показало, что в образцах присутствуют до пяти фаз минералов кальцит-доломитового ряда, количественные соотношения которых меняются вдоль разреза (рис. 3.28, табл. 3.5). В ассоциации Ca-Mg карбонатов на протяжении всего разреза присутствуют низко-Mg кальцит, промежуточный Mg-кальцит, высоко-Mg кальцит и Ca-избыточный доломит, меняется лишь их содержание (табл. 3.5).

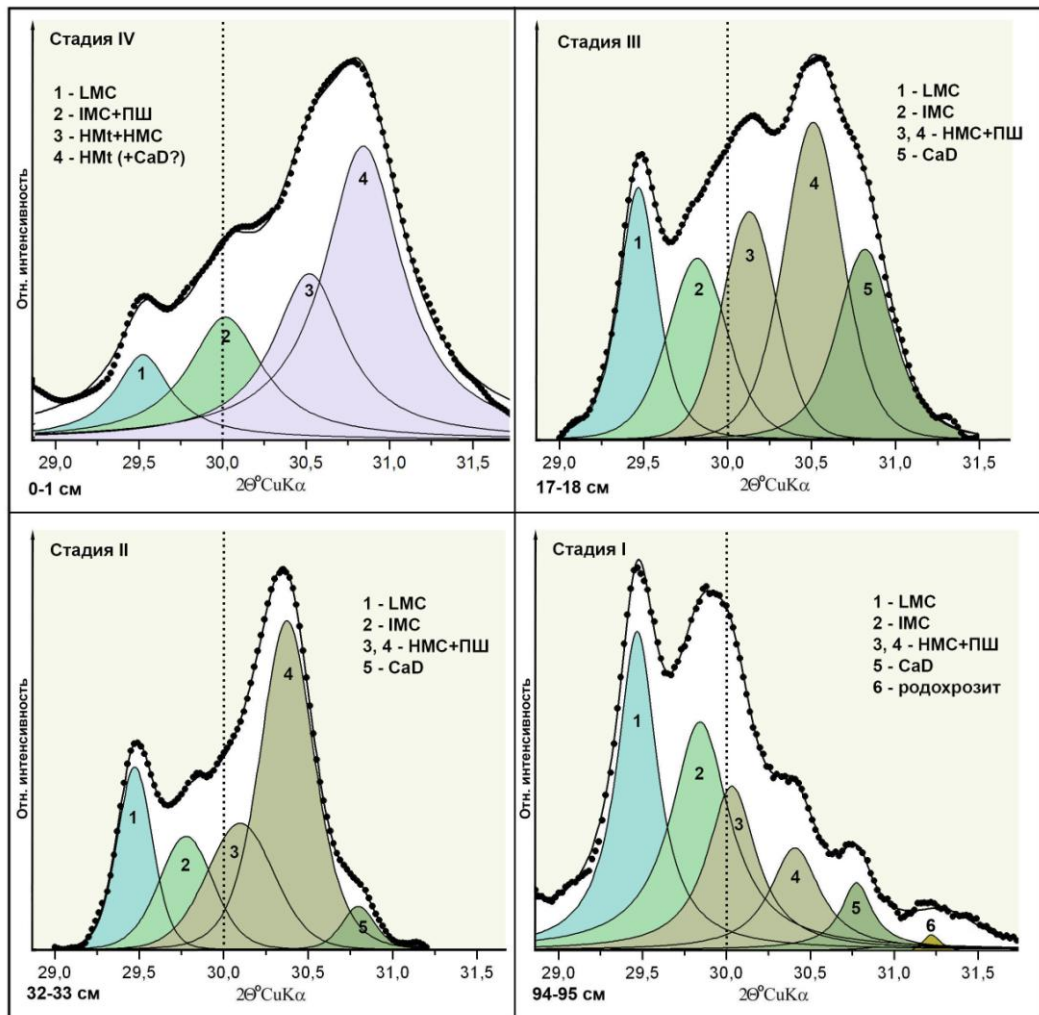


Рис. 3.28. Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов осадков оз. Долгое в области проявления d_{104} пиков. Условные обозначения: LMC – низко-Mg кальцит; IMC – промежуточный Mg-кальцит; НМС – высоко-Mg кальцит; CaD – Ca-избыточный доломит; НМт – гидромагнезит; ПШ – полевые шпаты.

Табл. 3.5. Параметры модельных XRD профилей карбонатных минералов ряда образцов осадков оз. Долгое, представленных на рис. 3.28

Стадия	Глубина, см	Карбонаты	№ линии	$2\theta^\circ \text{CuK}_\alpha$	$d, \text{Å}$	Содержание	
						фазы, %	MgCO_3 , мол. %
IV	0-1	Низко-Mg кальцит	1	29.477	3.032	10.3	1.0
		Промежуточный Mg кальцит	2	30.017	2.978	18.7	20.0
		Гидромагнезит+высоко-Mg кальцит	3	30.519	2.929	25.2	~100 34.5
		Гидромагнезит+Са-избыточный доломит?	4	30.842	2.900	45.8	~100 42.0
III	17-18	Низко-Mg кальцит	1	29.467	3.033	16.2	0.75
		Промежуточный Mg кальцит	2	29.821	2.997	17.1	13.0
		Высоко-Mg кальциты	3	30.129	2.968	19.2	22.5
			4	30.509	2.931	29.6	34.5
Са-избыточный доломит	5	30.817	2.903	17.8	42.5		
II	32-33	Низко-Mg кальцит	1	29.473	3.032	15.8	1.0
		Промежуточный Mg кальцит	2	29.776	3.002	15.0	12.5
		Высоко-Mg кальциты	3	30.098	2.971	20.7	21.5
			4	30.374	2.944	44.9	30.5
Са-избыточный доломит	5	30.797	2.905	3.61	43.0		
I	94-95	Низко-Mg кальцит	1	29.467	3.033	30.8	0.75
		Промежуточный Mg кальцит	2	29.842	2.995	32.0	14.0
		Высоко-Mg кальциты	3	30.031	2.977	19.1	20.0
			4	30.407	2.941	12.0	32.0
		Са-избыточный доломит	5	30.775	2.907	5.7	43.5
		Родохрозит	6	31.362	2.850	0.5	-

Примечание. Сумма карбонатных минералов в образце принята за 100%. При съемке XRD спектров в качестве внутреннего стандарта использовался Si металлический ($d_{100}=3,135\text{Å}$).

Как уже подчеркивалось ранее, для озер с карбонатно-терригенным составом донных отложений ИК-спектроскопическая диагностика карбонатов кальцит-доломитового ряда несколько затруднена. Это происходит из-за наложения на полосу поглощения $\nu_4 \text{CO}_3^{2-}$ иона полос поглощения плагиоклаза. Тем не менее, другие полосы (ν_2 и ν_3), пусть и в меньшей

степени, но также реагируют на изменения в составе карбонатов. В осадках оз. Долгое не наблюдается четко выраженного расщепления полосы ν_2 , однако очевидно присутствие в образцах как низкомагнезиальных ($\nu_2=872 \text{ см}^{-1}$), так и высокомагнезиальных ($\nu_2=877 \text{ см}^{-1}$) разновидностей (рис. 3.29). Кроме того, в образце 0-1 см отчетливо наблюдаются полосы $\nu_2=885 \text{ см}^{-1}$ и сильные полосы $\nu_3=1420 \text{ см}^{-1}$ и 1485 см^{-1} , принадлежащие гидромагнезиту (Chukanov, 2014).

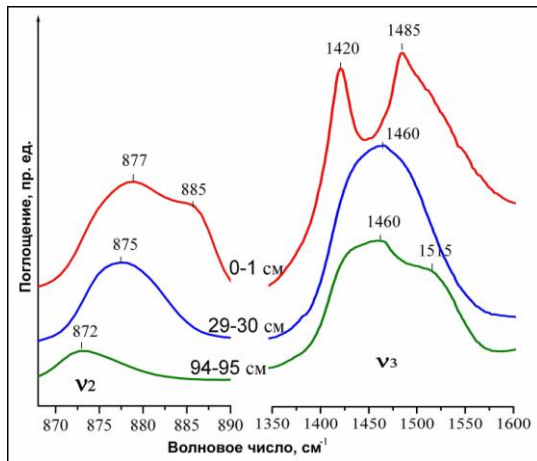


Рис. 3.29. Фрагменты трех наиболее характерных ИК-спектров осадков оз. Долгое в области полос поглощения ν_2 и ν_3 карбонат-ионов. Конфигурации полос и различные частотные положения их компонентов свидетельствуют о присутствии в пробах карбонатов различного состава. В образце 0-1 см основные полосы принадлежат гидромагнезиту.

Анализ фазового состава, структурных особенностей и распределения в разрезе оз. Долгое

низкотемпературных хемогенных карбонатов позволил выделить 4 стадии его эволюции, обусловленные изменениями климата. По данным радиоуглеродного датирования возраст осадков в основании вскрытого разреза составляет немногим более 1000 кал.л. (рис. 3.26), что отвечает середине субатлантического периода. Отложения нижней части разреза (интервал 45-96 см) – стадия I – сформировались в неустойчивых, периодически меняющихся природных обстановках, о чем свидетельствует переменное содержание низко- и высокомагнезиальных карбонатных фаз даже в соседних образцах. В целом эта стадия характеризуется невысоким содержанием карбонатов (~15% от минеральной составляющей осадка) и преобладанием среди них низкомагнезиальных и промежуточных кальцитов, преимущественное формирование которых происходит в условиях влажного климата. В сумме их содержание в подошве разреза (обр. 94-95 см) составляет более 60% от общего содержания карбонатов (рис. 3.28, табл. 3.5). Кроме карбонатов кальцит-доломитового ряда здесь установлена небольшая примесь родохрозита MnCO_3 , что вполне отвечает повышенному содержанию Mn в низах разреза (Приложение 2).

Стадия II (интервал 25-45 см) характеризуется повышенным содержанием карбонатов ~20-25% от минеральной составляющей осадка (рис. 3.26). По данным моделирования XRD профилей среди карбонатов существенно доминируют высоко-Mg кальциты, присутствует Ca-избыточный доломит (рис. 3.28, табл. 3.5, обр. 32-33 см), что указывает на аридизацию климата и понижение уровня озера в расчетном возрастном интервале от 410 до 200 л.н.

В стадию III (интервал 12-25 см) количество карбонатов в осадках резко падает (до 5% от минерального состава). Наблюдается увеличение содержания в осадках Ca-избыточного

доломита за счет уменьшения доли высоко-Mg кальцита (рис. 3.28, табл. 3.5, обр. 17-18 см), что может указывать на очень мелководный или даже плайевый характер водоема (Last, 1990). Таким образом, в соответствии с полученной нами карбонатной записью, возрастной интервал от 200 до 40 л.н. характеризуется существенным обмелением оз. Долгое, что указывает на дальнейшее иссушение климата.

В стадию IV (интервал 0-12 см) – карбонаты представлены гидрокарбонатом магния – гидромагнезитом $Mg_5(CO_3)_4(OH)_2 \cdot 4H_2O$, в подчиненном количестве присутствуют карбонаты кальцит-доломитового ряда в основном низкомагнезиальный и промежуточный Mg-кальциты (рис. 3.28, табл. 3.5, 0-1 см). Если в нижнем горизонте стадии IV (обр. 11-12 см) отмечаются лишь следовые содержания гидромагнезита, то вверх по разрезу количество минерала увеличивается, и в верхнем слое осадка (обр. 0-1 см) он доминирует среди карбонатов. Формирование гидромагнезита в зонах выветривания ультраосновных пород по серпентину – довольно известный процесс (Нечипоренко, Бондаренко, 1988), однако гидромагнезит, встречающийся в озерных осадках представляет определенный интерес, поскольку считается предшественником магнезита. На основании анализа большого массива публикаций (Von der Borch, 1965; Lippmann, 1973; Schmidt, 1987; и другие) Дж. Дилман рассмотрел условия образования магнезита $MgCO_3$ в голоценовых и современных осадках озер различных регионов земного шара (Deelman, 2011). Выяснилось, что магнезит обычно обнаруживается в отложениях мелководных, часто плайевых бассейнов со значительными сезонными колебаниями водного баланса. Воды этих озер обладают высокой щелочностью (pH=8.9–9.0 и выше); благоприятным фактором является также присутствие заметного количества водной растительности. Большое значение микробиальных процессов в образовании гидромагнезитов в современных условиях показано на примере озера Салда, расположенного на юго-западе Турции (Щербакова и др., 2010). Кроме того, свою роль может сыграть предварительная садка карбонатов кальция в виде кальцита, арагонита или Mg-кальцитов, за счет чего существенно уменьшается концентрация Ca^{2+} в растворе. Гидромагнезит в этом случае может являться первичным минералом, осаждающимся под влиянием указанных выше факторов непосредственно из водной среды, и в дальнейшем, уже в осадке, преобразующимся в безводный карбонат магния. Возможность образования гидромагнезита подтверждается результатами физико-химического моделирования термодинамических равновесий озерной воды, выполненного по программе HydroGeo (Букаты, 2002). В соответствии с химическим составом воды (табл. 3.4) количество осажденного гидромагнезита может достигать 162 мг/л. Появление гидромагнезита в верхнем слое осадка оз. Долгое может свидетельствовать об эвтрофикации водоема.

Изучение распределения стабильных изотопов кислорода и углерода ($\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$) в карбонатах оз. Долгое показало, что в целом наблюдается синхронность (ковариантность)

трендов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в осадочном разрезе озера, присущая закрытым водоемам (рис. 3.26). Анализ содержания тяжелого изотопа кислорода ^{18}O в карбонатах осадков оз. Долгое показал, что $\delta^{18}\text{O}$ принимает только отрицательные значения. На протяжении всего разреза величина $\delta^{18}\text{O}$ растет от -8‰ в подошве разреза до $\sim 0\text{‰}$ в верхнем горизонте, где ее рост замедляется. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в осаждаемых карбонатах определяются изотопным составом суммарного растворенного в озерной воде углерода. Величина $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 3.26), принимает только положительные значения и растет от 0‰ (низ разреза) до $+9.0\text{‰}$ (верх разреза). Заметный рост $\delta^{13}\text{C}$ от $+6.0\text{‰}$ до $+9.0\text{‰}$ (стадия IV) обусловлен поглощением ^{12}C при фотосинтезе за счет первичной органической продуктивности в мелководном озере и, возможно, уменьшением притока свежих метеорных вод, обогащенных легким изотопом углерода.

3.5.2. Озеро Большое Окуневое

Оз. Большое Окуневое находится в 2 км юго-западнее от оз. Долгое (рис. 3.25). Его общая минерализация составляет $\sim 1,0$ г/л, тип вод гидрокарбонатный натриевый, $\text{pH}=9,93$ (табл. 3.6).

Таблица 3.6. Современный состав вод оз. Большое Окуневое, мг/л

HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	PO_4^{3-}	F^-	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}
710,0	8,3	20,52	0,71	1,81	187,86	15,30	41,9	9,3

Мощность вскрытых отложений составляет 66 см, представлены они преимущественно глинистым алевритом. В интервале 0-30 см осадок имеет темно-серый цвет и комковатую текстуру, верхние 6 см характеризуются высокой водонасыщенностью. Присутствуют створки диатомей и растительные остатки. В интервале 30-66 см залегают глинистые алевриты, цвет которых варьирует от серого до бурого. Текстура массивная, в нижних 20 см осадка отмечены мелкие линзы светло-серого алевритового материала (рис. 3.30).

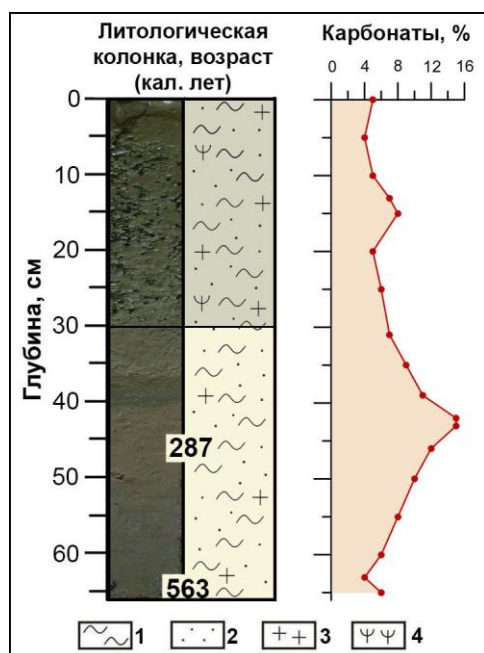


Рис. 3.30. Литологическая колонка позднеголоценового осадочного разреза, возрастная модель, распределение карбонатных минералов в осадках оз. Большое Окуневое. Условные обозначения: 1 – пелит, 2 – алеврит, 3 – диатомей, 4 – растительные остатки.

В минеральном составе образцов осадков преобладает терригенная составляющая, сложенная в основном кварцем и плагиоклазом. Слоистые силикаты представлены небольшим количеством слюды, смектита и хлорита. Карбонаты кальцит-доломитового ряда присутствуют в количестве 3-15% минерального состава (рис. 3.31); максимальные содержания карбонатов отмечаются в интервале 40-50 см. Возраст изученных отложений в подошве разреза оз. Большое Окуновое составляет 563 кал.лет; ещё одна дата получена на глубине 46 см – 287 кал.лет (рис. 3.30). Попытка датирования верхней части разреза гамма-спектрометрией по ^{210}Pb не увенчалась успехом, этот изотоп свинца в образцах не обнаружен.

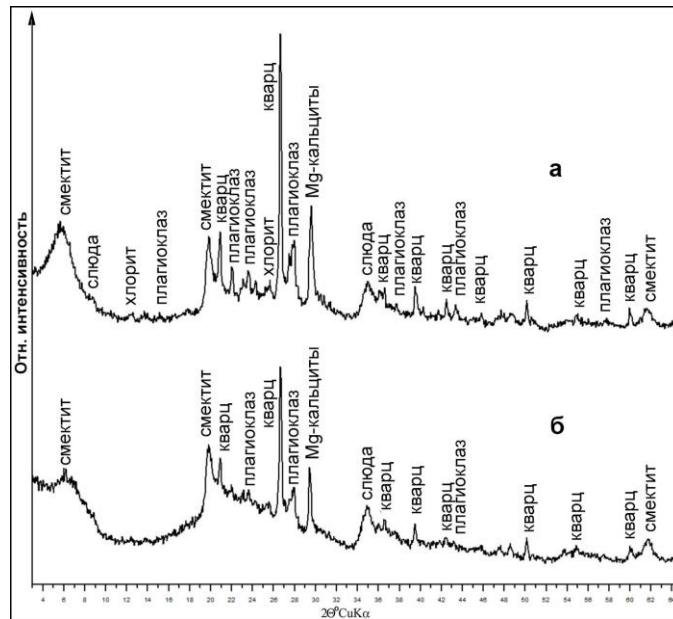


Рис. 3.31. Дифрактограммы образцов осадочного разреза оз. Большое Окуновое: а – верхняя часть разреза (гл. 0-1 см) и б – нижняя часть (гл. 64-65 см) разреза.

Моделирование XRD профилей донных осадков оз. Большое Окуновое показало, что в них присутствует ансамбль карбонатных минералов ряда кальцит-доломит различной степени магниальности, включающий низко-Mg кальцит, промежуточный Mg-кальцит, в также небольшое количество высоко-Mg кальцита и Са-избыточного доломита (рис. 3.32).

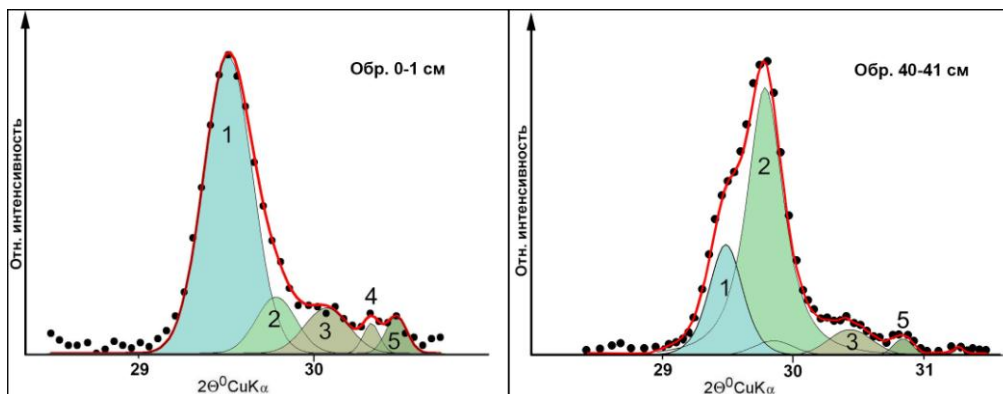


Рис. 3.32. Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов осадков оз. Большое Окуновое. Цифрами обозначены пики: 1 – низко-Mg кальцита; 2 – промежуточного Mg-кальцита; 3, 4 – высоко-Mg кальцита; 5 – Са-избыточного доломита.

Распределение карбонатов в позднеголоценовых осадках оз. Большое Окуневое носит следующий характер: в низах разреза резко доминирует промежуточный Mg-кальцит, пик содержания которого (как и максимум карбонатной седиментации в целом) приходится на интервал 40-50 см (рис. 3.32). Судя по имеющимся датировкам (рис. 3.30) это является следствием начавшегося около 400 л.н. локального иссушения климата, признаки которого (в виде интенсивного осаждения карбонатов и роста их магнизиальности) были отмечены ранее в разрезе донных осадков оз. Долгое. Вверх по разрезу количество карбонатов в отложениях снижается, а промежуточные разновидности кальцитов уступают первенство низкомагнизиальным (рис. 3.32), что, по-видимому, указывает на некоторое опреснение озерного бассейна и повышение его уровня в течение последних двухсот лет.

3.6. Ивано-Арахлейская система

3.6.1. Озеро Арахлей

Озеро Арахлей входит в Ивано-Арахлейскую систему озер, находящуюся на юге Витимского плоскогорья в межгорной Беклемишевской впадине на высоте 945–965 м между хребтами Яблоновый (на юго-востоке) и Осиновый (на северо-западе) и состоящую из 6 сравнительно крупных (более 10 км²) и около 20 мелких (менее 1 км²) водоемов (рис. 3.33, а).

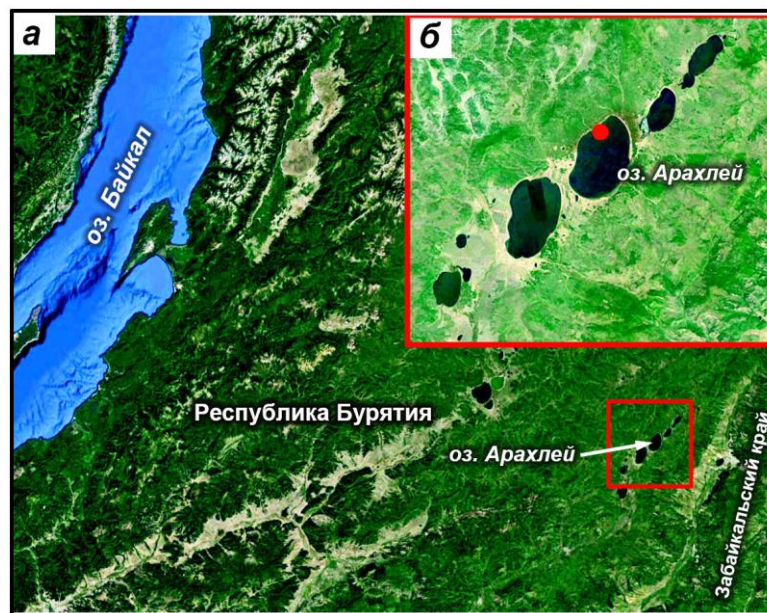


Рис. 3.33. Расположение оз. Арахлей на территории Забайкальского края и в системе Ивано-Арахлейских озер (а). На врезке – красным показана точка бурения керна вблизи современной береговой линии озера (б).

Беклемишевская впадина, протяженность которой составляет порядка 130 км при ширине 3-15 км, сформировалась на раннемеловой стадии позднемезозойского этапа рифтогенеза и заполнена континентальными (вулканогенно-терригенными) отложениями мезокайнозойского возраста, залегающими на палеозойском кристаллическом фундаменте, местами

– на преимущественно вулканогенных горных породах пермского и триасового возраста (Малая энциклопедия..., 2009; Ивано-Арахлейские озера..., 2013). Сверху эта толща перекрыта четвертичными отложениями мощностью 15-20 м, представленными песчано-гравийными и глинистыми образованиями. Поскольку основную часть впадины занимают долина р. Хилок и группа озер, среди молодых отложений широко развиты аллювиально-озерные образования, представленные галечниками, песками, алевролитами и глинами; в озерных осадках также распространены органо-минеральные илы.

Озеро Арахлей является наиболее крупным и глубоким среди Ивано-Арахлейских озер, при этом оно занимает самое высотное положение в системе. Площадь его водной поверхности составляет около 58 км², длина ~ 11 км, наибольшая ширина ~ 7 км, площадь водосбора – 256 км². Средняя глубина озера - 10,5 м, тогда как максимальная глубина, которая отмечается в северо-восточной части водоёма, достигает 19,5 м. Быстрое нарастание глубин прослеживается в северной части озера; в южной части дно пологое с постепенным углублением центру бассейна. Средняя температура января в районе озера составляет –25.9°С, июля - +15.3 °С, большую часть года оно покрыто льдом. Бассейн имеет смешанный тип водного питания. В него впадают две небольшие реки - Домка и Грязнуха (Шаборта), которые вместе с тальми водами поставляют около половины суммарного притока (Решетова и др., 2013). Остальной объем поступающих вод обеспечивают атмосферные осадки. Несмотря на приподнятое относительно других озер Ивано-Арахлейской группы положение, оз. Арахлей не имеет постоянного поверхностного стока. В особо многоводные годы из него вытекает ручей, впадающий в оз. Шакшинское, также возможна потеря некоторого количества воды через подземный сток. Однако сток не является определяющим в расходной части водного баланса, составляя около 20% (Решетова и др., 2013, Птицын и др., 2014). Остальные 80% расхода приходится на испарение с поверхности водного зеркала, что предопределяет высокую чувствительность водоема к климатическим изменениям. По трофическому типу озеро является мезотрофным. Общая минерализация колеблется в пределах 115—150 мг/л (по более поздним данным - 160-185 мг/л), вода слабощелочная гидрокарбонатная магниевое-кальциевая, величина рН в разные годы изменяется в интервале 7,2-8,7 (Птицын, 2010, 2014).

Горно-котловинный рельеф является основой организации растительного покрова бассейна озера в высотных поясах. Склоны южной экспозиции крутые и сухие, склоны северной экспозиции пологие и более влажные. В растительности преобладают горно-таёжные леса из лиственницы Гмелина *Larix gmelinii*, редко - с примесью ели *Picea obovata*. Небольшие площади заняты сосновыми *Pinus sylvestris* и берёзовыми лесами из *Betula pubescens*, *B. pendula* с лиственницей (Ивано-Арахлейский заказник..., 2002).

Керн озёрных отложений длиной 128 см был отобран в северо-восточной части озера, в точке с координатами 52°14'17.27" N, 112°52'48.05" E (рис. 3.33, б). Интервал опробования составил 1 см для минералого-кристаллохимических исследований и 2 см – для палинологического анализа. Шесть образцов были отобраны из различных интервалов керна для радиоуглеродного датирования, согласно которому возраст отложений, охарактеризованных керновым материалом, превышает 15000 кал. л.н. (рис. 3.34).

Донные отложения оз. Арахлей представляют собой преимущественно органогенно-глинистый ил, в разной степени насыщенный более крупным, алевритовым и песчаным материалом, в нижней части разреза карбонатизированный (Солотчина и др., 2018). По соотношению различных компонентов (органогенных, терригенных, карбонатных) в разрезе можно выделить ряд интервалов, которые отвечают различным обстановкам осадконакопления. Содержание органического вещества имеет тенденцию к возрастанию от подошвы к кровле разреза. Заметные вариации его содержания происходят на глубинах: 84-128 см – 10-25 %; 70-80 см – 32-50 %; 45-70 см – 8-27 %; 0-45 см – 24-47 % (рис. 3.34).

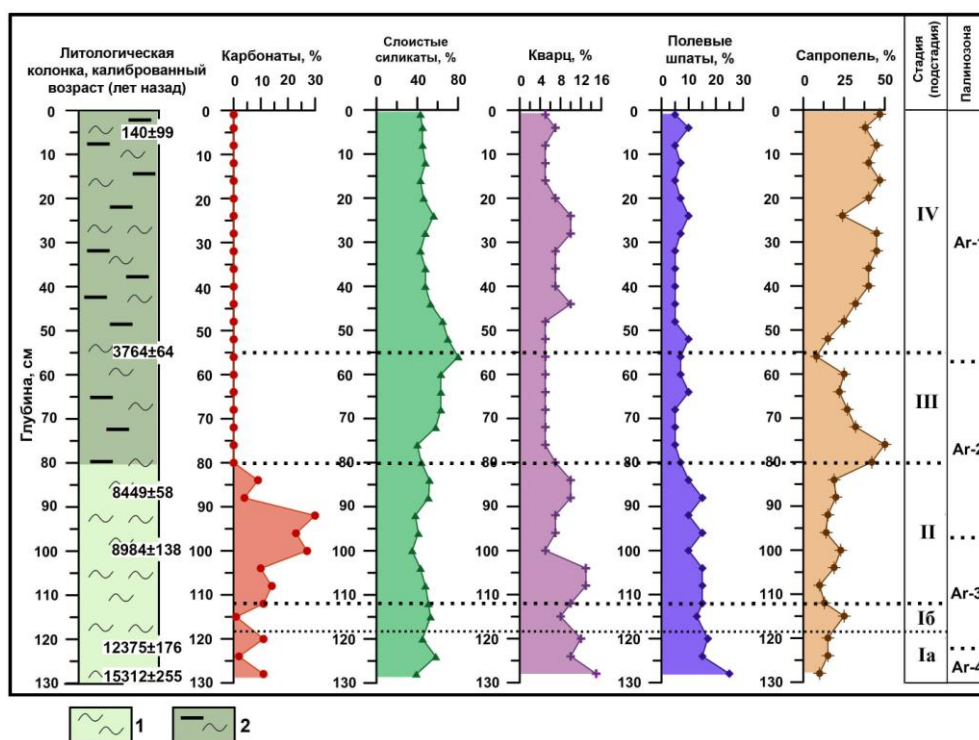


Рис. 3.34. Литологическая колонка позднеплейстоцен-голоценовых донных осадков оз. Арахлей, возрастная модель, распределение карбонатных минералов, кварца, полевых шпатов, ОВ; стадии и палинозоны. Условные обозначения: 1 – пелит, 2 – органо-минеральный ил.

Таким образом, в интервалах 0-45 см и 70-80 см осадки фактически представляют собой типичный сапропель. Тем самым подтверждаются ранее известные данные о наличии в донных отложениях оз. Арахлей существенных запасов сапропеля (напр., Ивано-Арахлейский заказник..., 2002).

В минеральном составе донных осадков озера Арахлей присутствуют слоистые силикаты, кварц, полевые шпаты (преимущественно плагиоклаз с примесью калиевого полевого шпата), карбонаты разной степени магнезиальности и небольшое количество пирита в низах разреза. По содержанию карбонатного материала вскрытый разрез делится на 2 части. В интервале 0-80 см карбонаты отсутствуют, в то время как в интервале 80-128 см их количество варьирует от 1 до 30 % от валового состава осадка; максимальное содержание (23-30 %) приходится на интервал 90-105 см (рис. 3.34). В содержании терригенных минералов – кварца и полевого шпата, также наблюдаются определенные вариации. Если в верхней части разреза (0-80 см) оба минерала присутствуют в среднем в количестве 5-7 % (редко 10 %), то в нижней части (80-128 см) содержание кварца достигает 10-15 %, а полевых шпатов – 15-25 % от валового состава пробы (рис. 3.34). Дифрактограммы образцов из обеих частей разреза представлены на рис. 3.35, а-в. На верхней дифрактограмме (рис. 3.35, а) отчетливо наблюдается гало, обусловленное наличием в осадке органико-минеральной составляющей.

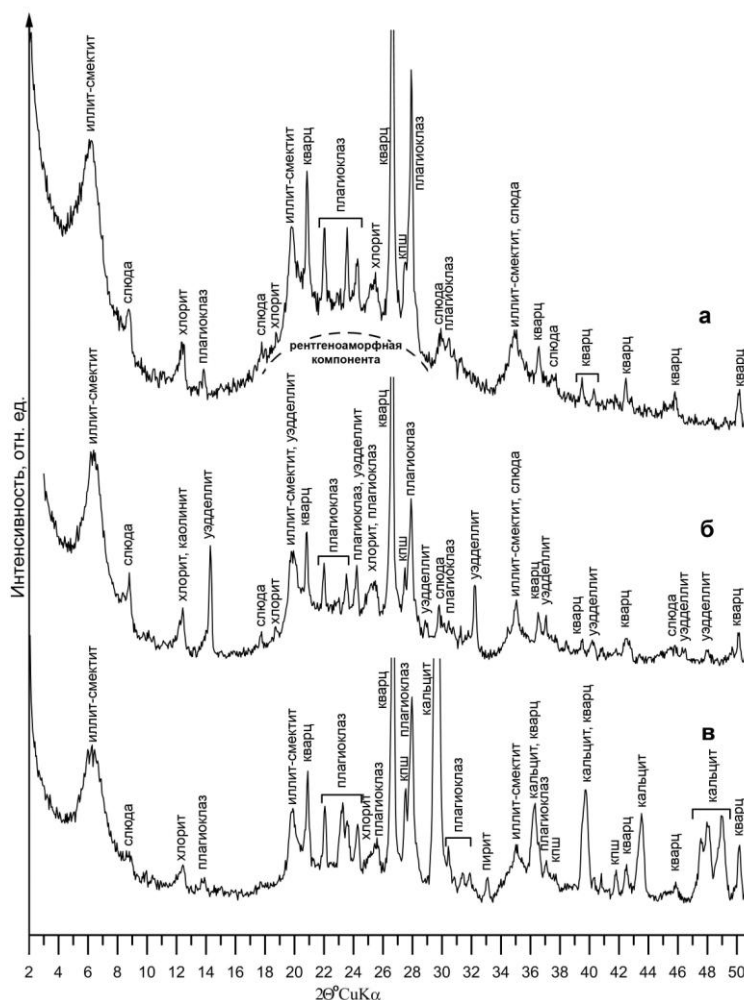


Рис. 3.35. Дифрактограммы образцов донных осадков оз. Арахлей из различных частей разреза: а – обр. 4 см с высоким содержанием ОВ; б – обр. 44 см с присутствием удделлита; в – с высоким содержанием карбонатов.

На нижней дифрактограмме (рис. 3.35, в) отмечаются сильные линии Mg-кальцита, содержание которого в образце составляет ~30 % от валового состава пробы. В образцах с глубины 40-44 см от поверхности керна обнаружен довольно редкий в осадочных отложениях минерал уэделлит (ведделит) оксалат кальция $\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ – минерал класса органических соединений (рис. 3.35, б). Этот аутигенный минерал впервые был найден в виде кристаллов миллиметровых размеров в донных отложениях моря Уэдделла в Антарктиде (Van de Vijver et al., 1997). Известно, что уэделлит лишь изредка встречается в известковых озерных осадках, торфяниках, а также в пещерах, где его происхождение связывают с деятельностью лишайников – выделяемая ими щавелевая кислота реагирует с кальцитом стен и образует водные оксалаты кальция (Филиппов, 1999).

В отложениях также присутствуют слоистые силикаты. В нижней части разреза их доля составляет ~40 %, а в верхней части она достигает в отдельных образцах до 70-80 % от минеральной части осадка. Моделированием XRD профилей слоистых силикатов установлены их количественные и структурные характеристики (табл. 3.7).

Таблица 3.7. Количественные и структурные характеристики слоистых силикатов осадков оз. Арахлей (по результатам моделирования рентгеновских дифракционных профилей)

Слоистые силикаты	Глубина, см							
	Стадия IV		Стадия III		Стадия II		Стадия 1б	Стадия 1а
	16	36	56	76	84	100	115	124
Иллит-сметтит,%	31,7	36,0	43,6	41,9	50,7	56,2	43,1	42,6
Кол-во смектитовых межслоев, %	70	70,3	70	65	65	65	65	65
Содержание К, ф.е.	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Fe, ф.е.	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Средний размер доменов	7	7	7	10	10	10	10	12
Иллит,%	32,0	20,0	25,8	28,5	19,7	17,1	22,4	20,9
Кол-во иллитовых межслоев, %	95	95	95	95	95	95	95	98
Содержание К, ф.е.	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Fe, ф.е.	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Средний размер доменов	6	6	6	8	8	9	8	6
Мусковит,%	15,9	21,0	8,5	7,1	4,4	5,4	15,1	17,8
Содержание К, ф.е.	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
Fe, ф.е.	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Средний размер доменов	32	32	32	32	32	32	32	32
Хлорит,%	5,8	3,6	4,6	3,4	4,6	3,1	9,3	8,2
Содержание Fe, ф.е.	2,0	2,0	2,0	1,5	1,5	1,5	0,3	2,0
Средний размер доменов	19	19	19	19	19	19	19	19
Хлорит-сметтит, %	11,5	13,3	14,5	17,1	18,6	16,2	8,1	7,5
Кол-во хлоритовых межслоев, %	96	96	96	95	95	95	90	95
Содержание Fe, ф.е.	0,3	0,3	0,3	0,8	0,6	0,5	0,3	0,3
Средний размер доменов	10	10	10	10	10	10	7	10
Каолинит,%	3,0	2,0	3,0	2,0	2,0	2,0	2,0	3,0

Примечание: ф.е. – формульная единица.

Как видно из таблицы среди слоистых силикатов (сумма которых принимается при моделировании за 100%) преобладают смешанослойные иллит-сметтиты с высоким

содержанием (от 65 до 70%) смектитовых межслоев. Размер доменов не превышает 7-12 слоев. Количество иллит-смектита в кровле разреза понижено и составляет ~30-35% от суммы слоистых силикатов, в то время как в остальной части разреза оно выше 40%, и достигает ~55% в отдельных образцах. Содержание тонкодисперсного иллита (средний размер доменов 6-8 слоев) с повышенным содержанием Fe в структуре (до 0,5 ф.е.) меняется в разрезе от 17% (середина разреза) до 32 % (верхи разреза). Количество обломочного мусковита (размер доменов которого составляет 32 слоя) колеблется от 4-8% в средней части до 15-20% в кровле и подошве. В отложениях присутствуют хлорит (3-9%) и смешанослойный хлорит-смектит, содержание которого меняется в довольно широких пределах – от 7-8 % в низах разреза и от 11 до 19 % в остальной (большей) части разреза. Размер доменов составляет ~ 10 слоев, что в 2 раза меньше по сравнению с хлоритом (~19 слоев). Кроме того, в образцах обнаружен каолинит в количестве 2-3 %.

По данным XRD анализа нижняя часть разреза (глубина 80-127 см) характеризуется карбонатной седиментацией. Дифференциальная диагностика карбонатов методом моделирования с использованием функции Пирсона VII показала, что они представлены широким спектром магнезиальных кальцитов (от низко- до высоко-Mg) и Са-избыточными доломитами (рис. 3.36).

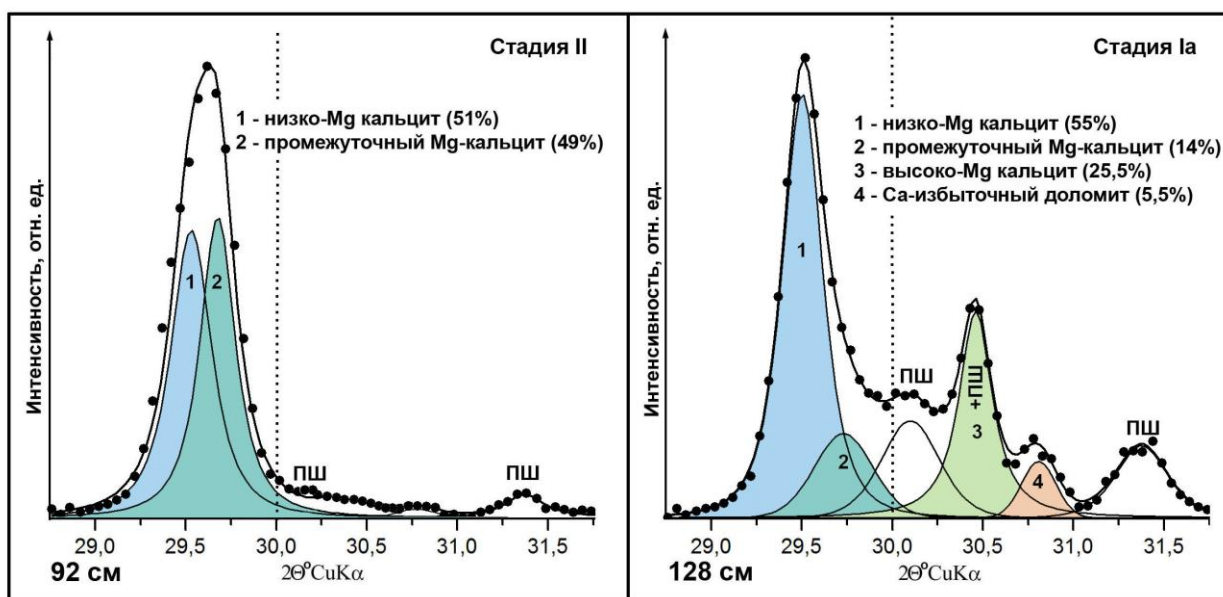


Рис. 3.36. Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов осадков оз. Арахлей в области проявления d_{104} пиков. Общее содержание карбонатов в образце принимается за 100%.

В дополнение к обычному комплексу методов, используемому в работе при изучении донных осадков озер, для отложений оз. Арахлей было выполнено детальное исследование присутствующих в них палинокомплексов (Солотчина и др., 2018). Палинологический анализ проведен по стандартной методике (Berglund, Ralska-Jasiewiczowa, 1986). Процентное

соотношение пыльцевых таксонов рассчитывалось от суммы всех пыльцевых зерен, исключая пыльцу гигрофитов. Относительное обилие пыльцы гигрофитов и спор подсчитано от общей суммы всей пыльцы и спор. Спорово-пыльцевая диаграмма для отложений оз. Арахлей построена с использованием пакета программ Tilia/Tilia-Graph/TGView (Grimm, 2004) и подразделена на четыре локальные пыльцевые зоны методами визуального контроля и с применением CONISS (Grimm, 1987). Расчет возраста границ пыльцевых зон проведен методом интерполяции между датированными горизонтами. С учетом интервала отбора образцов в 2 см, временное разрешение полученной палинологической записи в среднем составляет около 230 лет. Разнообразие полученных пыльцевых таксонов преобразовано в типы растительности согласно группировке, предложенной ранее (Tarasov et al., 2007). Затем динамика лесного, тундрового, степного типов растительности использовалась для дополнительной характеристики изменений природной среды и климата, в бассейне оз. Арахлей. Пыльца березы не поддавалась уверенному определению до уровня секций, поэтому представлена суммарно как пыльца рода *Betula*. Это суммарное значение и вводилось в суммы пыльцы растений тундрового и таежного типов.

Результаты палинологического анализа представлены в Приложении 3. Палинозона Ar-4 (128-122 см, ~15500-12200 л.н.) характеризуется преобладанием в спорово-пыльцевых спектрах (СПС) пыльцы травянистых растений: полыней *Artemisia*, злаков *Artemisia*, осок *Cyperaceae*, лютиковых *Ranunculaceae*. Среди пыльцы древесных растений преобладает пыльца ели *Picea obovata*, есть пыльца сосны обыкновенной *Pinus sylvestris* и сосны сибирской *Pinus sibirica*. В этой зоне отмечено и высокое содержание пыльцы кустарников - ивы *Salix*, ольховника *Duschekia fruticosa* (= *Alnaster fruticosa*) и берез. Здесь же постоянно встречались створки панцирных амеб. В спектрах зоны Ar-3 (122-97 см, ~12200-8800 л.н.) доминирует пыльца *Artemisia*, *Рoaceae*, *Cyperaceae* и *Betula*. В этой зоне отмечено самое высокое содержание пыльцы высших водных растений *Aquatics*. В спектрах зоны Ar-2 (97-57 см, ~8800-4000 л.н.) преобладает пыльцы *Artemisia* и *Betula*. В СПС этой зоны примерно с 6000 л.н. начинает быстро и значительно повышаться обилие пыльцы *Pinus sylvestris*, значения которой образуют максимум около 4000 л.н. Палинозона Ar-1 (57-0 см, ~4000 л.н.-современность) содержит самое высокое количество пыльцы *Pinus*, *Larix*, *Duschekia fruticosa*. В СПС зоны также в значительном количестве содержится пыльца трав - *Artemisia*, *Рoaceae*, маревых *Chenopodiaceae*.

Возрастная модель, описанная для донных осадков оз. Арахлей в более ранних исследованиях (Решетова и др., 2013; Птицын и др., 2014) базируется на трех радиоуглеродных датах. Согласно приведенным в указанных работах данным, возраст осадков оз. Арахлей на глубине 14,5 см составляет 2353,5 кал. л., на глубине 50 см – 5087 кал. л., а на глубине 144 см –

13009,5 кал. л. Как видно из рис. 3.34, разрез, который рассматривается в данной работе, охватывает весь голоцен в интервале глубин 0-118 см, охарактеризованном четырьмя датами. Нижний слой отложений в интервале 118-128 см сформирован в конце позднего плейстоцена (включая поздний дриас, аллерёд и, частично, более древние отложения) и охарактеризован двумя датами. На основании минералого-кристаллохимических исследований осадков выделено 4 стадии эволюции озера (рис. 3.34).

Стадия I хронологически делится на 2 подстадии. Подстадия Ia, отвечающая позднему плейстоцену, характеризуется низкими скоростями осадконакопления (0,017-0,068 мм/год). В озерных осадках первой стадии помимо низко-Mg и промежуточного кальцитов установлены высоко-Mg кальциты и Са-избыточные доломиты, являющиеся индикаторами сухого климата (рис. 3.36, обр. 128 см). Как уже указывалось выше, при описании разрезов оз. Верхнее Белое, Сульфатное и Долгое, озера, в которых был найден Са-избыточный доломит, являются или были во время его осаждения мелководными или плайевыми. В соответствии с полученной карбонатной записью, показывающей присутствие в осадках на протяжении подстадии Ia Са-избыточного доломита, можно предполагать, что оз. Арахлей на раннем этапе было мелководным. Более того, малое количество накопившихся осадков может свидетельствовать о длительных перерывах в осадконакоплении, во время которых из-за сильной ветровой деятельности, присущей данному региону, по-видимому, происходил активный привнос осадков с поверхности сухоходольной впадины. В ансамбле слоистых силикатов отмечается повышенное содержание обломочного мусковита (до 18% от минеральной части осадка) и хлорита (~8-9%). Отложения подстадии Ib, вскрытые в интервале 112-118 см, отвечают пребореальному периоду голоцена (11700 - 10700 л.н.). Этот период мало отличается по природно-климатическим обстановкам и минеральному составу отложений от предшествующего позднего плейстоцена. Однако можно отметить более высокое содержание органической компоненты по сравнению с подстилающим горизонтом.

Следующий этап (инт. 80-112 см), охватывающий бореал и первую треть атлантического периода, характеризуется значительным смягчением природных условий и рассматривается как региональный климатический оптимум (стадия II). Резкая континентальность и аридность ослабевают, климат становится более теплым и влажным, многолетняя мерзлота деградирует. Мы полагаем, что оз. Арахлей представляло собой еще закрытый бассейн, и минерализация его вод была существенно выше, чем в настоящее время. Об этом свидетельствует присутствие в отложениях стадии II аутигенных карбонатов кальцит-доломитового ряда, количество которых может достигать 27-30 % осадка (рис. 3.34). Эти минералы представлены низко-Mg и промежуточными Mg кальцитами (рис. 3.36, гл. 92 см), которые, согласно проведенным нами ранее исследованиям озерных осадков, являются индикаторами теплого и влажного климата.

Следует подчеркнуть, что высоко-Mg кальциты и Са-избыточные доломиты в это время не осаждаются. Среди слоистых силикатов увеличивается доля тонкодисперсных иллит-сметтита и хлорит-сметтита, что также указывает на увлажнение и потепление климата. Скорость осадконакопления в начале стадии II существенно возрастает, достигая 0,24 мм/год, что почти в четыре раза выше, чем в пребореальный период.

Во второй половине атлантического периода природно-климатические обстановки на юге Витимского плоскогорья начинают постепенно изменяться. Климатический оптимум заканчивается, возрастает континентальность климата, повышается разница средних температур воздуха между сезонами года. На уровне 80 см (~7500 кал. л.н.) в отложениях озера полностью исчезают карбонаты; одним из основных компонентов осадков, помимо глинистых минералов, становится ОВ (рис. 3.34). Можно с уверенностью полагать, что в это время имело место изменение водного баланса оз. Арахлей, связанное с появлением постоянных, впадающих в него водотоков (реки Домка и Грязнуха) и начавшимся опреснением озерных вод. Появление постоянных притоков привело к прекращению карбонатной седиментации. В качестве гипотезы можно также предположить появление в оз. Арахлей низкотемпературных субаквальных источников пресных вод. Отложения стадии III (80-55 см), сформировавшиеся в течение временного интервала ~ 7500 - 3800 л.н., характеризуются понижением содержания иллит-сметтитов, хлорит-сметтитов и увеличением содержания иллита и мусковита.

Последняя стадия IV (интервал 0-55 см), охватывает часть суббореального и субатлантический период. Климат, судя по содержанию и распределению в осадках глинистых минералов, становится более аридным. Уровень озера падает, наблюдается широкое распространение в осадках сапропеля. Отмечается снижение содержания ОВ на глубине 25 см (рис. 3.34). Возможно, это обстоятельство связано с событием Бонда 1 – кратковременным похолоданием, повсеместно проявившемся в Северном полушарии около 1400 кал. л.н.

Проведенные палинологические исследования (Солотчина и др., 2018) показали, что растительность в бассейне озера Арахлей в интервале 15500-12200 кал. л.н. (Приложения 3 и 4) соответствует позднеледниковому периоду, климат которого характеризовался нестабильностью и включал серию коротких стадийно-интерстадийных этапов (Stuiver et al., 1995; Diefendorf et. al., 2006). Максимум обилия пыльцы *Cyperaceae*, *Salix* в отложениях этого времени (Ar-4) означает существование заболоченных берегов в непосредственной близости к точке бурения керна. Высокое обилие *Ranunculaceae*, створки панцирных амёб могут рассматриваться и как индикаторы литоральной зоны и/или луговых сообществ вблизи точки бурения (рис. 3.33, б). Поскольку пыльцевой анализ не позволяет уверенно определить пыльцу *Ranunculaceae* вплоть до вида, то можно предположить разную интерпретацию, включающую различных представителей этого семейства в состав верховых, переходных болот, влажных

лугов или периодически затопляемых группировок. Однако все сценарии соответствуют предположению о гораздо меньших размерах озера и большей близости точки бурения к берегу. В структуре растительности доминировали тундровые и степные ассоциации (Приложение 4). Растительность подобного облика характерна для холодного климата с недостаточным атмосферным, но с высоким почвенным увлажнением. Последнее могло быть обусловлено широким развитием многолетней мерзлоты, протаивание которой в летние сезоны было источником почвенной влаги. Присутствие в осадках этого времени Са-избыточного доломита подтверждает, что озеро было мелководным. Коротковременные изменения природной среды позднеледниковья выражены и в ряде других палеоботанических записей из озер Байкальского региона (Demske et al., 2005; Безрукова и др., 2008; Tarasov et al., 2009). Потепление, совпадающее по времени с интерстадиалом аллерёд, ранее уже установлено для бассейна оз. Арахлей (Решетова и др., 2013).

В начале следующего временного интервала эволюции природной среды Беклемишевской котловины, около 12200-8800 кал. л.н., вокруг оз. Арахлей расширились тундровые из *Duschekia*, *Betula*, *Salix* и лесотундровые из *Larix*, *Betula* ассоциации с гораздо менее значительным участием *Picea* (Приложение 3). Возможно, что сокращение еловых и расширение березовых ассоциаций (из кустарниковых берез) было вызвано похолоданием, соответствующем по времени позднему дриасу. В этот промежуток времени максимальное развитие получили тундровые ассоциации (Приложение 4). Ранее полученные записи из оз. Арахлей (Решетова и др., 2013) и оз. Котокель (Безрукова и др., 2008) также свидетельствуют о расширении ерников в этот время. Более позднее расширение степных ассоциаций было обеспечено наступившими теплыми летними сезонами. Высокая летняя инсоляция на широте оз. Арахлей около 12000-9000 л.н. (Приложение 4) могла быть основной причиной потепления регионального климата. На ослабление континентальности климатических обстановок указывают и результаты литолого-минералогического анализа. Позднее 8800 л.н., на фоне расширения лесной бореальной растительности и начала повышения уровня воды в озере, в нем происходит максимальное накопление аутигенных карбонатов кальцит-доломитового ряда - индикаторов относительно теплого и влажного климата.

Постоянное расширение лесной растительности в бассейне оз. Арахлей начинается позднее 8500 л.н. (Приложение 3), отражая региональное повышение атмосферного увлажнения в ответ на общее потепление климата среднего голоцена. С этого времени начинают накапливаться преимущественно биогенные илы. Березовые и разнотравно-полынные ассоциации еще были широко представлены в бассейне оз. Арахлей ~8800-4000 кал. л.н., однако примерно с 6000 л.н. начинают быстро распространяться леса с *Pinus sylvestris*. Такие изменения в составе растительности означали появление обширных сухих и теплых мест обитания для сосны.

Очевидно, что климат региона изменился, летние сезоны стали более теплыми и продолжительными, что обеспечивало глубокое протаивание многолетнемерзлых пород и широкое развитие сухих и теплых мест обитания для лесных ландшафтов с сосной обыкновенной. Озеро стало более глубоководным, в нем прекращается аккумуляция карбонатов (рис. 3.34). Развитие наземной растительности и формирование относительно богатых почв способствовало усилению потока органического вещества в озеро и его образованию в самом водоеме, что отражено в постоянно растущих значениях потерь при прокаливании. Распространение *Pinus sylvestris* в бассейне оз. Арахлей находится в согласии с ее экспансией на всей территории бассейна оз. Байкал 7000–6000 л.н. и рассматривается как важнейший региональный палеоэкологический рубеж голоцена (Demske et al., 2005; Tarasov et al., 2009), обусловленный глобальной перестройкой атмосферной циркуляции в это время.

После 4500 кал. л.н. началось постепенное сокращение лесной растительности. При этом важнейшим элементом региональных и локальных ландшафтов стали леса из *Larix* - породы, хорошо приспособленной к континентальному климату, не требовательной к теплу. Она широко распространена на мелких, щебнистых или избыточно влажных холодных (длительно сезонно-мерзлотных) почвах (Растительность..., 1962). Расширение лесов из *Larix* в бассейне оз. Арахлей означало усиление континентальности климата, снижение среднегодовой суммы атмосферных осадков и похолодание, которое привело к расширению площадей многолетней мерзлоты и повышению ее верхней границы, сокращению теплых и сухих (песчаных) мест обитания для *Pinus sylvestris*. В целом, климат последних 4500-4000 кал. л.н. в бассейне оз. Арахлей был нестабилен и приводил к частому изменению уровня воды в озере. Об этом свидетельствуют многократные короткие периоды появления-исчезновения в озерных отложениях пыльцы водных растений.

Заметный тренд синхронного расширения за последние примерно 4000 лет растений тундровых и степных мест обитания как признак нарастания континентальности климата выявлен не только для бассейна оз. Арахлей, но и для бассейнов оз. Котокель (Приложение 4), оз. Баунт (Безрукова и др., 2017; Крайнов и др., 2017; Солотчин и др., 2020), юго-восточного Забайкалья (Базарова и др., 2008).

Относительно высокое разрешение литолого-минералогической и пыльцевой записей и надежная возрастная модель разреза осадков оз. Арахлей позволяют сравнивать их с эталонными палеоклиматическими архивами из Северной Атлантики (напр., Svensson et al., 2008) и регионами северной части Тихого океана (напр., Yuan et al., 2004). В Приложении 4 показано, что общая тенденция изменения доли степной и тундровой растительности следует за изменением летней инсоляции (Berger, Loutre, 1991) во временных интервалах ~15500-13500 кал. л.н. и 11500-1500 кал. л.н., в то время как лесная растительность показывает обратную

тенденцию. Интервал 13500-11500 кал. л.н. включает потепление аллёрд и похолодание поздний дриас. Однако в нашей записи на этот сложный период приходится только четыре образца, что не позволяет проводить уверенные реконструкции тренда динамики растительности. В последние ~ 1500 лет, несмотря на продолжающееся снижение инсоляции, реконструкции записи показывают некоторое расширение тундровой и степной растительности, сокращение – лесной. Вероятно, изменились причины, приводившие к изменчивости структуры растительности ранее 1500 кал. л.н. Новым фактором природной среды могло стать антропогенное воздействие. Однако отсутствие адекватно датированных и детальных археологических записей из Беклемишевской котловины пока не позволяет подтвердить это предположение.

3.7. Баунтовская система

3.7.1. Озеро Баунт

Озеро Баунт расположено на северо-востоке Республики Бурятия в западной части Баунтовской котловины (Ципинская впадина). Баунтовская котловина относится к байкальскому типу и в тектоническом плане является частью Байкальской рифтовой зоны (Щетников, 2007). Длина впадины 240 км, ширина 30 км. Её дно приподнято на высоту около 1000-1100 м над уровнем моря, с севера котловина обрамляется Южно-Муйским хребтом, с юга и юго-востока – горами Малый Хаптон и Бабанты. Озеро принадлежит Ципо-Ципиканской системе озёр, относящейся к бассейну р. Витим (рис. 3.37).

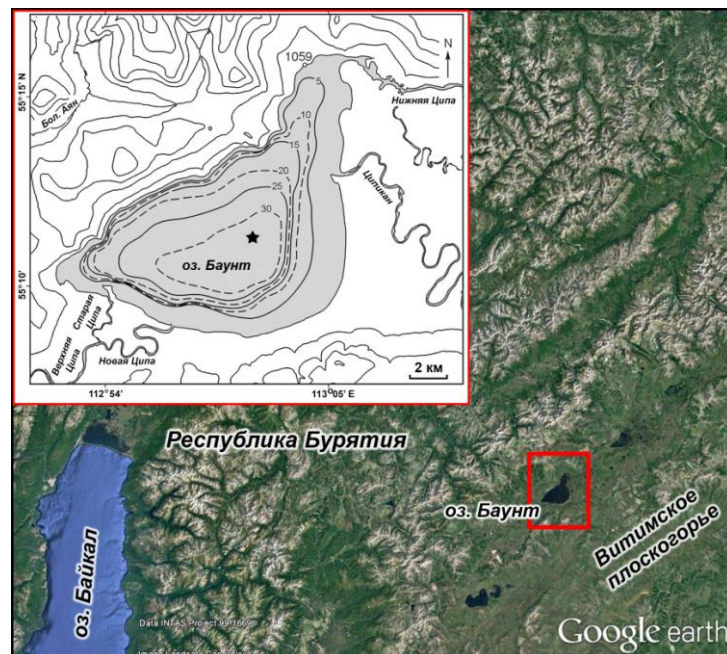


Рис. 3.37. Расположение оз. Баунт на территории Республики Бурятия в системе Ципо-Ципиканских озёр (снимок Google Earth). На врезке батиметрическая схема озера; звездочкой помечена точка отбора керн (Крайнов и др., 2017).

Озеро относится к большим: площадь водного зеркала – 111 км², максимальная протяженность – 19 км, ширина – около 9 км, средняя глубина 17 м, максимальная – 33 м, площадь водосборного бассейна – 10300 км². Объем воды составляет ~1,9 км³. Озеро имеет форму треугольника со сглаженными краями, его основание вытянуто с юго-запада на северо-восток, как и вся Ципинская впадина (рис. 3.37, врезка). В оз. Баунт впадают две сравнительно крупные реки – Верхняя Ципа и Ципикан, а также ряд мелких водотоков, вытекает – Нижняя Ципа. Берега высокие, на северо-западе скальные, обрывистые, в междуречье Нижней Ципы и Ципикана заболоченные. Бассейн находится в зоне сплошной многолетней мерзлоты, нижняя граница которой отмечается на глубине 100-250 м, мощность деятельного слоя может составлять до 2 м.

Климат района обычный для Забайкалья – резко континентальный, с большими колебаниями сезонных и суточных температур. В водном балансе озера помимо речного притока и сброса, значительную роль играет снеговое и дождевое питание с преобладанием снегового. Снежный покров начинает формироваться в конце октября - начале ноября, а сходит в начале апреля. Для озера характерны значительные колебания уровня вод (до 3,5 м). Подъем уровня начинается в конце весны и совпадает с таянием снегов. Максимальные уровни отмечаются летом, когда к снеговому добавляется дождевое питание, поскольку на этот период приходится максимум осадков. Воды оз. Баунт пресные (общая минерализация <250 мг/л, величина рН колеблется от 6,80 до 7,25) относятся к гидрокарбонатным кальциевым, ионный состав вод, приведен в табл. 3.8. То, что приповерхностные воды имеют большую минерализацию, нежели глубинные, указывает на их интенсивный прогрев и некоторое превышение испарения над притоком. При этом повышенная температура, снижающая плотность, препятствует погружению более минерализованных вод вглубь водоема.

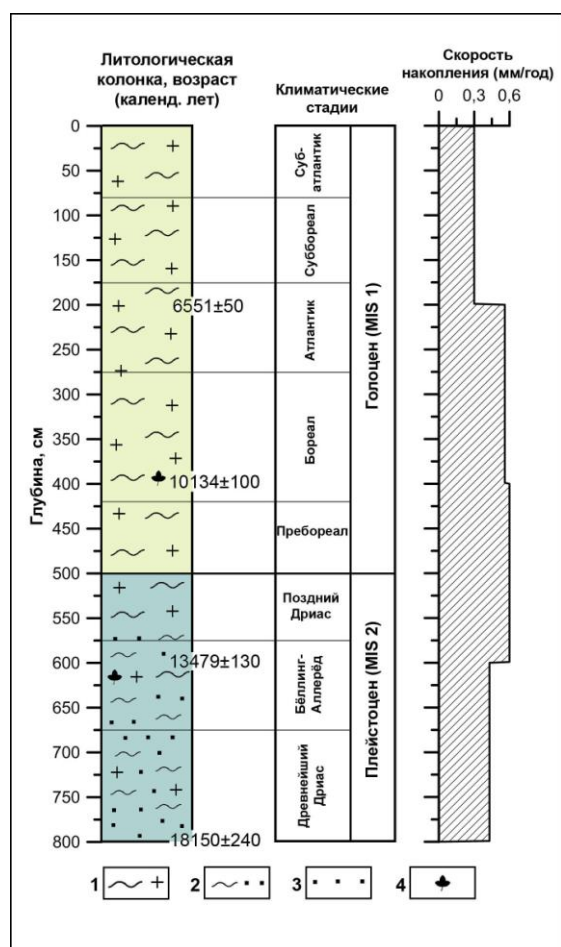
Таблица 3.8. Современный ионно-солевой состав вод оз. Баунт

Глубина, м	рН	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	F ⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	TDS
		мг/л								
1.82	7.25	131.8	14.0	4.25	1.8	10.58	0.74	1.82	38.08	223.82
20.0	6.8	51.26	4.0	1.77	0.28	1.63	0.82	1.58	13.43	85.52

Первые исследования донных осадков оз. Баунт для реконструкции природной среды и климата голоцена на северо-востоке Республики Бурятия были предприняты в 2013 г. Был получен керн БНТ-13 длиной 143 см и возрастом осадков в забое ~ 7000 лет. Результаты геохимического и палинологического анализов донных отложений позволили получить сведения об изменении природной среды и климата в пост-оптимальное голоценовое время

(Амосова и др., 2017; Безрукова и др., 2017). В 2014 году было осуществлено бурение донных отложений (кern Бнт-14) в точке с координатами 55°11'15" N, 113°01'45" E, где глубина озера максимальна (33 м) (рис. 3.37, врезка). Мощность вскрытых осадков составляет 13,7 м, возраст оценивается в 28-30 тыс. лет (Крайнов и др., 2017). Результаты палеомагнитных и петромагнитных исследований материала керна представлены в работе М.А. Крайнова с соавторами. Однако, как указывают сами авторы, «вопрос связи между геомагнитным полем и климатическими изменениями, между петромагнитными характеристиками донных отложений озер и климатом пока остается нерешенным» (Крайнов и др., 2017, с. 1774). Таким образом, поиск надежных палеоклиматических маркеров в позднеплейстоцен-голоценовых отложениях оз. Баунт представлял собой актуальную исследовательскую задачу.

Объектом настоящих исследований (Солотчин и др., 2020) послужили осадки керна Бнт-14 до глубины 800 см, интервал опробования составил 5 см. В общей сложности было проанализировано 142 образца. Трудность поставленной задачи обусловлена сложным составом осадков, содержащих минеральные и биогенные компоненты в широком диапазоне



концентраций. Изученный разрез донных отложений оз. Баунт имеет выраженное двучленное строение (рис. 3.38). В интервале 0-540 см залегают диатомовые илы с различным содержанием алевритового материала, текстура осадков массивная. Отмечается примесь углефицированного растительного детрита. В нижней части разреза (540-800 см) преобладают глинисто-алевритовые отложения с небольшой примесью песка. По всей длине интервала встречаются створки диатомей в переменных количествах. Среди текстур отмечаются массивная, косослоистая, пятнистая; неоднородность обусловлена изменениями размерности частиц.

Рис. 3.38. Литологическая колонка позднеплейстоцен-голоценового осадочного разреза оз. Баунт, возрастная модель, скорости осадконакопления. Условные обозначения: 1 - диатомовый ил, 2 - алеврито-глинистый осадок, 3 - алеврит, 4 - растительный детрит.

Возраст изученной толщи донных отложений (Крайнов и др., 2017) составляет ~ 18150 кал. л.н. (14930 л.н. ^{14}C), охватывая, таким образом, весь голоцен и конец позднего плейстоцена (рис. 3.38). Расчленение голоценовой части разреза выполнено в соответствии со шкалой

Блитта-Сернандера. Позднеплейстоценовый интервал (11700 – 18150 кал. л.н.) включает отложения позднего дриаса, нерасчлененного бёллинга-аллерёда, древнейшего дриаса и, возможно, очень маломощный слой осадков конца последнего ледникового максимума (LGM). Границы данных подразделений проведены согласно схеме, предложенной Н. Робертсом (Roberts, 1998).

В минеральном составе донных осадков озера Баунт преобладают слоистые силикаты, присутствуют полевые шпаты (преимущественно плагиоклаз, калиевые разновидности в подчиненном количестве), кварц, следы амфибола и изредка пирита. По данным XRD анализа и ИК-спектроскопии на протяжении всего разреза, за исключением его нижнего горизонта (700-800 см), доля слоистых силикатов достигает 60-65% от общего состава пробы, биогенный кремнезем установлен в переменных количествах (5-30%). Фрагмент дифрактограммы образца из верхнего горизонта разреза (гл. 240-241 см, атлантический период) приведен на рис. 3.39. В низах разреза (древнейший дриас) содержание слоистых силикатов не превышает ~50%, биогенный кремнезем практически отсутствует (<5%), возрастает роль кварца, полевых шпатов (рис. 3.39, обр. 766-767 см).

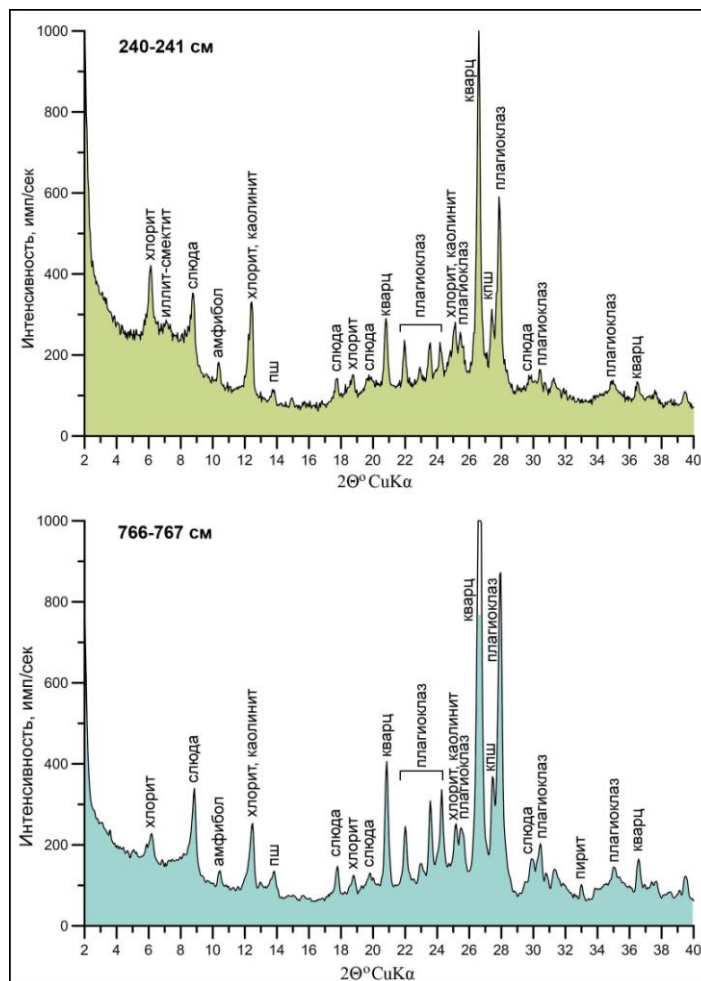


Рис. 3.39. Дифракционные спектры образцов осадков оз. Баунт с глубин 240-241 см (атлантический период) и 766-767 см (древнейший дриас).

Таблица 3.9. Количественные и структурные характеристики основных компонентов ассоциации глинистых минералов в осадках озера Баунт (по данным моделирования XRD-профилей)

Голоцен MIS 1			Верхний плейстоцен MIS 2	
Климатические стадии	Атлантик	Пребореал	Бёллинг-аллерёд	Древнейший дриас
Глубина, см	240-241	451-452	642-643	766-767
Слоистые силикаты				
Иллит-сметтит, %	22,3	12,7	17,7	3,9
Кол-во смектитовых межслоев, %	40	30	40	20
Содержание К, ф.е.	0,3	0,4	0,2	0,4
Fe, ф.е.	0,3	0,4	0,4	0,4
Средний размер доменов	5	8	7	9
Иллит, %	25,4	19,0	21,2	17,8
Кол-во иллитовых межслоев, %	95	94	98	94
Содержание К, ф.е.	0,3	0,4	0,4	0,4
Fe, ф.е.	0,5	0,5	0,5	0,5
Средний размер доменов	7	8	7	8
Мусковит, %	22,1	39,8	32,2	53,2
Содержание К, ф.е.	0,9	0,9	0,9	1,0
Fe, ф.е.	0,1	0,1	0,0	0,0
Средний размер доменов	30	33	34	33
Хлорит, %	2,8	12,0	8,7	12,5
Содержание Fe, ф.е.	2,5	2,0	1,5	2,0
Средний размер доменов	29	20	19	29
Хлорит-сметтит, %	22,4	11,5	15,2	7,6
Кол-во хлоритовых межслоев, %	95	98	98	98
Содержание Fe, ф.е.	0,9	1,0	1,0	0,8
Средний размер доменов	11	5	7	10
Каолинит, %	5,0	5,0	5,0	5,0

Примечание: ф.е. – формульная единица.

Как видно из табл.3.9, слоистые силикаты, сумма которых в образце при моделировании принимается за 100 %, сложены мусковитом, иллитом, смешанослойными иллит-сметтитами и хлорит-сметтитами, 14 Å -хлоритом, каолинитом. Количество хорошо окристаллизованного мусковита с высоким содержанием калия в структуре ($K=0,9$ ф.е.) и крупными размерами доменов (30-34 слоя), меняется в образцах очень сильно от 53,2% (древнейший дриас) до 22,1% (атлантик), т.е. более чем в 2 раза. Содержание в осадках тонкодисперсного иллита с размерами доменов 7-8 слоев и с повышенной концентрацией Fe в структуре (0,5 ф.е.) на протяжении разреза варьирует слабо (от 25,4% до 17,8%). Наиболее изменчиво содержание в осадке смешанослойных иллит-сметтитов: от 22,3% до 3,9% от суммы слоистых силикатов. Количество смектитовых межслоев в их структуре меняется от 20% (древнейший дриас) до 40% (атлантик и бёллинг-аллерёд), размер доменов – от 9 до 5 слоев. В отложениях присутствуют хлорит (2,8-12,5 %) с крупными доменами (19-29 слоев) и тонкодисперсный смешанослойный

хлорит-сметит, содержание которого меняется в довольно широких пределах – от 7,6% в подошве разреза до 22,4% в его кровле. Размер доменов составляет ~ 5-11 слоев, что более чем в 2 раза меньше, чем у хлорита. Кроме того, в образцах постоянно присутствует небольшая примесь каолинита (около 5 %), количество которого внесено в суммарный модельный профиль в соответствии с данными ИК-спектроскопии.

Изучение динамики процессов накопления позднеплейстоцен–голоценовых отложений оз. Баунт показало, что наиболее активная седиментация (скорость осадконакопления достигает ~0,6 мм/год) началась во время потепления бёллинг-аллерёд (рис. 3.38). Это обстоятельство, по нашему мнению, связано с интенсивным таянием ледников и увеличением сноса с горного обрамления Баунтовской котловины. Подобные скорости осадконакопления выдерживались до начала бореального периода, что свидетельствует, во-первых, о господстве в регионе на протяжении более чем 3000 лет сравнительно влажного климата и, во-вторых, о том, что переход плейстоцен/голоцен (MIS2/MIS1) был плавным, без резких катастрофических климатических событий. На этот факт указывает также и постепенное замещение глинисто-алевритовых отложений стадии MIS2 диатомовыми илами стадии MIS1. Тем не менее, нельзя отрицать возможные флуктуации температурного фона на отрезке бёллинг-аллерёд – начало бореала, так как поздний дриас в Байкальском регионе рассматривается как интервал значительного похолодания (Prokopenko et al., 1999). В дальнейшем темпы осадконакопления начинают постепенно снижаться, достигая среднего расчетного значения ~0,3 мм/год в конце атлантического периода (рис. 3.38). Такое падение скорости седиментации согласуется с данными об относительной сухости климата на территории Баунтовского района в интервале 7000-6000 л.н. по результатам изучения пыльцы древесных растений в отложениях, вскрытых ранее керном Бнт-13 (Безрукова и др., 2017). В глобальном масштабе указанный временной интервал характеризуется высоким уровнем летней инсоляции в этих широтах Северного полушария, активным летним Азиатским муссоном и относительно высокими температурами. Чередование периодов иссушения/увлажнения в изучаемом регионе подтверждается некоторыми геохимическими показателями, предложенными в работе (Engstrom, Wright, 1984). Так, например, отношение $(CaO+Na_2O)/SiO_2$ демонстрирует максимум в пребореальном периоде (0,067, повышенная гумидность), минимум – в атлантическом (0,05, повышенная аридность) и новый рост до 0,06 к середине субатлантического периода. Близкую динамику показывает и отношение $(CaO+Na_2O)/Fe_2O_3$, максимальные значения которого 0,40, приходятся на пребореальный период, минимальные 0,31 – на атлантический.

Детальные минералого-кристаллохимические исследования осадков пресноводного озера, расположенного в зоне сплошной многолетней мерзлоты, позволили сделать ряд выводов об эволюции природной среды и климата Северного Забайкалья в позднечетвертичное время.

Применение метода моделирования одномерных XRD профилей слоистых силикатов раскрыло их важные индикаторные свойства. Поведение мусковита в разрезе демонстрирует четкую корреляцию с климатическими циклами. Его содержание в осадках холодных периодов резко возрастает на фоне падения содержания тонкодисперсных глинистых минералов (табл. 3.9), что указывает на поступление в осадок с водосбора обломков слабоизмененных пород и, соответственно, преобладание физического выветривания над химическим. Подтверждением этого положения является увеличение содержания в осадках холодных периодов обломочных кварца и плагиоклаза (рис. 3.39). Подобную же тенденцию демонстрирует и хорошо окристаллизованный хлорит, что позволяет предполагать его преимущественно обломочный генезис в осадках оз. Баунт. Дисперсный смешанослойный иллит-сметит, представленный неупорядоченными разностями, присутствует в отложениях на протяжении всего разреза, однако меняется не только его содержание, но и число сметитовых межслоев в структуре в зависимости от изменения климата (рис. 3.40). В осадках оз. Баунт в холодные периоды (пребореал и древнейший дриас) содержание иллит-сметита уменьшается, также уменьшается количество сметитовых слоев в нём по сравнению с теплыми периодами (атлантик и бёллинг-аллерёд) (табл. 3.9). Аналогично иллит-сметиту ведет себя в разрезе тонкодисперсный хлорит-сметит с 2-5% разбухающих сметитовых межслоев. По мнению ряда исследователей смешанослойный хлорит-сметит является продуктом деградации первичного биотита и других мафических минералов (Chamley, 1989). Результаты выполненных исследований показали, что ассоциация слоистых силикатов остается неизменной на протяжении всего разреза, поэтому интерпретация климатических сигналов основывается на различиях в содержании и структуре индивидуальных фаз.

3.8. Одинокое озеро Киран

Озеро Киран, известное также под названиями Солёное и Киранское, расположено на юге Бурятии недалеко от г. Кяхта вблизи границы с Монголией в древней долине реки Чикой, правого притока р. Селенги (рис. 3.41).

Как это характерно для Забайкалья в целом, климат Кяхтинского района характеризуется резкой континентальностью, с большими годовыми и суточными колебаниями температуры, неравномерным распределением атмосферных осадков по сезонам года и высокой сухостью воздуха. Среднегодовое количество осадков не превышает 250 мм (Солоноватые и соленые озера..., 2009). Озеро не имеет стока и располагается в небольшой вытянутой степной котловине, созданной песчаными наносами (рис. 3.41, врезка). Площадь водной поверхности в настоящее время составляет около 1,0 км², средняя глубина – 2,0 м.



Рис. 3.41. Местоположение оз. Киран, Западное Забайкалье. На врезке конфигурация озера, точка бурения (снимок Google Earth).

Водно-солевое питание водоем получает за счет грунтовых вод и временных дождевых потоков, уровень воды неустойчив (Минеральные воды..., 1961). Минерализация вод в разные годы может колебаться в весьма широком интервале, как и содержание основных ионов. Так, в 1934 г. зафиксирована соленость 131 г/л (Минеральные воды..., 1961). В работе А.А. Дзюбы с соавторами сообщается, что соленасыщенность вод озера колеблется от 15-40 до 190-220 г/л (Дзюба и др., 1997), а в монографии «Солоноватые и солёные озера...» приводятся данные о минерализации 4,5-8,1 г/л при величине рН – 9,2-10,2 на начало 2000-х годов (Солоноватые и солёные озера..., 2009). Вода (отбор проб выполнен в 2004 г.) относится к гидрокарбонатно-хлоридному натриевому типу, карбонатная щелочность её верхнего слоя составляет $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^- = 2892$ мг/л и меняется по глубине незначительно.

Осадочный разрез вскрыт в центральной части озера. Длина полученного керна составляет 101,3 см, литологическая колонка приведена на рис. 3.42 (Солотчина и др., 2014). Верхняя часть разреза (инт. 0-15 см) сложена темноцветным глинисто-алевритовым осадком с незначительным содержанием зерен псаммитовой размерности. Её нижняя граница достаточно четкая, отложения имеют массивную текстуру, водонасыщенные, содержат единичные раковины остракод. В интервале глубин 15-40 см разрез представлен массивными серыми алевропелитами с примесью разнообломочного песка; осадки являются типичной озерной фацией.

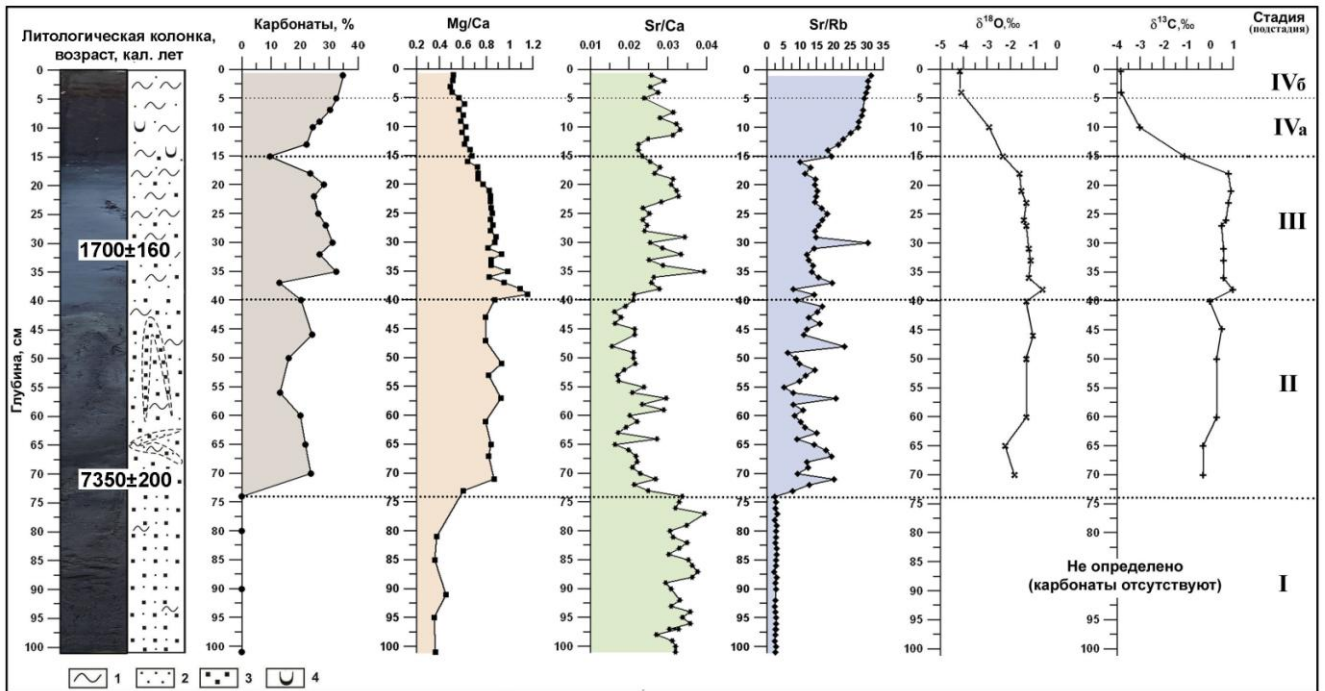
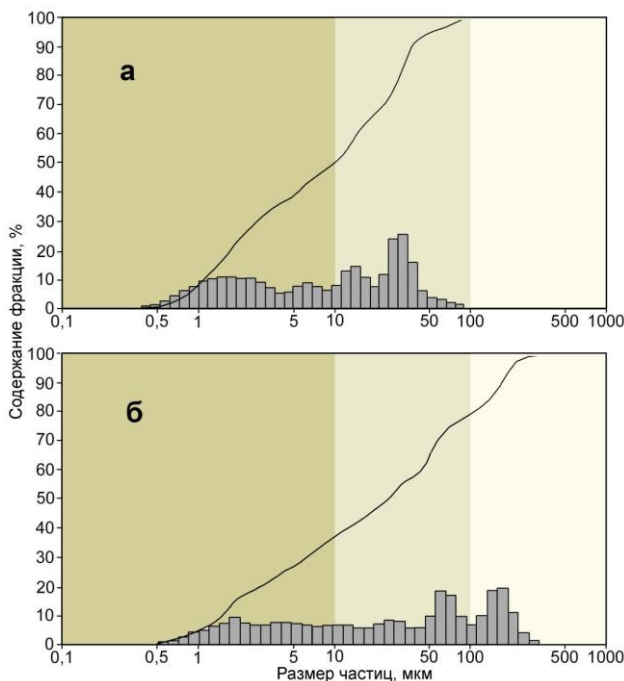


Рис. 3.42. Литологическая колонка голоценового осадочного разреза оз. Киран, возраст, распределение карбонатных минералов, геохимических индикаторов палеоклиматических изменений (Mg/Ca, Sr/Ca, Sr/Rb-отношения) и стабильных изотопов ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$). Условные обозначения: 1 – пелит, 2 – алеврит, 3 – песок, 4 – раковины моллюсков.

Лазерный гранулометрический анализ терригенной составляющей отложений в интервале 0-40 см показал рост содержания тонкой фракции вверх по разрезу, в то время как количество псаммитового материала значительно сокращается – от ~30% на глубине 29-30 см, до долей процента на уровне 4-5 см (рис. 3.43). Осадки интервала 40-75 см сложены алевритом и песком со значительной примесью пелита. В керне отмечаются текстуры, характер которых



указывает на биотурбацию или промерзание осадка.

Рис. 3.43. Результаты гранулометрического анализа образцов осадочного разреза оз. Киран: а – стадия IVб (гл. 4-5 см, увлажнение климата, период обводнения озерной котловины); б – стадия III (гл. 29-30 см, аридный климат, мелководное озеро). Карбонаты предварительно растворены.

Можно полагать, что эти отложения сформировались в условиях мелководной старицы р. Чикой, постепенно переходящей к

озерной стадии своего развития. Нижняя часть керна (инт. 75-101,3 см) представлена сероцветными нецементированными алеврито-песчаными отложениями с различной, как правило, незначительной примесью пелита. Псаммитовая фракция сложена разнозернистым, вплоть до крупнозернистого, материалом. По степени окатанности обломки варьируют от полуугловатых до окатанных. Скорее всего, осадки относятся к речной фации меандрирующего палеоруслу р. Чикой. Это предположение не противоречит взаимному расположению современного русла р. Чикой и береговой линии оз. Киран, находящихся на расстоянии около 1,2 км друг от друга. По данным XRD анализа (шаг опробования 1 см) среди терригенных минералов на протяжении всего разреза доминируют кварц, плагиоклаз (альбит) и калиевый полевой шпат, в подчиненных количествах постоянно присутствуют слоистые силикаты, в числе которых мусковит, иллит, хлорит и смектит, эпизодически отмечается амфибол (первые %). Результаты определения минерального состава отложений подтверждаются данными химического анализа (см. Приложение 6). Содержание оксидов SiO_2 и Al_2O_3 в интервале 75-101,3 см составляет в сумме около 90 мас.% осадка, на долю Na_2O и K_2O приходится по ~3 мас.%. Начало карбонатной седиментации приурочено к глубине 75 см (рис. 3.42). Распределение карбонатов находит свое отражение в химическом составе отложений – в верхах разреза растет доля оксидов кальция и магния, а кремния и алюминия падает (Приложение 6). Так в интервале 0-3 см содержание SiO_2 и Al_2O_3 в сумме не превышает 25 мас.%. Кроме силикатов и карбонатов в разрезе в небольших количествах встречается галит NaCl и изредка тенардит Na_2SO_4 . Следует отметить заметный рост потерь при прокаливании (ППП) и содержаний фосфора в интервале 15-0 см, что указывает на сравнительно высокую концентрацию органического вещества в осадках и повышенную биопродуктивность озера в этот период.

По данным ИК-спектроскопии содержание карбонатов в осадках оз. Киран колеблется от 10 до 35% вещественного состава отложений. Рентгеновским дифракционным анализом установлено, что карбонатные минералы в донных отложениях оз. Киран относятся к кальцит-доломитовому ряду. Методом моделирования XRD профилей установлено, что в озёрных осадках присутствуют от 4 до 7 карбонатных фаз, представленных Mg-кальцитами разной степени магниальности и Ca-избыточными доломитами. Обращают на себя внимание значительные различия в дифракционных картинах карбонатных минералов, осаждавшихся на разных этапах жизни озера (рис. 3.44). Параметры модельных XRD спектров, показанных на рисунке, приведены в табл. 3.10.

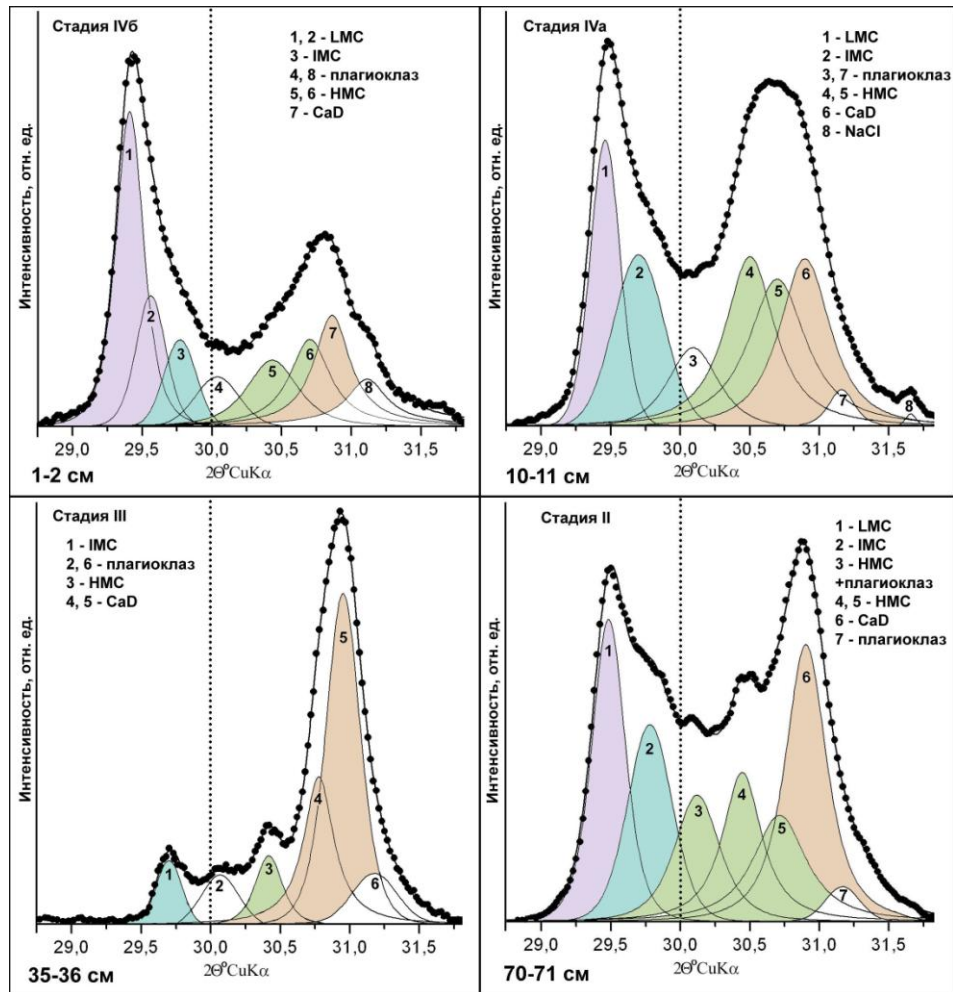


Рис. 3.44. Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов осадков оз. Киран в области проявления d_{104} пиков. Дифракционные пики индивидуальных фаз описаны функцией Пирсона VII. Общее содержание карбонатов в образце принимается за 100%. LMC – низко-Mg кальцит, IMC – промежуточный Mg-кальцит, HMC – высоко-Mg кальцит, CaD – Ca-избыточный доломит.

Анализ содержания тяжелого изотопа кислорода ^{18}O в карбонатах осадков оз. Киран показал, что $\delta^{18}\text{O}$ принимает только отрицательные значения (рис. 3.42). На протяжении большей части разреза (интервал 15-75 см) величина $\delta^{18}\text{O}$ меняется незначительно и колеблется в интервале от $-0,6\text{‰}$ до $-2,2\text{‰}$ в подошве разреза. В верхнем горизонте (гл. 0-15 см) наблюдается постепенное отрицательное смещение величины $\delta^{18}\text{O}$ с минимумом ($-4,1\text{‰}$) в его кровле. Распределение $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 3.42) показывает, что положительными значениями, близкими к $1,0\text{‰}$, характеризуются карбонатные осадки в интервале 15-75 см. Слабо отрицательные значения ($-0,3\text{‰}$) $\delta^{13}\text{C}$ принимает лишь в начале карбонатного разреза. В интервале (0-15 см) наблюдается резкое падение $\delta^{13}\text{C}$, вплоть до $-3,8\text{‰}$ в самом верхнем слое осадка. Как следует из рисунка рис. 3.42, наблюдается синхронность (ковариантность) трендов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в осадочном разрезе озера, что, как уже отмечалось в работе ранее, присуще закрытым водоемам.

Таблица 3.10. Параметры модельных XRD профилей карбонатов ряда образцов осадков оз. Киран, представленных на рис. 3.44.

Глубина, см	Карбонаты	№ линии	$2\theta^{\circ}\text{CuK}\alpha$	$d, \text{Å}$	Содержание	
					фазы, %	MgCO_3 , мол. %
1-2	Низко-Mg кальциты	1	29.461	3.033	31.8	0.75
		2	29.558	3.023	13.0	4.0
	Промежуточный Mg кальцит	3	29.768	3.003	8.9	12.5
		5	30.431	2.939	12.6	32.0
6	30.699	2.914	15.5	41.5		
7	Са-избыточный доломит	7	30.859	2.899	18.2	45.0
10-11	Низко-Mg кальцит	1	29.46	3.032	17.7	1.0
		2	29.70	3.008	17.6	7.0
	Высоко-Mg кальциты	4	30.501	2.932	21.8	34.0
		5	30.698	2.912	21.9	42.5
6	Са-избыточный доломит	6	30.897	2.895	21.0	46.5
35-36	Промежуточный Mg кальцит	1	29.701	3.009	7.3	7.0
		3	30.418	2.940	9.7	32.0
	Са-избыточные доломиты	4	30.777	2.907	27.8	43.5
5		30.951	2.891	55.2	48.5	
70-71	Низко-Mg кальцит	1	29.483	3.030	19.8	1.75
		2	29.781	3.001	16.5	12.5
	Высоко-Mg кальциты	3	30.121	2.968	12.0	21.5
		4	30.444	2.937	13.7	32.5
		5	30.724	2.910	13.1	43.0
	6	Са-избыточный доломит	6	30.903	2.895	24.9

На основе выполненных минералого-кристаллохимических исследований карбонатов донных осадков оз. Киран было выделено 4 стадии его эволюции (рис. 3.42). Стадия I отвечает начальному этапу формирования озера на месте отшнурованного речного меандра, карбонаты в отложениях отсутствуют. Нижняя граница стадии II (гл. 40-75 см) – начало карбонатной седиментации. Исходя из даты 7350 ± 200 кал. л. н. для слоя осадков 70-71 см, можно полагать, что озеро как бассейн с хемогенной седиментацией сформировалось в первой половине атлантического периода. Ансамбль карбонатных минералов в осадках стадии II представлен шестью фазами (рис. 3.44, 70-71 см), параметры модельных профилей которых приведены в табл. 3.10. Наряду с высоко-Mg кальцитами и Са-избыточным доломитом в этот период осаждаются низкомагнезиальный и промежуточный кальциты, что является показателем умеренной насыщенности вод по карбонатам и умеренной солёности водоёма, о чём также

свидетельствует сравнительно низкие величины Sr/Ca-отношения (рис. 3.42). В целом же условия в водоеме в стадию II оставались относительно стабильными.

В стадию III (гл. 15-40 см), охватывающую окончание суббореальной и основную часть субатлантической фаз голоцена, увеличивается минерализация вод, что приводит к исчезновению в отложениях низкомагнезиальных кальцитов. В водоеме осаждаются преимущественно Са-избыточные доломиты, содержание которых достигает 83% от суммы карбонатов (рис. 3.44, табл. 3.10, обр. 35-36 см). Моделирование XRD спектров показало, что в осадках присутствуют две фазы этого минерала с разным содержанием кальция в структуре, причем существенно преобладает Са-доломит (~55%) с составом, близким стехиометрическому. Постоянное присутствие в разрезе Са-избыточного доломита показывает, что оз. Киран на протяжении своей истории было как минимум мелководным и, судя по небольшой мощности отложений, имели место перерывы в осадконакоплении. Более того, есть исторические сведения, что озеро пересыхало (Минеральные воды..., 1961). Об обмелении оз. Киран в субатлантическое время свидетельствуют не только интенсивное формирование Са-избыточных доломитов, но и рост Sr/Ca-отношения в среднем до величины 0,03, а также положительные значения $\delta^{13}\text{C}$, указывающие на активное поглощение ^{12}C при фотосинтезе и уменьшение притока свежих метеорных вод (рис. 3.42).

В самую непродолжительную последнюю стадию IV (гл. 0-15 см), нижняя граница которой по данным гамма-спектрометрии (^{210}Pb) соответствует ~100 л.н., климат региона несколько смягчается. Наряду с высоко-Mg кальцитами и Са-доломитами начинают осаждаться низкомагнезиальные разновидности, доля которых достигает ~18% от суммы карбонатов, а также увеличивается содержание промежуточных Mg-кальцитов (рис. 3.44, табл. 3.10, обр. 10-11 см). Во вторую половину стадии IV (подстадия «б») вплоть до современности осаждаются преимущественно низко-Mg-кальциты с содержанием 0,75 и 4,0 мол. % MgCO_3 (рис. 3.44, табл. 3.10, обр. 1-2 см). В сумме доля низкомагнезиальных и промежуточных кальцитов составляет здесь более половины общего содержания карбонатов. Уменьшается соленость воды (падает Sr/Ca), наблюдается обводнение озёрной котловины (растет Sr/Rb), что согласуется с поведением тяжелых изотопов кислорода и углерода (рис. 3.42). Если в стадию III процесс испарения превалирует над притоком, обогащая поверхностные воды тяжелым изотопом кислорода, то в верхней части разреза (стадия IV) контролером изотопного состава выступает приток свежих метеорных вод, обогащенных легким изотопом кислорода. Отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}$ также указывают на то, что растворенный неорганический углерод, из которого происходило осаждение карбонатов, был обогащен легким изотопом ^{12}C за счет притока свежих метеорных вод и деградации $\text{C}_{\text{орг}}$.

3.9. Выводы

Обобщая вышеприведенные результаты комплексных исследований донных отложений ряда озер, относящихся к различным озерным системам Забайкалья, можно сделать следующие выводы о региональных климатических обстановках и условиях седиментации.

Наиболее протяженная и полная осадочная последовательность, охватывающая конец позднего плейстоцена и весь голоцен получена из оз. Баунт (Баунтовская озерная система). Однако это озеро стоит несколько особняком в ряду других изученных бассейнов региона: оно пресноводное, проточное, сравнительно большое как по площади, так и по глубине, с достаточно высокими темпами седиментации. Согласно возрастной модели, в бескарбонатном разрезе оз. Баунт по характеру отложений достаточно отчетливо выделяются две части: позднеплейстоценовая, представленная алевритовым и глинистым материалом с небольшой примесью диатомей, и голоценовая, сложенная преимущественно диатомовыми илами. Подобное строение разрезов (морские изотопные стадии MIS2 и MIS1) является характерным для глубоководных пресных сибирских озер, например для оз. Байкал или высокогорного оз. Хикушка, которые будут рассмотрены ниже, в Главе 5, и отражает общий тренд потепления климата при переходе от плейстоцена к голоцену. Минералого-кристаллохимические исследования слоистых силикатов, которые являются основными минеральными компонентами донных отложений оз. Баунт, сопоставленные с анализом изменения скоростей осадконакопления, рядом геохимических и палинологических показателей позволили на фоне этой генеральной тенденции выделить более дробные интервалы разреза, отвечающие чередованию периодов похолодания (например, древнейший дриас и пребореал) и потепления (бёллинг-аллерёд, атлантик) на территории Баунтовской котловины.

Другие изученные бассейны региона (за исключением оз. Арахлей, которое как мелководный плайевый водоем с маломощным осадконакоплением, существовало с начала потепления бёллинг), образовались на различных этапах голоценового периода, а их осадки постоянно или эпизодически содержат хемогенную карбонатную компоненту, представленную преимущественно минералами кальцит-доломитового ряда. Распределение этих минералов в разрезах подчиняется следующей закономерности: сравнительно влажный климат и высокое стояние воды в бассейне ведет к осаждению низко-Mg и промежуточных кальцитов, а аридизация сопровождается выпадением высокомагнезиальных фаз, вплоть до Са-избыточных доломитов. Проведенные исследования, включавшие помимо минералого-кристаллохимического изучения карбонатов также анализ распределения ряда химических элементов и стабильных изотопов, гранулометрический и спорово-пыльцевой анализы, показали, что осадконакопление в различных озерных системах Забайкалья в голоцене находилось под сильным (иногда преобладающим) влиянием локальных природно-

климатических обстановок. Тем не менее, можно отметить следующие общие моменты. Сопоставление разрезов озер Баунт, Арахлей и Верхнее Белое демонстрирует, что бореальный период (или, по крайней мере, большая его часть) в изучаемом регионе был этапом смягчения и увлажнения климата на фоне сухого и прохладного пребореала. Потепление атлантического периода (5700-7800 л.н.) по-разному проявило себя в различных областях Забайкалья. С одной стороны, образование ряда озер (например, Сульфатное, Киран) говорит нам о том, что региональное увлажнение в целом возросло. С другой стороны, нередкое присутствие в осадках этого периода высокомагнезиальных разновидностей карбонатов свидетельствует о периодическом иссушении климата, которое носило преимущественно локальный характер. Так, например, в отложениях оз. Верхнее Белое с конца бореала до конца атлантика отмечаются высокие (до 75% карбонатной части осадка) содержания высоко-Mg кальцитов и Са-избыточного доломита, повышенные значения $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ и Mg/Ca-отношения. В то же время, в осадках озер Арахлей и Сульфатное, относящихся к концу бореального и первой половине атлантического периодов доминируют низкомагнезиальные разновидности карбонатов. Таким образом, если при реконструкциях палеоклимата голоцена по донным осадкам озер Европейской части материка атлантический период практически всегда трактуется как «теплый и влажный», то для континентальных районов Сибири картина далеко не столь однозначна. Существенное потепление климата в этот период, безусловно, имело место и в Сибири, однако влажность в разные периоды времени и в разных районах могла значительно варьировать. Следует отметить, что подобное явление – колебания соотношения тепла и влажности в атлантический период в различных районах Евразии – наблюдается также и по результатам анализа озерных осадков Южного и Среднего Урала (Масленникова и др., 2014).

Суббореальный период и большая часть субатлантика в Забайкалье, по данным проведенных литолого-минералогических и других исследований, в целом были суше и холоднее атлантического периода. Значительное усиление карбонатообразования в оз. Большое Алгинское, доминирование в карбонатных ассоциациях осадков озер Киран и Сульфатное высокомагнезиальных разновидностей, явные следы обмеления и полного пересыхания водоемов, накопление «холодных» ассоциаций слоистых силикатов в оз. Арахлей – все это свидетельствует об аридизации регионального климата. В то же время для некоторых бассейнов, например, оз. Верхнее Белое, наблюдается обратная картина – общий рост содержания низко-Mg и промежуточных кальцитов, сопровождающийся падением Mg/Ca-отношения и значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, что указывает на обводнение водоема и снижение его минерализации. Таким образом, как и в атлантическое время, на отдельных территориях наблюдается доминирование локальных природно-климатических факторов над общими региональными (а, в конечном счете, и глобальными) климатическими трендами. Отсюда

можно сделать вывод, что это не случайная флуктуация, а характерная черта голоценового климата если не Сибири в целом, то Забайкалья в частности.

Отдельного рассмотрения заслуживают оз. Долгое, охарактеризованный керном терригенно-карбонатный разрез которого при сравнительно большой мощности (96 см) имеет возраст всего лишь около 1150 лет (вторая половина субатлантического периода). Несмотря на столь незначительный по геологическим меркам временной интервал, детальное изучение ассоциаций хемогенных карбонатов, дополненное анализом изменения величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, позволило выделить 4 стадии эволюции озера, обусловленные климатическими изменениями: 1150-400 л.н. – этап максимальной обводненности бассейна; 400-220 л.н. – постепенная аридизация и падение уровня озера; 220-40 л.н. – максимальное обмеление водоема, который приобрел плайевый характер; 40-0 л.н. – повышение уровня вод и эвтрофикация бассейна.

Глава 4. ДОННЫЕ ОСАДКИ ОЗЕР ПРИОЛЬХОНЬЯ

4.1. Тектоника, геология и физико-географические особенности Приольхонья

Западное побережье Байкала представляет собой сравнительно узкий, круто обрывающийся в озеро береговой склон, отделенный от Предбайкальского прогиба горными сооружениями Приморского и Байкальского хребтов. В тектоническом плане это уступ весьма протяженной (около 1500 км) структуры – Обручевского сброса, образующего северо-западный борт Байкальской впадины (Ламакин, 1955). В центральной своей части, в районе устья р. Бугульдейка, Обручевский сброс разрывается поперечным линеamentом и разделяется в северо-восточном направлении на две ветви: Приольхонскую, которая протягивается вдоль берега Байкала и оконтуривает юго-восточный берег о. Ольхон, и Приморскую, которая проходит по суше у подножия одноименного хребта (рис. 4.1).

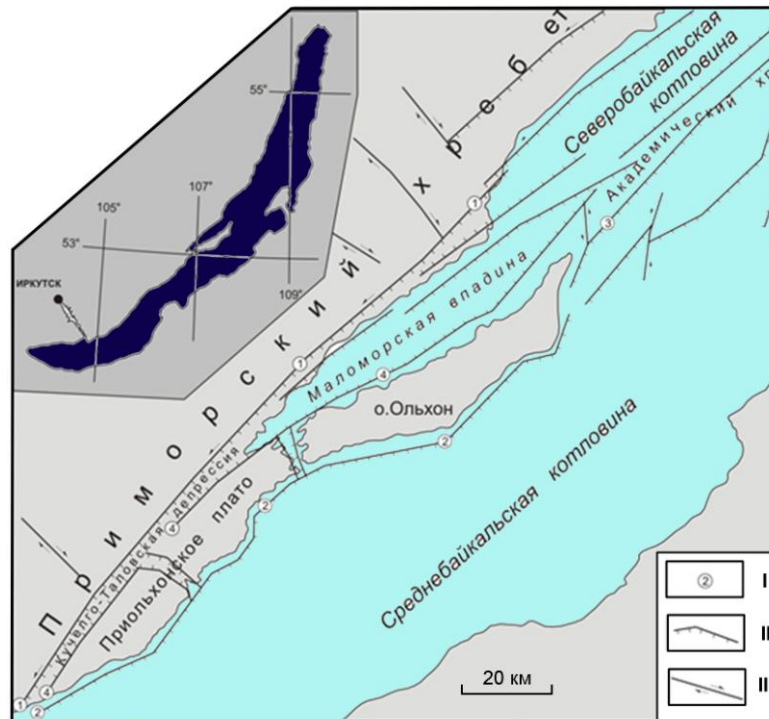


Рис. 4.1. Морфоструктурная ситуация в районе Приольхонья, (Кузьмин, 2019).

I – основные активные разломы, показаны цифрами в кружках: 1 – Приморский, 2 – Приольхонский, 3 – Академический, 4 – Чернорудско-Баракчинский; II – активные разломы сбросовой кинематики; III – активные разломы сдвиговой кинематики.

Между этими ветвями Обручевского сброса находится Приольхонская краевая ступень, включающая Приольхонское плато с высотными отметками до 800-900 м над уровнем моря, остров Ольхон, впадину Малого моря, Кучелго-Таловскую депрессию и прилегающие склоны Приморского хребта, высшие точки которого находятся на уровне 1500-1700 м. Протяженность

этого региона составляет ~150 км при ширине 10-15 км, площадь около 1500-2000 км² (Скляров, Мотова, 2019). Следует отметить, что у исследователей нет единого мнения о том, какую территорию следует называть «Приольхоньем». Иногда так именуется вся Приольхонская краевая ступень (см., например, Кузьмин, 2019). В других случаях эта территория носит географическое наименование Ольхонский регион, а «Приольхоньем» называется только область Приольхонского плато (например, Склярова и др. 2002, Уфимцев и др., 2010; Федоровский, Скляров, 2010а; и др.). В данной работе используется именно такая трактовка названия «Приольхонье».

Геологическая история Ольхонского региона началась в раннем палеозое, когда серия столкновений Сибирского кратона и композитного Ольхонского террейна, являющегося одним из сегментов Центрально-Азиатского складчатого пояса, привела к образованию здесь коллизионной системы. Долгое время считалось, что метаморфические образования региона являются раннедокембрийскими, однако сейчас достоверно установлено, что они относятся к ранним каледонидам (Федоровский и др., 1995; Федоровский, 1997, 2004; Федоровский, Скляров, 2010а). В целом, тектоническое строение региона определяется как коллизионный коллаж покровных и сдвиговых пластин. При этом более ранние, покровные и гнейсово-купольные структуры были в значительной степени переработаны в связи с экспансией сдвигового тектогенеза, господствовавшего на финальных этапах коллизии и сохранились фрагментарно (Сковитина, Федоровский, 2007). В посткаледонское время Ольхонский террейн испытывал еще несколько периодов тектонической активизации разной интенсивности, сменявшихся длительными эпохами спокойных геодинамических обстановок, во время которых происходило денудационное выравнивание рельефа и превращение территории в область сноса и транзита терригенного материала. Современный же рельеф Ольхонского региона, с одной стороны, является следствием проявления мощного позднекайнозойского рифтогенеза, с другой – демонстрирует выразительные проявления раннепалеозойских коллизионных структур, в особенности последних синметаморфических сдвиговых деформаций (рис. 4.2). Эти унаследованные структуры наиболее четко проявлены в современном облике территории Приольхонья. В фундаменте они представляют собой узкие сдвиговые пластины (литоны), протяженность которых составляет 10-50 км при ширине около 0,5-1 км (рис. 4.2, врезка). На поверхности земли эти пластины формируют своеобразный «клавишный» рельеф в виде тесной комбинации протяженных, но невысоких возвышенностей (горстов) и разделяющих их узких впадин (грабен), отражающих состав фундамента.

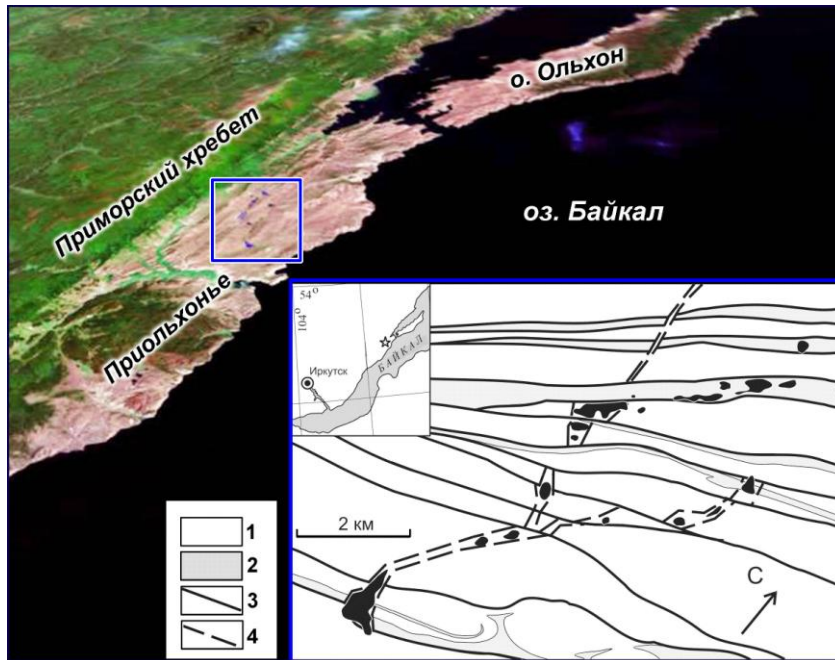


Рис. 4.2. Космоснимок Ольхонского региона, тектоническая схема центральной части Приольхонья и расположение озер (космоснимок Google Earth). Условные обозначения: 1 – силикатные породы; 2 – карбонатные породы; 3 – кайнозойские разломы и сдвиги по палеозойским сдвиговым швам; 4 – разломы, ограничивающие кайнозойские «пулл-апарт» структуры.

Приподнятые блоки в основном сложены гранитогнейсово-мигматитовыми образованиями, опущенные – пестрым по составу комплексом, включающим гнейсы основного состава, амфиболиты, кварциты, мраморы, тела базитов и гипербазитов. Следует особо подчеркнуть, что описанные структуры не просто отражают особенности палеозойской коллизионной тектоники. Во время формирования Байкальской рифтовой системы большинство зон раннепалеозойских сдвигов активизировалось, и было вовлечено в кайнозойские сдвиговые перемещения (Склярова и др. 2002; Сквитина, Федоровский, 2007).

Вместе с тем, новейший тектонический план Приольхонья не исчерпывается унаследованными разломами северо-восточного простирания. Кроме них, в рельефе хорошо выражены достаточно многочисленные мелкие грабены с плоскими днищами и крутыми бортами, имеющие ступенчатое строение, типичное для пулл-апарт структур (рис. 4.2). При этом они не проявляют никаких признаков наследования тектонического строения раннепалеозойского фундамента. По современным представлениям, данные пулл-апарт грабены могли возникнуть в результате того, что в кайнозое вектор сдвиговых смещений литонов стал обратным по отношению к палеозойским правосторонним сдвигам. Таким образом, в современном рельефе Приольхонья можно выделить два основных типа впадин, отличающихся по ориентировке, но близких по генезису. Во-первых, это линейные грабены северо-восточного простирания, наследующие генеральную структуру, возникшую в результате раннепалеозойских сдвиговых деформаций, в целом правосторонних. Во-вторых, хорошо выраженные долины преимущественно северо-северо-восточного простирания, расположенные над структурами типа пулл-апарт. Эти разрывные нарушения возникли на рифтогенном этапе

тектогенеза, когда большая часть пластин-литонов испытала левосдвиговые смещения (Склярова и др. 2002; Кузьмин, 2019).

Блоковую морфоструктуру Приольхонья осложняет трехъярусный разновозрастный денудационный рельеф. Наиболее древний его ярус — уплощенные вершинные поверхности Приморского хребта, являющиеся реликтами мел-палеогенового пенеплена. Переменной крутизны склонами они отделяются от второго яруса — неогеновой поверхности выравнивания типа долинного педицена на Приольхонском плато. Этот ярус составлен пологоволнистыми поверхностями, увенчанными останцами, пологонаклонными педиментами, вложенными в них замкнутыми озерными котловинами, широкими долинами-суходолами, составляющими верхние звенья долинной сети. Третий ярус рельефа Приольхонья представлен молодыми эрозионными врезами, где днища долин привязаны к уровню оз. Байкал (Кузьмин, 2019).

Приольхонье, как и весь Байкальский регион, является областью господства континентального и резко континентального климата. Однако, в силу географического положения территории между Байкальской впадиной и средневысотным Приморским хребтом, климат Приольхонья все же обладает некоторыми характерными чертами, отличающими его от сопредельных районов Западного Прибайкалья. Влияние огромной водной массы проявляется в некотором снижении летних температур и, наоборот, повышении зимних, в сравнении со средними значениями по Прибайкалью. Средняя температура января в Приольхонье равна -17...-18°C, хотя в отдельные годы может опускаться до -40°C и ниже. Средняя температура июля обычно держится на уровне +14...+15°C, при этом абсолютные летние максимумы могут достигать +30...+40°C (Иметхенов и др., 1997). Следует отметить, что роль осадков, вызываемых местной прибайкальской атмосферной циркуляцией сравнительно невелика (Дзюба, 1991). Значительно большее влияние на количество выпадающих осадков оказывает тот факт, что изучаемый район находится в ветровой тени Приморского хребта, преграждающего путь западным циклонам. Так, если на наветренных склонах хребта и водоразделах среднегодовое количество осадков составляет 500-700 мм/год, то в долинах Приольхонья выпадает в среднем 200-300 мм/год. В последние три десятилетия нередки экстремально сухие годы, когда, например, на северо-востоке территории (Тажеранская степь) выпадало 100-200 мм/год осадков (Баженова, Мартыанова, 2002). Столь низкое атмосферное увлажнение в сочетании с весьма высокими показателями суммарной солнечной радиации (4400-4700 МДж/м²) способствует широкому развитию в Приольхонье семиаридных и аридных природно-климатических обстановок.

Речная сеть Приольхонья развита довольно слабо. Большинство рек берут начало на юго-восточном склоне Приморского хребта, имеют протяженность всего 10-20 км и теряют значительную часть жидкого стока в трещиноватых зонах Приморского разлома. Исключение

составляют наиболее крупные реки – Анга и Бугульдейка, которые прорезают Приморский хребет, образуя глубокие речные долины-ущелья. В прибрежной зоне Байкала также отмечается значительное количество ручьев и временных водотоков. Основным источником питания большинства рек Приольхонья – атмосферные осадки, однако у крупных рек с закарстованными бассейнами, таких, как Бугульдейка и Анга, преобладающим типом питания является подземное. Минерализация речных вод не превышает 0,2 г/л, по составу они, как правило, относятся к гидрокарбонатным кальциево-магниевым (Антипов, Гагарина, 1997).

4.2. Озера Приольхонья, общая характеристика

Большая часть озер Приольхонья, а их насчитывается около 60, сконцентрирована на территории Тажеранской степи – северо-восточной части Приольхонского плато, простирающейся от долины р. Анга на юго-западе до пролива Ольхонские Ворота на северо-востоке. Как уже было отмечено выше, Тажеранская степь является наиболее засушливым участком Приольхонья, где господствуют суровые, аридные природно-климатические обстановки. Тем не менее, именно здесь встречаются многочисленные озера различной минерализации, как правило, сгруппированные в цепочки (рис. 4.3). Все озера относятся к категории малых, наиболее мелководные бассейны в теплые летние периоды пересыхают, а в зимнее время полностью промерзают. Вообще, быстрое изменение конфигурации береговой линии, площади водного зеркала и глубины является характерной чертой Тажеранских озер.

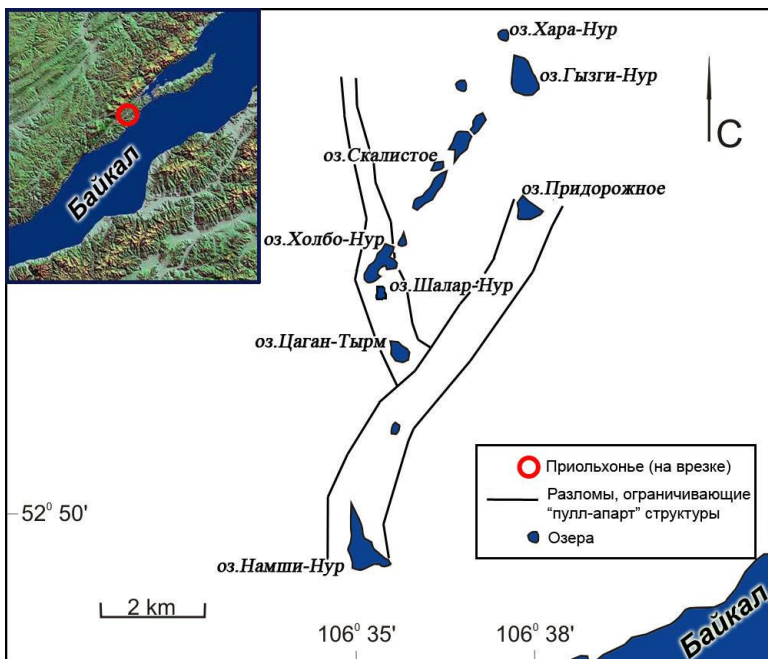


Рис. 4.3. Схема расположения озер Тажеранской системы.

Большое значение имеет вопрос генезиса озерных котловин, поскольку изначальная приуроченность водного бассейна к тем или иным элементам земной коры отчасти определяет его дальнейшую эволюцию. Ряд озер Приольхонья, несомненно, имеет карстовое происхождение, они отличаются характерными округлыми

очертаниями, воронкообразными котловинами и нередко привязаны к массивам карбонатных пород. Отмечаются также термокарстовые водоемы, связанные с присутствием на изучаемой

территории островной мерзлоты. Однако подавляющее большинство озер имеет тектоническую природу. Как уже было отмечено ранее, в строении фундамента Приольхонья участвует два типа структур: 1) линейные грабены северо-восточного простирания, связанные с унаследованными палеозойскими сдвигами; 2) ступенчатые грабены северо-северо-восточного простирания, возникшие на этапе кайнозойского рифтогенеза в результате проявления пулл-апарт тектоники (Склярова и др., 2004). И те и другие тектонические структуры формируют в современном рельефе хорошо выраженные долины, к которым и приурочены цепочки малых озер.

Был изучен ряд водоемов Тажеранской озерной системы, компактно расположенных в пределах структуры, которая в работе (Сковитина, Федоровский, 2007) называется «пулл-апарт системой Холбо-Нур – Намши-Нур». Протяженность Тажеранской группы с северо-востока на юго-запад составляет около 10-12 км (рис. 4.3). Наивысшие гипсометрические уровни водного зеркала отмечаются для северо-восточных бассейнов (оз. Хара-Нур – 646 м, Гызги-Нур – 627 м). В юго-западном направлении гипсометрические отметки понижаются до 589 м у оз. Намши-Нур, замыкающего озерную систему с юга. Все изученные водоемы относятся к бессточным, основное поступление терригенного материала осуществляется временными потоками и эоловым переносом. Основными источниками водного питания озер являются родники, роль атмосферных осадков невелика. Воды исследованных родников относятся к гидрокарбонатным натриево-магниевым-кальцевым и имеют общую минерализацию 0,3 – 0,4 г/л. Что касается озерных вод, то они весьма разнообразны по ионному составу и минерализации, несмотря на близкое расположение бассейнов, единый состав пород водосбора и геолого-геохимический ландшафт, а также одинаковые аридные условия. Тем не менее, геохимия вод подавляющего большинства озер все же имеет ряд общих черт. Как правило, воды относятся к щелочным, иногда сильно щелочным: pH 7.9–9.6, карбонатная щелочность 244–4364 мг/л (табл. 4.1.). В ионно-солевом составе в основном преобладают два аниона – HCO_3^- и SO_4^{2-} и два катиона – Mg^{2+} и Na^+ , в подчиненном количестве присутствуют Cl^- , Ca^{2+} . Исключение составляют воды оз. Цаган-Тырм - там доминирует анион Cl^- (Солотчина и др., 2015; Страховенко и др., 2015). Из табл. 4.1 видно, что рост общей минерализации ведет к снижению содержания Ca и HCO_3^- и одновременному увеличению доли SO_4 и Cl . Эти данные вполне согласуются с результатами исследований вод Тажеранских озер, которые проводились ранее (Склярова и др., 2002, 2004), что позволяет оценивать местные геохимические условия как стабильные.

Таблица 4.1. Химические параметры вод и минеральный состав современных осадков исследованных озер Приольхонья

Озеро	Вода				Донные отложения
	pH	TDS, г/л	Alk, мг/л	Ионный состав вод по формуле Курлова	Минеральный состав
Хара-Нур	7,9-8,3	0,5	244-303	$\text{HCO}_3\text{76}[\text{SO}_4\text{21}]\text{Mg48Na28}[\text{Ca24}]$	LMg-кальцит, кварц, плагиоклаз, слюда, амфибол, пирит, гипс
Гызги-Нур	9,1-9,3	0,8-1,3	481-662	$\text{HCO}_3\text{62SO}_4\text{33}[\text{Cl5}]\text{Mg59Na35}[\text{Ca6}]$	IMg-кальциты, кварц, плагиоклаз, кши, слюда, амфибол
Шалар-Нур	9,1-9,6	3,2-6,6	317-549	$\text{SO}_4\text{79}[\text{Cl15HCO}_3\text{6}]\text{Na49Mg47}$	IMg-кальцит, LMg-кальцит, кварц, слюда, плагиоклаз, амфибол, гипс, каолинит, смектит
Холбо-Нур	8,8-9,5	4,3-6,4	453-537	$\text{SO}_4\text{77} [\text{Cl15 HCO}_3\text{8}]\text{Na51Mg46}$	IMg-кальцит, LMg-кальцит, HMg-кальциты, арагонит, родохрозит, кварц, плагиоклаз, слюда, амфибол
Намши-Нур	8,9-9,2	1,8-2,7	784-1024	$\text{HCO}_3\text{49SO}_4\text{42}[\text{Cl9}]\text{Na57Mg41}$	Моногидрокальцит, LMg-кальцит, IMg-кальцит, кварц, слюда, плагиоклаз, кши, амфибол, гипс
Скалистое	9,2-9,5	3,6-4,1	1041-1100	$\text{SO}_4\text{53 HCO}_3\text{36} [\text{Cl11}]\text{Na53Mg46}$	HMg-кальциты, Са-доломит, арагонит, IMg-кальцит, LMg-кальцит, моногидрокальцит, кварц, плагиоклаз, амфибол, слюда, гипс, пирит, каолинит
Цаган-Тырм	8,6-9,1	14,5-22,1	1078-1648	$\text{Cl63 SO}_4\text{31} [\text{HCO}_3\text{6}]\text{Na75Mg24}$	Са-доломиты, HMg-кальцит, LMg-кальцит, IMg-кальцит, слюда, кварц, плагиоклаз, каолинит, гипс, амфибол
Придорожное	9,5-10,0	7,0-17,6	2674-4364	$\text{SO}_4\text{61HCO}_3\text{31}[\text{Cl8}]\text{Na78Mg22}$	Са-доломиты, HMg-кальцит, LMg-кальцит, IMg-кальцит, кварц, слюда, плагиоклаз, амфибол, пирит, каолинит

Каковы же основные факторы, влияние которых обеспечивает широкие вариации солености водоемов компактной Тажеранской системы? Во-первых, это тектоника района. Прослеживается достаточно четкая привязка озер различной минерализации к разным типам разрывных нарушений: пресные водоемы приурочены к унаследованным палеозойским сдвиговым дислокациям, а минерализованные (солонатоводные и соленые) – к структурам типа пулл-апарт (Склярова и др., 2002, 2004). Объяснение подобной локализации может быть двояким. С одной стороны, можно предположить, что кайнозойские структуры растяжения дренируют более глубокие горизонты высокоминерализованных подземных вод. Однако, как было отмечено выше, состав родников Тажеранского района довольно однообразен, отмечаются только некоторые вариации соотношения $\text{SO}_4 / \text{HCO}_3$. Признаки наличия субквальных выходов термальных подземных вод в виде локально повышенных температур донного ила и проталин, возникающих во льду в зимний период, наблюдались только в оз.

Цаган-Тырм (Дзюба и др., 1997). Вопрос, существуют ли такие выходы в других озерах, нуждается в отдельном изучении.

С другой стороны, вариации общей минерализации Тажеранских озер можно объяснить, не прибегая к гипотетической, на данный момент, возможности существования субаквальных источников, различных по геохимической специфике минеральных вод. Разломы, контролирующие локализацию водоемов, находятся на разных стадиях своего существования. Активизировавшиеся на рифтогенном этапе унаследованные разрывные нарушения продолжают оставаться активными и в настоящее время. В результате тектонических подвижек озера и питающие их родники, приуроченные к этим структурам, могли неоднократно исчезать, появляться вновь или менять свое местоположение, что препятствует метаморфизации вод и хемогенному осадконакоплению. Напротив, кайнозойские структуры растяжения уже довольно продолжительное время пребывают в стабильном состоянии, поэтому привязанные к ним современные водоемы являются результатом сравнительно долгой эволюции в спокойных обстановках. Таким образом, тектонический фактор во многом обуславливает режим водного питания озер и длительность метаморфизации озерных вод (Склярова и др., 2002).

Не менее, а, может быть, и более важным фактором, определяющим химический состав и степень минерализации вод Тажеранских озер, является аридный климат региона. Засушливость летних сезонов, сопровождаемая постоянными ветрами, способствует интенсивному протеканию процессов эвапоритизации, росту солености вод и осаждению специфических парагенетических минеральных ассоциаций. Холодные и малоснежные зимние периоды также играют большую роль в процессах метаморфизации воды. Малые водоемы Приольхонья промерзают на 80-95% своего объема, что приводит к значительному концентрированию солей и отложению соответствующих минеральных фаз (Склярова и др., 2004). Таким образом, климатические обстановки не только влияют на геохимическую специфику вод Приольхонских озер, но и во многом определяют состав аутигенной компоненты донных осадков.

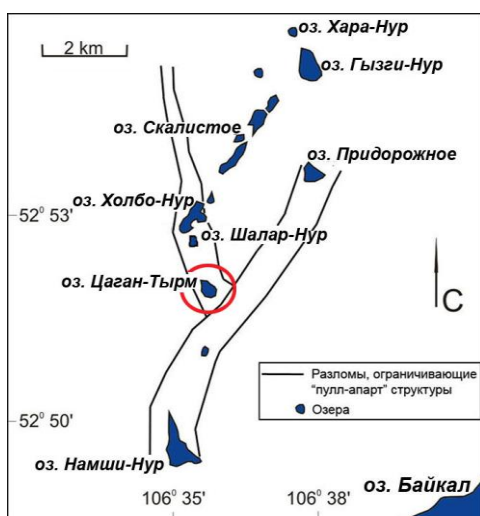
Для восьми озер Тажеранской группы (Хара-Нур, Гызги-Нур, Шалар-Нур, Холбо-Нур, Намши-Нур, Скалистое, Цаган-Тырм, Придорожное) были проведены литолого-минералогические исследования верхнего слоя отложений возрастом не более 100 лет (датирование по ^{210}Pb) (рис. 4.3). В составе осадков присутствуют обломочные, аутигенные и биогенные компоненты в различных соотношениях. Гранулометрический анализ обломочной части продемонстрировал, что при общем доминировании в образцах алевропелитовой фракции крупность материала заметно возрастает по направлению от центральных частей водоемов к береговой линии. По данным рентгеновской порошковой дифрактометрии (XRD) и ИК-спектроскопии в озерных отложениях преобладают хемогенные карбонаты кальцит-

доломитового ряда, содержание которых может достигать 80–90% от минерального состава пробы, а также арагонит и моногидрокальцит. Обломочная часть осадков представлена кварцем, плагиоклазом, слюдой (преимущественно биотитом с примесью мусковита), в подчиненных количествах присутствуют калиевые полевые шпаты и амфибол. Кроме того, эпизодически встречаются гипс, пирит, каолинит, смектит (табл. 4.1). Исследованные озера по наличию в верхнем горизонте осадков тех или иных карбонатных минералов делятся на 3 группы. В первую группу входят озера Хара-Нур, Гызги-Нур и Шалар-Нур. В их донных отложениях установлены Mg-кальциты, представленные низкомагнезиальными и промежуточными разновидностями, содержание $MgCO_3$ в которых не превышает 12,5 мол.%. Вторую группу составляют озера, в осадках которых кроме карбонатов кальцит-доломитового ряда присутствуют в существенных количествах моногидрокальцит (оз. Намши-Нур и оз. Скалистое), арагонит (оз. Холбо-Нур и оз. Скалистое) и небольшое количество родохрозита в осадках оз. Холбо-Нур. К третьей группе нами отнесены озера Цаган-Тырма и Придорожное, в их осадках карбонаты принадлежат только к кальцит-доломитовому ряду, причем существенно доминируют Ca-избыточные доломиты (табл. 4.1).

Для проведения комплексного изучения донных осадков озер Приольхонья, включающих литолого-минералогические, геохимические, палинологические исследования и выполнение палеоклиматических реконструкций было выполнено бурение и получен керн голоценовых отложений трех бассейнов: Цаган-Тырма, Холбо-Нур и Намши-Нур.

4.3. Озеро Цаган-Тырма

Озеро Цаган-Тырма располагается в пределах впадины, приуроченной к структуре типа пулл-апарт, что обеспечило ему сравнительно длительное существование в условиях



долговременной устойчивой подпитки метаморфизованными метеорными водами (Солотчина и др., 2008б; Складов и др., 2010а).

Рис. 4.4. Озеро Цаган-Тырма на схеме расположения Тажеранских озер.

Озеро соленое, бессточное, площадь его водного зеркала составляет около $0,08 \text{ км}^2$, средняя глубина – 1,8 м, площадь водосборного бассейна – $1,5 \text{ км}^2$ (рис. 4.4).

Минерализация вод составляет 14,5 г/л, рН = 8,6, карбонатная щелочность $CO_3^{2-} + HCO_3^- = 1078 \text{ мг/л}$. Воды относятся к натриево-магниевому сульфатно-хлоридному типу и имеют

следующий ионный состав (в 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 в марте 2005 г. В качестве керноприемника использовалась буровая труба диаметром 89 мм с пластиковым вкладышем, внутренний диаметр которого 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. Толщина льда и слоя воды в месте бурения составила 2,6 м. Точка опробования расположена в центральной части озера, координаты 52°52'01" N, 106°35'52" E.

Мощность вскрытого разреза составляет 433 см; он состоит из нижней терригенной (210-433 см) и верхней эвапоритовой (0-210 см) частей (рис. 4.5). Эвапоритовая часть разреза представлена преимущественно карбонатными отложениями. Ниже залегают осадки, сложенные неокатанными обломками коренных пород различной размерности. В разрезе выделяются следующие слои:

1. 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.
2. Интервал 75 - 130 см – очень плотные алевропелиты со слегка повышенным по сравнению с предыдущим интервалом содержанием песчаного материала. Текстура преимущественно горизонтально-слоистая, чередуются слои осадка, окрашенные в различные оттенки серого, серовато-оливкового и оливково-черного цветов; иногда текстура комковатая. Границы прослоев волнистые, что может указывать на активную волновую деятельность.
3. Интервал 130-210 см – чередование в разрезе глинистых и песчано-алевритовых прослоев, окрашенных в различные оттенки серого до черного цвета. Текстура полосчатая, обусловленная переслаиванием отложений различной окраски и гранулометрического состава. Осадок достаточно плотный, комковатый.
4. 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.

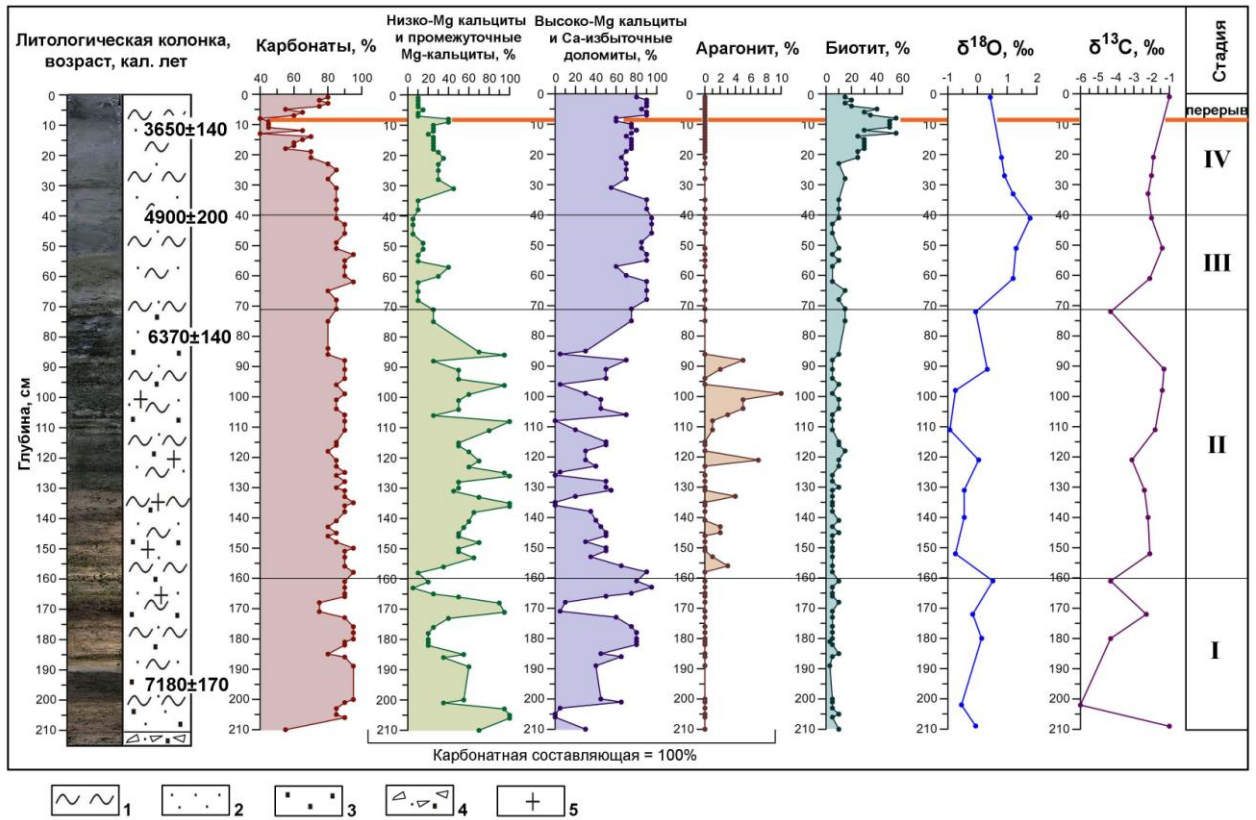


Рис. 4.5. Литологическая колонка голоценовых эвапоритовых отложений оз. Цаган-Тырма, возрастная модель, распределения в разрезе карбонатных минералов, биотита и стабильных изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, стадии эволюции озера. Условные обозначения: 1 – пелит, 2 – алеврит, 3 – песок, 4 – разнообломочные отложения, 5 – диатомеи.

По данным гранулометрического анализа в образцах эвапоритовой части разреза содержание глинистой фракции составляет 15-80%, алевритовой – 12-55%, песчаной – от долей % до 50%. На рис. 4.6 представлены результаты анализа двух контрастных по гранулометрическому составу образцов, один из которых (гл. 40 см) демонстрирует распределение частиц в осадке верхней части эвапоритового разреза, другой (гл. 170 см) – в нижней.

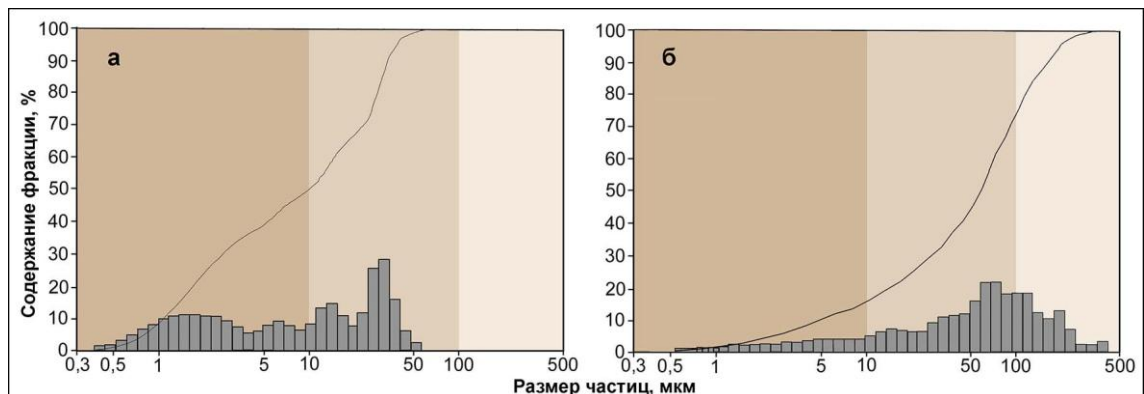


Рис. 4.6. Результаты гранулометрического анализа образцов эвапоритовой толщи осадков оз. Цаган-Тырма: а – верхняя часть (обр. 40 см, мелководное озеро, аридный климат); б – нижняя часть (обр. 170 см, период наибольшей обводненности озерной котловины, гумидный климат).

Данные радиоуглеродного датирования карбонатных осадков (рис. 4.5) показывают, что их возраст не выходит за пределы голоцена. Опираясь на дату 7180 ± 170 кал. л. н. для слоя осадков 190-200 см, можно полагать, что озеро образовалось в первой половине атлантического периода. Судя по тому, что возраст отложений на уровне ~ 80 см составляет 6370 ± 140 кал. лет, скорость седиментации на протяжении атлантика была высокой и в среднем составляла $\sim 1,6$ мм/год. Две даты приходятся на суббореальный период; скорость седиментации здесь резко замедляется (примерно в 5 раз) и составляет около 0,3 мм/год, оставаясь на протяжении суббореала постоянной.

В верхней части разреза после отметки 3650 ± 140 кал. 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. 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.

По данным рентгеновского дифракционного и ИК-спектроскопического анализов более 100 образцов из эвапоритовой толщи, отобранных с шагом 1-2 см, в осадках существенно преобладают карбонатные минералы, содержание которых в большинстве образцов составляет 80-90% от общего состава пробы, лишь в верхней части разреза опускаясь до 40% (рис. 4.5). 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 (рис. 4.5). Присутствие и поведение в разрезе биотита, тонкие чешуйки которого в изрядном количестве содержатся в прибрежном кварцевом песке, можно связать, учитывая сухость климата региона, с эоловым привносом с территории водосбора. В подчиненных количествах в прибрежном песке обнаружены плагиоклаз, КПШ, 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 КПШ (микроклин) и кварц с примесью плагиоклаза, мусковита, в других – кислый плагиоклаз, кварц с примесью биотита и амфибола.

В образцах эвапоритовой толщи помимо карбонатов и биотита обнаруживается незначительное количество кварца, полевых шпатов, амфибола, гипса, хлорита, гематита, галита, каолинита (рис. 4.7).

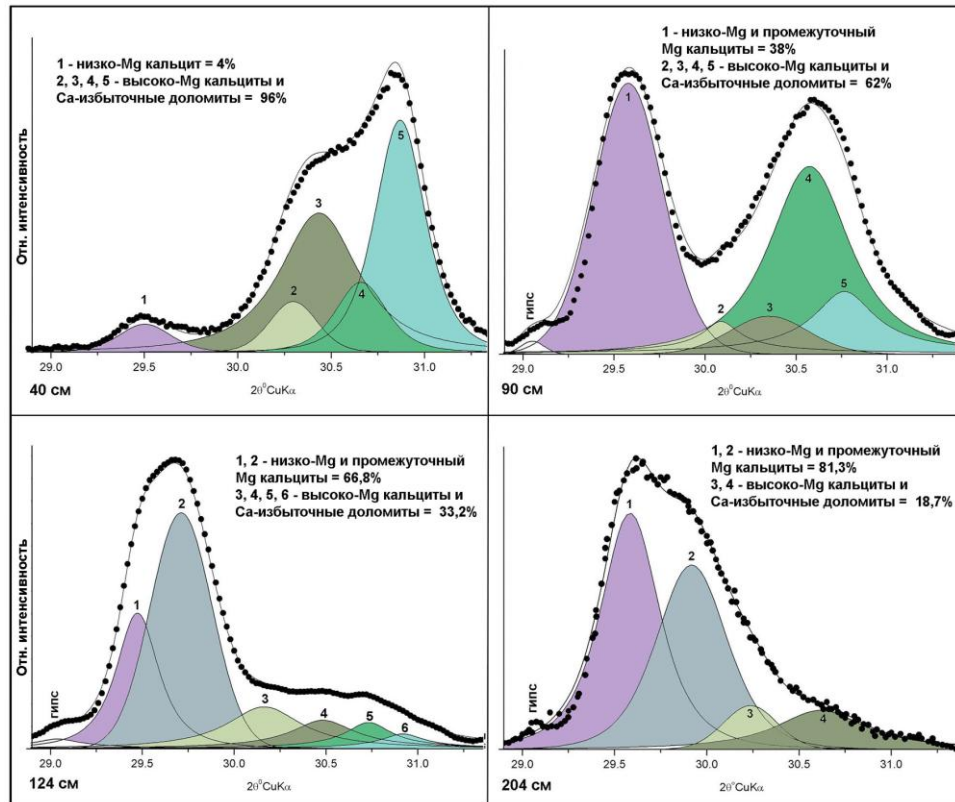


Рис. 4.8. Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей Mg-кальцитов донных осадков оз. Цаган-Тырма в области проявления d_{104} пиков. Общее содержание карбонатов в образце принимается за 100%. Содержания отдельных фаз см. табл. 4.2.

Моногидрокальцит в малом количестве (до 5%) обнаружен лишь в самом верхнем слое осадка (0-2 см). Условия образования этого метастабильного минерала весьма разнообразны (Hull, Turnbull, 1973; Stoffers, Fischbeck, 1974; Taylor, 1975; Солотчина и др., 2008б, и др.), однако обязательными при высокой карбонатной щелочности раствора являются повышенные значения Mg/Ca (≥ 1) и pH ($> 8,1$), что находится в полном соответствии с нашими результатами гидрогеохимических исследований. Необходимым условием его сохранности в осадке является наличие стабилизирующих факторов, в качестве последних чаще всего указываются биологическая активность среды, присутствие фосфатных ионов и некоторые другие. Как показала практика, в озерных отложениях моногидрокальцит можно встретить и на весьма значительных глубинах, в частности нам принадлежит его первая находка на глубине 60 м в плейстоценовых отложениях оз. Хубсугул (Solotchina et al., 2009).

Разложение сложных XRD профилей присутствующих в осадках карбонатов на индивидуальные пики функцией Пирсона VII показало, что в образцах может содержаться до 6-ти фаз с различным содержанием $MgCO_3$ (рис. 4.8). Следует подчеркнуть, что среди всех изученных образцов не оказалось ни одного с одинаковым набором Mg-кальцитов, что указывает на исключительную чувствительность их кристаллохимии к меняющимся физико-химическим условиям в палеоводоеме (табл. 4.2).

Таблица 4.2. Параметры модельных XRD спектров карбонатов в образцах осадков озера Цаган-Тырм, представленных на рис. 4.8

Гл., см	№ линии	$2\theta^\circ \text{CuK}\alpha$	$d_{104}, \text{Å}$	Содержание $\text{MgCO}_3, \%$	Содержание фазы, %
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
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

По результатам ИК-спектроскопического анализа в спектрах большинства образцов в частотном интервале 713-730 см наблюдаются 2 полосы (рис. 4.9). Одна из них с частотой от

713 до 715 см^{-1} характеризует низкомагнезиальный кальцит, другая с частотным интервалом от 726 до 729 см^{-1} – высокомагнезиальный.

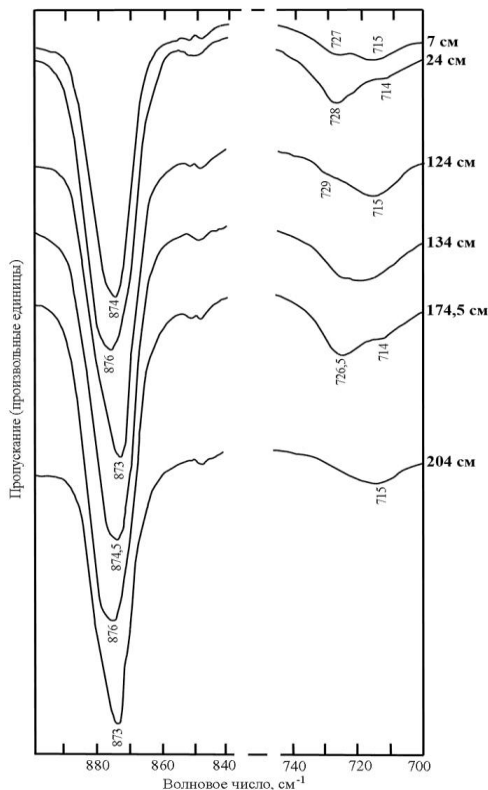


Рис. 4.9. Наиболее типичные ИК-спектры осадков в области полос ν_2 (860-890 см^{-1}) и ν_4 (710-730 см^{-1}) с различным соотношением в них Mg-кальцитов переменного состава. В образцах 7 и 124 см преобладают низкомагнезиальные разновидности кальцитов, в образцах 24 и 174,5 см – высокомагнезиальные; образцы 134 и 204 см содержат карбонаты промежуточного состава.

Соотношение интенсивностей полос в спектрах образцов вдоль разреза отражает преобладание того или иного карбоната в осадке в полном соответствии с рентгеновскими данными. В ряде проб обнаружены промежуточные разновидности (обр. 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 их значительная полуширина и пониженная интенсивность. Все перечисленные особенности ИК-спектров свидетельствуют о том, что карбонаты в них являются структурно разупорядоченными магниальными кальцитами переменного состава от низко- до высокомагниальных и Са-избыточными доломитами.

Элементный состав изученных проб, определенный электронно-зондовым микроанализом, также указывает на преобладание в них Mg-кальцитов различной степени магниальности (рис. 4.10).

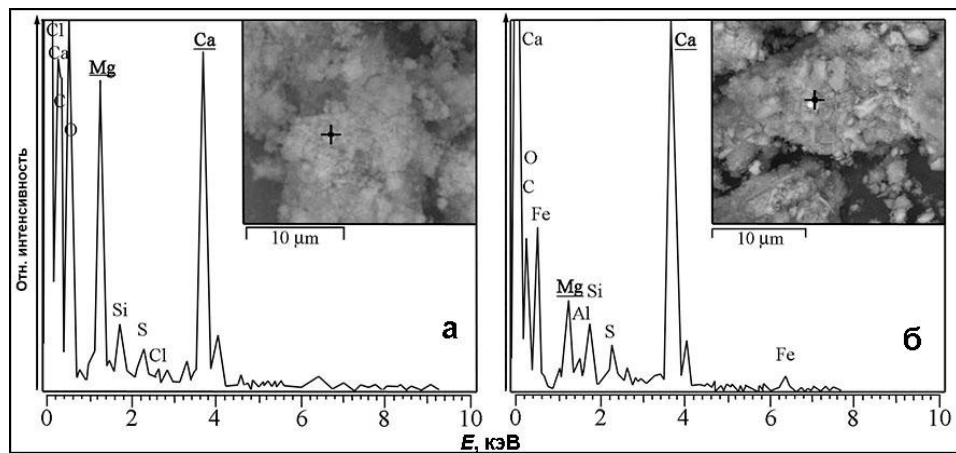


Рис. 4.10. Электронная микроскопия Mg-кальцитов осадков оз. Цаган-Тырм. Энергодисперсионные спектры, полученные от микрокристаллов: а – обр. 40 см, преобладает высоко-Mg кальцит (аридный климат); б – обр. 124 см, преобладает низко-Mg кальцит (гумидный климат).

Низкая структурная упорядоченность минералов находит свое подтверждение на электронно-микроскопических снимках, где карбонаты представлены мелкозернистыми агрегатами плохо окристаллизованных частиц и глобулей (рис. 4.10, а,б, врезки) вне зависимости от Mg/Ca отношения. Описываемая ранее (Нечипоренко, Бондаренко, 1988) явная связь между содержанием Mg в структуре минерала и степенью окристаллизованности, в образцах из оз. Цаган-Тырм отмечена не была.

Анализ стабильных изотопов кислорода и углерода в карбонатах оз. Цаган-Тырм 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. 4.5). Нами выделено 4 интервала, отражающие определенные периоды эволюции озера, характеризующиеся следующими средними значениями $\delta^{18}\text{O}$: 1) $\delta^{18}\text{O} = -0,16\text{‰}$ (гл. ~210-160 см); 2) $\delta^{18}\text{O} = -0,30\text{‰}$ (гл. ~160-75 см); 3) $\delta^{18}\text{O} = +1,06\text{‰}$ (гл. ~75-40 см) и 4) $\delta^{18}\text{O} = +0,84\text{‰}$ (гл. ~40-0 см). Обозначенные границы скорее условны из-за малочисленности экспериментальных данных, но их существование не вызывает сомнений. Если в двух первых интервалах с отрицательными значениями $\delta^{18}\text{O}$, контролером выступает приток свежих метеорных вод,

обогащенных легким изотопом кислорода, то в третьем $\delta^{18}\text{O}$ постепенно растет, приобретая положительные значения с максимальной величиной +1,78‰ 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, что 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 $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 4.5) имеет два глубоких минимума: -6,1‰ и -4,3‰ на глубинах 202-203 см и 72-73 см, совпадающих с отрицательными смещениями в этих точках значений $\delta^{18}\text{O}$, что свидетельствует о существенных изменениях водного баланса и биологической продуктивности бассейна в эти периоды. В последнюю стадию величина $\delta^{13}\text{C}$, оставаясь отрицательной, медленно растет за счет увеличения первичной биологической продуктивности. Таким образом, если в первой и третьей стадиях наблюдается синхронность в изменении величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, то две другие выделенные стадии характеризуются противоположными тенденциями (рис. 4.5). 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.

Опыт изучения геохимических палеоклиматических индикаторов на примере донных осадков крупных древних озер (Байкал, Хубсугул, Иссык-Куль) показал, что изменения макро- и микроэлементного состава озерных отложений, количественных отношений ряда элементов тесно связаны с изменениями параметров внешней среды (Гольдберг и др., 2001; Федорин и др., 2007; Ricketts et al., 2001; Chebykin et al., 2002; и др.). Проблема заключалась в выявлении тех из них, которые могли бы служить палеогеохимическими маркерами в карбонатных осадках малых соленых озер. Методом РФА СИ были измерены содержания ряда порообразующих 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, сформировавшиеся во второй половине атлантического периода (рис. 4.11).

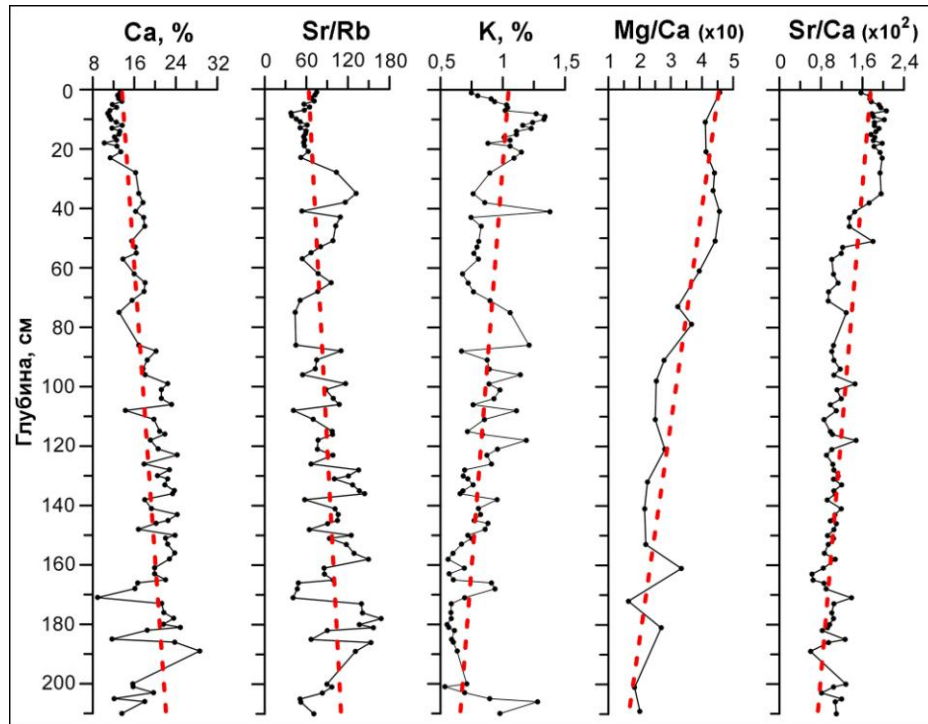


Рис. 4.11. Распределение некоторых геохимических индикаторов палеоклиматических изменений в осадочном разрезе оз. Цаган-Тырм. Красным пунктиром показаны тренды изменения содержания элементов и их отношений в зависимости от изменений климата.

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 (рис. 4.11). Оба эти отношения зависят от величины Mg/Ca и Sr/Ca в озерной воде. Если Mg/Ca-отношение в водах озера наряду с общей соленостью, карбонатной щелочностью, величиной pH и присутствием органики, является одним из параметров, определяющим тип осаждающегося карбоната, то Sr/Ca-отношение служит показателем солености водоема (Ricketts et al., 2001; Ellis et al., 2004). Положительный тренд Sr/Ca-отношения от момента образования озера к современности свидетельствует о постепенном увеличении солености вод (рис. 4.11). Группа элементов Cu, Mn, Pb, Mo, Br, Zn, Zr не обладает выраженными индикаторными свойствами.

При проведении диатомового анализа верхних 220 см осадка изучено 44 образца с интервалом 5 см. В осадках оз. Цаган-Тырм обнаружена богатая и разнообразная диатомовая флора, содержащая 126 видов и внутривидовых таксонов, принадлежащих к 42-м родам. Наибольшим видовым разнообразием отличаются роды *Nitzschia* Hass и *Navicula* Bory. По уровню количественного развития кроме рода *Nitzschia* лидируют роды: *Cyclotella* Kütz., *Cyclostephanos* Round, *Cymbella* Ag. и *Gomphonema* (Ag.) Ehr., представители которых широко распространены в голоцене. Однако доминирующие виды и внутривидовые таксоны лидирующих родов не равномерно распределены в осадочной толще, а приурочены к определенным ее горизонтам, обуславливая тем самым смену флоры диатомей во времени. 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 заключить, что его формирование происходило в сравнительно неглубоком палеоводоеме с хорошо развитыми зарослями макрофитов.

Обзор географической приуроченности видов диатомей показал, что большинство из них являются бореальными (58%). Это обитатели водоемов умеренных широт. Большое значение имеют виды-космополиты (40%), распространенные в континентальных водоемах земного шара. Роль холодноводных аркто-альпийских видов (2%) крайне незначительна в составе диатомовых сообществ. По количеству экземпляров господствующее положение остается за космополитами, что свидетельствует о достаточно хорошем прогреве воды в вегетационный период, и бореальными видами, что, в свою очередь, хорошо согласуется с географическим положением озера. По экологии и систематическому составу диатомовой флоры изученный комплекс, в целом, близок современному, он не содержит вымерших в пределах неогена форм, что предполагает близкие к современным условия осадконакопления в водоеме. При этом численность диатомовых водорослей в различных частях разреза колеблется в широких пределах (от 0,02 до 17,21 млн. створок на 1 г воздушно-сухого осадка), что, очевидно, связано с особенностями гидрологического режима озера.

Распределение водорослей по категориям галобности выявило группы индикаторных таксонов – индифференты, галофилы и мезогалобы. Значительно преобладают представители группы индифферентов (61%), предпочитающие водоемы с содержанием солей 0,2-0,3 г/л. Галофилы составляют 12%. Довольно большая часть таксонов-индикаторов принадлежит к группе мезогалобов (25%), солоноватоводных форм, предпочитающих водоемы с повышенной концентрацией солей (0,5-30 г/л). В осадках встретились виды с неустановленной галобностью (2%). По количеству экземпляров соотношение между группами изменяется в пользу галофилов и мезогалобов, что указывает на солоноватоводную природу древнего озерного бассейна.

Среди диатомовых водорослей найдено 96 таксонов-индикаторов pH среды. Они распределены между тремя группами: алкалифилы (51%), алкалибионты (6%) и индифференты (19%). По количеству экземпляров соотношение между группами сохраняется. Алкалифилы предпочтительно развиваются при $pH > 7$. К ним относятся все доминирующие виды. Алкалибионты, обитатели щелочной среды ($pH = 8-10$), немногочисленны. Индифферентные виды, выдерживающие большие колебания кислотности, довольно хорошо представлены в осадках, но массового развития не получили. Доминирование алкалифилов и алкалибионтов в

составе флоры диатомовых водорослей свидетельствует о щелочной реакции среды, что характерно для мезотрофных и слабо эвтрофных озер, которые отличаются богатством видового состава, частой сменой доминирующих групп и массовым развитием родов: *Cyclotella*, *Navicula*, *Pinnularia* Ehr., *Amphora* Ehr., *Gyrosigma* Hass.

Таким образом, можно сделать вывод, что озерные осадки накапливались в неглубоком солоноватоводном хорошо прогреваемом в вегетационный период палеоводоеме мезотрофного или слабо эвтрофного типа со щелочной реакцией воды, уровень которого неоднократно менялся. Выделенный диатомовый комплекс близок современному, что предполагает стабильные условия осадконакопления на протяжении большей части истории палеоводоема.

Исследования минералогии и кристаллохимии карбонатов, геохимических и изотопных индикаторов, данные диатомового анализа позволили выделить 4 стадии эволюции оз. Цаган-Тырм в голоцене (рис. 4.5).

Первая стадия (гл. 160-210 см) совпадает с первой половиной атлантического периода. Она характеризуется в целом повышенными содержаниями среди карбонатов низко-Mg и промежуточных Mg-кальцитов, особенно на начальном этапе формирования озера (рис. 4.5, рис. 4.8, гл. 202-210 см) и в интервале глубин 165-175 см. Осаждение низкомагнезиальных кальцитов, происходящее в условиях умеренной насыщенности вод по карбонатам и умеренной солености в совокупности с малой величиной Mg/Ca-отношения в осадке (рис. 4.11) указывают на высокий уровень стояния воды в озере. Наблюдается расцвет планктонных видов диатомей, пик которого приходится на интервал 170-175 см – период наибольшей обводненности озера. Господство на территории Приольхонья теплого и влажного климата в рассматриваемые периоды подтверждается изотопным составом кислорода и углерода. Низкое содержание ^{18}O (рис. 4.5) 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 угнетением 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 к резкому обогащению озерной воды изотопом ^{12}C .

Вторая стадия эволюции озера (гл. 72-160 см) охватывает вторую половину атлантика. Ее основной характеристикой являются крайне нестабильные условия в водоеме. Карбонатная запись демонстрирует частые резкие переходы от высоко-Mg кальцитов и Ca-доломитов к

низко-Mg разновидностям и наоборот на очень коротких временных интервалах (рис. 4.5). В целом же карбонатная запись на протяжении всей стадии характеризуется более значительным содержанием низкомагнезиальных карбонатных фаз в сравнении с высокомагнезиальными и появлением арагонита, осаждающегося совместно с низко- и высоко-Mg-кальцитами. Скачки в распределении арагонита (от 0 до 10% суммарного содержания карбонатов) также указывают на нестабильность обстановок в палеоводоеме. По-видимому, эти нестабильные условия, связанные не только с переменными значениями Mg/Ca-отношения, но и с изменением степени насыщенности вод по карбонатам, эпизодически оказывались благоприятными для образования небольшого количества арагонита. В осадках отмечаются умеренные значения отношений Mg/Ca, возрастающие к верхней границе стадии, и не самая высокая соленость, о чем свидетельствует Sr/Ca-отношение (рис. 4.11). Стадия характеризуется пониженными значениями $\delta^{18}\text{O}$ и повышенными $\delta^{13}\text{C}$. По данным диатомового анализа в этот период водоем был неглубоким с развитой высшей водной растительностью. На мелководное состояние бассейна указывает и волнистость прослоев осадка, свидетельствующая об активной волновой деятельности.

В конце атлантического периода при переходе к третьей стадии, охватывающей интервал от 72 до 40 см, происходят существенные изменения в литологической характеристике осадка: отчетливо наблюдается переход темного комковатого глинистого осадка с примесью органического вещества в более светлый и однородный, скорость осадконакопления падает в 5 раз, резко возрастает содержание высоко-Mg кальцитов и Ca-избыточных доломитов (пересыщенность вод по карбонатам), исчезает арагонит, характерный карбонат стадии II, и гипс, постоянный компонент осадка двух первых стадий, увеличиваются Mg/Ca- и Sr/Ca-отношения (рис. 4.5, рис. 4.11). Увеличиваются 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 вследствие деградации $\text{C}_{\text{орг}}$. Все это вкупе с падением скорости осадконакопления указывает на отрицательный водный баланс озера вследствие иссушения климата. О стабильных аридных условиях в водоеме в конце атлантического и начале суббореального периодов можно судить по значительному преобладанию (за исключением небольшого понижения в интервале 57-60 см) в осадке высоко-Mg разновидностей, в среднем 90% от суммы карбонатов. Самый конец третьей стадии характеризуется исключительно неблагоприятными условиями для развития диатомей – слой 40-45 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).

Верхний слой осадка мощностью 40 см характеризует последнюю, четвертую стадию жизни озера (последние 4300 л. н.). Средняя скорость осадконакопления до даты 3395 л. н. (^{14}C) 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 конце суббореального – начале субатлантического периода, сопровождающейся заметным усилением эоловых процессов, о чем можно судить по отложению в озерной котловине значительного количества биотита, принесенного с водосбора (рис. 4.5). О существенной 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., 2005). В конце субатлантического периода котловина начинает обводняться, в осадках вновь доминируют карбонаты, представленные преимущественно высоко-Mg кальцитами и Са-доломитами (рис. 4.5). Данная ассоциация указывает, что климат района если и стал несколько более влажным, то только в сравнении с предыдущим этапом суходольного состояния озерной впадины.

4.4. Озеро Холбо-Нур

Озеро Холбо-Нур является закрытым водоемом, площадь его водной поверхности составляет около $0,2 \text{ км}^2$, глубина – 4,0 м, площадь водосбора – $7,0 \text{ км}^2$ (рис. 4.12). Воды озера имеют слабую соленость – 4,28 г/л, щелочную реакцию ($\text{pH} = 8,8$), невысокую карбонатную щелочность – 453 мг/л и следующий ионный состав (в мг/л): SO_4^{2-} (2350), Cl^- (318), Na^+ (624), Mg^{2+} (409), K^+ (51), Ca^{2+} (78) (Скляров и др., 2010б).

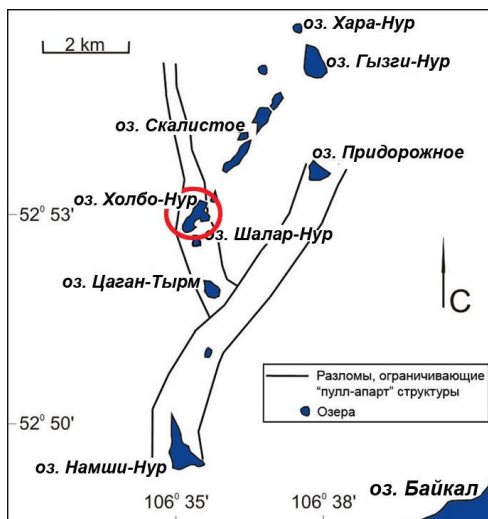


Рис. 4.12. Озеро Холбо-Нур на схеме расположения Тажеранских озер.

Осадочный разрез мощностью 200 см, вскрытый в северо-восточной части озера, характеризуется как общим уменьшением размерности осадков от подошвы к кровле, так и изменением их петрографического состава. Отложения представлены широким спектром гранулометрических разновидностей – от пелита до гравия и отдельных галек (рис. 4.13). Верхние 23,5 см сложены влажными тонкозернистыми осадками, содержащими растительные остатки. Интервал

23,5-135,5 см представлен алевропелитами в верхней части с примесью песка и единичных гравийных обломков (на глубине 23,5-30 см). Интервал 135,5-200 см сложен чередующимися прослоями более грубого (алеварит, песок различной размерности, гравий, редкая мелкая галька) и более тонкого алевропелитового состава. Мощность прослоев от 7 до 17 см. В грубозернистых прослоях отмечается существенное количество чешуек слюды. Поскольку оз. Холбо-Нур локализовано в зоне сочленения двух систем разломов, подробно описанных во вводной части главы, формирование грубообломочных отложений в интервалах 152-168 и 184-200 см, вероятнее всего, связано с кратковременными периодами позднейшей тектонической активизации. Нельзя, однако, исключать и возможность влияния других механизмов появления в осадках крупнообломочной фракции, например, ледникового привноса.

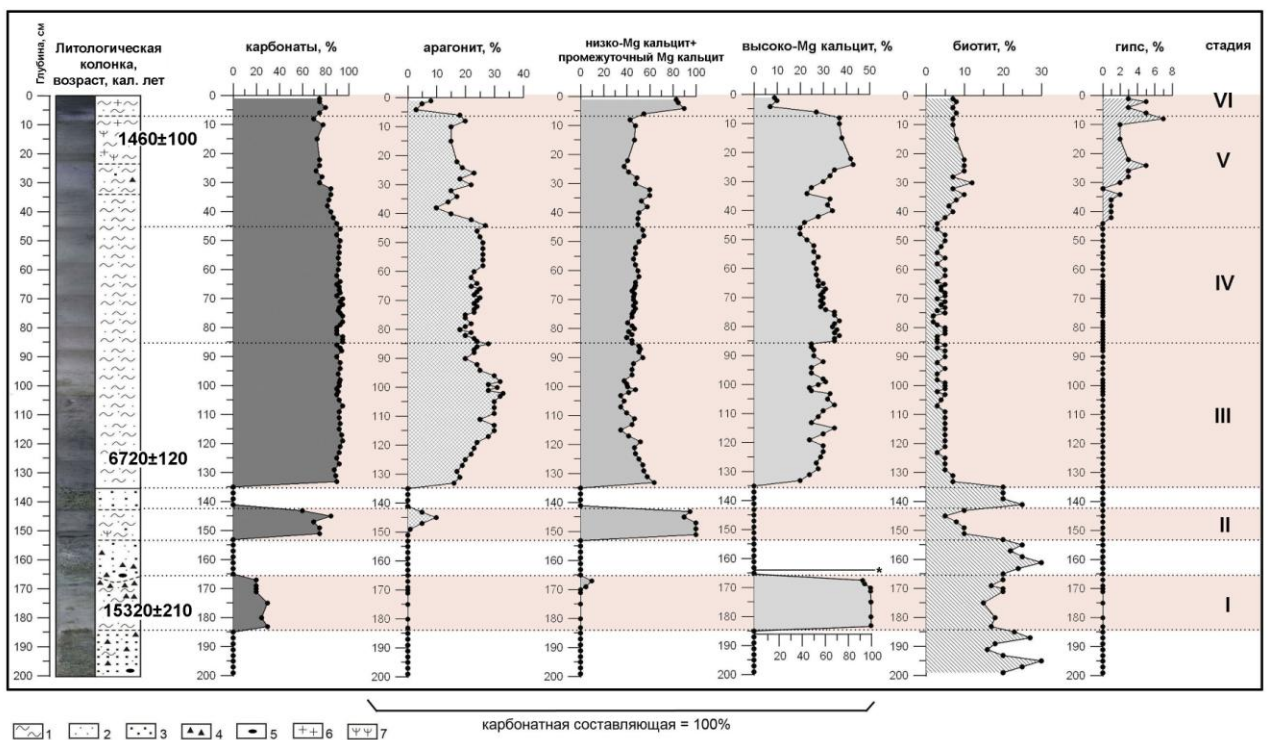


Рис. 4.13. Распределение карбонатов, биотита и гипса в голоценовом разрезе осадков оз. Холбо-Нур; стадии эволюции озера. Звездочка (*) – иная цена деления шкалы для стадии I (распределение высоко-Mg-кальцитов). Условные обозначения: 1 – пелит, 2 – алеврит, 3 – песок, 4 – гравий, 5 – галька, 6 – диатомеи, 7 – растительные остатки.

Изучение минерального состава отложений (более 100 образцов) показало, что в нижней части разреза (152-200 см) осадки сложены кварцем, плагиоклазом, биотитом, амфиболом, смешанослойным иллит-сметкитом и каолинитом. Внутри интервала на уровне 169-184 см присутствуют карбонаты (от 20 до 30% от минерального состава осадка). Начало активной карбонатной седиментации, продолжающейся до настоящего времени, приурочено к глубине 152 см (рис. 4.13). Исключением является маломощный бескарбонатный прослой (135-142 см). Доля карбонатов, определенная методом ИК-спектроскопии, в большей части образцов эвапоритовой толщи составляет 80-90% минерального состава проб, достигая максимума (95%)

в ее нижней части и снижаясь до 75% в верхах разреза. Сопутствующие минералы представлены биотитом, каолинитом, плагиоклазом, амфиболом и гипсом. В большинстве образцов отмечается органическое вещество (до 5% в верхах разреза).

По данным радиоуглеродного датирования карбонатного материала возраст осадков эвапоритовой толщи (0-152 см) не выходит за пределы голоцена (рис. 4.13). Начало ее формирования, исходя из средней расчетной скорости осадконакопления (в интервале от 6720 ± 120 до 1460 ± 100 кал. л.н.), приходится на первую половину атлантического периода. Вместе с тем наличие карбонатов в интервале 169-184 см позволяет считать, что озеро, как бассейн с хемогенной седиментацией, может существовать и с бореального периода. Радиоуглеродный возраст осадка в указанном интервале (15320 ± 210 лет), скорее всего, «состарен» за счет поступления углерода с метеорными водами из более древних пород, фрагменты которых образуют прослой в низах разреза (рис. 4.13).

Ансамбль карбонатных минералов донных осадков оз. Холбо-Нур, установленный методом моделирования XRD спектров, представлен в основном Mg-кальцитами различной степени магнезиальности и арагонитом (рис. 4.14, табл. 4.3). В образцах нижней части карбонатного разреза отмечаются следы родохрозита ($d_{104} = 2.84 \text{ \AA}$), присутствие которого подтверждается повышенной концентрацией в них Mn (0.6% против 0.1% в верхах разреза). В кровле керна (обр. 0-1 см) присутствует стехиометрический кальцит в количестве около 15%.

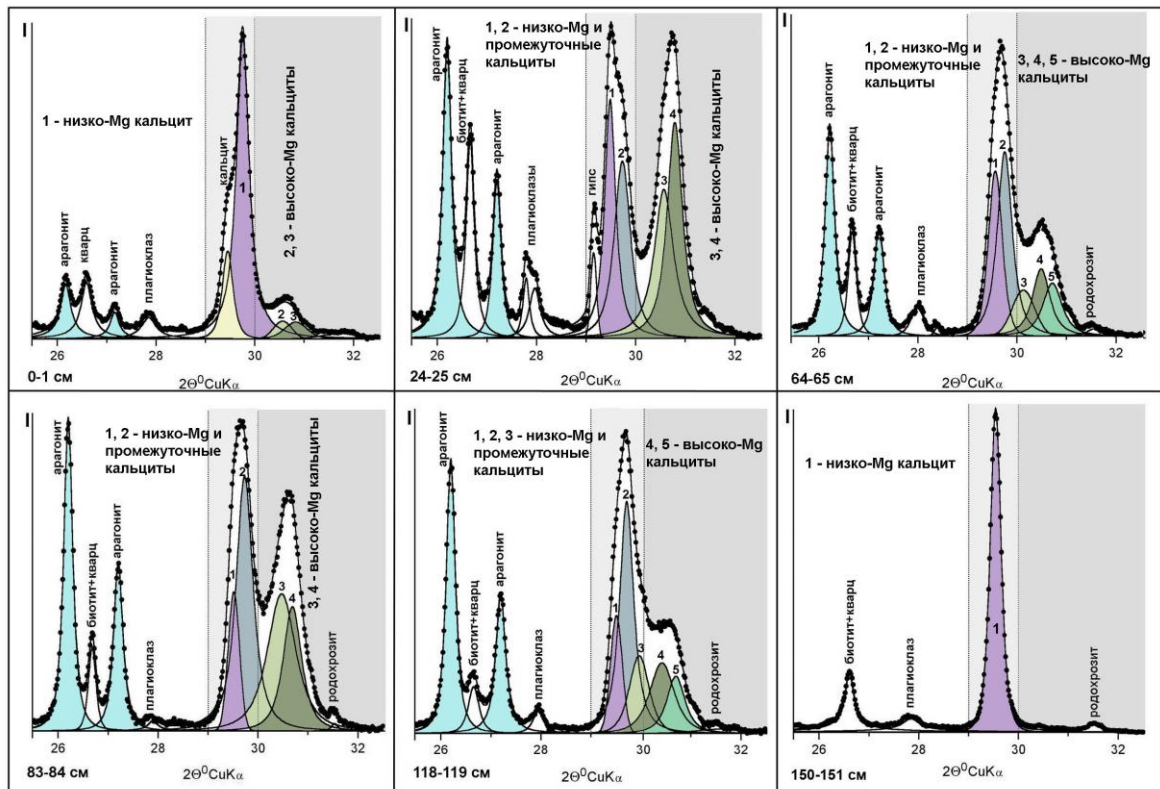


Рис. 4.14. Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатных минералов. Общее содержание карбонатов в образце принимается за 100%. Содержания отдельных фаз см. табл. 4.3.

Таблица. 4.3. Параметры модельных XRD профилей карбонатов ряда образцов осадков оз. Холбо_Нур, представленных на рис. 4.14

Глубина, см	Карбонаты	№ линии	$2\theta^\circ \text{CuK}_\alpha$	$d, \text{Å}$	Содержание	
					MgCO_3 , мол. %	фазы, %
0-1	Арагонит		26.168	3.407		8.0
	Кальцит		29.451	3.035	0	14.7
	Mg-кальциты	1	29,756	3.004	11	68.3
		2	30.564	2.926	36	4.0
3		30.830	2.905	43	5.0	
24-25	Арагонит		26.195	3.403		19.0
	Mg-кальциты	1	29.485	3.031	2	19.0
		2	29,731	3.006	10	19.0
		3	30.568	2.926	36	20.0
4		30.789	2.905	43	23.0	
64-65*	Арагонит		26.175	3.406		21.5
	Mg-кальциты	1	29.497	3,023	4.5	20.0
		2	29.658	3.008	9.5	28.0
		3	30.029	2.968	23	8.0
		4	30.451	2.933	34	12.0
5		30.654	2.912	41	10.5	
83-84*	Арагонит		26.201	3.403		19.6
	Mg-кальциты	1	29.516	3.028	3	8.8
		2	29.730	3.006	10	30.2
		3	30.473	2.935	33.5	26.0
4		30.688	2.915	40	15.4	
118-119*	Арагонит		26.125	3.412		23.0
	Mg-кальциты	1	29.454	3.028	3	10.0
		2	29.658	3.008	9.5	30.5
		3	30.067	2.983	18	12.5
		4	30.370	2.940	32	14.7
5		30.587	2.914	40.5	9.3	
150-151*	Mg-кальцит	1	29.540	3.025	3.5	100

Примечание. В образцах, помеченных звездочкой *, присутствует родохрозит в следовых количествах ($d_{104}=2.84\text{Å}$).

В отличие от оз. Цаган-Тырма в эвапоритовой части разреза оз. Холбо-Нур постоянно присутствует арагонит (кроме интервала 169-184 см). Его содержание в среднем составляет около 20% от суммы карбонатов, с максимумом 30-33% в интервале 96-117 см и минимумом 3-5% в кровле разреза (рис. 4.13). Арагонит характеризуется повышенными значениями межплоскостных расстояний, в частности d_{111} (табл. 4.3), это обстоятельство, по-видимому, связано с входением Sr в позиции Ca. Ввиду отсутствия в керновом материале хоть сколько-нибудь заметного количества раковинчатой фауны, можно предполагать преимущественно хомогенное происхождение арагонита. Соосаждению значительного его количества совместно с

Mg-кальцитами благоприятствует геохимическая специфика вод оз. Холбо-Нур, а именно повышенные концентрации ионов Mg^{2+} и пониженная карбонатная щелочность.

Изучение минералогии и кристаллохимии карбонатов в осадках оз. Холбо-Нур позволило выделить 6 стадий его эволюции (рис. 4.13). Начальная стадия I формирования озера (169-184 см, предположительно, бореал или самое начало атлантика) отличалась драматическим характером: карбонатные осадки перемешаны с грубообломочными терригенными отложениями и перекрыты ими. Карбонаты, на долю которых приходится не более 30% вещественного состава осадка, практически нацело сложены высоко-Mg кальцитами, что указывает на высокое Mg/Ca отношение в воде озера, а отсутствие арагонита – на ее повышенную щелочность. Стадия II (142-152 см, первая половина атлантического периода) отвечает фазе гумидизации и максимального обводнения котловины оз. Холбо-Нур. Доминирующие в осадке карбонаты представлены в основном низко-Mg кальцитами (рис. 4.14, табл. 4.3, обр. 150-151 см), лишь в верхней части интервала с небольшой примесью арагонита (<10%). Подобный состав карбонатов свидетельствует о низкой минерализации, умеренной карбонатной щелочности и высоком уровне стояния вод озера. Отсутствие карбонатов в инт. 135-142 см может служить признаком кратковременного раскрытия бассейна, обусловленного тектоническими причинами, когда в котловину вместе с пресными водами активно поступал терригенный материал. На протяжении стадии III (85-135 см, вторая половина атлантического периода) условия в озере не были стабильными. Среди Mg-кальцитов продолжают преобладать низко-Mg и промежуточные разновидности, однако их доля в общем количестве карбонатов стала вдвое меньше (рис. 4.14, табл. 4.3, обр. 118-119 см). Обращают на себя внимание самое высокое в разрезе содержание арагонита (пониженная щелочность вод) и его противофазные отношения с низко-Mg кальцитами (рис. 4.13). Карбонатная запись демонстрирует заметные и частые колебания в распределении высоко-Mg кальцитов. Нестабильность климатических условий в Приольхонье в конце атлантического периода отмечалась и ранее при расшифровке климатической записи из осадочного разреза оз. Цаган-Тырм.

Граница между стадиями III и IV отвечает переходу от атлантического периода к суббореальному. В самом начале стадии IV заметно растет количество высоко-Mg кальцитов и падает содержание арагонита, что является следствием отрицательного водного баланса озера, сопровождающегося повышением минерализации вод и карбонатной щелочности (рис. 4.14, табл. 4.3, обр. 83-84 см). К концу стадии IV ситуация аридность климата региона постепенно смягчается, о чем можно судить по плавному уменьшению количества высоко-Mg кальцитов (рис. 4.13, табл. 4.3, обр. 64-65 см). Стадия V (7-45 см) охватывает конец суббореального и большую часть субатлантического периодов. В водоеме усиливается осаждение высоко-Mg кальцитов, отлагается гипс (рис. 4.13, 4.14, табл. 4.3, обр. 24-25 см). Озеро находилось в

состоянии сильного обмеления, причиной которого явилось уменьшение разгрузки питающих подземных вод вследствие аридизации климата. О неблагоприятных природных условиях свидетельствует не только высокое Mg/Ca отношение, но и резкое повышение в осадке Sr/Ca отношения, являющегося показателем солености вод (рис. 4.15). Усилилась ветровая деятельность, о чем можно судить по количеству принесенного с водосбора и отложенного в озерной котловине биотита. В это время соседнее более соленое и меньшего размера оз. Цаган-Тырм находилось в состоянии полного усыхания, имел место продолжительный перерыв в осадконакоплении. Последняя стадия VI в развитии оз. Холбо-Нур (0-7 см), длительностью от ~700 л.н. до настоящего времени, характеризуется значительным преобладанием в осадке низкомагнезиальных разновидностей кальцитов с примесью стехиометрического кальцита (рис. 4.14). Климатические условия в регионе улучшаются, озеро вновь начинает обводняться, снижаются его минерализация и карбонатная щелочность, вплоть до современных параметров, приведенных выше.

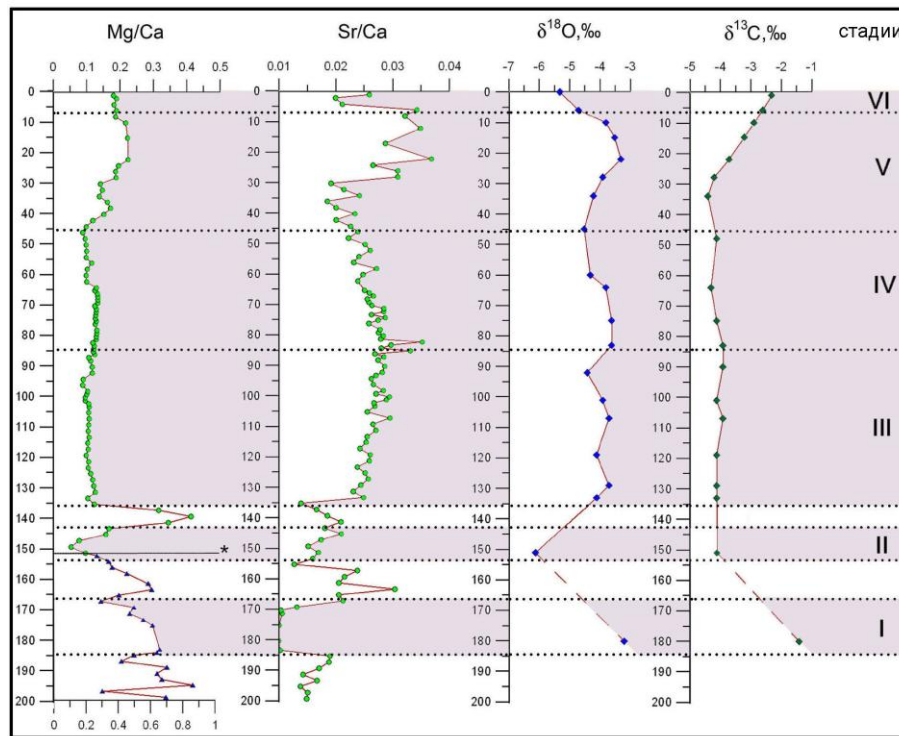


Рис. 4.15. Геохимические и изотопные индикаторы климата голоцена в Приольхонье из осадочного разреза оз. Холбо-Нур. Звездочкой (*) отмечен интервал распределение Mg/Ca отношения с другой ценой деления шкалы.

Анализ стабильных изотопов кислорода и углерода в карбонатных осадках оз. Холбо-Нур показал, что $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ принимают только отрицательные значения. При относительно небольших вариациях в средней части, в подошве и кровле разреза наблюдаются резкие аномалии в их поведении (рис. 4.15). В целом отрицательные значения $\delta^{18}\text{O}$ показывают, что контролером выступает приток свежих метеорных вод, обогащенных легким изотопом

кислорода. Самое низкое значение ($-6,1\text{‰}$) $\delta^{18}\text{O}$ принимает в стадию II с высоким уровнем стояния вод озера, самое высокое значение ($-3,2\text{‰}$) в стадиях I и V, когда озеро было мелководным, процесс испарения превалировал над притоком, обогащая поверхностные воды тяжелым изотопом кислорода. Отрицательные и довольно низкие в середине разреза значения $\delta^{13}\text{C}$ указывают на то, что растворенный неорганический углерод, из которого происходило осаждение карбонатов, был сформирован из источников легкого углерода. Обогащение тяжелым изотопом ^{13}C вод озера в стадию I происходит, по-видимому, в результате поглощения ^{12}C при фотосинтезе за счет первичной органической продуктивности мелководного озера. В закрытых водоемах, как правило, наблюдается синхронное изменение величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ и расхождение трендов во второй половине стадии V и в стадию VI является следствием фундаментальных изменений в жизни озера (рис. 4.15). Результаты анализа $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ находятся в полном соответствии с данными об эволюции озера Холбо-Нур в голоцене, полученными из карбонатной записи.

В палиноспектрах выделенных стадий 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 – в наличии представителей лесных формаций в прошлое и настоящее время на прилегающих территориях. Открытость территории и близость лесов способствуют ветровому заносу пыльцы деревьев (особенно сосны, пыльца которой обладает наибольшей летучестью из хвойных), что нашло отражение в субрецентных спектрах. Вероятно, в голоцене при усилении ветровой деятельности (особенно в стадиях V и VI), происходило обогащение осадка пылью сосновых лесов со стороны Приморского хребта.

4.5. Озеро Намши-Нур

Оз. Намши-Нур самое большое в Приольхонье (рис. 4.16), площадь его водного зеркала составляет около $1,8 \text{ км}^2$, водосборного бассейна – 12 км^2 , средняя глубина – $6,0 \text{ м}$ (Солотчина и др., 2011). Озеро бессточное, минерализация вод невысокая ($1,809 \text{ г/л}$), $\text{pH}=9.2$, карбонатная щелочность $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^- = 784 \text{ мг/л}$. Воды относятся к хлоридно-сульфатному натриево-магниевому типу и имеют следующий ионный состав (мг/л): Cl^- (84), SO_4^{2-} (450), Na^+ (244), Mg^{2+} (165), K^+ (73), Ca^{2+} (9).

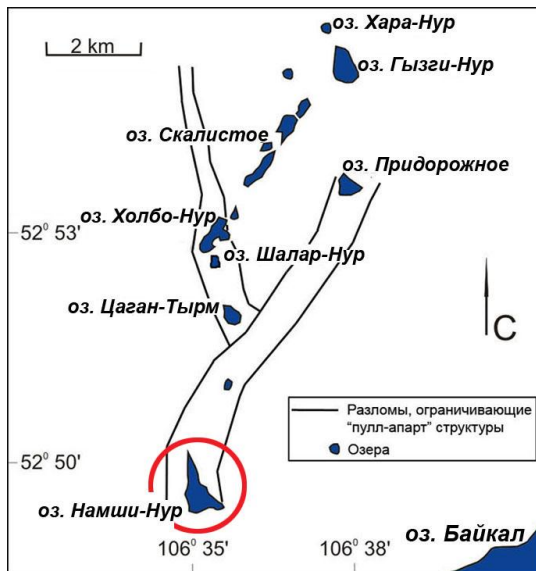


Рис. 4.16. Озеро Намши-Нур на схеме расположения Тажеранских озер.

По данным радиоуглеродного датирования карбонатного материала осадков, озеро сформировалось ~8000 л.н. (^{14}C), т.е. во второй половине бореального периода. Осадочный разрез (длина керна 367 см) вскрыт в центральной части озера в точке с координатами $52^{\circ}49'98''\text{ N}$, $106^{\circ}34'97''\text{ E}$. Нижняя терригенная часть разреза (210–367 см) сложена разномерными несортированными осадками, включающими щебень, гравий, песок различной размерности, алеврит и пелит. В верхней эвапоритовой преимущественно карбонатной толще (0–210 см) преобладают сероцветные алевропелиты (рис. 4.17).

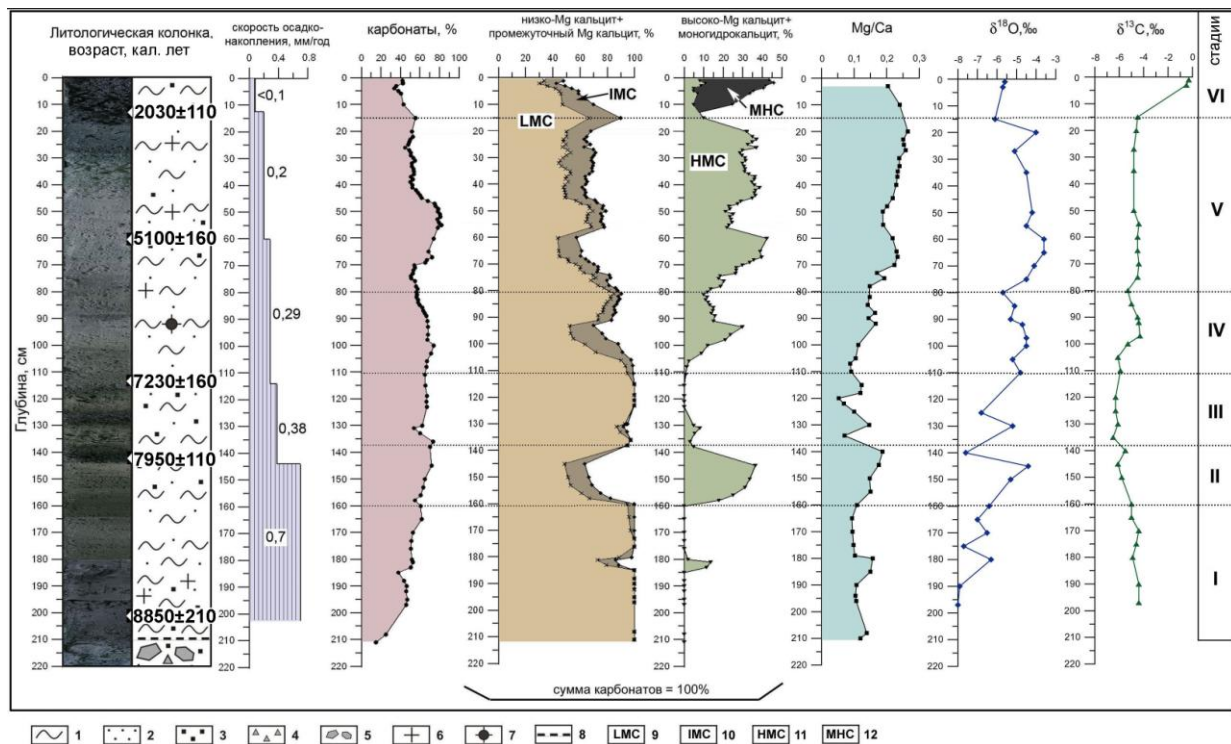


Рис. 4.17. Литологическая колонка голоценового разреза осадков озера Намши-Нур, возрастная модель, средние скорости осадконакопления, распределения карбонатных минералов, Mg/Ca отношение, $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$. Условные обозначения: 1 – пелит, 2 – алеврит, 3 – песок, 4 – гравий, 5 – щебень, 6 – диатомеи, 7 – конкреции, 8 – нижняя граница эвапоритов, 9 – низкомагнезиальный кальцит, 10 – промежуточный магнезиальный кальцит, 11 – высокомагнезиальный кальцит, 12 – моногидрокарбонат.

Повсеместно наблюдается примесь песчаного материала, изредка превышающая 20% осадка. Текстура отложений в основном массивная, участками грубослоистая, комковатая;

встречаются прослой черного цвета. Осадки водонасыщенные, особенно в кровле разреза: если на глубине от 30 до 210 см относительная влажность составляет 20-35%, то в верхних 20 см наблюдается ее резкое увеличение от 65 до 95% в поверхностном слое. Гранулометрический лазерный анализ терригенного компонента осадков эвапоритового разреза показал, что в верхней половине он в целом более тонкозернистый. Так, если в верхних горизонтах примесь алевритового материала составляет 11-25%, песчаного – 0,5-12%, то в нижних эти цифры могут возрастать до 39% и 23%, соответственно.

Методами XRD анализа и ИК-спектроскопии был изучен минеральный состав около 130 образцов. Терригенные отложения, залегающие в интервале 210-367 см, сложены кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, биотитом, амфиболом и каолинитом. В большинстве образцов эвапоритовой толщи доля карбонатов по данным ИК-спектроскопии составляет около 60% от вещественного состава осадка (рис. 4.17). Максимальное содержание карбонатных минералов (~80%) установлено в интервале 50-55 см, минимальное (~20%) – в подошве разреза. Основной сопутствующий минерал – биотит, в подчиненных количествах присутствуют плагиоклаз, кварц, амфибол, каолинит, иногда гипс, калиевый полевой шпат и хлорит. Органический компонент слагает небольшую долю осадка (~5-7%) и меняется от образца к образцу в указанных пределах. Методом моделирования XRD спектров среди карбонатных минералов донных отложений оз. Намши-Нур установлены Mg-кальциты от низко- до высокомагнезиальных, а также моногидрокальцит в кровле разреза (рис. 4.18, табл. 4.4).

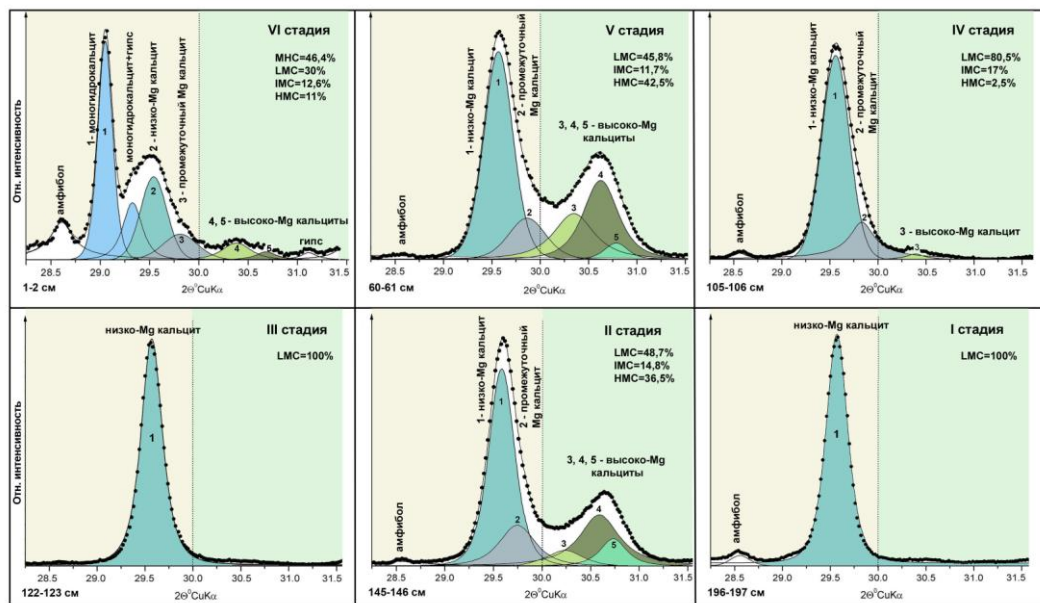


Рис. 4.18. Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов в осадках оз. Намши-Нур. LMC – низкомагнезиальный кальцит, IMC – промежуточный магнезиальный кальцит, HMC – высокомагнезиальный кальцит, MHC – моногидрокальцит. Общее содержание карбонатов в образце принимается за 100%. Содержания отдельных фаз см. табл. 4.4.

Таблица 4.4. Параметры модельных XRD профилей карбонатов ряда образцов осадков оз. Холбо_Нур, представленных на рис. 4.18

Глубина, см	Карбонаты	№ линии	$2\theta^\circ \text{CuK}\alpha$	$d, \text{Å}$	Содержание	
					MgCO ₃ , мол. %	фазы, %
1-2	Моногидро- кальцит	1	29.050	3.074	0	46.4
	Низко-Mg кальцит	2	29.541	3.024	3.5	30.0
	Промежуточный Mg кальцит	3	29.810	2.997	12.5	12.6
	Высоко-Mg кальциты	4 5	30.381 30.681	2.942 2.914	31.2 41.5	7.8 3.2
60-61	Низко-Mg кальцит	1	29.550	3.023	3.75	45.8
	Промежуточный Mg кальцит	2	29.864	2.992	14.5	11.7
	Высоко-Mg кальциты	3	30.347	2.945	30.2	16.6
		4 5	30.625 30.785	2.920 2.908	39.5 43.0	22.9 3.0
105-106	Низко-Mg кальцит	1	29.557	3.022	4.0	80.5
	Промежуточный Mg кальцит	2	29.830	2.994	13.0	17.0
	Высоко-Mg кальцит	3	30.389	2.942	31.2	2.5
122-123	Низко-Mg кальцит	1	29.555	3.022	4.0	100
145-146	Низко-Mg кальцит	1	29.544	3.024	3.5	48.7
	Промежуточный Mg кальцит	2	29.745	3.004	11.0	14.8
	Высоко-Mg кальциты	3	30.218	2.957	25.2	5.8
		4 5	30.590 30.733	2.921 2.909	39.5 42.5	23.2 7.5
196-197	Низко-Mg кальцит	1	29.568	3.022	4.0	100

На основании минералого-кристаллохимического изучения карбонатов выделено шесть стадий эволюции озера (рис. 4.17). Стадия I (160–210 см) соответствует второй половине бореала. Для стадии характерны высокая средняя скорость седиментации ~0,7 мм/год и постепенное увеличение содержания карбонатов вверх по разрезу - от 20% до 60% вещественного состава осадков (рис. 4.17). В этот период осаждаются преимущественно низко-Mg кальцит (рис. 4.18, табл. 4.4, обр. 196-197 см), что служит показателем высокого уровня стояния вод озера, их слабой минерализации, умеренной карбонатной щелочности, и, соответственно, повышенной влажности климата. Высокая скорость седиментации объясняется, по-видимому, интенсивным привнесом терригенного материала с территории водосбора, по крайней мере, на начальном этапе формирования изучаемой толщи. В стадию II (137-160 см),

охватывающую конец бореального периода, ассоциация карбонатных минералов становится сложной, причем очень стремительно. Разложение XRD спектров показало, что в это время осаждается серия высоко-Mg кальцитов, появляется в заметных количествах промежуточный Mg-кальцит, доля низко-Mg кальцита существенно уменьшается (рис. 4.18, табл. 4.4, обр. 145-146 см). Подобные изменения в составе карбонатов свидетельствуют о внезапной и резкой смене климатических условий от гумидных к аридным. Стадия III (105-137 см) приходится на первую половину атлантического периода и является периодом высокой обводненности озерной котловины. Карбонаты, составляющие около 60% вещественного состава осадка, практически нацело сложены низко-Mg кальцитом (рис. 4.18, табл. 4.4, обр. 122-123 см). В стадию IV (80-110 см), соответствующую второй половине атлантического периода, в озере, помимо низко-Mg кальцитов, вновь осаждаются промежуточные и высоко-Mg кальциты. Однако в отличие от стадии II изменения в составе карбонатов носят постепенный характер, начинаясь с появления в осадках промежуточного Mg-кальцита (рис. 4.17, 4.18, табл. 4.4, обр. 105-106 см). Содержание высоко-Mg кальцитов достигает 30% от суммы карбонатов в середине стадии и опускается до 10% на атлантико-суббореальном рубеже. Стадия V (15-80 см) – самая продолжительная, она охватывает весь суббореальный период (рис. 4.17), в целом более сухой и холодный, нежели атлантический. Ее начало характеризуется максимальным в разрезе содержанием высоко-Mg кальцитов – более 40% от суммы карбонатов (рис. 4.18, табл. 4.4, обр. 60-61 см). К середине суббореала (50-55 см) климатические условия на короткое время смягчаются, содержание высоко-Mg кальцита падает вдвое против начального периода (рис. 4.17), в то же время карбонатная седиментация здесь максимальна, что может быть отчасти обусловлено сокращением поступления терригенного материала. Вторая половина стадии V характеризуется ростом аридности, о чем можно судить по усилившемуся осаждению высоко-Mg кальцитов. К концу стадии, однако, ситуация меняется на противоположную, отмечается рост содержания низкомагнезиальных и промежуточных разновидностей карбонатов (рис. 4.17), что указывает на увеличение атмосферной увлажненности и смягчении климата. Последняя стадия VI (0-15 см), соответствующая субатлантическому периоду, отличается от всех предыдущих не только самой низкой скоростью седиментации (<0,1 мм/год), но и присутствием в осадках, в том числе и современных, наряду с Mg-кальцитами метастабильного моногидрокальцита (рис. 4.18, табл. 4.4, обр. 1-2 см). Существенное влияние на его формирование и стабилизацию оказывает ряд органических и неорганических примесей, присутствие которых значительно расширяет диапазон условий осаждения этого карбоната, тем самым несколько обесценивая его индикаторные возможности при проведении палеоклиматических реконструкций. Тем не менее, поскольку одним из условий стабилизации моногидрокальцита является высокий уровень биологической активности среды, его

присутствие в озерных осадках может служить косвенным подтверждением потепления климата, способствующего активизации процессов фотосинтеза водной растительности и накопления примесей, необходимых для сохранения этого минерала.

Анализ распределений стабильных изотопов кислорода и углерода в карбонатных осадках оз. Намши-Нур показал, что $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ принимают только отрицательные значения. При общей тенденции к росту $\delta^{18}\text{O}$ от подошвы к кровле разреза (усиление аридности климата), на отдельных участках наблюдаются довольно резкие аномалии в его поведении (рис. 4.17). В целом же отрицательные значения $\delta^{18}\text{O}$ свидетельствуют о том, что контролером выступает приток свежих метеорных вод, обогащенных легким изотопом кислорода. Наблюдается явная корреляция значений $\delta^{18}\text{O}$ с содержанием высоко-Mg кальцитов. Минимальные значения ($-8,0\text{‰}$ и $-7,6\text{‰}$) $\delta^{18}\text{O}$ принимает в те периоды, когда осаждение высоко-Mg кальцитов практически не происходит (влажный климат). Максимальные значения $\delta^{18}\text{O}$ от $4,4\text{‰}$ до $-3,6\text{‰}$ обнаружены в стадии II и V – периоды наибольшего иссушения климата по данным карбонатной летописи. Эти стадии, вероятно, соответствуют самым мелководным фазам в жизни озера (процесс испарения превалирует над притоком) и характеризуются не только ростом отношения Mg/Ca (рис. 4.17), но и двукратным увеличением относительно стадий I и III Sr/Ca отношения, являющегося показателем солености водоема. Содержание $\delta^{18}\text{O}$ в последнюю стадию падает, что указывает на положительный водный баланс озера и, соответственно, некоторое смягчение аридности климата региона. Самые низкие значения ($-6,5\text{‰}$) $\delta^{13}\text{C}$ принимает в стадию III (рис. 4.17), что, скорее всего, обусловлено притоком метеорных вод, обогащенных ^{12}C . Увеличение содержания в водах озера тяжелого изотопа ^{13}C в стадию VI ($\delta^{13}\text{C} \rightarrow 0$), происходит в результате извлечения ^{12}C в процессе фотосинтеза и превращения его в $\text{C}_{\text{орг}}$ при усилении первичной биологической продуктивности озера. Это обстоятельство вполне согласуется с присутствием в осадках моногидрокальцита.

4.6. Выводы

Сопоставление результатов комплексных литолого-минералогических, кристаллохимических, геохимических, изотопных, диатомовых, палинологических и других исследований терригенно-эвапоритовых отложений трех малых минеральных озер Тажеранской системы позволили сделать следующие выводы о климате и обстановках седиментации, господствовавших на территории Приольхонья в голоцене.

Полученные возрастные модели показывают, что карбонатное (т.е. собственно озерное) осадконакопление началось в котловинах Тажеранской степи не ранее второй половины бореала. Эвапоритовые толщи во всех трех случаях подстилаются разнообломочными

отложениями с большой долей грубой фракции. По петрографическому составу они соответствуют коренным породам водосбора, и, по всей видимости, являются результатом проявления процессов разломной тектоники.

О климате второй половины бореального периода можно судить по результатам изучения осадков оз. Намши-Нур (оз. Цаган-Тырм в этот период еще не существовало как бассейн с карбонатной седиментацией, а в осадках оз. Холбо-Нур наблюдаются следы тектонической активности, искажающие палеоклиматическую запись). Среди карбонатных минералов нижней части разреза оз. Намши-Нур наблюдается резкое преобладание низкомагнезиальных разновидностей кальцита; высоко-Mg кальциты появляются в заметных количествах ближе к концу бореала, причем на достаточно короткое время (около 350 лет). Соответствующий умеренный рост демонстрирует Mg/Ca-отношение. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в целом довольно низки, но также показывают определенный тренд к увеличению вверх по разрезу. Все эти признаки свидетельствуют о достаточно высоком уровне стояния озерных вод, их слабой минерализации, умеренной карбонатной щелочности, и, соответственно, повышенной влажности климата на протяжении почти всего описываемого периода.

Начало атлантического периода по палеоклиматическим записям всех трех озер характеризуется как период господства сравнительно теплого и влажного климата. Среди карбонатов существенно доминируют низкомагнезиальные разновидности кальцитов, которые осаждаются в условиях сравнительно высокой обводненности бассейнов, умеренной насыщенности вод по карбонатам и умеренной солености. Отмечаются в целом пониженные значения содержаний тяжелых изотопов кислорода и углерода, а также довольно низкие Mg/Ca-отношения. В оз. Цаган-Тырм наблюдается расцвет планктонных видов диатомей.

Заметной нестабильностью отличались природно-климатические обстановки региона во второй половине атлантического периода. Особенно четко эта нестабильность проявлена в распределениях карбонатов озер Цаган-Тырм и Холбо-Нур, где отмечаются частые противофазные колебания содержаний магнезиальных кальцитов. В осадках оз. Цаган-Тырм появляется арагонит в переменных количествах, а в отложениях оз. Холбо-Нур, где арагонит присутствует постоянно, его содержание возрастает. В оз. Намши-Нур начинают осаждаться промежуточные и высоко-Mg кальциты. В осадках всех трех водоемов отмечаются умеренные значения отношений Mg/Ca, возрастающие к верхней границе периода, и не самая высокая соленость, о чем свидетельствуют средние величины Sr/Ca отношений, также постепенно растущие вверх по разрезу.

Начало суббореального периода (ок. 5000 л.н. ^{14}C), который для Сибирского региона считается более сухим и холодным, чем атлантический, характеризуется резким ростом содержания в осадках всех трех озер высокомагнезиальных разновидностей карбонатов ряда

кальцит-доломит. Особенно наглядно этот рост проявлен в отложениях оз. Цаган-Тырм, где доля высоко-Mg кальцитов и Ca-избыточных доломитов достигает 90-95% от суммы карбонатов. В разрезах фиксируется тенденция к росту Mg/Ca и Sr/Ca отношений, а также величины $\delta^{18}\text{O}$ (процесс испарения превалирует над притоком). Однако максимальная аридизация климата Приольхонья в голоцене приходится на вторую половину суббореала – начало субатлантика. Наиболее ярко этот факт отражен в осадочной летописи оз. Цаган-Тырм, где на глубине 7-12 см (радиоуглеродный возраст ~3400 л.н.) наблюдаются отчетливые признаки перерыва в осадконакоплении и суходольного состояния котловины. Иссущение климата сопровождалось усилением эоловых процессов, на что указывает рост содержания биотита в отложениях. Незначительная мощность перекрывающих осадков свидетельствует о том, что озерная котловина вновь заполнилась водой до современного состояния лишь в самом конце субатлантического периода. Судя по осадочной летописи оз. Холбо-Нур, ослабление аридности климата региона началось около 700 л.н. В водоеме активно отлагаются низкомагнезиальные кальциты, в осадках наблюдается снижение отношений Mg/Ca и Sr/Ca, а также величины $\delta^{18}\text{O}$. Все эти признаки указывают на рост обводненности озера, снижение его минерализации и карбонатной щелочности, вплоть до современных параметров.

Глава 5. КРУПНЕЙШИЕ ОЗЕРА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ: БАЙКАЛ И ХУБСУГУЛ И МАЛОЕ ВЫСОКОГОРНОЕ ОЗЕРО ХИКУШКА

Работа, посвященная изучению донных осадков озер Центральной Азии, безусловно, была бы неполной без рассмотрения двух крупнейших пресноводных бассейнов Байкальской рифтовой зоны (БРЗ): Байкала и Хубсугула. Как уже отмечалось ранее, реакция обширных и глубоких внутриконтинентальных водоемов на природно-климатические изменения, особенно короткопериодические, в значительной степени «сглажена» и не настолько выразительна, насколько это характерно для мелководных озер. Тем не менее, очевидно, что и в этом случае климатические флуктуации находят определенный отклик в составе и строении осадочных толщ. В настоящем исследовании предлагается рассмотреть характерные особенности этого отклика на примере позднечетвертичных отложений озер Байкал и Хубсугул. Дополнительно рассматриваются донные осадки оз. Хикушка, расположенного в высокогорной зоне Восточного Саяна, которое, хотя и относится к малым, однако имеет сравнительно большую глубину и сходный тип позднеплейстоцен-голоценового разреза.

5.1. Озеро Байкал

Байкальская впадина – центральный сегмент БРЗ, составляющий около 1/3 ее полной длины, т.е. ~ 680 км. Она находится на стыке докембрийского Сибирского кратона и палеозойского Саяно-Байкальского складчатого пояса (Логачев, 1999). Своим возникновением Байкальская депрессия обязана процессам рифтогенеза, и в ее эволюции выделяют 2 стадии: протобайкальскую (олигоцен – ранний плиоцен) – 30-3,5 млн. лет и необайкальскую или собственно-байкальскую (плиоцен – голоцен) – 3,5 млн. лет - наше время (Мац, 2001). Горное обрамление впадины представлено: на западе и северо-западе – Приморским и Байкальским хребтами, на востоке и юго-востоке – хребтами Хамар-Дабан, Улан-Бургасы, Баргузинский, Северо-Муйский (Логачев и др., 1974). Характерной чертой Байкальской депрессии является ее выраженная поперечная асимметрия. Северо-западный борт образован Обручевским сбросом с вертикальными амплитудами до 2,5 км, поэтому он имеет крутизну в среднем 30-35°. Противоположный, юго-восточный борт сформирован более плавным тектоническим изгибом, местами осложненным сдвигами и сбросами, его средняя крутизна составляет 7-10° (Ламакин, 1968). Само оз. Байкал простирается в длину на 636 км при ширине от 24 до 80 км (рис. 5.1). Площадь его водной поверхности составляет 31722 км², длина береговой линии около 2000 км,

объем – 23615 км^3 (Бухаров, 2001). Высотная отметка уреза воды Байкала равна 456-457 м над уровнем моря.

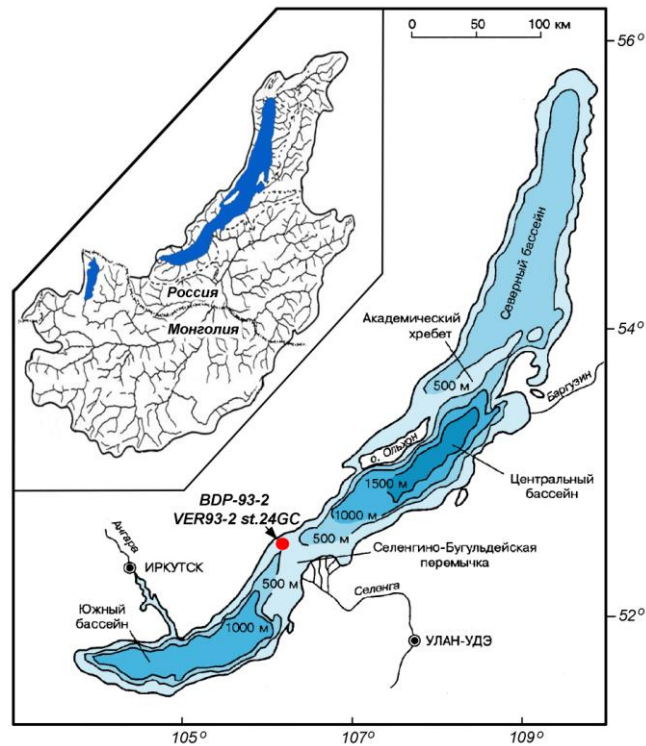


Рис. 5.1. Схематическая батиметрическая карта оз. Байкал (Кузьмин и др. 2001). Показано место отбора кернов BDP-93-2 и VER93-2 st.24GC. На врезке - водосборный бассейн оз. Байкал (Князева, 1954).

Морфологически озеро представляет собой комбинацию трех котловин различной глубины, разделенных поднятиями. Северная котловина с глубинами до 900 м отделена от наиболее глубоководной Центральной котловины (максимальная глубина 1642 м) подводным Академическим хребтом, имеющим тектоническую природу. Центральная и Южная котловины (максимальная глубина последней ~1400 м) отделены друг от друга Селенгино-Бугульдейской перемычкой – седиментационно-тектонической структурой, в строении которой главную роль играют отложения р. Селенга.

Площадь водосборного бассейна составляет около $540\,000 \text{ км}^2$, причем 85% его территории находится восточнее и южнее озера (рис. 5.1, врезка). Точное количество водотоков, впадающих в Байкал в настоящее время не известно. Натурные подсчеты, проведенные еще в XIX столетии экспедициями И.Д. Черского, выявили 336 постоянных водотоков. В дальнейшем эту цифру пытались уточнить путем подсчета распадков по крупномасштабным картам и аэрофотоснимкам, однако эти исследования давали слишком большой разброс – от 544 до более 1100 постоянных и временных притоков. В связи с современными климатическими тенденциями можно предполагать, что количество притоков Байкала постепенно сокращается, однако этот вопрос требует отдельного изучения (Галазий,

1987). Наиболее крупными водотоками, впадающими в озеро, являются р. Селенга (более 50% водного прихода), а также реки Верхняя Ангара, Баргузин, Снежная, Кичера, Турка, Тья, Голоустная, Бугульдейка. Сток из озера осуществляется в его южной части через р. Ангара. По данным Б. П. Агафонова (1990), за год в Байкал в среднем поступает около 15,1 млн. т вещества. Величина выноса вещества Ангарой составляет около 6 млн. т/год (Вотинцев, Толмачева, 1965), и, таким образом, в озере аккумулируется около 9 млн. т осадочного вещества в год.

Геохимия вод Байкала достаточно стабильна как по площади, так и по глубине бассейна. Общая минерализация незначительно колеблется около величины в 120 мг/л (Галазий, 1987). По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатным кальциевым, их состав показан в табл. 5.1.

Таблица 5.1. Современный состав вод оз. Байкал.

TDS, мг/л	pH	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺
		мг/л						
~120	7.5-8.3	66.4±4.7	5.3±0.3	0.43±0.02	16.4±1.6	3.0±0.3	1.0±0.2	3.34±0.5

Климатические особенности региона были подробно рассмотрены в главах, посвященных малым озерам Прибайкалья и Забайкалья. Следует отметить, что огромная водная масса озера выравнивает сезонные перепады температур в пределах котловины, оказывая обогревающее воздействие в зимний период и, наоборот, несколько понижая среднюю температуру летом. В связи с этим, годовые амплитуды температуры воздуха над Байкалом существенно ниже, чем за его пределами (30-38°C против 40-50°C). В целом, открытая часть озера находится в пределах изотерм -16...-20°C (январь) и +8...+14°C (июль) (Байкал: атлас, 1993). Сами озерные воды достаточно холодные — температура поверхностных слоев даже летом не превышает +8...+9°C, лишь в отдельных заливах поднимаясь до +15°C (максимальная зафиксированная температура +23°C); температура глубинных слоев около +4°C. Влияние Байкала на побережье распространяется и на горные хребты, окружающие озеро. В теплое время охлаждающее влияние озера проявляется в среднем до высот 250–500 м над уровнем озера в зависимости от преобладающих ветров. В холодное время года, обогревающее воздействие Байкала прослеживается на расстоянии 2,0–2,5 км от озера, а по долинам рек – до 30–50 км (Галазий, 1987). Распределение атмосферных осадков по акватории и побережью озера крайне неравномерное, что обусловлено сложными условиями воздушной циркуляции и орографией региона. Так, если на северо-западном берегу, в Приольхонье и на о. Ольхон выпадает около 200 мм/год осадков, то на востоке и юго-востоке, на наветренных склонах

Баргузинского хребта и Хамар-Дабана может выпадать и 1200-1400 мм/год (Байкаловедение..., 2009).

По данным геофизических исследований мощность осадочной толщи в Байкальской впадине в ряде мест может превышать 7,5 км (Hutchinson et al., 1992). Первые керны верхних слоев осадков были получены с помощью грунтовых трубок в 70-х – начале 80-х годов прошлого столетия, что позволило установить их вещественный состав и скорости накопления (Донные осадки Байкала, 1970; Голдырев, 1982; Безрукова и др., 1991). Однако длительные байкальские осадочные последовательности оставались «terra incognita» вплоть до 1993 г., когда была пробурена первая глубоководная скважина в рамках международной программы «Baikal drilling project» (программа «Байкал-Бурение»). За 10 лет было проведено пять экспедиций, пробурено семь скважин на Селенгино-Бугульдейской перемычке, Академическом хребте и Посольской банке, и получено более 1500 м керна донных отложений возрастом 8 млн. лет (30 лет программе..., 2020). На материале проведенных исследований построены опорные континентальные разрезы, охватывающие временной интервал от плейстоцена до современности (Коллектив участников..., 1995, 2000; BDP Members, 1997; Kashiwaya et al., 1997; Williams et al., 1997; Karabanov et al., 2000; Kuzmin et al., 2000; Кузьмин и др., 2001; Prokopenko et al., 2001, 2002; Глобальные и региональные изменения..., 2008; Солотчина, 2009; 30 лет программе..., 2020; и др.). В настоящей работе приводятся результаты изучения голоцен-позднеплейстоценовой части разреза байкальских осадков по кернам BDP-93-2 и VER93-2 st.24GC.

Оба керна подняты с глубины 354 м в точке с координатами 52°31'05" N., 106°09'11" E, расположенной на Селенгино-Бугульдейской перемычке (Бугульдейский тектонический блок), которая характеризуется сравнительно высокими темпами осадконакопления в гемипелагических условиях (0,12 – 0,2 мм/год) благодаря интенсивному привносу вещества реками Селенга и Бугульдейка (рис. 5.1). Скважина BDP-93-2 длиной 102 м была пробурена в 1993 г в ходе реализации проекта «Байкал-бурение». Мощность отложений, отвечающих временному интервалу сартанское оледенение – голоцен (MIS 2-1) составляет около 500 см, однако керн в интервале 145-190 см отсутствует (рис. 5.2) (Солотчина, 2009). К сожалению, как показало определение возраста, именно этот интервал соответствует переходу от плейстоцена к голоцену. Для уточнения строения позднечетвертичного разреза с помощью гравитационного пробоотборника был получен непрерывный керн VER93-2 st.24GC, вскрывший толщу осадков мощностью 472 см (рис. 5.3) (Маркова и др., 2018).

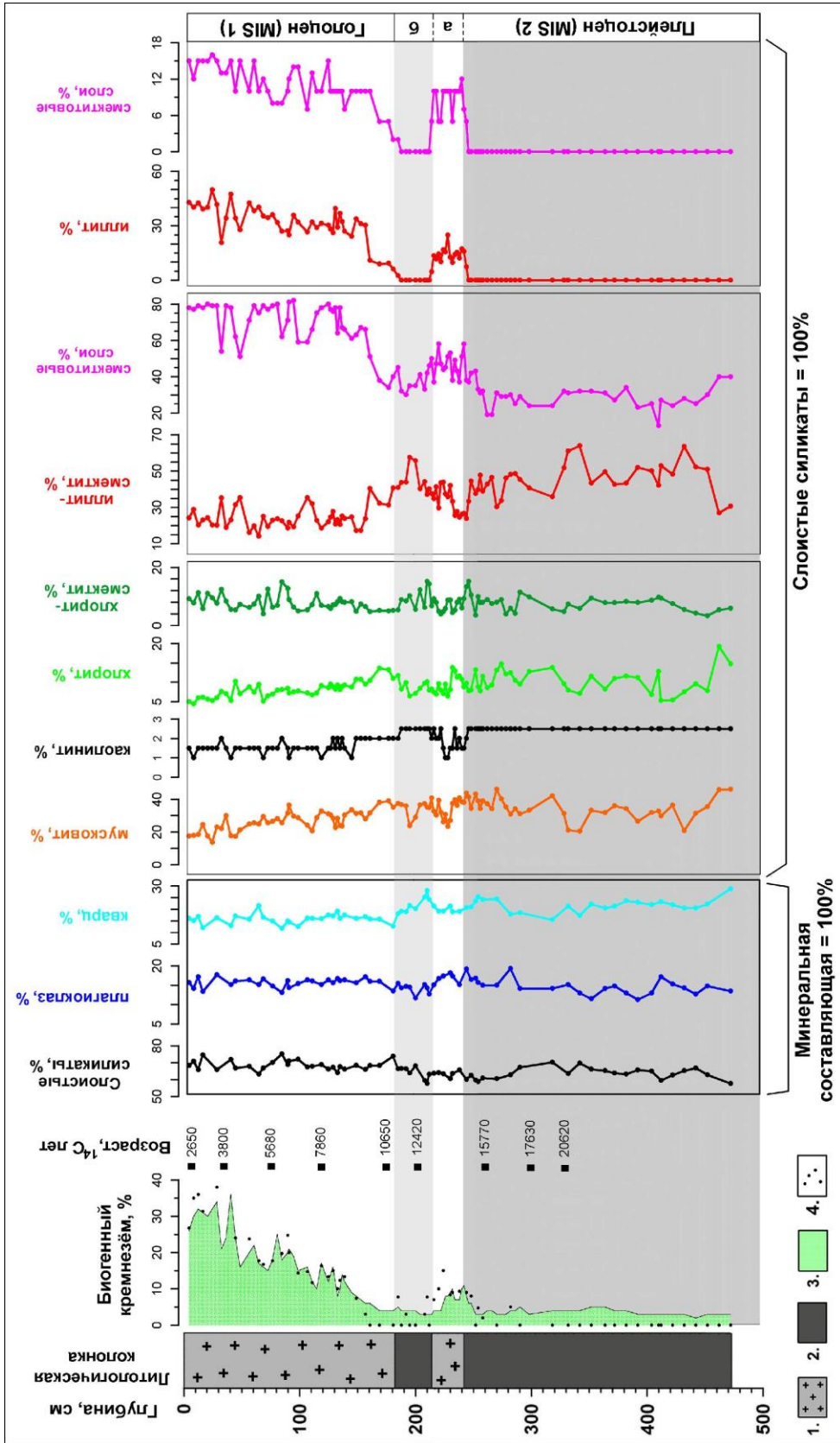


Рис. 5.3. Литологическая колонка, возрастная модель, распределения биогенного кремнезема и основных минеральных компонентов голоцен-позднелейстоценовых отложений оз. Байкал, вскрытых скв. VER93-2 st.24GC. Условные обозначения: 1 – диатомовый ил; 2 – бездиатомовая алевролитовая глина; 3 – SiO₂био по данным щелочной экстракции; 4 – SiO₂био по данным ИК-спектроскопии; а – потепление бёллинг-аллерёд; б – похолодание поздний дриас.

Литологический анализ керн показал, что разрез позднеплейстоцен-голоценовых отложений оз. Байкал состоит из двух частей. Нижняя часть (180-472 см) представлена преимущественно голубовато-серыми алевритистыми глинами, массивными и неяснослоистыми, с примесью песчаного материала, который присутствует как в рассеянном состоянии, так и в виде мелких линзочек. Отмечаются также отдельные зерна гравийной размерности; в незначительном количестве обнаружены створки диатомей, спикулы губок и остатки зоопланктона. Верхняя часть (0-180 см) сложена диатомовыми илами с различным содержанием биогенного кремнезема, цвет осадка зеленовато-серый; отмечаются следы биотурбации. Диатомей, содержание которых может достигать 40% объема осадка, присутствуют преимущественно в виде целых створок. Следует отметить, что в строении нижней, алеврито-глинистой части разреза, на уровне ~210-240 см выделяется интервал диатомового ила, весьма сходного по литологическим характеристикам с осадком, описанным для горизонта 0-180 см. Причины появления этого прослоя раскрываются при изучении возрастной модели разреза.

Радиоуглеродное датирование образцов из керн VER93-2 st.24GC показало последовательное увеличение возраста с глубиной (рис. 5.3), что свидетельствует о ненарушенности разреза (Karabanov et al., 2004, Prokopenko et al., 2007, Tarasov et al., 2007). Резервуарный эффект, рассчитанный по регрессионной линии, был оценен в 1588 лет (Karabanov et al., 2004). Граница между диатомовыми илами и алевритистыми глинами, проходящая на уровне 180 см имеет возраст около 10,6 тыс. лет ^{14}C и, очевидно, является рубежом плейстоцен/голоцен. В скважине BDP-93-2 этот участок керн отсутствует, однако определение возраста выше- и нижезалегающих осадков (рис. 5.2) подтверждает данный вывод (Prokopenko et al., 2001). Датирование подошвы диатомового горизонта в позднеплейстоценовой части разреза, на уровне 240 см, показало радиоуглеродный возраст 13,75 тыс. лет (рис. 5.2), что можно рассматривать, как начало потепления бёллинг-аллерёд, способствовавшего расцвету диатомей в оз. Байкал. Перекрывающие же диатомовый прослой алевритистые глины, имеющие возраст около 12,4 тыс лет ^{14}C (рис. 5.3) накапливались во время похолодания поздний дриас.

Изучение осадков кернов BDP-93-2 и VER93-2 st.24GC методами рентгеновской дифракции и ИК-спектроскопии показало, что в их составе, как на ледниковых интервалах, так и в межледниковья доминируют слоистые силикаты, которые составляют 58-73% минеральной компоненты. Среди неслоистых минералов преобладают кварц и плагиоклаз, калиевый полевой шпат и амфибол присутствуют в следовых количествах. Содержание кварца колеблется от 14 до 30% терригенной составляющей, плагиоклаза (преимущественно, альбита) – от 12 до 17%, причем нередко, особенно на холодных интервалах, их распределения находятся в противофазе

(рис. 5.2). Таким образом, гипотеза о доминирующей роли в байкальских осадках холодных периодов слабоизмененного обломочного материала, принесенного альпийскими ледниками (см., например, Карабанов, 1999; Карабанов и др., 2000) не находит своего подтверждения, по крайней мере, для сартанского оледенения и позднего дриаса, поскольку в этом случае содержание обоих минералов росло бы синхронно. Об этом же свидетельствует и практически полное отсутствие в отложениях стадии MIS 2 калиевых полевых шпатов, плагиоклазов не альбитового состава и биотита. Можно предполагать, что эти минералы подверглись существенному преобразованию еще в зоне гипергенеза, в частности, послужили источником глинистой компоненты осадка.

Как известно, присутствующие в осадочных толщах слоистые силикаты, а среди них – глинистые минералы, могут служить индикаторами физико-химических и природно-климатических обстановок седиментации (Коссовская, 1980; Дриц, Коссовская, 1990, 1991). Ассоциация слоистых силикатов в байкальских отложениях представлена иллитом, смешанослойными иллит-сметитами, слюдами, хлоритами и каолинитом (Солотчина и др., 2004; Солотчина, 2009; Solotchina et al., 2009). Методом моделирования их XRD профилей выявлены количественные соотношения этих минералов в разрезах, а также установлены кристаллохимические и структурные характеристики отдельных минеральных фаз (рис. 5.4, табл. 5.2) (Солотчина, 2009).

Мусковит, который в байкальских осадках имеет обломочный генезис, составляет от 15 до 40% слоистой компоненты, а его количество падает при переходе от плейстоцена к голоцену. Доминирующими же минералами среди слоистых силикатов почти всегда являются иллит и иллит-сметиты. Количество иллита изменяется от следов в плейстоцене до 50% в позднем голоцене. Содержание иллит-сметита в холодные периоды достигает 50-60% слоистого компонента, при этом концентрация смектитовых слоев относительно невелика (около 30%). В голоценовых отложениях количество иллит-сметита существенно ниже (15-30%), однако концентрация смектитовых слоев в структуре минерала может достигать 75-80%, совпадая с пиковыми значениями содержания биогенного кремнезема. Нетрудно заметить, что распределения иллит-сметита с одной стороны и иллита, а также смектитовых слоев в иллит-сметите – с другой, находятся в противофазе (рис. 5.2, рис. 5.3). Известно, что иллитизация смешанослойных иллит-сметитов связана с концентрацией смектитовых слоев в последних (Bethke, Altaner, 1986). Чем выше содержание смектитовых слоев, тем меньше фиксированного калия требуется, чтобы преобразовать иллит-сметит в иллит (Środoń et al., 1986; Дриц, Коссовская, 1990).

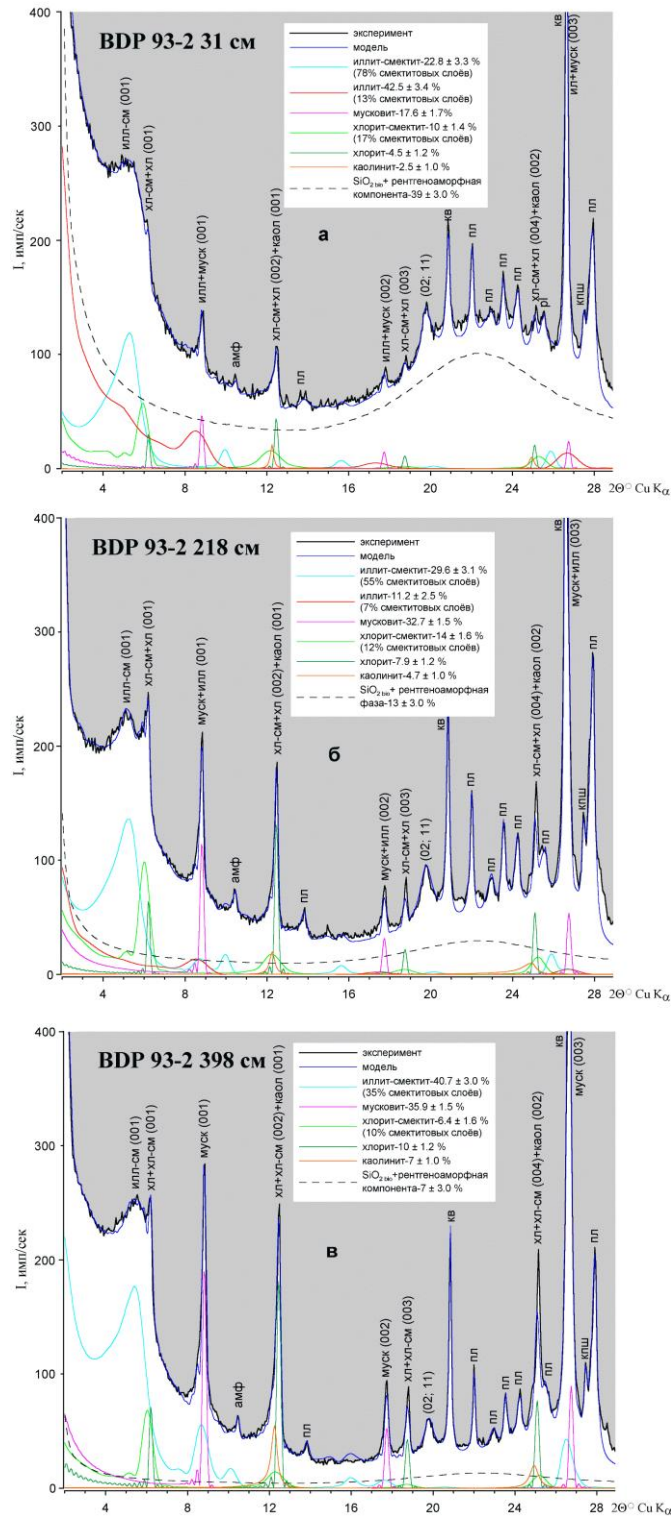


Рис. 5.4. Результаты моделирования XRD спектров голоцен-позднеплейстоценовых отложений оз. Байкал, вскрытых скв. BDP-93-2: а – голоцен (MIS 1), б - потепление бёллинг-аллерёд; в – поздний плейстоцен (MIS 2). Сумма слоистых силикатов = 100%. Образцы насыщены этиленгликолем. Амф – амфибол; ил-см – иллит-сметтит; каол – каолинит; кв – кварц; кпш – калиевый полево шпат; муск – муковит; пл – плагиоклаз; хл – хлорит; хл-см – хлорит-сметтит.

Таблица 5.2. Содержание минералов в абиогенной части голоцен-верхнеплейстоценовых осадков (МИС 1-2) озера Байкал, скв. BDP-93-2, Бугульдейская перемычка

Глубина, см	Минеральная компонента осадка												Морская изотопная стадия (MIS)	Период
	Неслоистые минералы		Слоистые силикаты											
	Кварц, %	Плагиоклаз, %	Иллит- сметит, %	Сметти- товые слои, %	Иллит, %	Сметти- товые слои, %	Муско- вит, %	Хлорит, %	Хлорит- сметит, %	Каоли- нит, %	∑ Слоистые силикаты, %	*∑ Глинистые минералы, %		
3	18,6	16,3	19,2	68	22,0	15	14,2	2,0	6,0	1,6	65,1	48,9	1	Голоцен
20	18,5	15,6	18,5	77	19,9	15	17,3	2,7	8,7	1,7	68,8	48,8		
31	14	13	16,0	78	29,8	17	12,3	3,2	7,0	1,8	70	54,5		
32	14,7	12,4	19,1	72	30,4	15	13,3	3,3	4,8	1,8	72,8	56,1		
33	15,6	13,8	11,9	78	36,4	15	11,6	3,3	5,6	1,8	70,6	55,6		
45	13,9	13,9	21,4	62	24,4	15	14,2	2,9	7,6	1,8	72,2	55,2		
50	15,8	16,2	17,4	59	20,7	15	16,0	4,1	8,0	1,7	68	47,8		
59	19,6	15,3	17,3	61	22,2	15	14,1	4,2	5,4	2,0	65,1	46,8		
80	19,4	13,1	13,8	57	24,4	10	12,4	4,9	10,0	2,0	67,5	50,2		
91	17,3	13,9	21,1	48	19,0	12	14,8	4,9	7,1	1,7	68,7	49,0		
111	17,1	15,9	20,6	46	16,5	10	12,3	4,7	10,7	2,3	67	50,0		
127	18,9	12,1	22,2	56	12,4	5	15,0	4,9	12,6	1,7	69	49,1		
137	18,3	15,4	21,8	47	13,3	10	14,3	5,1	10,5	1,3	66,3	46,9		
198	27	12,3	29,9	32	0,0	-	18,8	4,7	4,1	3,0	60,7	37,1	б	2
218	20	15	18,1	55	6,8	73	19,9	4,8	8,5	2,9	61	36,2	а	
222	20,3	16,3	20,0	52	10,7	10	16,5	4,6	8,7	3,0	63,4	42,3	2	
252	20	13,8	28,6	35	4,7	6	19,4	4,0	6,4	3,1	66,2	42,8		
372	23	14,8	29,0	32	2,4	3	16,7	3,2	5,9	5,0	62,2	42,4		
398	30	13	24,4	35	0,0	-	21,5	6,0	3,8	4,2	60	32,5		
450	29,5	12,3	23,9	33	0,0	-	17,8	4,6	7,8	4,1	58,2	35,9		
470	30,2	11,3	26,8	36	0,0	-	17,6	5,0	5,1	4,1	58,5	36,0		

*Примечание. ∑ Глинистые минералы = ∑ Слоистые силикаты – ∑ Обломочные (мусковит+хлорит).

Среднее содержание слоистых силикатов в MIS1 = 68%, MIS 2 = 61%.

Среднее содержание глинистых минералов в MIS 1 = 51%, MIS 2 = 38%.

Обозначения: а – потепление бёллинг-аллерёд; б – похолодание поздний дриас.

Очевидно, что формирование смешанослойных минералов в результате разложения полевых шпатов и слюд происходит как в холодном, так и в теплом климате. Однако структуры вторичных смешанослойных фаз существенно различаются в зависимости от природно-климатических обстановок. В холодные периоды, к которым относится и поздний плейстоцен, выветривание заканчивалось формированием иллит-сметита с высоким содержанием иллитовых слоев. Из-за недостатка смектитовых слоев дальнейшая иллитизация иллит-сметитов была невозможна, и первоначальный смешанослойный компонент отлагался в озере как есть. В голоценовое время формировались иллит-сметиты с повышенным содержанием смектитовых слоев, которые, в условиях господства теплого и влажного климата в водосборном бассейне частично преобразовывались в иллит.

Хлорит и хлорит-сметит содержатся в изученных байкальских отложениях в количестве 10-15% минеральной части. Для хорошо окристаллизованного хлорита, как и для мусковита, предполагается обломочное происхождение, а вот хлорит-сметит, содержащий в структуре 5-15% разбухающих смектитовых слоев, вероятнее всего, является продуктом преобразования биотита, широко распространенного в породах водосбора, но отсутствующего в озерных осадках. Распределения хлоритовых минералов в разрезах не показывают каких-либо отчетливых палеоклиматических сигналов, кроме широкого максимума содержания хлорит-сметита в скв. BDP-93-2 (рис. 5.2) отвечающего, по всей видимости, голоценовому климатическому оптимуму.

Каолинит является неотъемлемым компонентом байкальских осадков, однако количество его невелико – не более 5% минеральной части. Ранее предполагалось (Melles et al., 1995; Yuretich et al., 1999), что рост его содержания связан с потеплением климата. Однако исследования показали (Глобальные и региональные изменения..., 2008; Солотчина, 2009), что поведение каолинита в разрезах сходно с таковым у обломочных компонентов – т.е. в плейстоценовых осадках его содержание доходит до 5% валового состава проб, а в голоценовых диатомовых илах не превышает 2-3%. Так как обломочный генезис каолинита представляется сомнительным, подобное его распределение в осадках может быть связано с различным характером разложения мусковита в корях выветривания и почвах. В периоды межледниковья на территории водосбора происходит активное образование почв, в которых под действием органических кислот мусковит преобразуется в иллит и иллит-сметит. В холодное же время почвообразование угнетено в пользу образования кор выветривания, где каолинитизация мусковита – доминирующий процесс (Чекин, 1984). Следовательно, падение содержания каолинита в голоцене может означать интенсификацию почвообразования в водосборе оз. Байкал.

Таким образом, основными индикаторами палеоклиматических обстановок на территории байкальского водосбора среди слоистых силикатов являются содержание в осадках тонкодисперсного иллита и «индекс смектитовых слоев» - концентрация смектитовых слоев в иллит-смектите. Оба этих параметра имеют высокую степень корреляции с распределением биогенного кремнезема в плейстоцен-голоценовых разрезах (рис. 5.2, рис. 5.3). Некоторые другие критерии, такие как распределения обломочного мусковита, каолинита, а также неслоистых минералов (полевых шпатов) могут нести дополнительную информацию о климате региона и обстановках осадконакопления.

5.2. Озеро Хубсугул

Озеро Хубсугул, находящееся на территории Монголии, является вторым по величине водоемом Байкальской рифтовой зоны и приурочено к юго-западному ее флангу. Хубсугульская котловина (как и две другие впадины Монгольского сегмента БРЗ – Дархатская и Бусиновольская) относится к рифтовым впадинам байкальского типа и имеет субмеридиональную ориентировку в отличие от депрессий, расположенных на территории России, которые ориентированы либо субширотно, либо в северо-восточном направлении (рис. 5.5) (Флоренсов, 1960; Логачев, 2003, Федотов и др., 2006).



Рис. 5.5. Карта-схема расположения оз. Хубсугул в пределах Байкальской рифтовой зоны.

Структурный план региона определяется положением Хубсугульской впадины в зоне сочленения Тувино-Монгольского микроконтинента с группой раннепалеозойских террейнов (Джидинский, Хамар-Дабанский, Тункинский) (Атлас озера Хубсугул, 1989; Беличенко, 2003, Ярмолюк, Дегтярев, 2019). Тектонические движения, сопровождавшие

эволюцию этих древних структур, привели к образованию Прихубсугульского сводового поднятия, в осевой части которого в кайнозое заложилась Хубсугульская впадина (Золотарев, Кулаков, 1976; Золотарев и др., 1981). В результате неотектонических движений рифтовая впадина разделила Прихубсугульское поднятие на две обрамляющие ее структуры: Западно-Хубсугульское сводово-глыбовое поднятие и Восточно-Хубсугульское сводовое поднятие. Озерное осадконакопление в Хубсугульской впадине началось около 5,5 млн. л.н. С рубежа ~3,2 млн. л.н. в котловине проявляется активная рифтовая фаза, сопровождающаяся

интенсивным некомпенсированным погружением дна; данный этап длился примерно 1,2 млн. лет. Еще один период тектонической активности приходится на возрастной интервал 1,5 – 0,5 млн. л.н., после чего наступила фаза относительной стабилизации. Об этом свидетельствует преимущественно субгоризонтальное залегание осадочных толщ (Федотов и др., 2006; Федотов, 2007). В целом, юго-западный сегмент Байкальской рифтовой системы (и Хубсугульская впадина в том числе) значительно моложе центральной ее части.

Котловина оз. Хубсугул представляет собой асимметричный в поперечном разрезе грабен с более крутым западным и пологим восточным бортом. В некоторых работах эту структуру называют полуграбеном (Аржанникова и др., 2003). Западный подводный склон в среднем имеет крутизну 4-7°, на отдельных участках возрастающую до 25°. В таких случаях серьезные глубины отмечаются уже на незначительном удалении от берега, что способствует интенсивному гравитационному перемещению рыхлого материала. Восточный склон пологий (в среднем 1-2°, максимум 8-10°), плавно переходящий в поверхность дна. Основные морфометрические характеристики оз. Хубсугул таковы: площадь водной поверхности 2760 км², средняя глубина 139 м, максимальная – 262 м, максимальная длина – 136 км, ширина – 36,5 км, объем – 383 км³, длина береговой линии – 414 км, площадь водосборного бассейна – 4920 км². Как видно из приведенных цифр, площадь водосбора оз. Хубсугул всего в 1,8 раз больше площади водного зеркала, в отличие от Байкала, где это соотношение более 17. Другим заметным отличием двух крупнейших озер БРЗ является, по сути, горный характер Хубсугула – абсолютная отметка уреза воды озера равна 1645 м, что почти на 1200 м выше отметки байкальского водного зеркала. При этом оба бассейна гидрографически связаны через р. Эгийн-Гол, вытекающую из оз. Хубсугул и являющуюся левым притоком р. Селенга.

В геоморфологическом отношении водосборная территория озера (далее – Прихубсугулье) характеризуется наличием двух поверхностей выравнивания, наиболее древняя из которых имеет позднемиоценовой-раннепалеогеновый возраст, а также комплексом надводных и подводных террас (Золотарев, Кулаков, 1976). Наиболее высокие террасы, приподнятые над урезом воды на 35-85 м являются и наиболее древними, отражающими, вероятно, этапы погружения днища грабена. Подводные террасы, самая нижняя из которых обнаружена на глубине 120 м, являются следствием катастрофического падения уровня озера в среднем плейстоцене в результате климатических изменений (в частности, оледенений). Наконец, третий комплекс террас, расположенных на высотах около 5-25 м над современным уровнем озера, отражает повышение уровня озера и его колебания на протяжении позднего плейстоцена и голоцена (Золотарев и др., 1982).

Климат Прихубсугулья умеренный, резко континентальный со значительными сезонными и суточными колебаниями температур. Зима холодная, малоснежная и солнечная,

средняя температура января около -25°C , минимальная может опускаться до $-35\dots-40^{\circ}\text{C}$. Летний период достаточно короткий, средние температуры июля составляют $+18\dots+20^{\circ}\text{C}$. Уровень выпадающих в Прихубсугулье осадков в среднем равен 300 мм/год, в горных районах возрастая до 400 мм/год; 80-85% осадков приходится на летний период. Озеро замерзает в конце ноября, лед имеет толщину до 1,4 м. Сходить лед начинает в мае и заканчивает в начале июня. Температура воды колеблется в пределах $+10\dots+14^{\circ}\text{C}$.

Водное питание оз. Хубсугул осуществляется за счет 96-и впадающих в него водотоков, а также атмосферных осадков (Шпейзер, Стальмакова, 2008). Из притоков Хубсугула 26 относятся к малым рекам длиной от 50 до 11 км, остальные 70 – к ручьям и временным водотокам длиной от 10 до 6 км и менее (Батсух и др., 1976). Сток происходит на юге через уже упомянутую р. Эгийн-Гол – левый приток р. Селенга. Количество водотоков, впадающих в озеро с востока больше, чем с запада, однако вклад в водный баланс западных притоков выше. Реки северной части озера берут начало на территории горного массива Мунку-Сардык и, характеризуются большей протяженностью и водоносностью по сравнению с остальными водотоками. По суммарному притоку лидирует северная часть водоема, сюда поступает до 91% объема речных вод. Таким образом, основная масса терригенного материала, переносимого реками, поступает в северную котловину бассейна, и лишь незначительная доля попадает в среднюю и южную части. Общая минерализация вод оз. Хубсугул равна 200-220 мг/л, по

составу они относятся к гидрокарбонатным кальциевым: на долю гидрокарбонатов приходится до 92% от суммы анионов, а кальция до 63% от суммы катионов. Сезонные и пространственные (по акватории и глубинам) ионные различия практически отсутствуют, что может объясняться малым объемом годового стока (около 0,5% объема озера), а также стабильным и близким составом вод питающих притоков.

Материалом для исследований послужили 6 кернов (HSG-01-2, -8, -11, -14, -21, -22) позднечетвертичных донных осадков озера, полученные с помощью гравитационного пробоотборника «Benthos» в ходе экспедиции НИС «Дыбовский» 2001 г. Места отбора проб обозначены на рис. 5.6, глубина воды в месте отбора и длина кернов показаны в табл. 5.3.

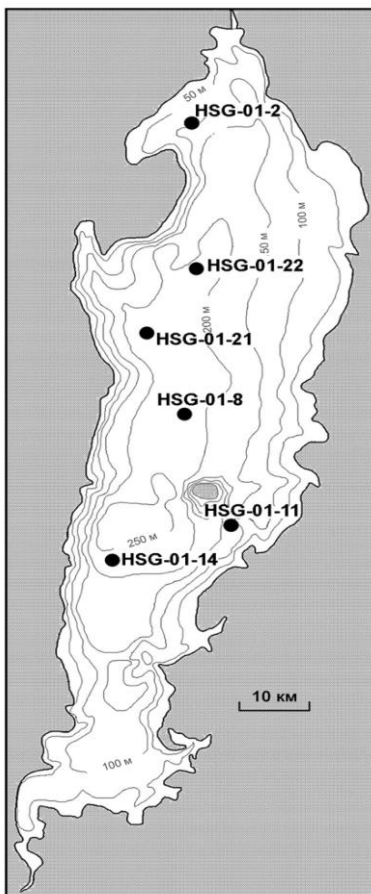


Рис. 5.6. Батиметрическая карта оз. Хубсугул (Атлас озера Хубсугул, 1989) и точки отбора кернов.

Таблица 5.3. Глубина воды в точке отбора и длина изученных кернов

№	Керн	Глубина воды, м	Длина керна, см
1	HSG-01-2	90	120
2	HSG-01-8	222	174
3	HSG-01-11	127	55
4	HSG-01-14	243	115
5	HSG-01-21	229	136
6	HSG-01-22	230	86

Как видно из таблицы, отложения озера охарактеризованы кернами до глубины 174 см. Литологическое изучение кернового материала показало, что в строении верхней толщи хубсугульских осадков выделяются две различные по составу и структурно-текстурным особенностям части, разделенные переходным слоем (рис. 5.7) (Прокопенко и др., 2003, Солотчина и др., 2003; Prokopenko et al., 2005).

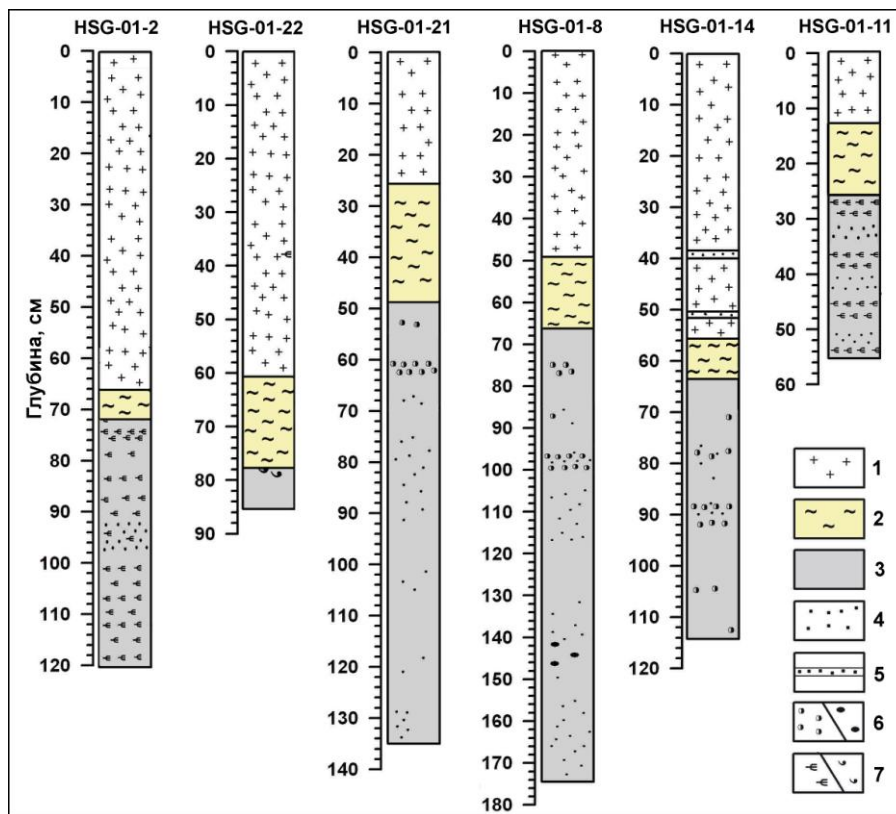


Рис. 5.7. Литологические колонки кернов донных осадков оз. Хубсугул. Условные обозначения: 1 – диатомовый ил, 2 – переходный слой, 3 – алеврито-глинистые осадки, 4 – песчаный материал, 5 – турбидиты, 6 – железистые конкреции \ гравийно-галечный материал, 7 – растительные остатки \ раковины моллюсков.

Верхняя часть сложена тонкими неяснослоистыми зеленовато-серыми диатомовыми илами мощностью от 14 до 78 см. Содержание $\text{SiO}_{2\text{bio}}$ в этом горизонте может достигать 20%

осадка. Иногда среди илов присутствуют тонкие прослои светло-серого песка, вероятно связанные с мутьевыми потоками. Нижние части разрезов представлены темно-серыми до черных глинистыми алевритами с линзами и прослоями более грубого разнообломочного материала (от мелкого песка до гравия и мелкой гальки). Эти отложения практически не содержат диатомей, при этом в них отмечаются раковины остракод, включения гидротроиллита и железистые конкреции диаметром 1-2 мм. Типичным примером осадков этой толщи является интервал 68-174 см в разрезе HSG-01-8 на рис. 5.7. Кроме того, прослеживаются некоторые различия между кернами, пробуренными на глубине менее 150 метров и теми, что отобраны в глубоководных частях озера (табл. 5.3). Главное отличие более мелководных осадков состоит в присутствии значительного количества растительных остатков хорошей сохранности, иногда образующих четко выраженные прослои мощностью до нескольких сантиметров, а также горизонтов хорошо сортированного мелкообломочного песка (см. керны HSG-01-11 и HSG-01-2 на рис. 5.7) (Прокопенко и др., 2003; Prokopenko et al., 2005).

Во всех изученных разрезах между двумя упомянутыми толщами отмечено присутствие переходного слоя мощностью 5-25 см, представленного преимущественно светло-серым глинистым осадком, не содержащим ни диатомей, ни грубозернистых обломков (рис. 5.7). Согласно данным радиоуглеродного датирования, возраст осадков из переходного слоя в разрезе HSG-01-8 с учетом резервуарного эффекта составляет 12230 ^{14}C лет (около 14200 кал. лет). Близкие датировки начала формирования тонких переходных глин получены также для кернов HSG-01-2 и HSG-01-11 (12950-13100 ^{14}C лет). Указанные даты отвечают окончанию позднеплейстоценового похолодания и началу потепления бёллинг-аллерёд. Принимая во внимание распределение в разрезах биогенного кремнезема, и проводя аналогию со сходными по строению верхними горизонтами байкальских осадков, рассмотренными ранее, можно утверждать следующее. Нижний слой бездиатомовых глинисто-алевритовых осадков отложился в конце сартанского оледенения. Переходный глинистый слой, вероятно, включает в себя отложения потепления бёллинг-аллерёд и похолодания позднего дриаса. Верхняя диатомовая толща сформировалась в голоцене.

Изучение минерального состава отложений показало, что они представлены преимущественно кварцем, плагиоклазом, слоистыми силикатами, амфиболом. Характерной чертой нижней глинисто-алевритовой толщи является присутствие в ней заметного количества карбонатов (Алтунбаев, Самарина, 1977; Федотов и др., 2001; Солотчина и др., 2003; Солотчина и др., 2008а; Солотчина, 2009). Методом моделирования XRD спектров установлено, что они относятся к кальцит-доломитовому ряду и представлены широким спектром разновидностей: стехиометрическим кальцитом, Mg-кальцитами различной степени магниальности (от низкой до высокой), Ca-избыточными доломитами и стехиометрическим доломитом. Содержание этих

минералов в осадках увеличивается с севера на юг, составляя от 10% до 35% соответственно, что может объясняться более высоким пересыщением вод по карбонатам в южной котловине озера и более значительным вкладом обломочной составляющей за счет разрушения и транспортировки карбонатных пород с юго-западного побережья. В вертикальном распределении карбонатных фаз в разрезах также наблюдаются определенные закономерности, которые можно отчетливо наблюдать на материале наиболее протяженных кернов HSG-01-8 и HSG-01-21 (рис. 5.8). Распределения карбонатных минералов в разрезах демонстрируют вначале постепенное снижение их суммарного содержания снизу вверх по разрезу. Затем, на границе переходного слоя, отмечается значительный, фактически двукратный его рост, который сменяется резким падением и в подошве голоценовой толщи карбонаты исчезают из осадков. Если же рассматривать фазовый состав карбонатов, полученный методом моделирования их XRD профилей, то можно отметить следующую тенденцию. В осадках из базальных частей обоих кернов среди карбонатных минералов существенно доминируют магниальные кальциты (55-65% от суммы карбонатов). Однако выше по разрезу их роль постепенно снижается при одновременном увеличении содержания стехиометрического кальцита, пока в переходном слое Mg-кальциты не исчезают из осадков полностью. Тренд к росту содержания снизу вверх (особенно в разрезе HSG-01-21) демонстрирует также стехиометрический доломит (рис. 5.8).

Ранее в данной работе было неоднократно показано, что основными продуктами хемогенного карбонатообразования в озерах являются Mg-кальциты низкой степени структурной упорядоченности, в то время как более высокоупорядоченные разновидности карбонатов кальцит-доломитового ряда в озерных осадках практически не формируются. Описанная выше тенденция изменения фазового состава ансамбля карбонатных минералов в разрезах указывает на то, что во время образования Mg-кальцитов уровень воды в оз. Хубсугул был относительно низким (по оценке А.А. Прокопенко с соавторами (2003) примерно на 100 м ниже современного), а сами воды были более минерализованными и отличались повышенным Mg/Ca отношением. В дальнейшем водный баланс стал положительным и озеро постепенно обводнялось, что привело к опреснению и затуханию процессов хемогенного карбонатообразования. В то же время возросший речной привнос и расширение озерного бассейна существенно увеличили в осадках долю обломочных карбонатов (стехиометрические кальцит и доломит), поступающих с территории водосбора.

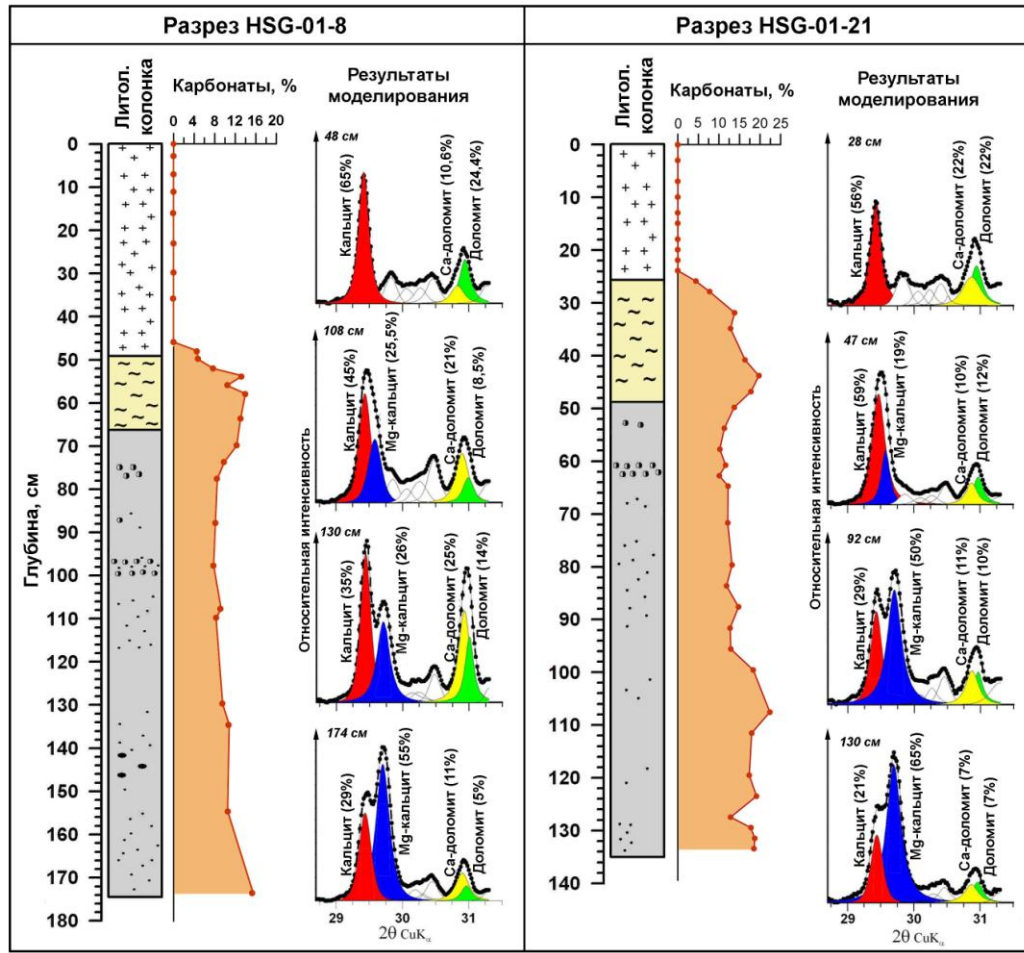


Рис. 5.8. Литологические колонки кернов HSG-01-8 и HSG-01-21, распределения карбонатов в разрезах, результаты моделирования XRD профилей карбонатных минералов. Условные обозначения см. рис. 5.7.

Другими важнейшими компонентами хубсугульских осадков являются слоистые силикаты. По данным рентгеновской порошковой дифрактометрии ассоциация слоистых силикатов как в голоценовой, так и в верхнеплейстоценовой частях разреза аналогична байкальской и представлена иллитом, хлоритом, мусковитом, смешанослойными иллит-смектитом и хлорит-смектитом, а также каолинитом. Содержание слоистых силикатов в диатомовых илах составляет в среднем 75-80% минеральной части осадка, в глинисто-алевритовых отложениях ~ 50-55%. Для дифференциальной диагностики этих минералов, включая смешанослойные образования, в многокомпонентных системах был применен метод математического моделирования их рентгеновских дифракционных профилей. Наиболее детально были изучен вещественный состав уже упоминавшихся выше разрезов HSG-01-8 и HSG-01-21 (рис. 5.9, рис. 5.10, рис. 5.11).

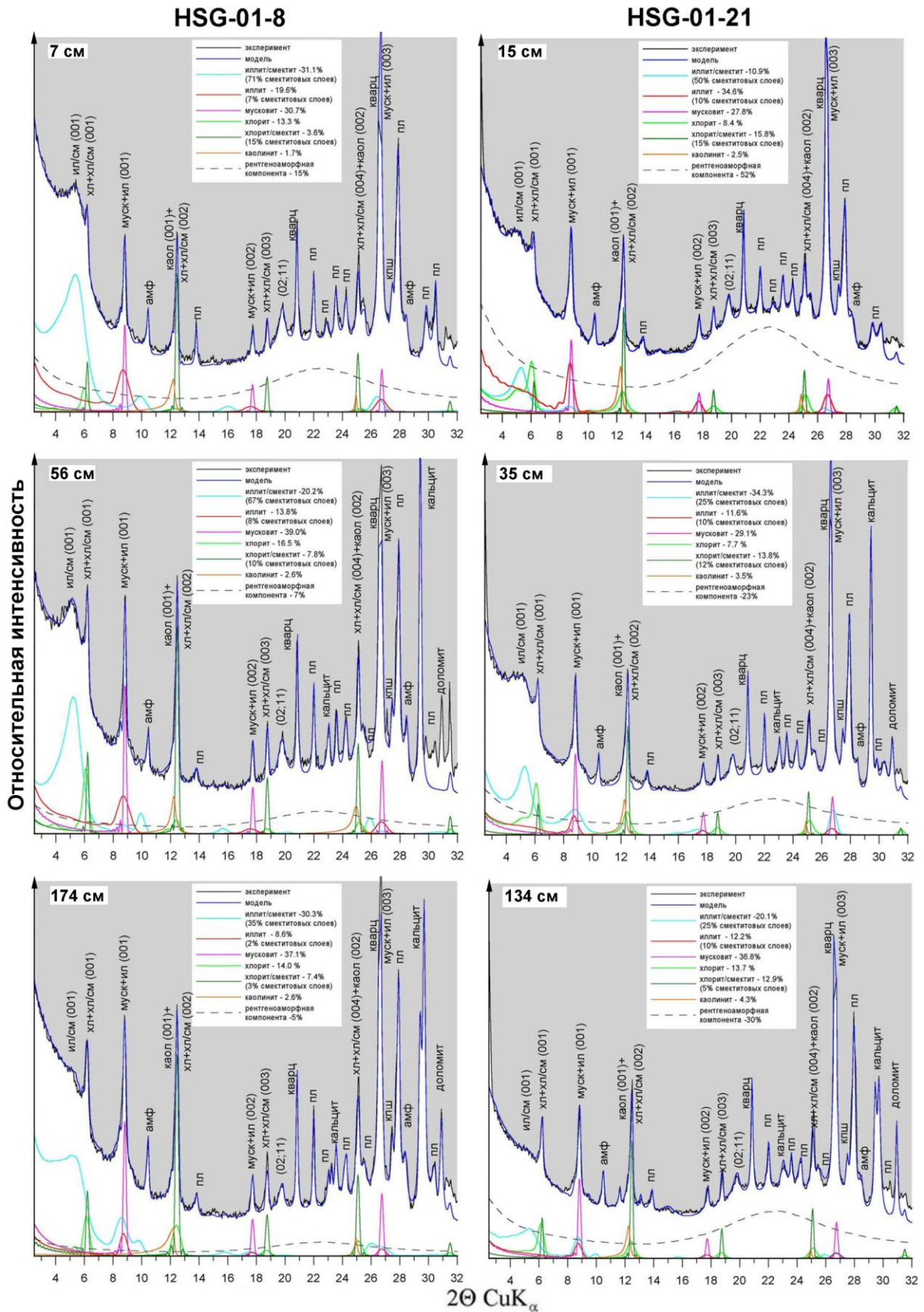


Рис. 5.9. Экспериментальные и модельные XRD профили донных осадков оз. Хубсугул, вскрытых кернами HSG-01-8 и HSG-01-21.

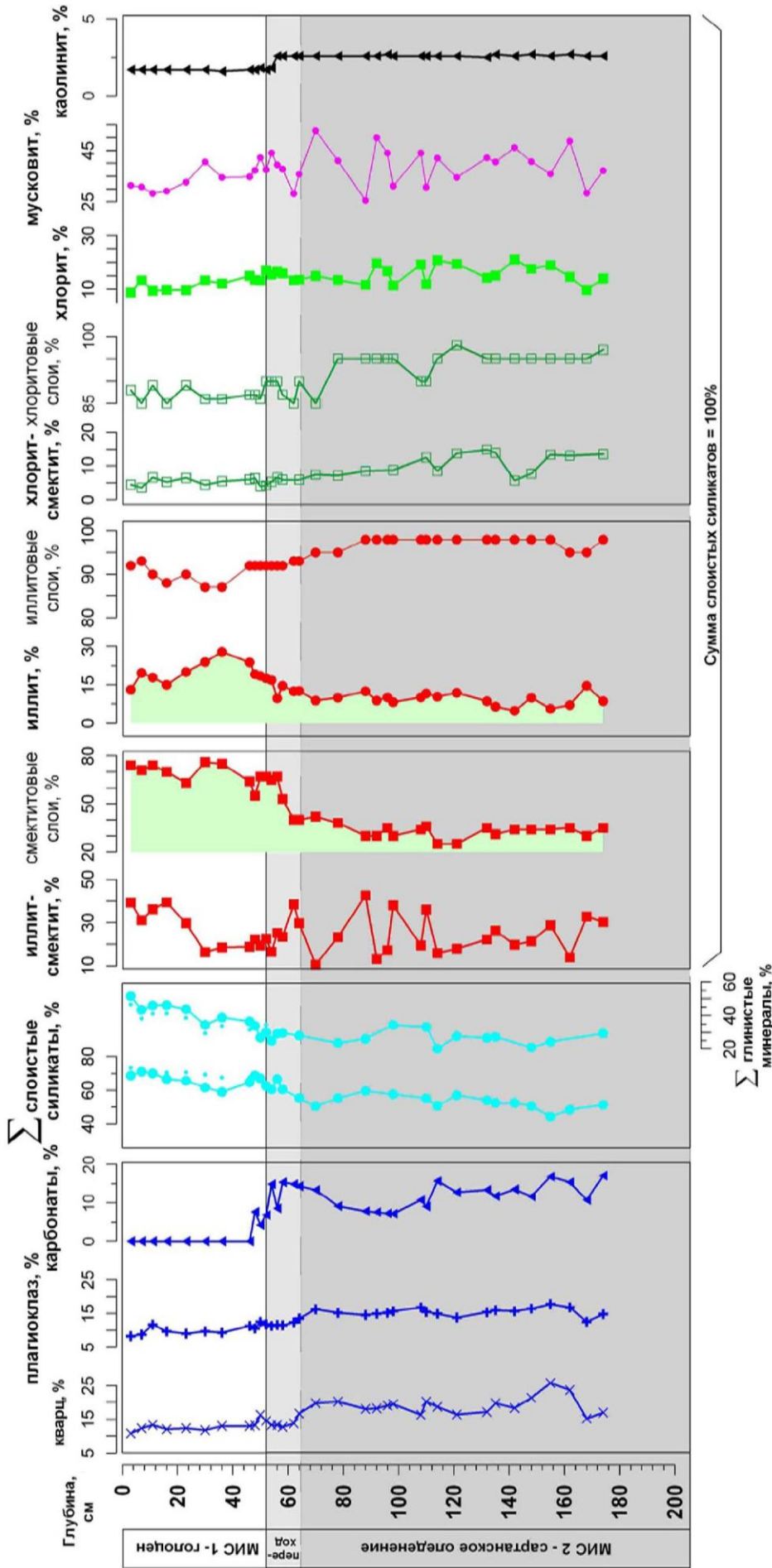


Рис. 5.10. Распределение минеральных компонентов в донных осадках оз. Хубсугул, керн HSG-01-8. Содержания кварца, плагиоклаза, карбонатов, сумма слоистых силикатов и сумма глинистых минералов даны в пересчете на минеральную часть осадка. Содержания иллит-сметита, иллита, хлорит-сметита, хлорита, мусковита и каолинита даны из расчета принятой за 100% суммы слоистых силикатов.

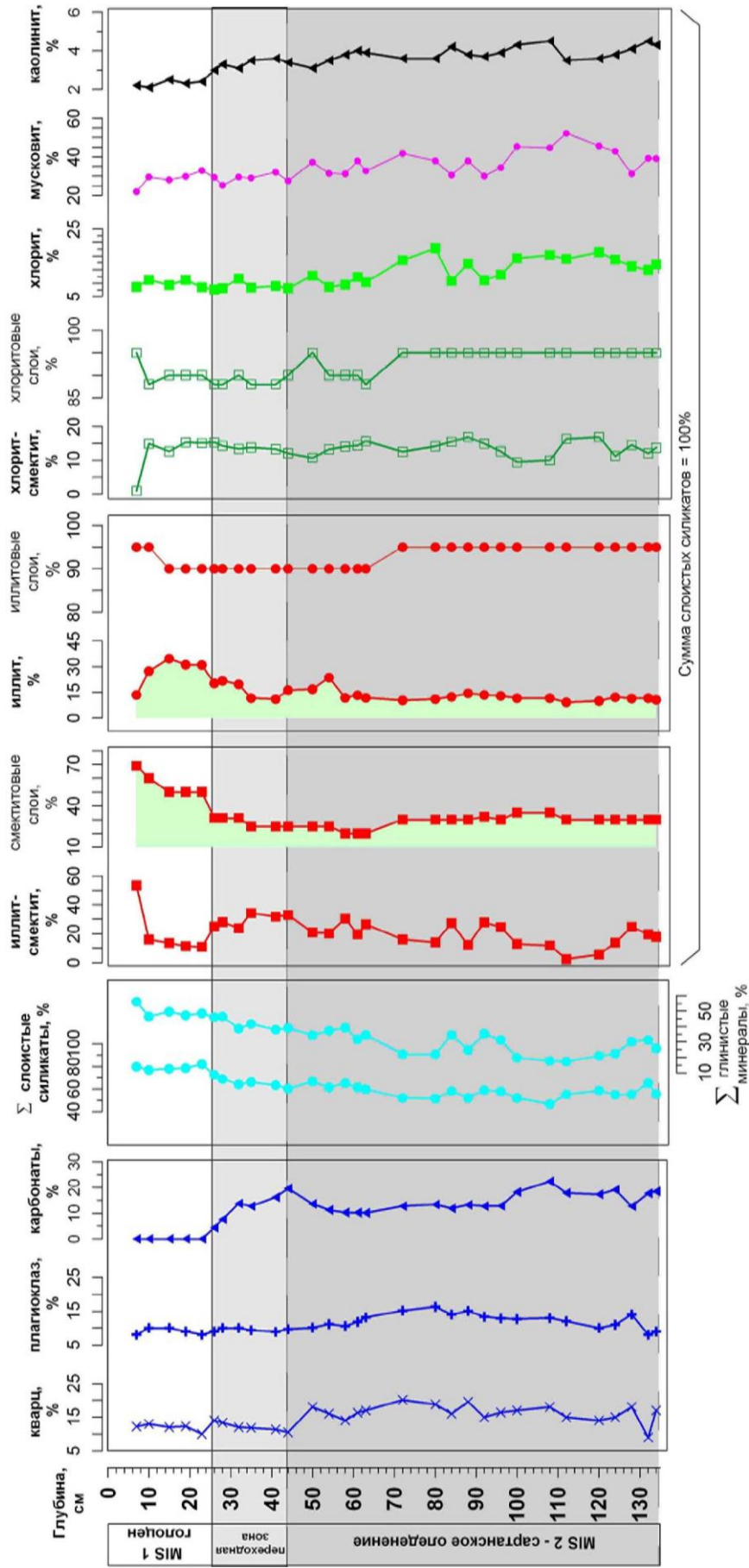


Рис. 5.11. Распределение минеральных компонентов в донных осадках оз. Хубсугул, керн HSG-01-21. Содержания кварца, плаггиоклаза, карбонатов, сумма слоистых силикатов и сумма глинистых минералов даны в пересчете на минеральную часть осадка. Содержания иллит-смектита, иллита, хлорит-смектита, хлорита, мусковита и каолинита даны из расчета принятой за 100% суммы слоистых

Керн HSG-01-8 характеризуется сравнительно высоким содержанием иллит-сметита по всему разрезу, причем для позднеплейстоценовой части характерны его значительные колебания (рис. 5.10). Количество смектитовых слоев в иллит/сметите заметно увеличивается при переходе от плейстоцена к голоцену. Аналогично снизу вверх растет и содержание иллита. Мусковит является основным слоистым силикатом; его содержание колеблется от 35 до 50% для нижней части разреза и от 25 до 40% для верхней. Хлорит преобладает над хлорит-сметитом по всем разрезам, а содержания обоих минералов имеют тенденцию к сокращению снизу вверх. В целом глинисто-алевритовые осадки обогащены хлоритовыми минералами в сравнении с диатомовыми илами на ~10% (рис. 5.9, рис. 5.10). Керн HSG-01-21 характеризуется более низким содержанием иллит-сметита, которое лишь в переходной зоне и кровле разреза соответствует средним для керна HSG-01-8 (рис. 5.11). Напротив, количество иллита в образцах HSG-01-21 выше: от 10% в плейстоценовой части разреза до 30% в голоцене. Содержание мусковита падает вверх по разрезу. Количество хлорит-сметита несколько выше, а хлорита – ниже, чем в керне HSG-01-8 (рис. 5.9, рис. 5.11). Распределения глинистых минералов в других разрезах (например, HSG-01-14 и HSG-01-22) показало сходные, хотя и менее выразительные картины.

Таким образом, изучение поведения слоистых силикатов в голоцен-позднеплейстоценовых отложениях оз. Хубсугул позволило сделать ряд обобщений. Преобладающими минералами среди них, как для теплых, так и для холодных интервалов являются мусковит и иллит-сметит. Распределения иллит-сметита и иллита в целом имеют противоположный характер. В осадках позднего плейстоцена содержание иллит-сметита составляет ~30% от суммы слоистых силикатов, при этом среднее количество иллита держится на уровне около 10%. При переходе к голоцену количество иллита возрастает на фоне падения иллит-сметита. В кровле голоценовой части разрезов это соотношение меняется на обратное, однако концентрация смектитовых слоев в иллит-сметите по-прежнему остается высокой. Это может свидетельствовать о некотором, хотя и не слишком значительном изменении позднеголоценового климата Прихубсугулья в сторону похолодания и аридизации. Также в голоцене наблюдается уменьшение доли хлоритовых минералов по сравнению с плейстоценом. Поведение каолинита в изученных осадках аналогично тому, которое наблюдалось в одновозрастных отложениях Байкала – его содержание на холодном плейстоценовом интервале выше, чем на теплом голоценовом.

На основании всех вышеприведенных данных о литолого-минералогических особенностях позднечетвертичных отложений оз. Хубсугул можно сделать следующие выводы. Нижние горизонты изученных разрезов образовались в период завершения

позднеплейстоценового похолодания в существенно более мелководных обстановках по сравнению с современными. Об этом, помимо в целом более грубозернистого гранулометрического состава осадков, свидетельствует присутствие в ряде кернов (рис. 5.6) отложений мелководных фаций – обильных растительных остатков и прослоев хорошо сортированных песков, а также наличие подводных террас в интервале глубин 90-120 м. В условиях низкого стояния вод озера и, соответственно, их повышенной минерализации происходило активное хемогенное образование карбонатов кальцит-доломитового ряда, характеризующихся низкой степенью структурной упорядоченности (Mg-кальциты с различным содержанием $MgCO_3$ в структуре). Среди слоистых силикатов здесь доминируют мусковит и иллит-сметиты с низким содержанием смектитовых слоев. Накопление данной толщи завершилось около 14200-15000 кал. л.н., когда в результате потепления бёллинг, сопровождавшегося повышением уровня озера, началось осаждение тонких пелитовых отложений переходного слоя. О росте обводненности озерной котловины и падении минерализации вод свидетельствуют такие показатели, как исчезновение из осадков грубых фракций и растительного детрита, а также резкое сокращение (а затем и полное прекращение) хемогенного карбонатообразования. Верхняя часть разреза донных осадков оз. Хубсугул представлена диатомовыми илами, отвечающими голоценовому межледниковью и сравнительно высокому стоянию озерных вод. В этих тонких, богатых биогенным кремнеземом отложениях карбонаты полностью отсутствуют. Отмечается повышенное, по сравнению с позднеплейстоценовой толщей, количество иллита и высокое содержание смектитовых слоев в иллит-сметитах, что является показателем относительно теплого и влажного климата.

5.3. Озеро Хикушка

Озеро Хикушка расположено в высокогорной (наибольшие абсолютные отметки 2200-2500 м) юго-восточной части Восточного Саяна – области, непосредственно примыкающей к Тункинской котловине и находившейся в позднем кайнозое под сильным влиянием процессов байкальского рифтогенеза. Озерный бассейн приурочен к верховьям пади Хи-Гол (Долина вулканов), являющейся частью Жом-Болокского базальтового лавового поля, расположенного в зоне сочленения Окинского плоскогорья и хребтов Большой Саян и Кропоткина (рис. 5.12). Позднеплейстоценовое оледенение и последовавшие за ним вулканические события способствовали широкому развитию в Жом-Болокском районе процессов лимнического морфолитогенеза, результатом которых стало формирование большого количества различных по глубине и минерализации водоемов. Днища троговых долин р. Жом-Болок и ее притока р. Хи-Гол заполнены потоками трахибазальтовых лав, а вулканические шлаковые конусы в самых верховьях долины фиксируют эпицентральною область прошлых излияний. К настоящему

времени выделяется как минимум 4 этапа активизации вулканизма, самый ранний из которых начался на рубеже плейстоцена и голоцена, а последний завершился около 1000 л.н. (Ярмолюк и др., 2003; Аржанникова и др., 2013; Безрукова и др., 2016; Shchetnikov et al., 2019).

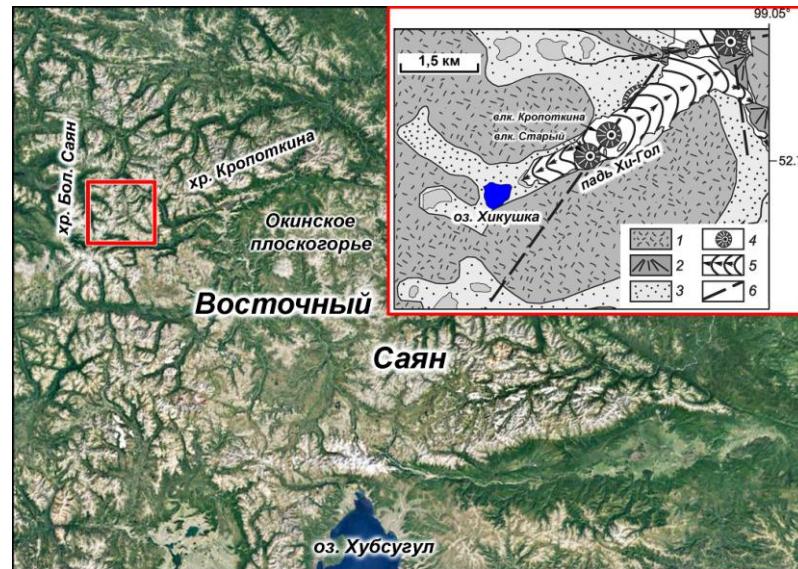


Рис. 5.12. Космоснимок юго-восточной части Восточного Саяна, красным выделено местоположение пади Хи-Гол (Google Earth). На врезке: расположение оз. Хикушка, близлежащих вулканов и лавовых потоков на территории пади Хи-Гол (Ivanov et al., 2011). Условные обозначения: 1 — коренные породы, 2 — пролювий, 3 — водно-ледниковые породы, 4 — вулканы, 5 — направление потоков, 6 — разломы.

Пресноводное оз. Хикушка, абсолютная отметка уреза воды которого равна 1956 м, имеет гляциальное происхождение и занимает нижнюю ступень в группе водоемов каровой лестницы. Озерный бассейн отделен от долины Хи-Гол и от фронта приуроченного к ней лавового потока поперечным скалистым уступом, приподнятым на несколько метров над уровнем водной поверхности (рис. 5.12, врезка) (Щетников и др., 2016). Само озеро относится к категории малых, площадь его водного зеркала составляет $0,3 \text{ км}^2$, при этом глубина превышает 40 м. Котловина обрамлена крутыми скалистыми склонами, подножья которых покрывают коллювиальные отложения и курумники. Подобный грубообломочный материал широко распространен в прибрежных участках озера, однако с ростом глубины он быстро замещается более тонкими фракциями. Донные осадки наиболее глубоких частей бассейна представлены алевритовым и пелитовым материалом (илами), для которых характерна слабая степень окатанности обломков.

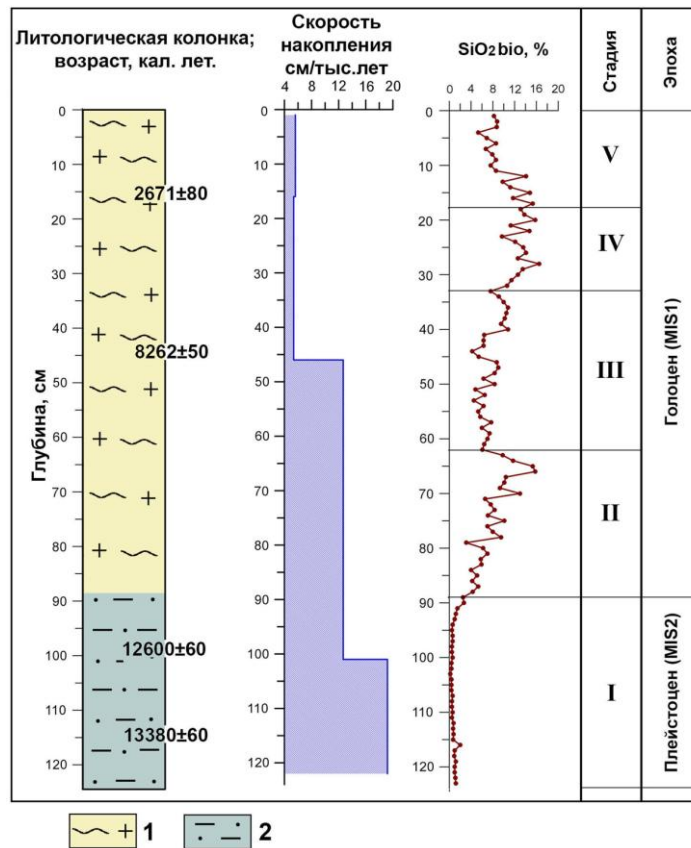


Рис. 5.13. Литологическая колонка донных отложений озера, возрастная модель, средние скорости осадконакопления, распределения SiO₂bio, климатические стадии. Условные обозначения: 1 – биогенно-терригенный ил; 2 – однородные алеврито-глинистые осадки.

Керн донных отложений длиной 124 см отобран с глубины 32 м в центре озера (52°41'39,0" N; 98°58'03,8" E). Изученный разрез имеет двучленное строение (рис. 5.13). В интервале 88-124 см залегают однородные светло-оливкового цвета алеврито-глинистые осадки с соотношением фракций: мелкий алеврит – 45-50% и пелит – 50-55%. Выше по разрезу (0-88 см) залегают толща глинистых алевритов, насыщенных диатомеями (биогенно-терригенные илы), цвет осадков – от светло-серого до серого, текстура массивная. Содержание пелитового материала составляет 30-40%, алевритовой фракции – 60-70%, причем количество грубого алеврита (фр. 0,05–0,1 мм) может достигать 30%, отмечается примесь (1-2%) мелкозернистого песка. Возраст изученных отложений лежит в диапазоне от ~ 13800 л.н. до современности. Всего было получено 4 даты на следующих глубинах: 114 см - 13380±60 кал. лет; 99 см - 12600±60 кал. лет; 45 см - 8265±50 кал. лет; 15 см - 2671±80 кал. лет. Исходя из возрастной модели, граница между алевритистыми глинами и биогенно-терригенными илами на уровне 88 см соответствует переходу от плейстоцена к голоцену. Данное наблюдение подтверждается характером распределения в разрезе биогенного кремнезема (рис. 5.13). В нижнем интервале SiO₂bio или отсутствует, или его количество не превышает 1-2% валового состава. В верхнем, голоценовом интервале содержание биогенного кремнезема может достигать 18%.

гематита (рис. 5.14, б). Результаты XRD анализа полностью подтверждаются данными ИК-спектроскопии. Одними из основных компонентов осадков оз. Хикушка являются слоистые силикаты (рис. 5.14, а), представленные преимущественно глинистыми минералами. Методом математического моделирования XRD-профилей слоистых силикатов были выявлены их ассоциации, количественные соотношения и структурные характеристики. Установлено, что ассоциация слоистых силикатов в осадках оз. Хикушка неизменна на всем протяжении разреза и представлена хлоритом, иллитом, иллит-сметтитом, хлорит-сметтитом, мусковитом, вермикулитом и каолинитом, однако соотношения минералов существенно меняются от плейстоцена к голоцену (рис. 5.15).

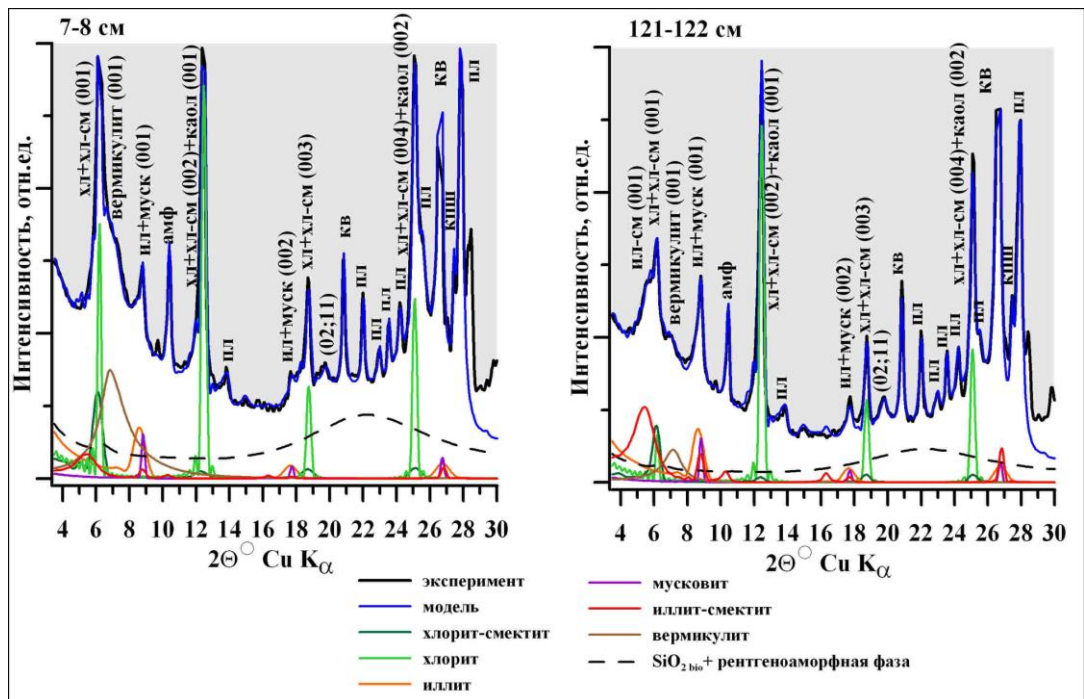


Рис. 5.15. Результаты моделирования XRD профилей слоистых силикатов в образцах оз. Хикушка: голоцен - 7-8 см, верхний плейстоцен - 121-122 см.

В плейстоценовых осадках (обр. 121-122 см) среди слоистых силикатов преобладают иллит и смешанослойный иллит-сметтит, на долю которых приходится 47,5% от суммы слоистых силикатов, в подчиненном количестве присутствуют Fe,Mg-хлорит – 19,2%, мусковит с большими размерами доменов (до 40 слоев) – 13,3%, хлорит-сметтит – 10,0%, вермикулит – 5,0% и каолинит – 5,0%. В составе слоистых силикатов голоцена (обр. 7-8 см) преобладают Mg,Fe-хлорит и смешанослойный хлорит-сметтит, суммарное содержание которых составляет 45,8% слоистых силикатов, также установлены иллит – 28,1%, вермикулит – 14,4%, мусковит – 6,7% и каолинит – 5,0%. За исключением мусковита, присутствующие глинистые минералы тонкодисперсны, они имеют малые размеры доменов (от 5 до 15 слоев).

Как видно из приведенных данных, ассоциация слоистых силикатов осадков оз. Хикушка несколько отличается от одновозрастных ассоциаций глубоких пресноводных озер

Байкал и Хубсугул. Однако присутствие в голоценовой части разреза заметных количеств хлорит-сметита и вермикулита при весьма незначительном содержании обломочного мусковита может свидетельствовать о существенно более высокой степени гипергенных преобразований коренных пород обрамления оз. Хикушка в условиях высокогорья. Помимо пород водосборного бассейна потенциальным источником вещества в озерных осадках могли служить продукты извержений близкорасположенных вулканов (Ivanov et al., 2011). Отдельных прослоев тефры в донных отложениях оз. Хикушка нами не обнаружено. Этот факт может объясняться рядом причин. Во-первых, господствующие ветры не способствовали переносу значительного количества пепла в направлении озера; во-вторых, сами извержения могли быть слабоэксплозивными. Наконец, в-третьих, тот пирокластический материал, который всё же попадал в осадок, мог в результате вторичных преобразований в значительной степени замещаться глинистыми минералами.

Результаты комплексного изучения донных отложений озера Хикушка позволили выделить 5 стадий его эволюции (рис. 5.13).

Стадия I (124-88 см, 13800-11700 л.н.) характеризует начало формирования оз. Хикушка. В это время повышается уровень летней инсоляции (Berger, Loutre, 1991). В изучаемом районе происходит активное таяние локального ледника и образование карового озера. Большую часть года озеро было покрыто льдом. В остальное время года вода, вероятно, оставалась насыщенной мелкодисперсной минеральной взвесью, препятствовавшей развитию диатомовых и, соответственно, образованию биогенного кремнезема. В осадках накапливаются тонкодисперсные (размеры доменов 4-15 слоев) глинистые минералы – иллит, смешанослойный иллит-сметит и Fe,Mg-хлорит (рис. 5.15), которые могут иметь как аутигенное, так и аллотигенное происхождение.

В стадию II (88-62 см, 11700 - 10000 л.н.) с наступлением голоценового потепления в озере начинают накапливаться биогенно-терригенные илы. К этому времени ледник растаял, и основными источниками питания озера стали талые и дождевые воды. Изменение режима питания привело к снижению уровня воды в озере. Эта стадия характеризуется благоприятными условиями для развития экосистемы водоема, что согласуется с общим потеплением климата северного полушария и наступлением более теплых летних сезонов из-за орбитально-обусловленного повышения летней инсоляции. Растет содержание SiO_{2bio} , среди слоистых силикатов преобладают Mg,Fe-хлориты и хлорит-сметиты - продукты выветривания коренных пород обрамления озера.

В стадию III (62-33 см, 10000-6000 л.н.) снижаются концентрации SiO_{2bio} (рис. 5.13), что предполагает формирование менее продуктивной системы оз. Хикушка. На фоне уменьшения количества иллита и отсутствия иллит-сметита, растет содержание хлорит-сметита и хлорита

(до 55% от суммы слоистых силикатов). Эта стадия характеризуется максимальной активностью влажного азиатского муссона, повышением общего увлажнения (Mackay et al., 2012), что приводило к выпадению обильных зимних осадков и охлаждению вод озера.

Стадия IV (33-18 см, 6000-3000 л.н.) характеризуется ослаблением влияния влажного азиатского муссона. Озеро постепенно мелеет и лучше прогревается, что могло быть благоприятно для расцвета диатомовых, обогащающих отложения биогенным кремнеземом (рис. 5.13).

Стадия V (18-0 см) охватывает период от 3000 л.н. до современности. Судя по снижению концентрации $\text{SiO}_{2\text{bio}}$, эта стадия характеризуется более суровыми природно-климатическими обстановками, чем предыдущая. В осадках отмечается высокое содержание иллита и хлорита (~55% от суммы слоистых силикатов). Именно на эту стадию приходится последний этап вулканической активизации в Жом-Болокском районе.

В результате проведенных исследований установлено, что климатический фактор оказал основное влияние на позднеплейстоцен-голоценовое осадконакопление в высокогорном оз. Хикушка. Климат контролировал такие процессы, как деятельность ледников, выветривание и перенос осадочного материала с территории водосбора, колебания уровня воды в озере, биопродуктивность озерной системы. Позднечетвертичный вулканизм, несмотря на близкое расположение очагов его проявления, играл второстепенную роль в процессах озерной седиментации.

5.4. Выводы

Вышеприведенные данные о позднечетвертичном осадконакоплении в глубоководных пресных озерах Байкальского региона позволяют сделать следующие выводы. Голоцен-позднеплейстоценовые осадочные комплексы в таких озерах имеют в целом двучленное строение. Верхняя голоценовая (MIS 1) толща сложена диатомовыми илами, содержание биогенного кремнезема в которых может достигать 40% вещественного состава. Нижние плейстоценовые (MIS 2) отложения обычно представлены смесью алевритового и пелитового материала с различным процентным содержанием гранулометрических фракций и могут быть как бескарбонатными (оз. Байкал, оз. Хикушка), так и карбонатными (оз. Хубсугул). В последнем случае карбонаты представлены минералами кальцит-доломитового ряда, в частности, Mg-кальцитами разной степени магнезиальности. Присутствие карбонатов в разрезе указывает на значительное иссушение регионального климата, которое привело к падению уровня озера, повышению минерализации вод и росту в них Mg/Ca отношения.

Среди слоистых силикатов главными показателями климатических обстановок являются содержание в осадках иллита и «индекс смектитовых слоев» - концентрация смектитовых слоев в иллит-смектитах. Выветривание, происходившее в холодном сухом климате ледниковых интервалов, благоприятствовало образованию иллит-смектитов с высокой концентрацией иллитовых слоев и, соответственно, низким содержанием смектитовой компоненты. Напротив, преимущественно теплый и влажный климат способствует образованию иллит-смектитов с высокой концентрацией смектитовых слоев, которые имеют тенденцию преобразовываться в иллит. Присутствие и количественные соотношения в осадках других слоистых силикатов (мусковита, хлорит-смектитов, каолинита, вермикулита и др.), а также неслоистых минералов в ряде случаев могут служить источником дополнительной палеоклиматической информации.

Глава 6. ДОННЫЕ ОСАДКИ ОЗЕР ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

6.1. Геология, рельеф и физико-географические особенности Западно-Сибирской равнины

Геологическое строение Западно-Сибирской равнины (рис. 6.1) определяется ее положением в пределах одноименной плиты, являющейся частью молодой Центральноевроазиатской (Урало-Сибирской) эпипалеозойской платформы. Площадь Западно-Сибирской плиты (ЗСП) составляет $\sim 3,5$ млн. км², с юга она ограничена герцинскими и каледонскими складчатыми сооружениями Алтае-Саянской области, с запада и северо-запада плиту обрамляют позднепалеозойский складчатый пояс Урала, с востока – Сибирская платформа и байкальские образования Енисейского кряжа, а с северо-востока складчатые сооружения Таймыро-Североземельской области. На севере ЗСП открывается в сторону океана и переходит в пассивную окраину. На юго-западе, в районе Тургайской седловины, структуры ЗСП сочленяется с Туранским эпипалеозойским осадочным бассейном (Хаин, 1979; Метелкин, Верниковский, 2005).



Рис. 6.1. Карта Западно-Сибирской равнины; показан ряд наиболее крупных структурных элементов. Красным выделена территория Барабинской низменности, к которой приурочены изученные озера.

Такой, в значительной мере замкнутый контур плиты позволяет определять ее как мегасинеклизу – гигантскую плоскую впадину, имеющую в плане форму трапеции, в меридиональном направлении протянувшуюся почти на 2500 км, сравнительно узкую на севере (около 725 км) и значительно – до 1900 км – расширяющуюся на юге. Северные и восточные борта этой депрессии в целом более крутые, чем западные и южные, однако на большей части периметра наклон бортов не превышает 1°.

В строении ЗСП участвуют два яруса: гетерогенный фундамент, состоящий из допалеозойских, байкальских, каледонских и герцинских блоков и несогласно залегающий на нем мезозойско-кайнозойский осадочный чехол. Между этими крупными этажами выделяют переходный (рифтогенный, тафрогенный) комплекс триасово-нижнеюрского возраста, сложенный осадочно-вулканогенными и осадочными угленосными континентальными отложениями мощностью до 3-5 км (Архипов, 1968; Хаин, 1979; Сурков, Жеро, 1981; Геология и полезные ископаемые России, 2000). Его образование связано с охватившим огромную площадь плиты воздыманием на финальной стадии герцинского этапа, сопровождавшимся возникновением многочисленных грабенов субмеридионального простирания, сформировавших Западно-Сибирскую внутриконтинентальную рифтовую систему.

На разновозрастных, гетерогенных комплексах основания резко несогласно залегают породы осадочного чехла, формирование которого началось в ранней юре и продолжается до настоящего времени. Мощность плитного комплекса на севере ЗСП достигает 8 км и более, а в южной (приподнятой) части обычно не превышает 3 км (Хаин, 1979). В нижних частях разрезов (от средней юры до олигоцена) доминируют морские глинистые и песчано-глинистые породы, связанные с серией бореальных трансгрессий. В конце эоцена – раннем олигоцене начинается обширная регрессия, а к середине олигоцена море полностью освобождает территорию ЗСП, где с этого момента начинают накапливаться типичные континентальные песчано-алевритоглинистые отложения различного генезиса: аллювиально-озерные, болотные, золовые, ледниковые. В целом можно утверждать, что образование осадочного бассейна Западной Сибири является следствием пермо-триасового рифтогенеза. Формирование чехла в мезо-кайнозойское время протекало в условиях почти непрерывного устойчивого прогибания, которое компенсировалось поступлением обломочного материала, так, что ложе бассейна постоянно находилось вблизи уровня моря. В общем случае Западная Сибирь является примером осадочного бассейна, возникшего на месте области с прекратившимся рифтогенезом (Метелкин, Верниковский, 2005).

Длительное мезо-кайнозойское прогибание, компенсированное аккумуляцией мощных толщ рыхлых отложений и малая амплитуда неотектонических движений привели к тому, что неровности поверхности фундамента слабо выражены в современном рельефе Западной

Сибири. Тем не менее, она не может рассматриваться в качестве однообразной территории с плоским, чрезвычайно простым рельефом. Западно-Сибирская равнина является комбинацией как крупных (низменности, возвышенности и наклонные равнины), так и более мелких (валы, купола, антиклинали и т.д.) выраженных орографических единиц (Николаев, 1968; Мещеряков, 1972). Если говорить о морфоструктурном плане равнины, то здесь достаточно четко можно выделить две крупные провинции – северную и южную, разделенные возвышенной полосой Сибирских Увалов, протянувшейся в широтном направлении от Урала до Енисея (рис. 6.1). Северная провинция характеризуется субмеридиональной ориентировкой крупных морфоструктур и преимущественно прямым соотношением крупных элементов современного рельефа и геологических структур мезо-кайнозойского чехла. Возвышенностям здесь обычно соответствуют положительные геологические структуры, а низменностям – отрицательные. Для южной провинции характерна субширотная ориентировка морфоструктур. При этом отмечаются несоответствие указанной ориентировки крупных элементов рельефа и геологических структур чехла, значительная часть которых имеет субмеридиональное простирание, а также их инверсия (Городецкая, 1972). Однозначного объяснения подобного различия структурных планов северной и южной частей Западной Сибири нет, однако в свое время был выдвинут ряд гипотез, например, о ведущей роли новейшего горообразования в Алтае-Саянской складчатой области, Тянь-Шане и Памире (Казаринов, 1958) или о влиянии разновозрастности фундамента ЗСП (Дербилов, 1958). Ю.А. Мещеряков (1972) в связи с этим указывает, что в целом орографический план Западно-Сибирской равнины дает отчетливую картину наложения двух систем возвышенностей и низменностей – субмеридиональной и субширотной – которые он назвал «орографическими волнами». Закономерный характер распространения этих «волн» свидетельствует об их тектоническом происхождении.

Описанные выше особенности структурного плана Западно-Сибирской равнины проявляются в виде таких элементов рельефа современной «дневной поверхности», как широкие плоские междуречья и речные долины. На долю междуречных пространств приходится большая часть площади равнины, уклоны их поверхностей обычно незначительны, поэтому междуречья часто сильно заболочены, например, на территории Васюганской наклонной равнины расположены одноименные болота – одни из крупнейших в мире. Для северных районов, подвергшихся четвертичным оледенениям, характерен холмистый рельеф междуречий, обусловленный нагромождениями морен. В южных районах, особенно на территории Барабинской низменности и Кудундинской наклонной равнины (рис. 6.1) поверхность междуречных пространств часто осложнена гривным (грядово-ложбинным) рельефом. Гривы представляют собой длинные (измеряемые километрами) линейно вытянутые гряды, ориентированные с юго-запада на северо-восток. Генезис этих своеобразных форм

рельефа не первое десятилетие является предметом дискуссий; выдвигались гипотезы об их эоловом, тектоническом, гляциальном, эрозионном происхождении (Белецкая, Коломиец, 2019).

Второй по распространенности после междуречий элемент современного рельефа Западной Сибири – речные долины. Равнина дренируется более чем 2000 рек, общая протяженность которых превышает 250 тыс. км. Наиболее крупными реками являются Обь, Иртыш и Енисей. Почти вся равнина входит в бассейн Оби, лишь реки северной части территории, такие, как Пур, Таз, Надым, впадают непосредственно в Карское море; всего реки Западной Сибири выносят в бассейн Карского моря около 1200 км³ воды в год. Некоторые южные районы (Бараба, Кулунда) относятся к областям замкнутого стока, где реки впадают в бессточные озера, а в засушливые периоды могут пересохнуть полностью. Густота речной сети не слишком велика и отличается сильной неоднородностью в зависимости от климата региона – от 300-350 км/1000 км² в лесоболотной зоне до 20-30 км/1000 км² в южных степных районах. Благодаря особенностям рельефа Западно-Сибирской равнины для подавляющего большинства рек характерны малые продольные уклоны, низкая скорость течения и преобладание боковой эрозии. Поймы крупных рек могут достигать ширины 10-30 км, образуя протоки, рукава и старицы. Питание Западно-Сибирских рек осуществляется преимущественно за счет талых снеговых, в меньшей степени дождевых и болотно-грунтовых вод, поэтому 70-80% годового стока приходится на весну и начало лета, когда уровень крупных водотоков может подниматься на 7-10 и более метров.

Озера встречаются на территории Западно-Сибирской равнины повсеместно; согласно современным представлениям здесь насчитывается около 1 млн. озер, а общая площадь их поверхности составляет более 100 тыс. км². Столь большое количество озерных бассейнов может объясняться равнинностью и слабой дренированностью территории. Генезис озер может быть самым разнообразным, например, генетическая классификация Н.П. Белецкой (1987) включает четыре типа, девять классов, 26 подклассов, 25 родов и 11 видов озерных котловин Западной Сибири (см. Приложение 7). Минерализация озерных бассейнов также варьирует в широких пределах, отмечаются практически все типы вод – от ультрапресных до рассолов. Следует отметить, что высокоминерализованные водоемы чаще встречаются в южных частях равнины. Подавляющее большинство озер региона относятся к категории малых. Самым крупным озером Западной Сибири является бессточное оз. Чаны, площадь водного зеркала которого непостоянна. В настоящее время оно занимает около 2 тыс. км² при средней глубине ~2 м.

Западно-Сибирская равнина - территория с достаточно суровым, континентальным климатом. Континентальность нарастает к югу, по мере удаления от побережья Северного

Ледовитого океана. Географическое положение обуславливает преобладание западного переноса воздушных масс, но значительная удаленность равнины от Атлантического океана способствует ослаблению влияния атлантических воздушных масс на формирование ее климата. Равнинность Западной Сибири, ее открытость с севера и юга обеспечивают свободный меридиональный перенос, что сглаживает температурные и погодные различия. Зима характеризуется устойчивыми отрицательными температурами, средние значения которых колеблются от -40°C на севере до -15°C на юге. Если говорить об абсолютных минимумах, то они достигают на юге равнины $-45\text{...}-50^{\circ}$, а в центре и на севере -55°C . На холодный период приходится в южных районах 20%, а в северных - 35% от годовой суммы осадков. С ноября по март вся территория Западной Сибири покрыта снегом. В лесной зоне мощность снежного покрова превышает 50-60 см. В тундре она уменьшается до 40-50 см, а в степной зоне - до 25 - 30 см.

В теплое время года над равниной устанавливается пониженное давление, а над Северным Ледовитым океаном формируется область более высокого давления. В связи с этим летом преобладают слабые северные или северо-восточные ветры и заметно усиливается роль западного атмосферного переноса. Наиболее теплый месяц – июль, средняя температура которого колеблется от $+5^{\circ}\text{C}$ на крайнем севере до $+21\text{...}+22^{\circ}\text{C}$ на юге. Абсолютный максимум температуры достигает $+21^{\circ}\text{C}$ на севере и $+40\text{...}+45^{\circ}\text{C}$ в крайних южных районах. Высокие летние температуры в южной половине Западной Сибири объясняются поступлением сюда прогретого континентального воздуха с юга — из Казахстана и Средней Азии. На теплый период (с апреля по октябрь) в Западной Сибири приходится 70-80% годовой суммы осадков, распределение которых носит зональный характер. Наибольшее их количество (550 - 650 мм) выпадает в лесной зоне, протянувшейся от Урала до Енисея через среднее течение Оби. К северу и к югу от полосы максимальных осадков количество их постепенно уменьшается до 250-350 мм. К северу это происходит из-за роста влияния арктических воздушных масс с малым влагосодержанием, а к югу из-за ослабления циклонической деятельности и повышения температур (Михайлов, 1976; Мячкова, 1983; Гвоздецкий, Михайлов, 1987).

Климат Западной Сибири, особенно северной ее провинции, способствует широкому распространению многолетней мерзлоты. В районах крайнего севера это сплошная (моноконтинентная) толща мощностью от 300 до 600 метров. Южнее, примерно до широты Сибирских Увалов, мерзлота перемежается с островами таликов. Здесь ее толща разделяется на два горизонта – верхний, более тонкий и нижний (реликтовый), более мощный. Еще южнее, до субширотного течения р. Иртыш, присутствует лишь реликтовая мерзлота, залегающая на глубинах 100-250 м (Гвоздецкий, Михайлов, 1987).

6.2. Озера юга Западной Сибири

Южная часть Западной Сибири отличается широким спектром минерализации расположенных здесь озерных бассейнов. В качестве объектов изучения были выбраны озера Барабинской низменности, которая представляет собой равнину, слегка наклонную с северо-востока на юго-запад и незначительно (до 100-160 м) приподнятую над уровнем моря (рис. 6.1). Это лесостепной регион с севера ограниченный Васюганскими болотами, с юга – Кулундинской степью, на западе границей служит Прииртышский увал, а на востоке – р. Обь. На территории Барабы насчитывается более 2500 озер, занимаемая ими площадь превышает 5000 км², причем не менее 50% этой площади принадлежит в различной степени минерализованным водоемам (Орлова, 1990). Их число и степень солености вод наиболее высоки в южной и юго-западной части низменности, к северу и северо-западу степень минерализации вод уменьшается, что, прежде всего, связано с климатическими и, в меньшей степени, геологическими факторами (Панадиади, 1953). Подавляющее большинство озер относятся к мелким (менее 1 км²); чаще всего бассейны приурочены к районам развития гривного рельефа, где они занимают межгривные понижения и котловины.

Ниже рассматриваются результаты изучения донных отложений пяти бассейнов Барабинской низменности: двух суббассейнов Чановской озерной системы – Ярковского плёса и Малых Чанов, озер Иткуль, Большие Тороки и Большой Баган.

6.2.1. Озеро Чаны (Чановская озерная система)

Приступая к рассмотрению донных отложений оз. Чаны, необходимо отметить, что его можно считать озерной системой, включающей три почти самостоятельных бассейна – Большие Чаны, Малые Чаны и Яркуль (рис. 6.2). В свою очередь, Большие Чаны также не являются единой котловиной, а представляют собой систему из четырех соединенных протоками и мелководными участками плёсов: Ярковского, Тагано-Казанцевского, Чиняихинского и Юдинского.

Сложная морфология бассейна оз. Чаны определяет одну из его наиболее характерных и интересных особенностей - изменчивость минерализации вод в разных суббассейнах, что объясняется низким водообменом между отдельными частями водоема и распресняющим действием питающих рек. Выделяются пресноводная часть (Малые Чаны), солоноватоводная (Большие Чаны) и высокоминерализованная, периодически пересыхающая (Юдинский плёс). В озеро Малые Чаны впадают реки Каргат и Чулым. Доля речного стока в питании озера составляет около 45 %, атмосферного 55 % (Савкин и др., 2006).

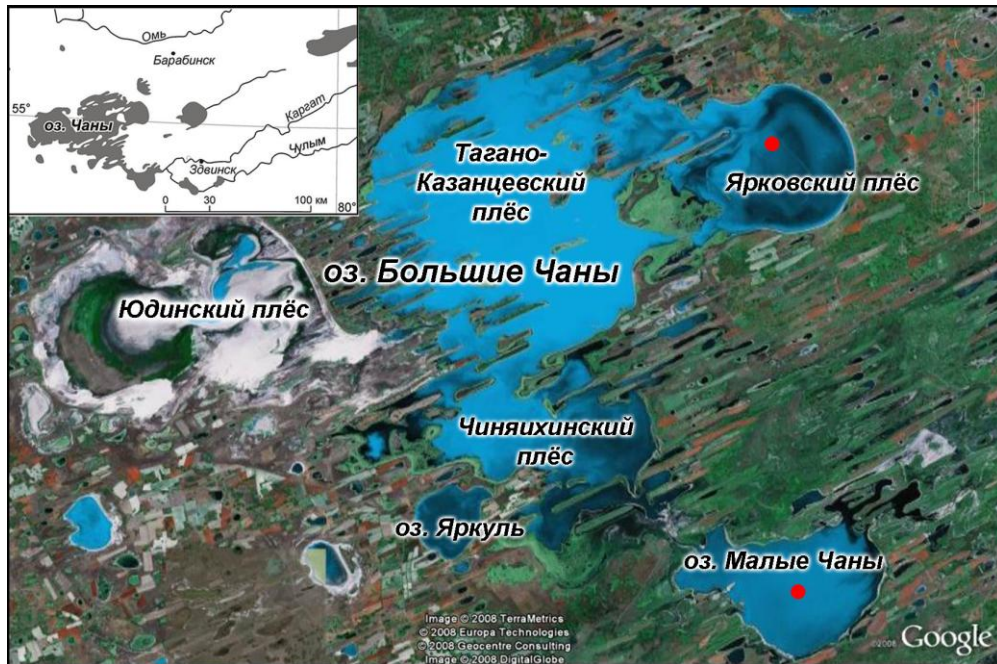


Рис. 6.2.. Космоснимок Чановской озерной системы (Google Earth). На врезке – географическое положение озера. Красными точками отмечены места отбора кернов.

Ряд исследований, проводившихся во второй половине прошлого века, выявил многолетние пульсации оз. Чаны: каждые 30-40 лет оно проходит две фазы обводненности: многоводную и маловодную (Пульсирующее озеро..., 1982). В последние два десятилетия велось, в основном, гидрологическое, гидрохимическое и экологическое изучение озера. В частности, рассматриваются его водный баланс, геохимические характеристики озерных вод (Савкин и др., 2005, 2006; Обзор экологического состояния..., 2015), поведение в них изотопов углерода, кислорода, серы и азота (Doi et al., 2004; Mizota et al., 2009), древняя и современная биота бассейна (Shikano et al., 2006; Kipriyanova et al., 2007; Безматерных и др., 2011; Жилич и др., 2015; Хазин и др., 2016). Однако в этих работах почти не рассматриваются состав и строение собственно осадочных толщ. Ниже приводятся данные детальных литолого-минералогических исследований отложений двух суббассейнов Чановской системы – Ялковского плёса и оз. Малые Чаны в связи с климатическими изменениями на юге Западной Сибири в голоцене.

6.2.1.1. Ялковский плёс озера Чаны

Ялковский плёс представляет собой часть озера, в достаточной степени удаленную от устьев рек Каргат и Чулым, поэтому в него поступает уже осолоненная вода Больших Чанов (рис. 6.2). Общая минерализация вод плёса составляет ~ 7 г/л, $\text{pH}=8,8$, они относятся к хлоридным натриевым и имеют следующий ионный состав: (мг/л): Cl^- (3040), SO_4^{2-} (1090), Na^+ (2560), Mg^{2+} (630), K^+ (40), Ca^{2+} (40). КERN длиной 325 см был получен в центральной части

водоема в точке с координатами: 54°96'24" N и 77°95'95" E; глубина воды в месте отбора составляла 3,6 м (Жданова и др., 2017). Охарактеризованные керном отложения представлены преимущественно алевритовым и пелитовым материалом с различной примесью песка (рис. 6.3). В подошве разреза (325-274 см) залегает слой плотных опесчаненных глинисто-алеувитовых осадков коричневатого-серого оттенка, относящихся к подстилающей субаэральной глинной толще. Выше по разрезу, в интервале 274-200 см эта толща переходит в субаквальные отложения, представленные глинисто-алеувитовым материалом с незначительной (первые %) примесью песка. В осадках присутствует растительный детрит, среднее количество органического вещества составляет около 10%. Для этой толщи характерны значительные колебания содержания карбонатов: на уровне 270-260 см оно достигает ~30% осадка, тогда как в интервале 240-220 см карбонаты либо полностью отсутствуют, либо их содержание минимально (1-2%).

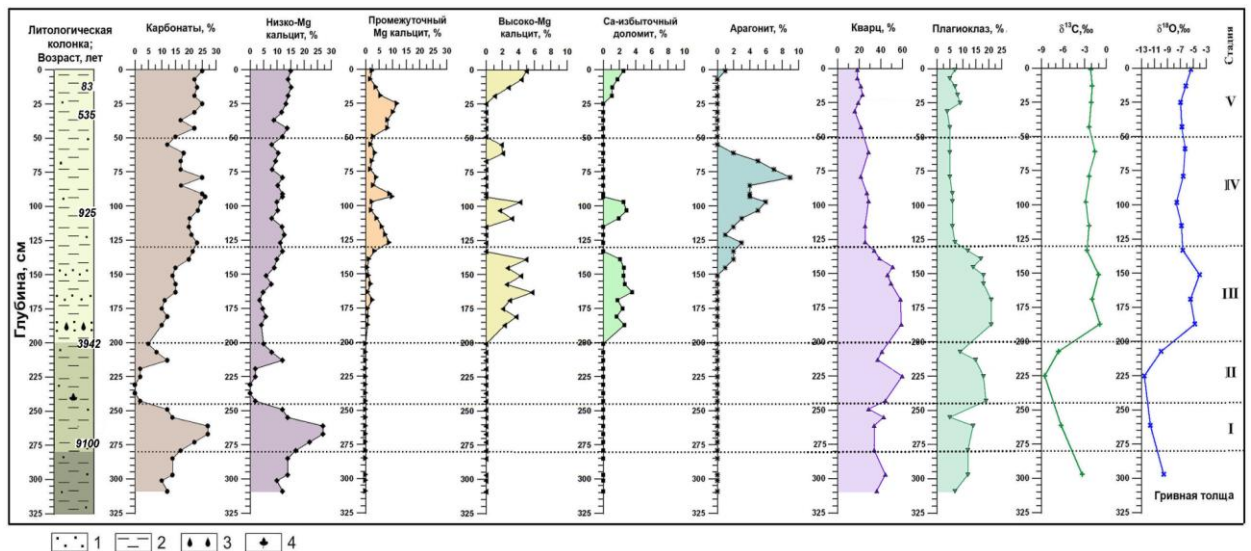


Рис. 6.3. Литологическая колонка голоценового осадочного разреза Ярковского плеса, возрастная модель, распределение карбонатных минералов, кварца, плагиоклаза и стабильных изотопов ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$). Условные обозначения: 1 – песок, 2 – алеврито-глинистые отложения, 3 – остракоды, 4 – растительный детрит.

В интервале 200-0 см залегают отложения озера, похожего на современное. Они также представлены преимущественно смесью алевритового и пелитового материала с некоторой примесью песка, однако в нижней четверти интервала (200-130 см) доля песчаной фракции весьма значительна и составляет до 40-50% осадка (рис. 6.4, б). Псаммитовый материал образует ряд прослоев, наиболее мощный из которых, вскрытый на уровне 185-193 см, содержит раковины остракод. Песчаные прослои указывают на мелководность озера и на изменчивость его уровня в этом интервале. Выше 130 см доля песка резко падает вплоть до полного его исчезновения, керн представлен серыми пелитово-алеувитовыми осадками с высокой влажностью; содержание карбонатов в них колеблется в пределах 10-25% (рис. 6.4, а).

Можно полагать, что глубина озера в этом интервале была больше по сравнению с опесчаненной толщей.

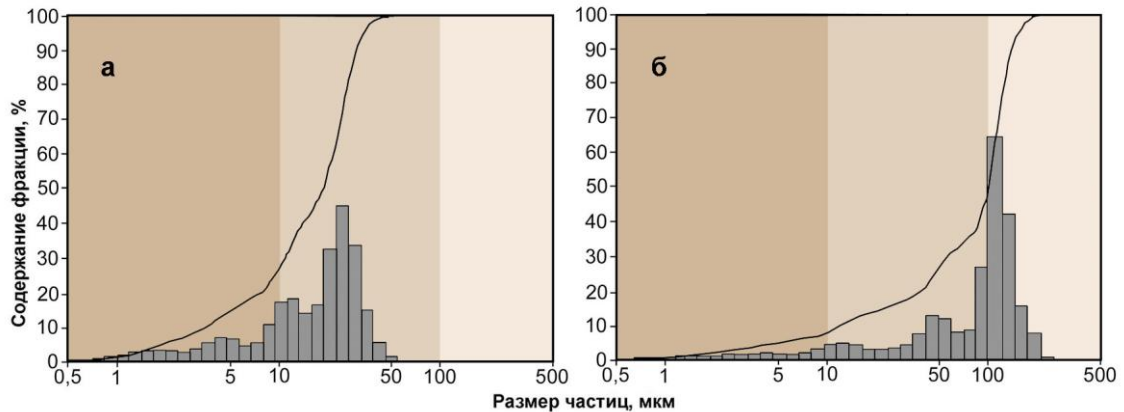


Рис. 6.4. Результаты гранулометрического анализа образцов осадочного разреза Ярковского плеса: **а** – глубина 46-48 см (стадия V), увлажнение климата, период обводнения озерной котловины; **б** – глубина 148-150 см (стадия III), аридный климат, мелководное озеро. Карбонаты предварительно растворены.

Для верхней части керна по изотопам свинца получена стратиграфически правильная последовательность дат. Ступенчатая форма графиков распределения ^{210}Pb в интервале 0-14 см (рис. 6.5), по-видимому, обусловлена перемешиванием волнами озера полужидкого осадка, влажность которого не опускается ниже 70%. Согласно модели, возраст осадков на глубине 12-14 см составляет 83 ± 17 лет.

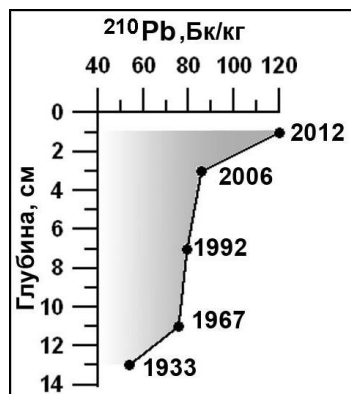


Рис. 6.5. Глубинно-возрастная модель верхней части керна отложений Ярковского плеса, основанная на гамма-спектрометрическом анализе радиоактивного изотопа ^{210}Pb .

Радиоуглеродные даты, полученные методом AMS по карбонатному (ТIC) и органическому (ТОС) веществу, скорректированные с учетом эффекта «старого» углерода, находятся в интервале 530 кал. л.н. (гл. 33 см) – 9100 кал. л.н. (гл. 274 см).

Таким образом, начало озерного седиментогенеза здесь приходится на середину бореального периода (рис. 6.3). Граница между относительно мелководной и глубоководной частями разреза на глубине 200 см имеет возраст около 3900 кал. лет, что соответствует второй половине суббореала.

В минеральном составе донных осадков Ярковского плеса по данным XRD анализа и ИК-спектроскопии преобладают кварц, плагиоклаз, карбонаты, в подчиненном количестве отмечаются слюда, хлорит, пирит. Высокие содержания кварца и полевых шпатов наблюдаются в интервале глубин от 310 до 130 см (рис. 6.3). Содержание слюды и хлорита (~10%) слабо изменяется вдоль разреза. Доля карбонатов в большинстве образцов осадочной толщи

составляет в среднем около 20% от минерального состава осадка, причем резкие колебания их содержания от 0 до 30% наблюдаются в нижней части разреза. Карбонатные минералы относятся преимущественно к кальцит-доломитовому ряду. Методом моделирования XRD спектров установлено, что практически постоянным компонентом осадков Ярковского плёса является низко-Mg кальцит, а отдельные интервалы разреза содержат промежуточный Mg-кальцит, высоко-Mg кальцит и Са-избыточный доломит. Примеры моделирования XRD профилей карбонатов кальцит-доломитового ряда приведены на рис. 6.6, параметры модельных XRD профилей представлены в табл. 6.1.

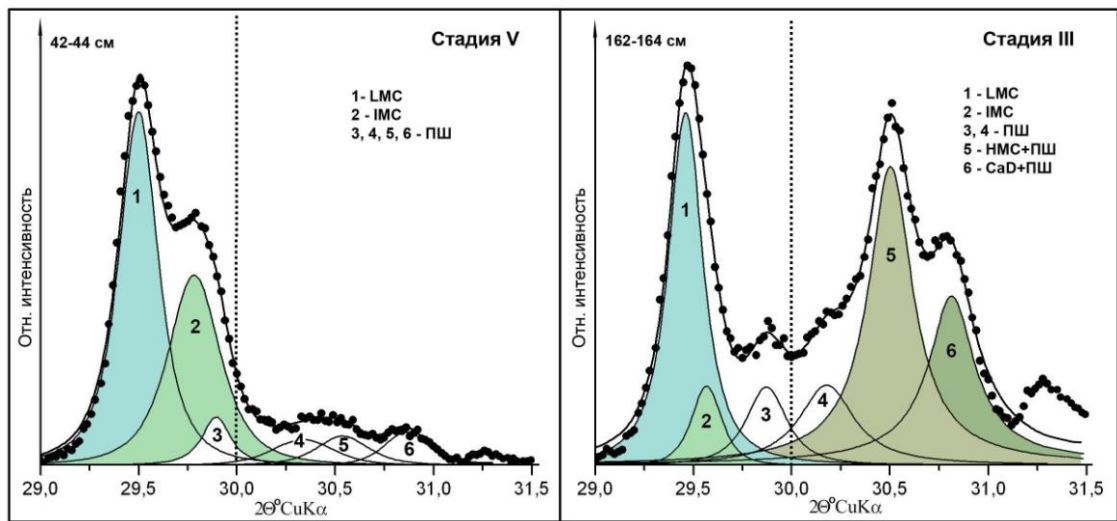


Рис. 6.6. Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов кальцит-доломитового ряда из осадков Ярковского плёса. Обозначения: LMC – низкомагнезиальный кальцит, IMC – промежуточный магнезиальный кальцит, HMC – высокомагнезиальный кальцит, CaD – кальций избыточный доломит, ПШ – полево шпат.

Таблица 6.1. Параметры модельных XRD профилей карбонатов осадков Ярковского плеса оз. Большие Чаны (рис. 6.6), сформировавшихся в условиях аридного (стадия III) и гумидного климата (стадия V).
Общее содержание карбонатов в образце принимается за 100%.

Стадия	Глубина, см	Карбонаты	№ линии	$2\theta^\circ\text{CuK}\alpha$	$d, \text{Å}$	Содержание	
						фазы, %	MgCO_3 , мол. %
V	42-44	Низко-Mg кальцит	1	29.499	3.029	63	2
		Промежуточный Mg кальцит	2	29.772	3.00	37	12
III	162-164	Низко-Mg кальцит	1	29.460	3.033	32	0.7
		Промежуточный-Mg кальцит	2	29.580	3.02	6	5
		Высоко-Mg кальцит	5	30.503	2.932	38	35
		Са-избыточный доломит	6	30.813	2.903	24	44

Наблюдаются значительные различия в дифракционных картинах карбонатных минералов, осаждавшихся на разных этапах жизни озера. Кроме того, в интервале 55-150 см присутствует арагонит в количестве, не превышающем 10% осадка. Данные ИК-спектроскопии подтверждают выводы, сделанные на основе математического моделирования рентгеновских профилей образцов осадков (Жданова и др., 2017).

На основании минералого-кристаллохимических исследований донных осадков Яркового плёса оз. Чаны нами выделено 5 стадий его эволюции, отражающих изменения климатических условий в регионе на протяжении голоцена (рис. 6.3). В донных осадках стадии I, подошва которых, залегающая на субаэральных отложениях глинной толщи, имеет возраст ~9100 лет, наблюдается пик карбонатности. При этом карбонаты, содержание которых здесь максимально (~30% осадка), представлены низко-Mg кальцитом, что свидетельствует об умеренной насыщенности вод по карбонатам и умеренной солености. На умеренную соленость водоема указывает и низкая величина Sr/Ca-отношения, которая составляет ~0,005. В целом, климат стадии I можно считать сравнительно влажным. На стадию II (240-200 см, ~7000–3900 кал. л.н.) приходится минимум содержания карбонатов в разрезе, их осаждение или незначительно или вовсе не происходит. В отложениях преобладают терригенные минералы – кварц и плагиоклаз (рис. 6.3). Вопрос о состоянии Яркового плёса в указанный период остается открытым: в качестве вариантов могут рассматриваться как очень мелководный опресненный водоем, так и болотистая низина.

Анализ стабильных изотопов кислорода и углерода в карбонатах Яркового плёса показал, что $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ принимают только отрицательные значения (рис. 6.3). Тренды распределения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ изменяются синхронно (ковариантно), что характерно для непроточных водоемов. Самые низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (–12,0 и –13,0‰) приходятся на стадию I и, особенно, стадию II. Эти стадии также характеризуются низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ –5,0‰ в стадию I и –9,0‰ в стадию II. Такие величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ свидетельствуют в пользу поступления метеорных вод, обогащенных легкими изотопами кислорода и углерода.

Стадия III (200-130 см, ~3900-1300 кал. л.н.), охватывающая вторую половину суббореала – первую половину субатлантика, характеризуется мелководными условиями и повышенной соленостью вод. В эту стадию идет довольно активное осаждение высоко-Mg кальцита и Ca-избыточного доломита (рис. 6.6, обр. 162-164 см). В осадках первой половины стадии наблюдается значительное количество раковин остракод. Возможно, озеро было плайевым, на что указывает присутствие в осадках Ca-избыточного доломита (Last, 1990). О низком стоянии озера в этот период свидетельствует одновременно резкое повышение значений $\delta^{18}\text{O}$ до –4‰ и $\delta^{13}\text{C}$ до –1‰, а также сравнительно крупная размерность терригенного

материала отложений (рис. 6.4, б). В стадию IV (~1300-600 кал.л.н.) среди карбонатных минералов доминируют низкомагнезиальные и промежуточные разности кальцитов, эпизодически наблюдается осаждение высоко-Mg кальцитов и Са-избыточных доломитов, а также стронциевого арагонита, содержание которого достигает 10% минеральной компоненты (рис. 6.3). В стадию IV значения $\delta^{18}\text{O}$ понижаются относительно стадии III и остаются практически неизменными на уровне -7‰ , что указывает на увеличение притока метеорных вод и относительно стабильные условия в водоеме.

В нижней половине стадии V установлены лишь низкомагнезиальные и промежуточные кальциты (рис. 6.6, обр. 42-44 см). Однако в верхней половине стадии наблюдается появление высоко-Mg кальцита и Са-избыточного доломита, что свидетельствует о процессе обмеления озера и аридизации климата. Подтверждением этого служит увеличение содержания тяжелого изотопа ^{18}O до -5‰ . По результатам спорово-пыльцевого анализа на уровне 25 см наблюдаются резкие изменения состава палинологических спектров, свидетельствующие о смене климатических условий (Пульсирующее озеро..., 1982). Лесостепь уступает место степным формациям. Возрастает роль пыльцы травянистых (главным образом маревых) и кустарничковых растений. Все это указывает на уменьшение увлажненности климата, продолжающееся до наших дней.

6.2.1.2. Озеро Малые Чаны

Другой крупный суббассейн Чановской системы – оз. Малые Чаны (рис. 6.2). Именно в него впадают реки Каргат и Чулым, обеспечивающие 45% водного бюджета всей озерной системы. Минерализация бассейна изменяется в зависимости от сезона года, но в среднем она составляет около 1 г/л; по химическому составу воды относятся к гидрокарбонатно-хлоридным магниевно-натриевым (Пульсирующее озеро..., 1982; Обзор экологического состояния..., 2015).

В центральной части бассейна получен керн длиной 360 см, из которых верхние 290 см относятся к озерным осадкам, а подстилающая толща 290-360 см представлена субэральными отложениями (рис. 6.7). Нижняя часть озерного разреза до уровня 200 см представлена преимущественно коричневато-серым песчано-алевритовым осадком. Вверх по разрезу этот горизонт переходит в более тонкозернистые, глинисто-алевритовые, в разной степени опесчаненные отложения, в интервале глубин 0-160 см обогащенные органическим веществом (Жданова и др., 2019). Датирование радиоуглеродным методом показало, что на уровне 160-170 см возраст осадков составляет 3050 кал. лет, на уровне 100-105 см - 1900 кал. лет, на уровне 50-55 см – 580 кал. лет.

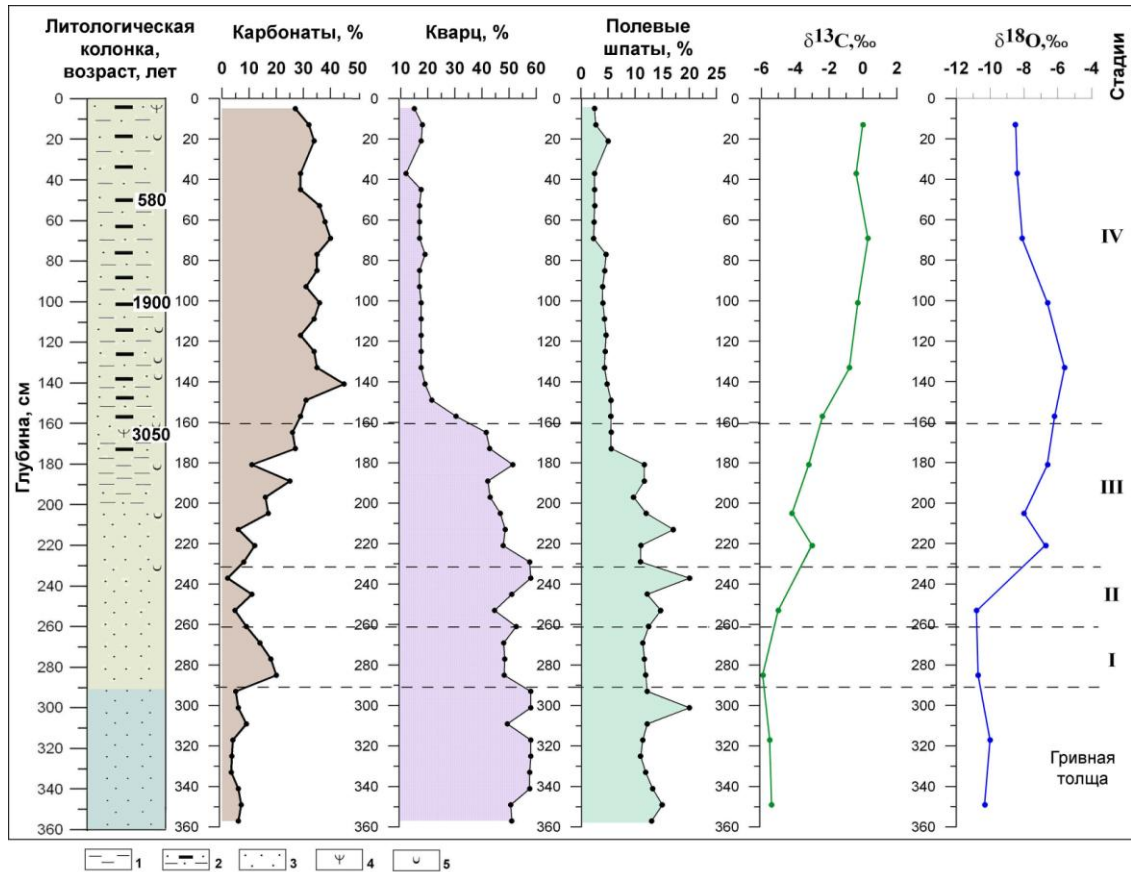


Рис. 6.7. Литологическая колонка голоценового осадочного разреза оз. Малые Чаны, возрастная модель, распределение карбонатных минералов, кварца, полевых шпатов и стабильных изотопов ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$). Условные обозначения: 1 – алеврит, 2 – песчано-алевритовый сапропелевый осадок, 3 – песок, 4 – растительный детрит, 5 – раковины моллюсков.

Определение возраста нижней, песчано-алевритовой толщи не проводилось ввиду отсутствия там достаточного количества карбонатного и органического материала. Однако, учитывая тот факт, что оба речных притока Чановской системы впадают именно в оз. Малые Чаны, можно полагать, что заполнение котловины водой (и, соответственно, осадконакопление) началось здесь не позже, чем в Ярковском плёсе, т.е. в начале-середине бореала.

Методами рентгеновской дифрактометрии и ИК-спектроскопии установлено, что доминирующими минералами в осадках оз. Малые Чаны являются кварц, полевые шпаты и карбонаты, в подчиненных количествах присутствуют гипс, бассанит, пирит, слюда, хлорит, каолинит. На долю карбонатов в верхней части керна (от 180 см) приходится от 20% до 50 % минеральной составляющей осадка, в нижней части карбонатов значительно меньше и наблюдаются резкие колебания их содержания от 2% до 25% (рис. 6.7). Выполненная методом математического моделирования XRD спектров диагностика карбонатных фаз выявила присутствие низкомагнезиальных и промежуточных разновидностей кальцита, соотношения которых могут существенно варьировать, и следовые количества арагонита (рис. 6.8). Следует отметить, что в нижней части разреза (240-290 см) встречаются только низко-Mg кальциты.

Арагонит, обнаруженный в интервале 100-165 см, очевидно, связан с присутствием в осадках раковин моллюсков.

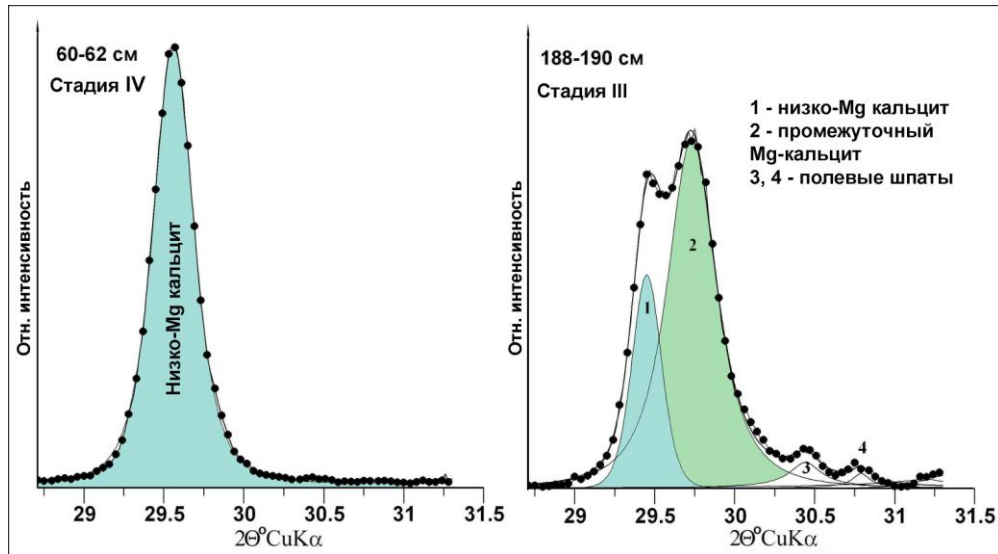


Рис. 6.8. Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов кальцит-доломитового ряда из осадков оз. Малые Чаны.

Высокие содержания кварца (до 60%) и полевых шпатов (до 20%) наблюдаются в интервале глубин от 360 до 160 см и от 360 до 180 см, соответственно. Выше по разрезу содержание этих минералов в керне снижается примерно в 2 раза (рис. 6.7). Полевые шпаты представлены калиевым полевым шпатом (микроклином) и плагиоклазом (альбитом). Слюда присутствует во всех изученных образцах, содержание ее слабо изменяется вдоль разреза и составляет не более 10% от минеральной части осадка. В образцах верхней части керна (180-0 см) увеличивается содержание органического вещества, появляется пирит (FeS_2), гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и бассанит ($\text{CaSO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$), который, видимо, является продуктом замещения гипса (Жданова и др., 2019).

По результатам комплексных исследований осадочного разреза оз. Малые Чаны выделены четыре стадии его эволюции, отражающих изменения условий осадконакопления в регионе на протяжении голоцена (рис. 6.7). В стадию I (290-260 см) это мелководный бассейн, в котором наряду с терригенными компонентами отлагается низко-Mg кальцит в количестве до 20-25%. Стадии II (260-230 см) отвечают минимальные содержания карбонатов в разрезе и низкие темпы седиментации; вероятно, имели место продолжительные перерывы в осадконакоплении. Только в конце этого этапа происходит некоторое увеличение притока вод в котловину. В стадию III (230-160 см) озеро характеризуется мелководными условиями и повышенной соленостью вод, что согласуется с данными, полученными по спорово-пыльцевым комплексам (Жилич и др., 2015) и остракодам (Хазин и др., 2016). В эту стадию идет рост содержания аутигенных карбонатов в разрезе, причем наблюдается активное осаждение промежуточного Mg-кальцита с содержанием MgCO_3 от 7 до 11 мол. % (рис. 6.8,

обр. 188-190 см). На аридизацию климата и засоление озера в этот период указывает также одновременное повышение значений $\delta^{18}\text{O}$ до -7‰ и $\delta^{13}\text{C}$ до -3‰ . Количество кварца и полевых шпатов в осадках начинают постепенно снижаться (рис. 6.7). Если говорить о возрасте отложений стадии III, то дата 3050 кал. л.н. на уровне 160-170 см указывает на вторую половину суббореального периода.

Стадия IV (160-80 см), является самой значительной по мощности осадков, но не самой протяженной по времени, охватывая конец суббореального и субатлантический период. Она характеризуется значительным изменением условий осадконакопления. Резко понижаются содержания кварца и полевого шпата в осадках, увеличивается содержание органического вещества. Общее количество карбонатов в осадках возросло, но при этом промежуточные разновидности кальцита перестают доминировать среди них, уступая первенство низкомагнезиальным, содержание которых во второй половине стадии достигает 30-40% от минеральной части (рис. 6.8, обр. 60-62 см). Значение $\delta^{18}\text{O}$ снижается до -8‰ ... -9‰ по сравнению с подстилающими отложениями, что свидетельствует об увеличении притока метеорных вод. На восстановительную обстановку в осадках указывает присутствие пирита, гипса и бассанита.

6.2.2. Озеро Иткуль

Озеро Иткуль расположено на территории Восточно-Барабинской низменности представляющей собой аллювиально-озерную равнину в пределах лесостепной ландшафтной зоны Новосибирской области (рис. 6.9). Для данного района характерна развитая речная сеть, наиболее крупный водоток – река Чулым, от которой озеро отстоит на 2,5 км, однако с ней не связано, т.к. отделено линейной возвышенностью – гривой и имеет более высокую гипсометрическую отметку.

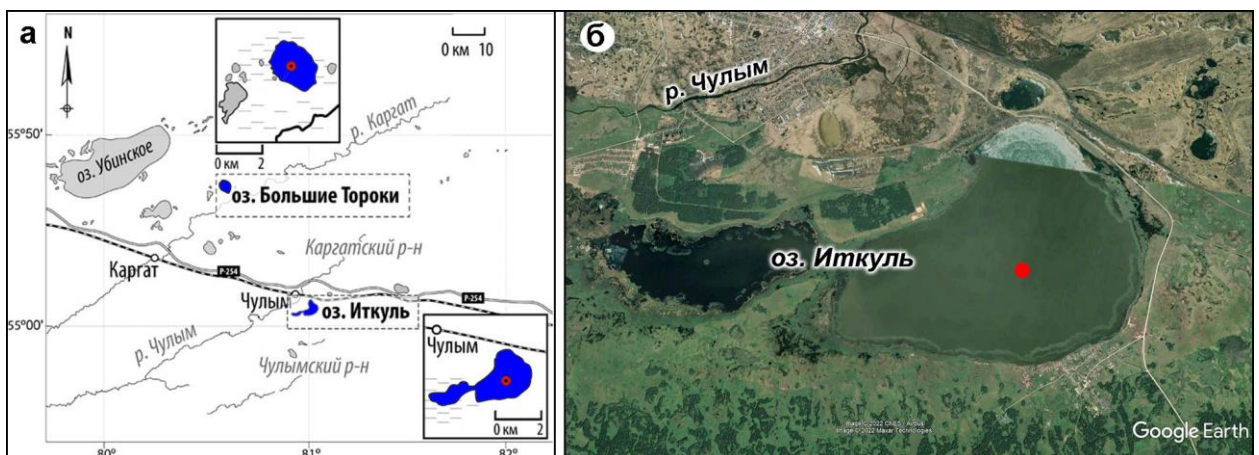


Рис. 6.9: а - карта-схема расположения озер Иткуль и Большие Тороки на территории Новосибирской области (Мальцев и др., 2019); б – космоснимок оз. Иткуль (Google Earth). Красным отмечены точки отбора кернов.

Одновременно оз. Иткуль находится на восточном краю Причановской равнины – области распространения лёссовидных суглинков позднеледникового возраста (гривная толща). Эти отложения обнажаются по берегам озера и являются источником терригенного материала осадков. Бассейн оз. Иткуль состоит из основной котловины и мелководного залива в западной части. Длина озера 5,2 км (с заливом — 8,7 км), наибольшая ширина — 3,7 км, средние глубины составляют ~1,5–1,8 м (максимальная — 3 м), площадь водного зеркала равна 15,1 км², площадь водосбора — 124 км². Водное питание осуществляется за счет весенних паводков и атмосферных осадков. Воды оз. Иткуль относятся к гидрокарбонатным натриевым, и имеют следующий ионный состав (мг/л): HCO₃⁻ (1220), Cl⁻ (357) SO₄²⁻ (36), Na⁺ + K⁺ (350), Mg²⁺ (100), Ca²⁺ (24). Общая минерализация составляет 2098 мг/л (солончатые воды), pH = 9,1. (Солотчина и др., 2019; Мальцев и др., 2020).

Керн озерных отложений отобран в центральной части озера, в точке с координатами 55°03'54" N, 81°02'47" E. Его длина составляет 180 см, из которых верхние 162 см представляют собой собственно озерные осадки, а нижние 18 см относятся к подстилающим отложениям гривной толщи (рис. 6.10). По гранулометрическому составу озерные осадки довольно однородны, и представлены смесью пелитового и алевритового материала с различным соотношением фракций. Псаммитовый материал практически отсутствует, вероятно, песок, присутствующий в размываемой лёссовидной толще, осаждался в прибрежной зоне, не достигая центральной части озера. В разрезе можно выделить несколько интервалов, различающихся по цвету осадка: 138-162 см – темно-коричневый, преимущественно глинистый прослой с обломками раковин моллюсков; 55-138 см – темно-серый алеврито-глинистый прослой, в подошве которого (136-138 см) залегает светло-коричневый слой с включениями остракод; 0-55 см – светло-серый увлажненный осадок (ил) с редкими растительными остатками.

По данным рентгеновского дифракционного анализа основными минералами в озерных отложениях оз. Иткуль (интервал 0-162 см) являются кварц, карбонаты, плагиоклаз (Солотчина и др., 2019). В подчиненных количествах на протяжении всего разреза присутствуют глинистые минералы (иллит, хлорит, каолинит), калиевый полевой шпат, эпизодически отмечаются пирит, амфибол, следы гипса, в верхних горизонтах следы ильменита.

Содержание карбонатов на протяжении большей части разреза (0-120 см) по данным ИК-спектроскопии составляет 20-40% от минеральной части осадка (рис. 6.10).

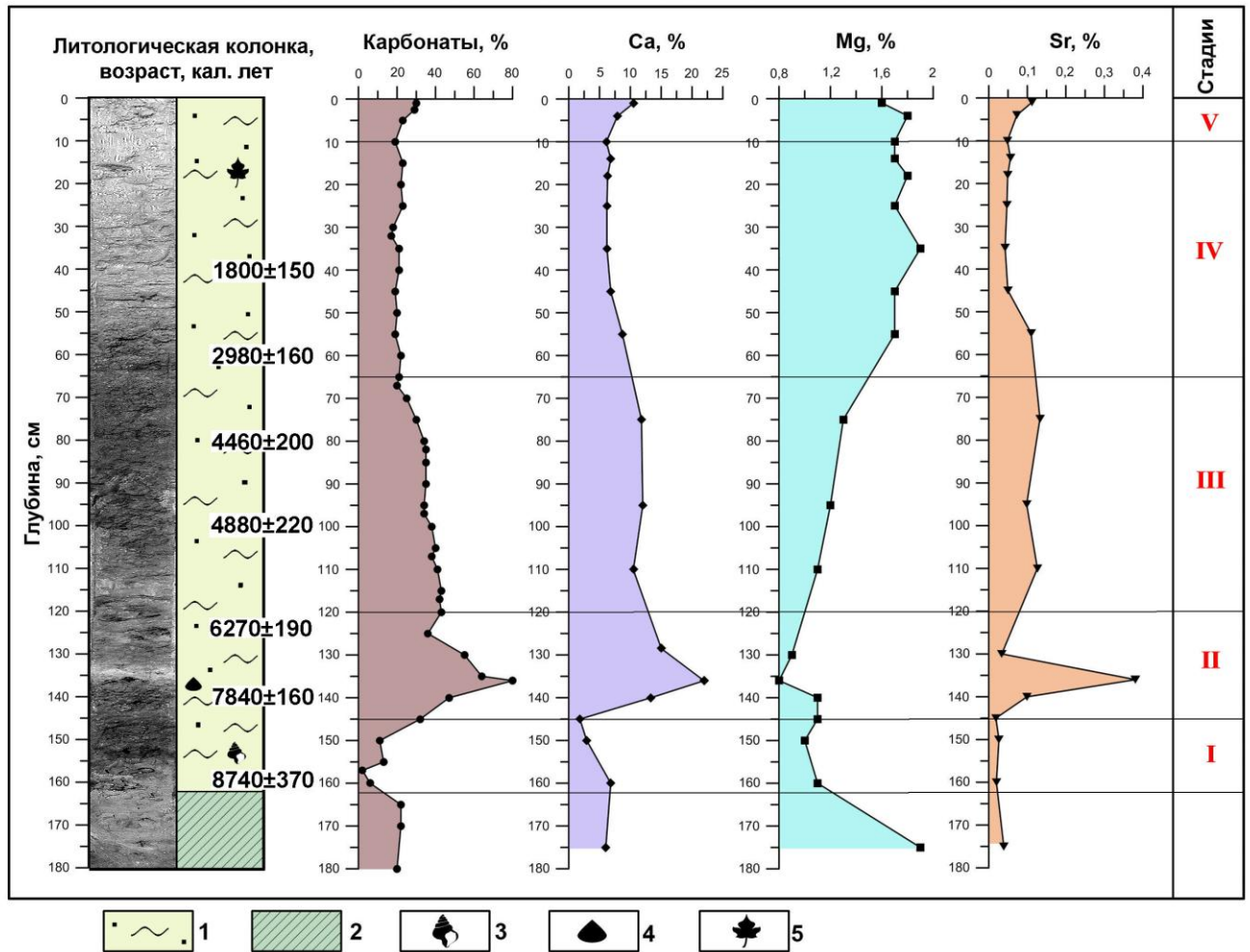


Рис. 6.10. Литологическая колонка голоценового разреза осадков оз. Иткуль, возрастная модель, распределение карбонатных минералов, геохимических индикаторов палеоклиматических изменений (Ca, Mg, Sr) и выделенные стадии эволюции озера. 1 — алевроито-глинистый осадок, 2 — лёссовидные отложения, 3 — раковины моллюсков, 4 — остракоды, 5 — растительный детрит.

В низах разреза (интервал 120-145 см) содержание карбонатных минералов существенно выше, в том числе на глубине 136-138 см оно максимально – 80%, в подошве разреза доля карбонатов составляет первые %. В ансамбле карбонатов доминируют минералы кальцит-доломитового ряда, присутствуют арагонит и родохрозит. Разложением дифракционных максимумов аутигенных Ca-Mg карбонатов на индивидуальные пики установлено, что в осадках оз. Иткуль преобладают промежуточные Mg-кальциты с содержанием в структуре $MgCO_3$ – 6-8 мол.% и низко-Mg кальциты с малым количеством $MgCO_3$ – 2-3 мол.% (рис. 6.11). Эпизодически встречаются высоко-Mg кальциты (первые %) с $d_{104} = 2,94\text{\AA}$, в редких образцах установлены следовые содержания Ca-избыточных доломитов. Содержание арагонита в разрезе колеблется от 0 до 35% карбонатной составляющей осадка, родохрозита от 0 до 5%.

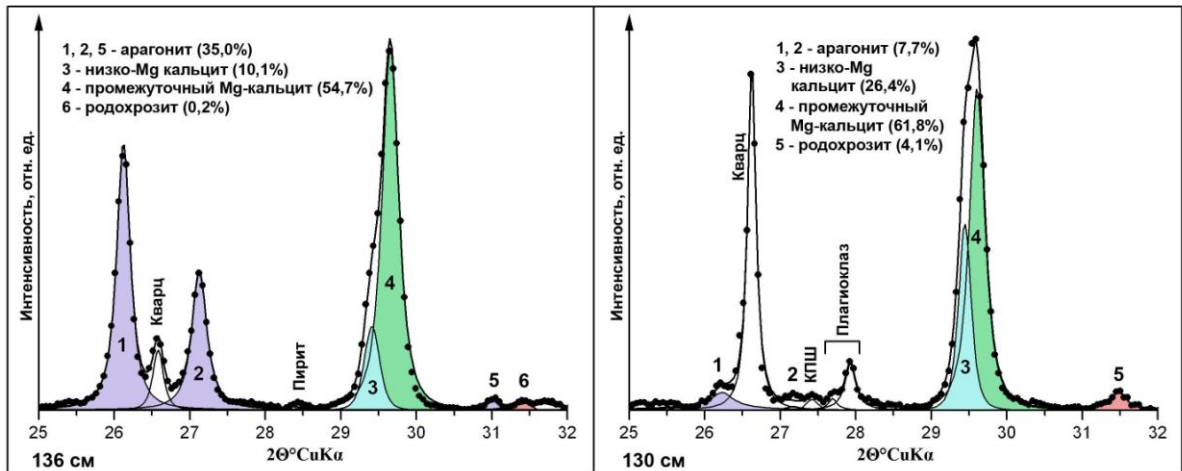


Рис. 6.11. Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов осадков оз. Иткуль.

На основе минералого-кристаллохимического изучения карбонатов донных осадков озера Иткуль выделено 5 стадий его эволюции (рис. 6.10). Стадия I (162-145 см) – начальный этап формирования водоема, характеризуется активным накоплением терригенных минералов – продуктов разрушения четвертичных отложений водосбора: кварца, полевых шпатов, слоистых силикатов (слюды, хлорита, каолинита). Химический состав образцов полностью согласуется с их минеральным составом, определенным по данным XRD анализа. В эту стадию отмечаются самые высокие в разрезе содержания SiO_2 (57%), Al_2O_3 (14%) и K_2O (3%). Возраст осадков в подошве разреза составляет около 8750 кал. лет, что соответствует второй половине бореального периода. В условиях высокого стояния озерных вод и их малой минерализации наблюдается низкая интенсивность карбонатной седиментации. Карбонаты представлены низко-Mg кальцитами, их содержание не превышает 10% от минерального состава осадков (рис. 6.10).

Стадия II (145-120 см), судя по возрастной модели, охватывает большую часть атлантического периода. Минеральный состав осадков резко отличается от нижележащих осадков стадии I высоким содержанием карбонатов (рис. 6.10), что указывает на засушливые обстановки. Произошло экстремальное обмеление водоема и увеличение его минерализации, в основном из-за уменьшения разгрузки питающих подземных вод вследствие аридизации климата. Это был самый драматический период в жизни озера, возможно, оно было плайевым. Содержание карбонатов достигает 80% от минерального состава осадков. Моделированием XRD спектров установлено, что в двухсантиметровом прослое на глубине 136-138 см при явном доминировании Mg кальцитов присутствует значительное количество арагонита - до 35% от карбонатной составляющей (рис. 6.11). Соосаждение арагонита с Mg-кальцитами возможно при повышенной карбонатной щелочности и увеличении солености вод, о чем свидетельствует резкое повышение в осадке Sr/Ca отношения. Методом электронной микроскопии в интервале

136-138 см обнаружено присутствие раковин остракод, энергодисперсионные спектры которых показали, что они сложены кальцитом (рис. 6.12, табл. 6.2). Арагонит (орторомбическая симметрия) сконцентрирован в хемогенной части осадка (рис. 6.12), и представлен стронциевой разновидностью, о чем свидетельствует более высокое межплоскостное расстояние d_{111} основного аналитического пика по сравнению с эталонным. Присутствие в арагоните Sr также подтверждается данными электронной микроскопии (табл. 6.2). В верхней части стадии содержание арагонита понижается и не превышает 10% от карбонатной составляющей осадка, растет содержание Mg-кальцитов и родохрозита (рис. 6.11, обр. 130 см).

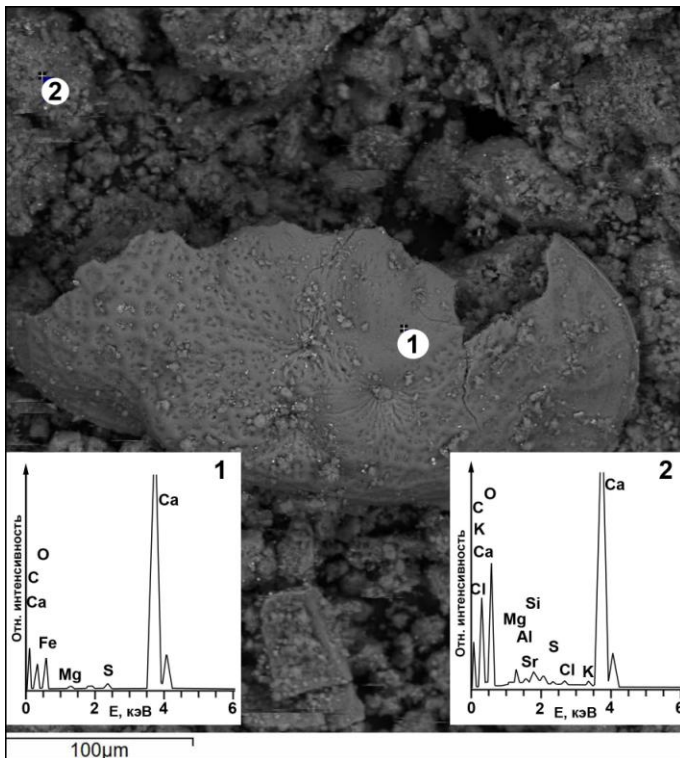


Рис. 6.12. Электронно-микроскопический снимок образца донных осадков оз. Иткуль, глубина 136 см (стадия II). На врезках энергодисперсионные спектры: 1) раковины остракоды, 2) арагонита хемогенной части осадка. Элементный состав карбонатов представлен в табл. 6.2.

Табл. 6.2. Элементный состав карбонатов образца 136 см по данным электронной микроскопии.

Объект	Карбонат	Содержание элементов, %									Σ
		Ca	Mg	Sr	Fe	S	Si	Al	K	O	
Раковина остракоды (1)	Кальцит	57,48	0,4	0	0,69	0,31	0	0	0	41,12	100
Осадок (2)	Арагонит	34,09	1,11	1,14	0,26	0,51	0,98	0,35	0,16	61,4	100

Стадия III (120-65 см) в отличие от предыдущих стадий I и II, довольно продолжительная (рис. 6.10); она охватывает практически весь суббореал, когда климат стал в целом прохладнее по сравнению с атлантическим периодом, и характеризуется некоторым повышением уровня озера. В осадках увеличивается количество кварца, плагиоклаза,

глинистых минералов, поступающих из обрамления бассейна. Содержание хемогенных карбонатов стабильно на протяжении всей стадии и при этом достаточно высоко - около 35-40% от минерального состава осадков. Они представлены Mg-кальцитами низкой и промежуточной степени магниальности, в подчиненном количестве отмечается Sr-арагонит, следы родохрозита.

В стадию IV (65-10 см, конец суббореала – большая часть субатлантика) происходит понижение содержания карбонатов до 20% от минерального состава осадков, что указывает на увеличение уровня воды в озере и уменьшение ее минерализации. В этот период увеличился терригенный снос, что подтверждается ростом в осадке Si, Al, Fe, Na. В осадках нижней половины стадии Mg-кальциты представлены промежуточными и низко-Mg разновидностями. Однако выше по разрезу (интервал 25-15 см) содержание карбонатов несколько увеличивается, повышается их магниальность, в осадках присутствует даже небольшая примесь высоко-Mg кальцитов и Ca-избыточного доломита.

В стадию V (10-0 см) на современном этапе развития озера (субатлантик) наблюдается тренд на очередное обмеление водоема, которое привело к повышению солености вод и небольшому увеличению содержания карбонатов в осадке (до ~30% от минерального состава), в числе которых в основном промежуточные Mg-кальциты с малой примесью высоко-Mg кальцитов, Ca-избыточных доломитов и Sr-арагонита. Подобное поведение карбонатов свидетельствует о потеплении и увеличении сухости климата в районе расположения озера.

6.2.3. Озеро Большие Тороки

Северо-западнее оз. Иткуль на территории Восточно-Барабинской низменности находится озеро Большие Тороки (рис. 6.13).

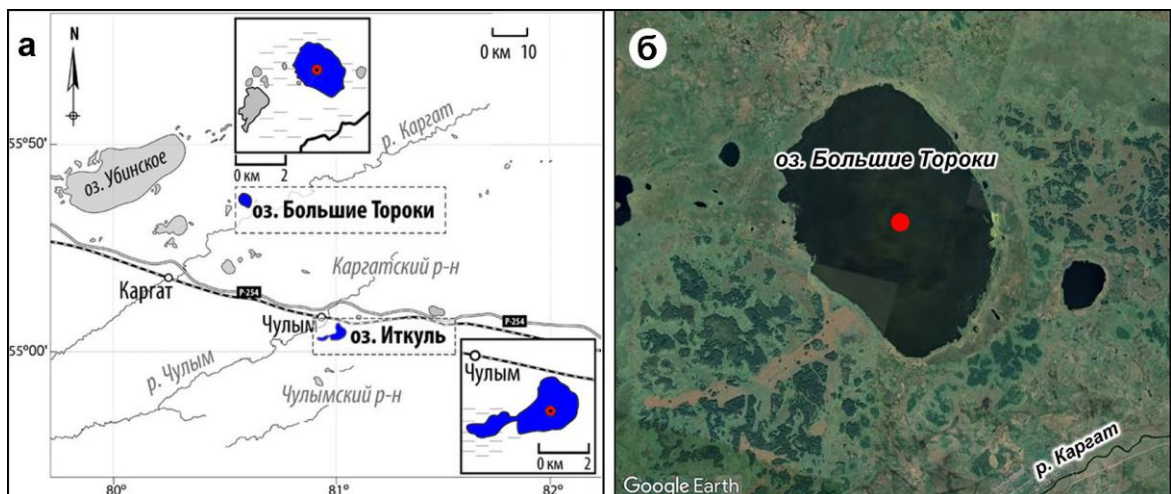


Рис. 6.13. а - карта-схема расположения озер Иткуль и Большие Тороки на территории Новосибирской области (Мальцев и др., 2019); б – космоснимок оз. Большие Тороки (Google Earth). Красным отмечены точки отбора кернов.

Расположено оно в пологой котловине, длина водоема составляет 4,2 км, ширина – 2,9 км, глубина от 0,5 до 1,5 м, площадь водного зеркала – 9,5 км², площадь водосбора – 49,2 км². Воды озера относятся к гидрокарбонатным магниевно-натриевым и имеют следующий ионный состав (мг/л): HCO³⁻ (646,6), Cl⁻ (164,6), SO₄²⁻ (26,8), Na⁺ (147,4), Mg²⁺ (65,6), Ca²⁺ (15,2), K⁺ (13,3), общая минерализация составляет 1081 мг/л (солончатые воды), рН=9,5 (Мальцев и др., 2014; Солотчина и др., 2021). Сам озерный бассейн является бессточным, водное питание осуществляется за счет атмосферных осадков, подземных и паводковых вод.

В центральной части озера, в точке с координатами 55°39'35" N, 80°61'86" E был поднят керн длиной 180 см, из которых озерные осадки составили 160 см. Нижние 20 см отнесены к подстилающим субаэральным отложениям и представляют собой голубовато-серые опесчаненные глины гривной толщи (рис. 6.14). Озерные осадки представляют собой органоминеральные илы, в которых содержание минеральной составляющей может достигать ~65%.

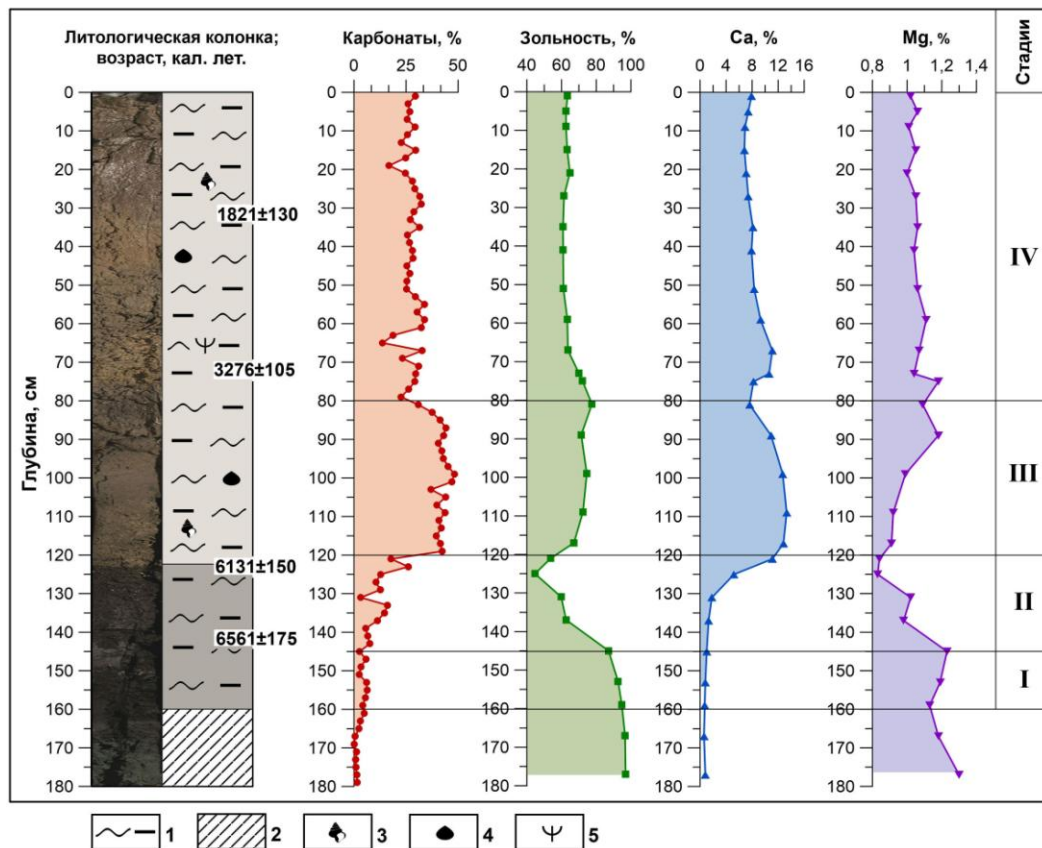


Рис. 6.14. Литологическая колонка голоценового разреза осадков оз. Большие Тороки, возрастная модель, распределение карбонатных минералов, зольности, геохимических индикаторов палеоклиматических изменений (Ca, Mg) и выделенные стадии эволюции озера. Условные обозначения: 1 - органоминеральные илы, 2 – глины гривной толщи, 3 – раковины моллюсков, 4 – остракоды, 5 – растительный детрит.

В интервале 120-160 см залегают темно-серые до черных, массивные илы, в которых присутствуют раковины гастропод; содержание Сорг. составляет 15-16%, уменьшаясь до 6% к

подошве разреза. В интервале 0-122 см осадки зеленовато-серые, массивные и горизонтально-слоистые с редкими раковинами двустворчатых моллюсков, остракод и растительными остатками, количество которых повышено на уровне 60-72 см (рис. 6.14). Содержание Сорг. в этой толще колеблется в пределах 10-15%. По данным радиоуглеродного датирования (получены 4 даты) возраст осадков на глубине 140-142 см составляет около 6500-6600 кал. лет, то есть озерная седиментация в бассейне началась в среднем голоцене, в середине атлантического периода по шкале Блитта-Сернандера.

По данным XRD анализа и ИК спектроскопии минеральная часть отложений сложена преимущественно кальцитами разной степени магнезиальности, а также кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, слоистыми силикатами (слюдай и хлоритом), пиритом, родохрозитом $MnCO_3$ (Солотчина и др., 2021) (рис. 6.15). На уровне 98-100 см выявлено существенное количество арагонита, по-видимому, связанное с появлением в осадках раковин моллюсков. В верхнем интервале (0–75 см) содержание карбонатов составляет 27–30% от вещественного состава органоминерального осадка, а в среднем интервале (80–120 см) оно максимально (до 50%). Здесь же установлены и самые высокие содержания кальция. Интервал 120–160 см характеризуется низким содержанием карбонатов от 0 до 20%.

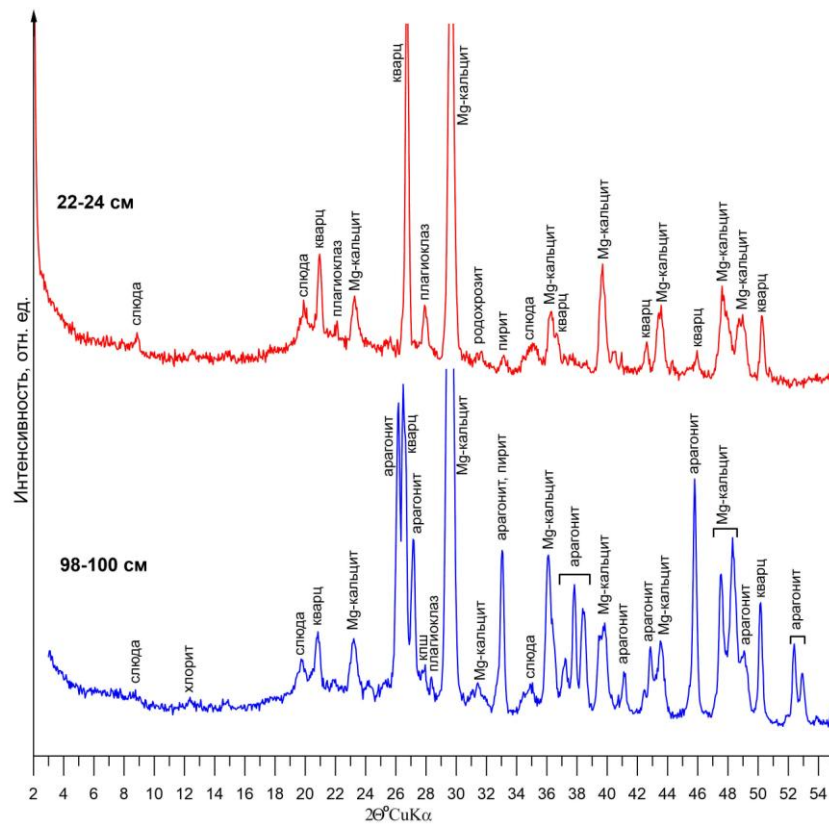


Рис. 6.15. Дифрактограммы образцов донных осадков оз. Большие Тороки из верхней и нижней частей разреза. Обр. 98-100 см содержит значительное количество арагонита.

Магнезиальные кальциты донных осадков оз. Большие Тороки представлены мелкозернистыми агрегатами плохо окристаллизованных частиц низкой структурной упорядоченности и имеют в основной своей массе хемогенное происхождение. Приуроченность озера к лесостепной зоне, его закрытость и минерализация вод способствуют тому, что водоем тяготеет к “семиаридному” или даже “аридному” типу седиментации, благоприятному для хемогенного осаждения карбонатов. В отложениях присутствует также биогенный карбонатный материал. Это остатки кальцифицированных погруженных растений и водорослей, а также раковины моллюсков и остракод. Вклад последних в суммарное содержание карбонатов невелик, за исключением прослоя 98-100 см с повышенным содержанием арагонита. Изучение элементного состава макрофитов и планктона озера показало, что содержание кальция в них незначительно и варьирует в пределах 0,15–2,9% (Мальцев и др., 2019). Ролью обломочных карбонатов в данном случае можно пренебречь, поскольку для появления их заметного количества нет объективных предпосылок: водосбор озера невелик и в нем отсутствуют источники сноса карбонатного материала.

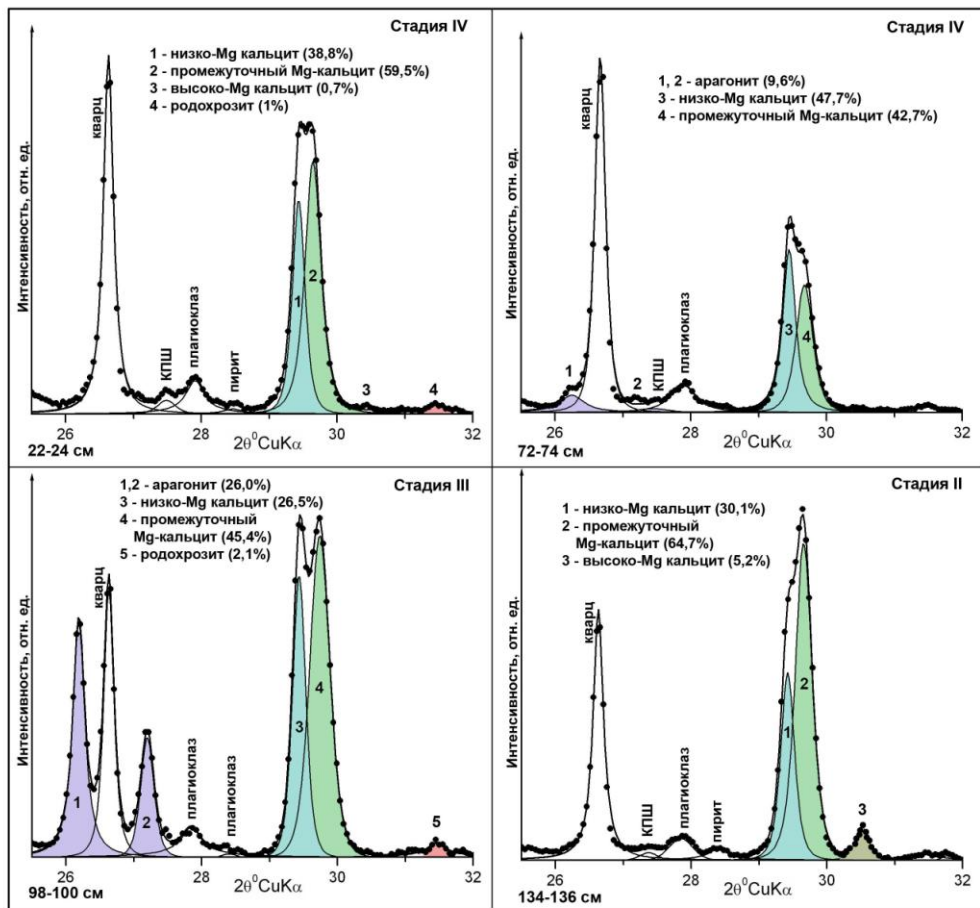


Рис. 6.16. Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов осадков оз. Большие Тороки.

Таблица 6.3.. Параметры модельных XRD профилей карбонатов ряда образцов осадков оз. Большие Тороки, представленных на рис. 6.16. Сумма карбонатных минералов в образце принята за 100%.

Глубина, см	Карбонаты	№ линии	$2\theta^{\circ}\text{CuK}\alpha$	$d, \text{Å}$	Содержание	
					фазы, %	MgCO_3 , мол. %
Стадия IV 22-24	Низко-Mg кальцит	1	29.461	3.033	38.8	0.75
	Промежуточный Mg кальцит	2	29.817	2.998	59.5	12.5
	Высоко-Mg кальциты	3	30.389	2.942	0.7	31.2
	Родохрозит	4	31.456	2.845	1.0	-
Стадия IV 72-74	Арагонит	1	26.221	3.396	9.6	-
	Низко-Mg кальцит	2	29.544	3.024	47.7	3.5
	Промежуточный Mg кальцит	3	29.817	2.998	42.7	12.5
Стадия III 98-100	Арагонит	1	26.213	3.400	26.0	-
		2	27.224	2.273		
	Низко-Mg кальцит	3	29.471	3.032	23.3	1.0
	Промежуточный Mg кальцит	4	29.919	2.988	43.4	17.0
	Родохрозит	5	31.461	2.844	2.1	-
Стадия II 134-136	Низко-Mg кальцит	1	29.515	3.028	30.1	2.5
	Промежуточный Mg кальцит	2	29.768	3.003	64.7	10.0
	Высоко-Mg кальцит	3	30.495	2.933	5.2	33.0

Методом моделирования XRD профилей установлено, что осадках оз. Большие Тороки среди аутигенных карбонатов преобладают промежуточные и низкомагнезиальные кальциты (рис. 6.16, табл. 6.3). В небольшом количестве эпизодически встречаются высоко-Mg кальциты. Кроме Mg-кальцитов в ряде образцов установлен арагонит, содержание которого может достигать 26% от карбонатной составляющей осадка, а также иногда присутствует малая примесь родохрозита до 2%. На основе минералого-кристаллохимического изучения карбонатов донных осадков озера выделено 4 стадии его эволюции (рис. 6.14). Стадия I (145-160 см) отвечает начальному этапу образования водоема, осадки которого залегают на гривной толще. Судя по имеющейся дате около 6500 кал. лет на уровне 140-142 см, озерная котловина начала наполняться водой в середине атлантической фазы. Как указывалось выше, при рассмотрении донных осадков оз. Иткуль, региональный климат в описываемый период был засушливым. Это позволяет предполагать существование интенсивного притока подземных вод

в котловину оз. Большие Тороки, тогда как атмосферное поступление играло второстепенную роль. Стадия I характеризуется высокой (90-95%) зольностью осадков, указывающей на слабую органическую продуктивность бассейна. Воды озера, скорее всего, были пресными, поскольку содержание карбонатов очень невелико – до 5-6%.

Стадия II соответствует интервалу 120-145 см. Возраст осадков на уровне 122-125 см составляет около 6100 кал. лет, что указывает на близость верхней границы стадии к переходу от атлантика к суббореалу. На протяжении стадии II происходит резкое падение зольности отложений до 40% от вещественной части осадка, что свидетельствует о значительном росте органической продуктивности в мелководном хорошо прогреваемом бассейне. Приток пресных вод сокращается, увеличивается минерализация озера. Содержание Ca возрастает вверх по разрезу, в то время как содержание Mg понижается (рис. 6.14). На протяжении всей стадии наблюдаются вариации в количестве карбонатов, что указывает на колебания уровня озера, вероятно, в конце атлантического периода оно имело плайевый характер. Среди карбонатов доминируют промежуточные Mg-кальциты, отмечается также присутствие высоко-Mg кальцита (рис. 6.16, табл. 6.3, гл. 134-136 см).

Стадия III охватывает большую часть суббореала и соответствует интервалу 80-120 см. Эта стадия характеризуется высоким содержанием карбонатов в разрезе (до 50% от минеральной части осадка) и лишь в верхней части интервала наблюдается его плавное снижение (рис. 6.14). Судя по увеличению зольности отложений, климат стал более прохладным, однако влажность его не увеличилась, о чем свидетельствует достаточно интенсивное осаждение хомогенных карбонатов. Помимо Mg-кальцитов в осадках (гл. 98-100 см) обнаружено значительное количество фрагментов раковин остракод, сложенных арагонитом (рис. 6.16, табл. 6.3).

Стадия IV является наиболее продолжительной и в соответствии с имеющейся датой ок. 3200 кал. л.н. на уровне 70-72 см охватывает временной интервал от конца суббореального периода до настоящего времени. Содержание карбонатов колеблется в районе 25-30% от минерального состава. Зольность осадков, в начале стадии составлявшая ~70%, снижается и держится на одном уровне. В нижней части стадии по данным XRD моделирования возрастает количество низко-Mg кальцита (рис. 6.16, табл. 6.3, гл. 72-74 см), что соответствует росту содержания Ca и синхронному падению Mg в осадке (рис. 6.14). Выше по разрезу соотношение низко-Mg и промежуточного кальцитов меняется на обратное, обнаруживаются следы высоко-Mg кальцита (рис. 6.16, табл. 6.3, гл. 22-24 см). В целом, падение содержания карбонатной составляющей в осадке по сравнению с предыдущей стадией указывает на повышение уровня воды в озере и некоторое уменьшение ее минерализации, а снижение зольности – на увеличение биопродуктивности бассейна. Все это позволяет утверждать, что стадия IV

характеризуется большей гумидностью регионального климата, нежели стадии II и III. Однако некоторый рост содержаний Са и карбонатов в последних сантиметрах осадка может свидетельствовать об увеличении аридности на современном этапе.

6.2.4. Озеро Большой Баган

Озеро Большой Баган расположено в пределах Восточно-Барабинской низменности в лесостепной зоне Новосибирской области вблизи границы с Казахстаном (рис. 6.17).

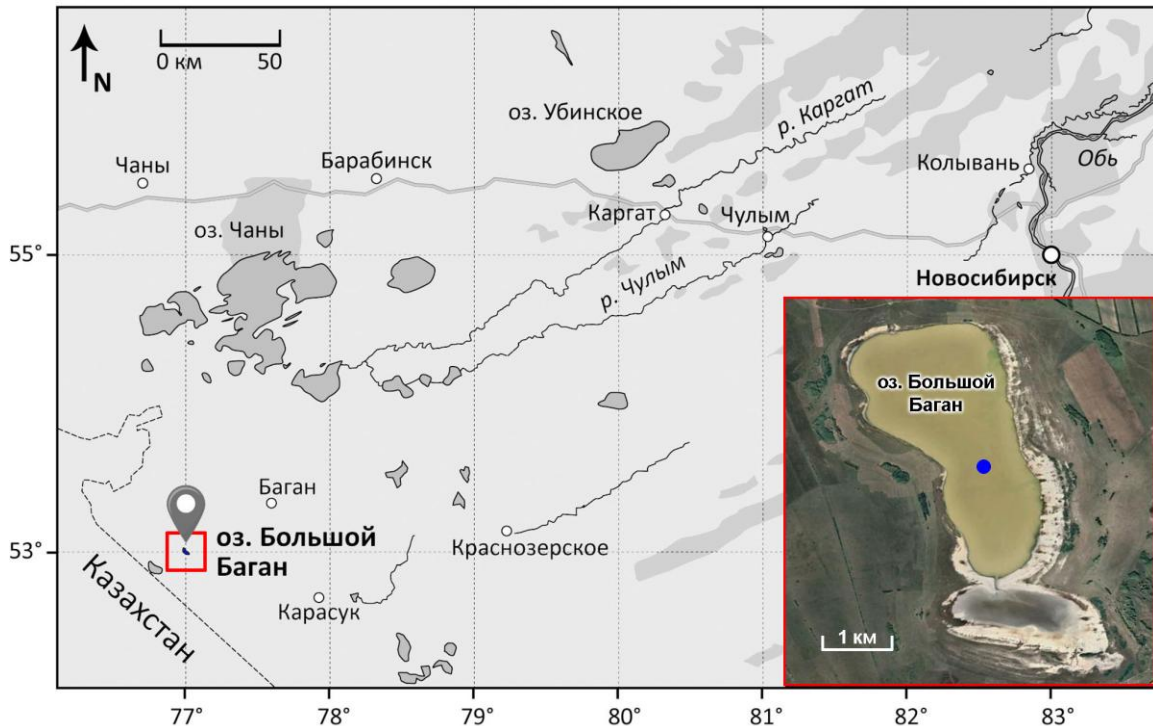


Рис. 6.17. Карта-схема расположения оз. Большой Баган. На врезке – конфигурация озера (Google Earth) с точкой бурения.

Площадь водной поверхности составляет около $5,6 \text{ км}^2$, глубина водоёма составляет около $0,65 \text{ м}$. Озерная впадина намного больше современного озера, и объединяет само озеро, южный сухой залив, представляющий собой соляную равнину, и расположенное южнее озеро Малый Баган с его продолжением в виде системы сухих засоленных впадин. Общая площадь впадины составляет ок. 28 км^2 . В прошлом уровень озера поднимался примерно на $8\text{--}9 \text{ м}$ относительно современного состояния. Вода заливала соседние впадины, и территория представляла собой единое озеро. Рельеф района — равнинная степь с невысокими гривами, климат резко континентальный. В наше время озеро является конечным бассейном стока небольшой мелководной реки Баган. Отличительной особенностью озера является очень высокая степень минерализации вод — до 282 г/л , т.е. они относятся к семейству рассолов, $\text{pH} = 7,32$, ионный состав приведен в табл. 6.4.

Таблица 6.4. Ионный состав воды оз. Большой Баган (г/л)

HCO_3^-	Cl^-	NO_2^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	F^-	PO_4^{3-}	K^+	Ca^{2+}	Na^+	Mg^{2+}	NH_4^+
1,543	143	<0,5	<0,5	38	<0,3	0,008	0,87	0,64	78	20	<0,5

Длина керна, поднятого в центральной части озера ($53^\circ 53' 50'' \text{ N}$, $77^\circ 07' 45'' \text{ E}$), составляет 362 см (рис. 6.18). Отложения отличаются значительной пестротой литологического состава. Шаг опробования осадков составлял 2-5 см. В основании разреза, как и практически везде на юге Западной Сибири, залегает толща субэаральных отложений. Интервал 284-362 см сложен в разной степени опесчаненными алеврито-глинистыми отложениями, которые могут содержать прослой мелкозернистого песка, широко распространенного в окрестностях озера.

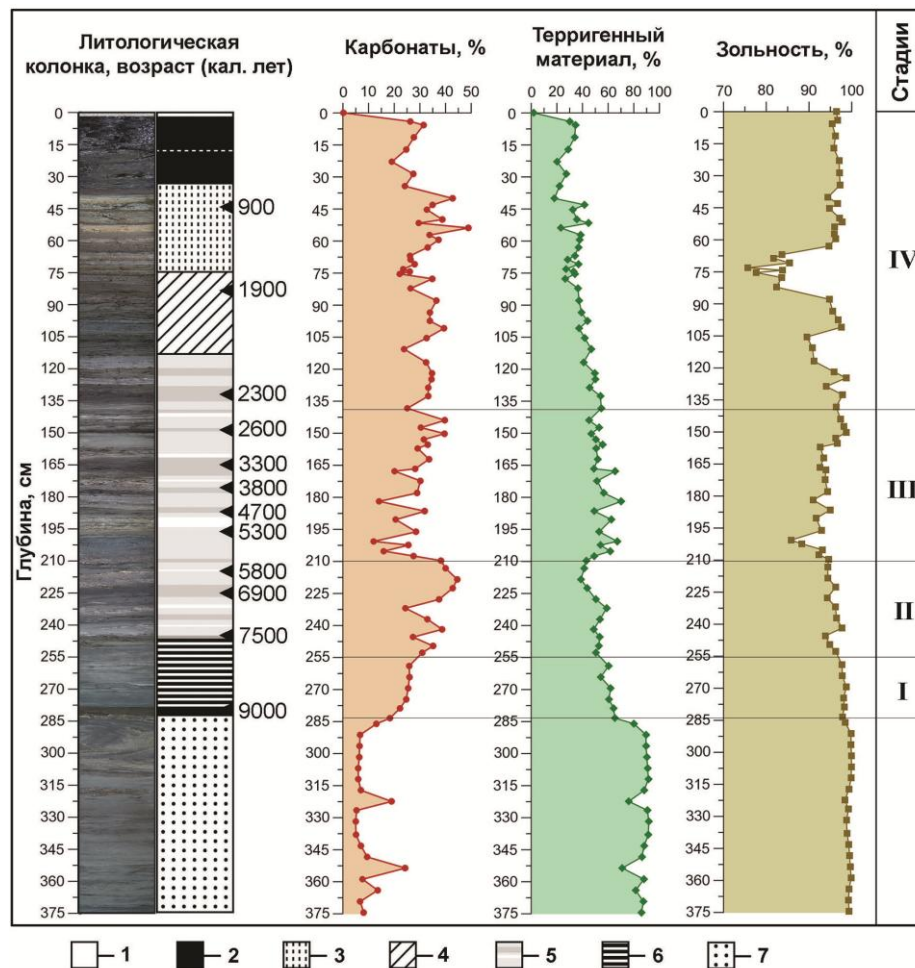


Рис. 6.18. Литологическая колонка голоценового разреза осадков оз. Большой Баган, возрастная модель, распределение в разрезе карбонатных минералов, терригенной компоненты, зольности и выделенные стадии эволюции озера. Условные обозначения: 1-2 – озерный ил (1 – корка соли, 2 – черные илы); 3-6 – озерные глинистые алевриты (3 – зеленовато-серые, 4 – темно-серые, 5 – коричневатые-серые, 6 – голубовато-серые); 7 – подстилающие отложения.

Собственно озерные, преимущественно алевритовые осадки имеют мощность 284 см (рис. 6.18). Их подошва (249-284 см) представлена слоистыми голубовато-серыми, в нижней части

темно-серыми отложениями; на уровне 256–258 см обнаруживаются крупные (до 5 мм) кристаллы гипса. В интервале (110–249 см) залегают плотные слоистые коричнево-серые осадки, замещающиеся вверх по разрезу (70–110 см) темно-серыми разновидностями, с прозрачными линзовидными кристаллами гипса на уровне 95–96 см. Интервал 32–70 см сложен слоистыми зеленовато-серыми обводнёнными осадками, а интервал 2–32 см – сильно обводнённым озерным илом чёрного цвета без видимых слоев (гиттия). Верх разреза (0–2 см) представляет собой корку соли белого цвета. Отложения охарактеризованы 12-ю радиоуглеродными датами (рис. 6.18). Более древняя часть толщи (110–284 см) характеризуется относительно низкой скоростью осадконакопления $\sim 0,25$ мм/год, что позволяет предполагать довольно глубоководный бассейн. В верхней части разреза (0–110 см) средняя скорость седиментации почти в 2 раза выше и составляет около 0,52 мм/год. Это обстоятельство указывает на обмеление озера в течение последних ~ 2100 кал. лет.

По данным рентгенофазового анализа (рис. 6.19) среди терригенных минералов на протяжении всего разреза в озерных отложениях доминируют кварц, полевые шпаты, представленные главным образом плагиоклазом, присутствуют в подчиненном количестве плохо окристаллизованная слюда, хлорит, изредка амфибол и пирит (Солотчин и др., 2022).

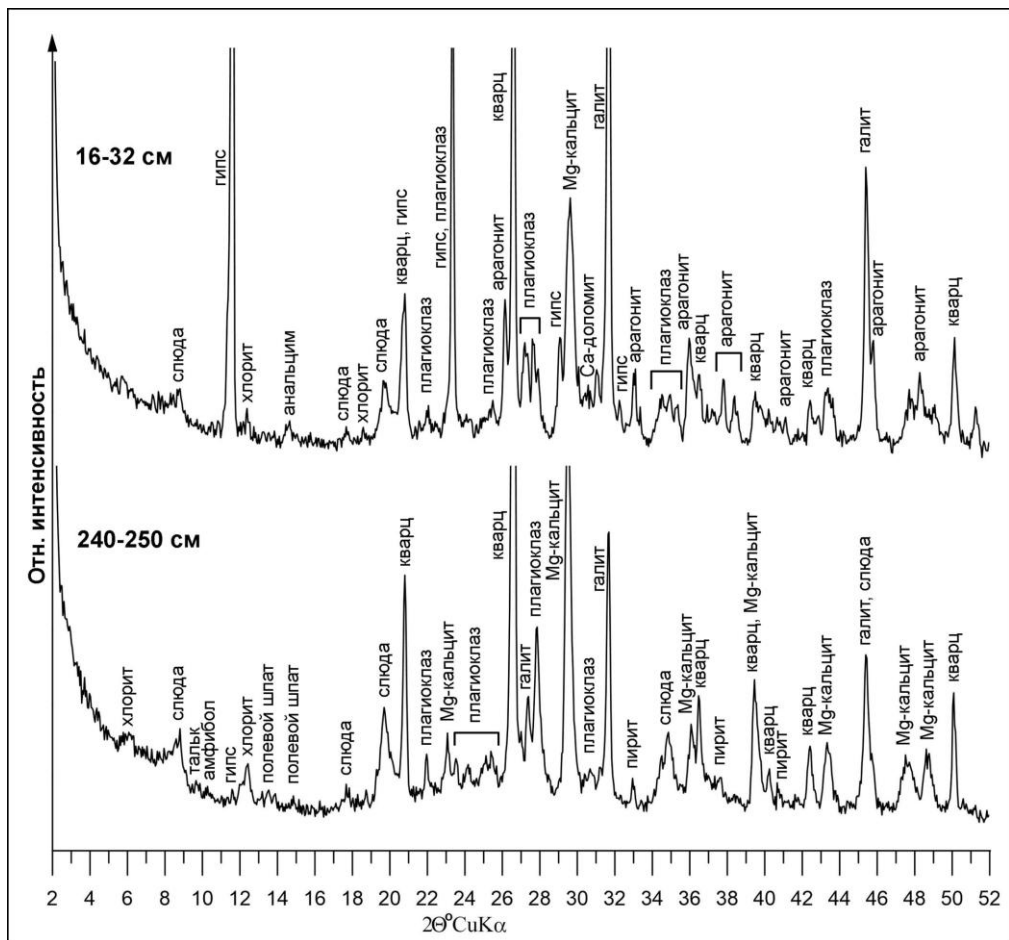


Рис. 6.19. Дифрактограммы образцов нижней (обр. 240–250 см) и верхней (обр. 16–32 см) частей разреза донных отложений оз. Большой Баган.

Среди аутигенных минералов преобладают галит, гипс, карбонаты кальцит-доломитового ряда, в верхах разреза присутствует арагонит, следы цеолита (анальцима), в соляной корке примесь коньяита - очень неустойчивого водного сульфата $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SiO}_4)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, в середине разреза эпизодически встречается Mg-сидерит. Как следует из данных гранулометрического анализа, в нижней части озерной толщи, сложенной преимущественно алевритами, наблюдается повышенное содержание песчаной фракции до 25% от вещественного состава. В верхних горизонтах осадок представлен алевритом с примесью пелита. Уменьшение размерности частиц вверх по разрезу, вероятно, обусловлено изменением гидродинамического режима р. Баган, а именно ослаблением энергии потока. В подстилающих озерные отложения породах (ниже 284 см) доминируют кварц и плагиоклаз, в подчиненном количестве присутствуют калиевый полевой шпат, кальцит, слюда, хлорит, галит, пирит, изредка следы амфибола.

Количество карбонатов в разрезе колеблется в пределах 5-50% от вещественного состава (рис. 6.18). С помощью модельного подхода в ансамбле карбонатных минералов оз. Большой Баган выявлены Mg-кальциты в диапазоне от низко- до высокомагнезиальных и Са-избыточные доломиты; установлены их количественные отношения. В верхних горизонтах толщи присутствует хомогенный арагонит (рис. 6.20, табл. 6.5).

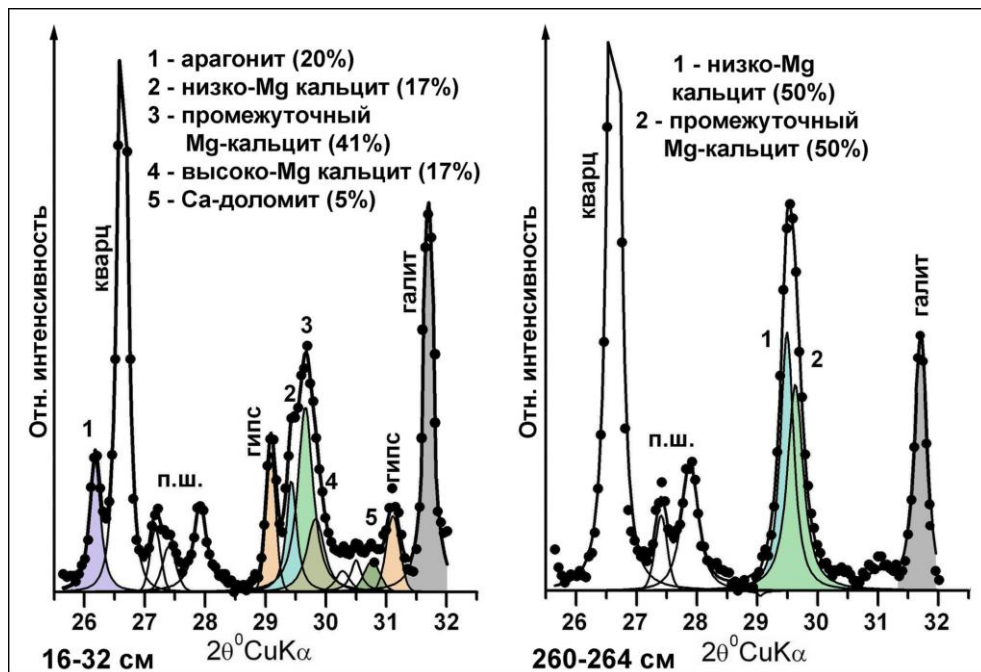


Рис. 6.20. Результаты моделирования экспериментальных XRD-профилей карбонатов осадков оз. Большой Баган. Общее содержание карбонатов в образце принимается за 100%.

Таблица 6.5. Параметры модельных XRD профилей карбонатов образцов осадков оз. Большой Баган, представленных на рис. 6.20

Глубина, см	Карбонаты	№ линии	$2\theta^\circ \text{CuK}_\alpha$	$d, \text{Å}$	Содержание	
					MgCO ₃ , мол. %	Фазы, %
16-32 (Стадия IV)	Арагонит	1	26.14	3.41	0	20
	Низко-Mg кальцит	2	29.461	3.033	0.75	17
	Промежуточный Mg кальцит	3	29.660	3.013	7.0	41
	Высоко-Mg кальцит	4	29.831	2.996	13.0	17
	Са-избыточный доломит	5	30.762	2.908	43.0	5
260-264 (Стадия I)	Низко-Mg кальцит	1	29.492	3.030	2.0	50
	Промежуточный Mg кальцит	2	29.781	3.001	6.0	50

На основании изучения минералого-кристаллохимических особенностей и количественных соотношений карбонатов методом моделирования их XRD профилей были выделены стадии эволюции оз. Большой Баган в зависимости от изменений регионального климата. В целом, стадии совпадают с климатическими фазами голоцена по шкале Блитта-Сернандера. Стадия I – образование озера – приходится на вторую половину бореала (ок. 9000–7800 кал.л.н.). Происходит рост содержания карбонатов вверх по разрезу, поступление терригенного материала сокращается (рис. 6.18). Установлено, что карбонаты этой стадии представлены низкомагнезиальными и промежуточными разновидностями в соотношении 50:50 (обр. 260-264 см), что указывает на сравнительно высокое стояние вод бассейна (рис. 6.20, табл. 6.5). Небольшое количество галита предполагает относительно низкую соленость озерной воды.

В стадию II, отвечающую атлантическому периоду (ок. 7800-5700 кал.л.н.), содержание карбонатов заметно возрастает, среди них появляются высоко-Mg кальциты и Са-доломиты. Это свидетельствует об установлении в регионе засушливых природных обстановок. На уровне ок. 217 см (рис. 6.18) в разрезе отмечается пик карбонатности, который, судя по возрастной модели, может соответствовать глобальному климатическому событию Бонда 4 (засуха) (Bond et al., 1997). Небольшая мощность осадков в инт. 5800-6900 кал.л.н. указывает на возможные перерывы в седиментации (плайевое озеро). Стадия III – суббореал (~ 5700-2500 кал.л.н.) – отличается переменными количествами и соотношениями карбонатных фаз в разрезе.

Вероятно, локальный климат в этот период был неустойчивым, с частой сменой коротких сухих и влажных эпизодов.

В стадию IV (субатлантик; ~ 2500 кал.л.н. – наше время) климат несколько стабилизируется, что выражается в увеличении продолжительности циклов относительного иссушения/увлажнения. Судя по набору карбонатных фаз, включающему как высоко- так и низко-Mg разновидности, а также арагонит (рис. 6.20, табл. 6.5), в целом природно-климатические условия можно охарактеризовать как умеренно прохладные и сухие. Однако в разрезе периодически наблюдаются заметные флуктуации. Инт. 60-90 см отличается пониженной зольностью, что указывает на обстановки, благоприятные для высокой биопродуктивности. На уровне ок. 50 см (рис. 6.18) наблюдается пик карбонатности, связанный, возможно, с климатическим событием Бонда I (позднеантичный малый ледниковый период) (Bond et al., 1997). В это время в осадке среди карбонатов доминирует арагонит (до 45%), соосаждение которого с Mg-кальцитами и Ca-доломитом указывает на повышенные концентрации в воде ионов Mg^{2+} , ее соленость и невысокую карбонатную щелочность. На протяжении стадии IV происходит постепенное увеличение содержания галита до 15-35% от вещественного состава осадков, отмечаются значительные колебания содержания карбонатов и сокращение доли терригенной составляющей. В минеральном составе соляной корки (кровля разреза) установлен галит с небольшой примесью коньяита. Наблюдается общий тренд на засоление (по хлоридному типу) и обмеление озера.

6.3. Выводы

Вышеприведенные результаты исследований донных отложений озер юга Западно-Сибирской равнины позволили сделать следующие выводы. Субаквальное осадконакопление в бассейнах озер Чаны, Иткуль и Большой Баган началось во второй половине бореала (около 8500-9000 кал. л.н.), что позволяет считать данный период важнейшим этапом голоценовой климатической летописи региона. Судя по набору аутигенных минералов, климат в указанный период был достаточно влажным, чтобы обеспечить обводнение озерных котловин. Начало атлантического периода, согласно карбонатным записям озер Иткуль и Большой Баган, ознаменовалось заметной аридизацией природно-климатических обстановок. Общее содержание карбонатов в разрезах и степень их магниальности растет, в осадках появляется хемогенный арагонит с повышенным содержанием стронция в структуре. На карбонатной кривой оз. Большой Баган отмечается значительный максимум, который, согласно полученной возрастной модели, можно соотнести с глобальным климатическим событием Бонда 4 (засуха). В то же время на середину атлантического периода (~6900 кал. л.н.) приходится начало седиментации в бассейне оз. Большие Тороки. Можно предположить, что в данном случае

вступили в силу локальные факторы в виде интенсивного притока подземных вод, который в последней трети атлантика постепенно компенсируется испарением, поскольку содержание карбонатов в осадках оз. Большие Тороки растет.

Суббореальный период на юге Западной Сибири был несколько более прохладным, чем атлантический, но по-прежнему отличался значительной аридностью. Об этом свидетельствует высокое содержание аутигенных карбонатов в разрезах: в оз. Иткуль до 35-40%, а в оз. Большие Тороки – до 50% минеральной части осадка. На крайнем юге региона климатические обстановки суббореала были нестабильными, карбонатная составляющая в отложениях оз. Большой Баган варьирует от 10 до 40%. Возможно, таким образом могло проявляться периодическое доминирование либо северного (Арктического), либо южного (из Казахстана и Средней Азии) переноса воздушных масс. Субатлантический период, по результатам изучения отложений озер Иткуль и Большие Тороки, в целом характеризуется некоторой гумидизацией регионального климата, которая выразилась в повышении уровня вод, снижении общего содержания (Ca,Mg)-карбонатов в разрезах и уменьшении степени их магнезиальности. В осадках гиперсалинного оз. Большой Баган такой тенденции не наблюдается. Колебания кривой распределения карбонатов, вариации в ансамбле карбонатных минералов, включающем как высоко-, так и низкомагнезиальные разновидности, а также хемогенный арагонит, указывают на циклы относительного увлажнения/иссушения климата продолжительностью до нескольких сотен лет. Отмечаются возможные проявления глобальных климатических флуктуаций, так, практически двукратный рост карбонатности осадков оз. Большой Баган на уровне ~1200-1300 кал. л.н. может соответствовать событию Бонда 1 (похолодание). Общим для последнего этапа эволюции озер Иткуль, Большие Тороки и Большой Баган является некоторое нарастание признаков аридизации климата в кровле разрезов.

Отдельного рассмотрения заслуживают голоценовые осадочные летописи Чановской озерной системы. Литолого-минералогическое изучение и определение возраста донных отложений Ярковского плёса (северо-восточный суббассейн оз. Большие Чаны) показали, что осадконакопление началось здесь не позднее 9100 кал. л.н., однако за первые 6500-7000 лет существования водоема (вторая половина бореала, атлантик, суббореал) в нем отложилось менее половины из 274-сантиметровой озерной толщи. Сходная картина наблюдается и в осадочном разрезе оз. Малые Чаны. Образование Чановской озерной системы связано с общим потеплением и гумидизацией климата Сибири в бореальном периоде. На это указывает преимущественное осаждение низкомагнезиальных кальцитов, а также изотопный состав кислорода и углерода в низах разрезов. Наступление атлантического периода ознаменовалось катастрофическим обмелением Чановского бассейна. Судя по малому количеству осадков, на протяжении всего атлантика и первой половины суббореала имели место весьма длительные

перерывы в осадконакоплении, что было обусловлено значительным иссушением климата. Кроме того, по современным представлениям (Кривоногов и др., 2018) основные притоки оз. Чаны – реки Каргат и Чулым – протекали через серию понижений рельефа, которые долгое время служили промежуточными озерами и перехватывали речной сток, пока около 2000 л.н. не заполнились аллювиально-озерными отложениями. Во второй половине суббореального периода оз. Чаны представляло собой мелководный бассейн с повышенной минерализацией, на что указывает осаждение высоко-Mg кальцитов и Са-избыточных доломитов и высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$. В начале субатлантического периода происходит рост содержания низкомагнезиальных разновидностей кальцитов и почти полное исчезновение высокомагнезиальных, что говорит об увлажнении регионального климата в позднем голоцене. Присутствие небольшого количества высоко-Mg кальцитов и Са-доломита в кровле разреза может указывать на тенденцию к аридизации климата за последние ~100 лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Позднеплейстоцен-голоценовые отложения озер Сибири представляют собой естественные архивы, в которых зафиксированы изменения природной среды и климата региона. В ходе выполнения диссертационной работы были решены следующие задачи: изучение вещественного состава озерных осадков, установление закономерностей их формирования, выявление минеральных индикаторов природных обстановок осадконакопления и проведение на этой основе детальных палеоклиматических реконструкций. Результаты получены рациональным сочетанием дифракционных, спектроскопических, электронно-микроскопических, геохимических и ряда других методов анализа. В работе широко применялись авторские методики математического моделирования сложных XRD профилей минералов в многокомпонентных системах, с помощью которых была проведена диагностика и изучены структурные особенности хемогенных карбонатов (солончатые и соленые озера) и слоистых силикатов (пресные озера).

В донных осадках озер как Восточной, так и Западной Сибири доминируют тонкие фракции (пелит, алевроит), что приводит к формированию достаточно однородных по строению разрезов. Основными источниками информации об обстановках осадконакопления являются ассоциации аутигенных минералов и структурные характеристики отдельных минеральных фаз. Было установлено, что в составе донных отложений минеральных озер Сибири заметную роль играют аутигенные карбонаты, которые могут слагать до 80-90% осадка. В ансамбле карбонатных минералов донных осадков наиболее широко распространены магниезиальные кальциты $(Ca,Mg)CO_3$ и Ca-избыточные доломиты $CaMg[CO_3]_2$. Кроме того, в отложениях присутствуют арагонит (ромбическая модификация $CaCO_3$), стехиометрический кальцит $CaCO_3$, эпизодически появляются моногидрокарбонат $CaCO_3 \cdot H_2O$ и родохрозит $MnCO_3$, изредка присутствуют иные карбонаты.

В настоящее время Mg-кальциты рассматриваются как смешанные кристаллы ряда кальцит–доломит без постоянного химического состава. При низких содержаниях магния ($MgCO_3 < 18$ мол.%) они являются истинными твердыми растворами. В остальных случаях это «доменные» кристаллы нанометрической размерности, представляющие собой смешанослойные образования, состоящие из последовательности кальцитовых и магнезитовых слоев, чередующихся с разной степенью порядка. Для детального описания Mg-кальцитов среди них выделяются три группы: 1) низкомагнезиальные кальциты с содержанием $MgCO_3$ в структуре $< 4-5$ мол.%; 2) промежуточные магниезиальные кальциты с 5-18 мол.% $MgCO_3$ в структуре; 3) высокомагнезиальные кальциты с содержанием 18-43 мол.% $MgCO_3$. Ca-

избыточные доломиты, в структуре которых избыток CaCO_3 может достигать 7 мол.% по отношению к доломиту *sensu stricto*, следует считать крайними членами ряда Ca-Mg безводных карбонатов, имеющими генезис, отличный от стехиометрического доломита. Методом математического моделирования XRD профилей с использованием функции Пирсона VII было установлено, что пики карбонатных минералов, как правило, формируются в виде двух максимумов сложной формы и переменной интенсивности: 1) низкомагнезиальных и промежуточных кальцитов и 2) высокомагнезиальных кальцитов и Ca-избыточных доломитов. Эти расширенные дифракционные максимумы имеют сложную конфигурацию, и каждый из них представляет собой суперпозицию нескольких пиков от карбонатных фаз с различным содержанием Mg в структуре.

Осаждение тех или иных карбонатов определяется рядом параметров: химизмом озерных вод, соленостью, величиной pH, температурой, органической продуктивностью озера, которые зависят, в свою очередь, от климатических условий. Применение модельного подхода к изучению голоценовых донных отложений минеральных озер Сибири показало, что иссушение климата, сопровождавшееся падением уровня вод, приводило к осаждению серии высокомагнезиальных кальцитов и Ca-доломитов, в то время как теплый и влажный климат способствовал формированию низкомагнезиальных и промежуточных разновидностей кальцитов. Таким образом, минералого-кристаллохимические особенности озерных карбонатов кальцит-доломитового ряда являются надежными индикаторами изменений регионального климата. Значительно реже встречающимися, но, тем не менее, имеющими определенный потенциал для палеоклиматических реконструкций индикаторами являются хемогенный арагонит и моногидрокальцит.

В пресноводных озерных бассейнах, где карбонатная седиментация незначительна или отсутствует, минералами-индикаторами палеоклимата выступают слоистые силикаты (филлосиликаты), ассоциации, состав, структура, типоморфные особенности которых отражают физико-химические обстановки выветривания, переноса и осаждения вещества. Преобладающими компонентами ассоциаций слоистых силикатов в донных отложениях пресноводных озер Сибирского региона являются мусковит, хлорит, иллит, смешанослойные иллит-сметиты и хлорит-сметиты и каолинит. Для определения состава, минералого-кристаллохимических характеристик и количественных соотношений этих минералов в работе применялся метод моделирования XRD профилей высокодисперсных филлосиликатов в многокомпонентных системах. Применение модельного подхода позволило установить, что основными индикаторами природно-климатических палеообстановок в изученных бассейнах являются содержание в осадках иллита и концентрация сметитовых слоев в иллит-сметитах. Выветривание, происходившее в холодном сухом климате, благоприятствовало образованию

иллит-сметитов с высокой концентрацией иллитовых слоев и, соответственно, низким содержанием смектитовой компоненты. Напротив, преимущественно теплый и влажный климат способствует образованию иллит-сметитов с высокой концентрацией смектитовых слоев, которые имеют тенденцию преобразовываться в иллит, что ведет к росту его содержания в отложениях гумидных периодов. Определенную информацию о палеоклимате региона могут нести распределения в разрезах других слоистых силикатов. Так, падение концентраций в осадках мусковита, хлорита и каолинита указывает на гумидизацию природных обстановок и *vice versa*.

Проведенные исследования, включавшие помимо минералого-кристаллохимического изучения осадков также анализ распределения в них ряда химических элементов и стабильных изотопов, гранулометрический, палинологический и диатомовый анализы, позволили сделать ряд выводов об эволюции природной среды и климата в позднеплейстоцен-голоценовое время на севере Азиатской части континента. Глобальные климатические события нашли свое отражение в осадочных последовательностях глубоководных пресных озер Восточной Сибири, таких как Байкал, Хубсугул, Баунт. По чередованию «холодных» и «теплых» ассоциаций слоистых силикатов, колебаниям содержания биогенного кремнезема и ряду других признаков в разрезах этих озер отчетливо выделяются интервалы, отвечающие похолоданиям древнейшего и позднего дриаса, потеплению бёллинг-аллерёд, голоценовому межледниковью. Особо следует отметить осадочную последовательность оз. Хубсугул, где в нижних плейстоценовых горизонтах изученных разрезов наблюдается заметное количество хемогенных (Ca,Mg)-карбонатов. Присутствие этих минералов указывает на повышенную минерализацию, низкое стояние вод озера и, соответственно, на сравнительно высокую аридность регионального климата в конце позднего плейстоцена.

Возраст подавляющего большинства малых минеральных озер, отложения которых рассматриваются в работе, не выходит за пределы голоцена. Для расчленения и корреляции разрезов использовалась климатостратиграфическая схема Блитта-Сернандера. Она не является самой современной, однако отмечается хорошее соответствие возрастных границ климатических периодов данной схемы границам стадий эволюции природно-климатических обстановок голоцена Восточной и Западной Сибири, выделенным на основании изучения донных осадков озер.

Благоприятным для озерообразования на большей части территории Сибири был бореальный период (~10500-7800 л.н.), особенно его вторая половина. Именно в это время началось осадконакопление в таких бассейнах, как Верхнее Белое, Намши-Нур, Холбо-Нур (Байкальский регион), Чаны, Иткуль и Большой Баган (юг Западной Сибири). Присутствующие

в отложениях ассоциации хемогенных карбонатов указывают на достаточно высокую гумидность климата бореала (рис. 7.1).

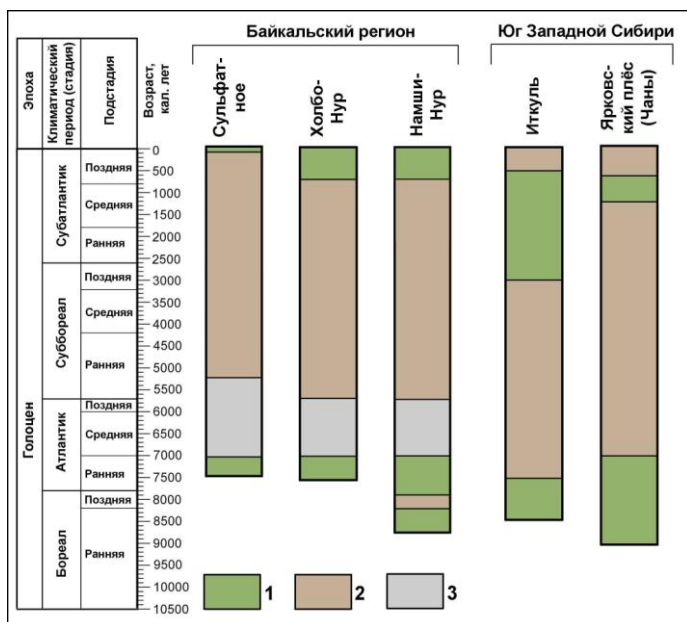


Рис. 7.1. Распределения литолого-минералогических индикаторов климата голоцена в разрезах ряда озер Сибири. 1 – преимущественно гумидные обстановки, 2 – преимущественно аридные обстановки, 3 – нестабильные климатические обстановки.

Климат атлантического периода (~7800-5700 л.н.), который в Европейской части континента традиционно считается теплым и влажным, для Сибирского региона не может трактоваться столь же однозначно. При сохранении общей тенденции к потеплению степень его

увлажнения/иссушения может значительно варьировать в различных районах Сибири (рис. 7.1).

Так, палеоклиматические индикаторы, выявленные в отложениях озер Приольхонья указывают на сравнительно высокую гумидность первой половины атлантика. В то же время изучение осадков озерных бассейнов юга Западной Сибири, напротив, показало нарастание аридности климата в течение атлантического периода. Неоднозначные результаты получены и при исследовании донных отложений озер Забайкалья. Например, в осадках озер Арахлей и Сульфатное, относящихся к концу бореального и первой половине атлантического периодов доминируют низкомагнезиальные разновидности карбонатов, что свидетельствует об относительно высокой увлажненности регионального климата. С другой стороны, в отложениях оз. Верхнее Белое с конца бореала до конца атлантика отмечаются высокие (до 75% карбонатной части осадка) содержания высоко-Mg кальцитов и Са-избыточного доломита, повышенные значения $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ и Mg/Ca-отношения. Приведенные данные наглядно демонстрируют, что в атлантическое время локальные природно-климатические обстановки оказывали определяющее влияние на характер седиментации в сибирских озерах.

Суббореальный период (~5700-2600 л.н.) и большая часть субатлантика (~2600 л.н. – наше время) в Байкальском регионе, по данным проведенных литолого-минералогических и других исследований, в целом были суше и, вероятно, холоднее атлантического эпизода. Так, в Забайкалье об этом свидетельствуют: усиление карбонатообразования в оз. Большое Алгинское, доминирование в карбонатных ассоциациях осадков озер Киран и Сульфатное высокомагнезиальных разновидностей, накопление «холодных» ассоциаций слоистых силикатов в оз. Арахлей. Наиболее драматическим образом позднеголоценовая аридизация

проявилась в Приольхонье. Здесь в конце суббореала – первой половине субатлантика происходит резкое падение скоростей озерной седиментации, а в разрезе оз. Цаган-Тырм на уровне ~3500 кал. л.н. присутствуют отчетливые признаки перерыва в осадконакоплении и суходольного состояния котловины. Судя по осадочной летописи оз. Холбо-Нур, ослабление аридности климата Приольхонья произошло около 700 кал. л.н. Несколько иная картина наблюдается при изучении донных осадков озер южной части Западной Сибири (рис. 7.1). Суббореальный период, как и в Восточной Сибири, здесь был достаточно прохладным и сухим. С началом субатлантика на большей части территории (за исключением крайних южных районов региона) проявился тренд изменения климата в сторону увлажнения, выражающийся в повышении уровня вод, снижении общего содержания (Ca,Mg)-карбонатов и уменьшении степени их магниальности. Лишь в кровле разрезов отмечается признаки некоторого роста аридизации, однако говорить о новом цикле иссушения климата пока преждевременно.

Таким образом, предложенный комплексный подход к изучению донных осадков озер, основанный на литолого-минералогических и кристаллохимических исследованиях, позволяет как на региональном уровне, так и на уровне отдельных озерных систем выявлять палеоклиматические флуктуации различных порядков – от длительных до короткопериодических. В современных условиях глобального потепления при оценке природного потенциала территорий для целей аграрного землепользования, ландшафтного планирования, высока необходимость учитывать результаты реконструкции изменений природной среды и климата в изученных районах в недавнем геологическом прошлом – голоцене и позднем плейстоцене.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 30 лет программе «Байкал-бурение» / Отв. ред. М.И. Кузьмин, Е.В. Безрукова. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2020. – 371 с.
2. Агафонов Б. П. Экзолигодинамика Байкальской рифтовой зоны. – Новосибирск: Наука, 1990. – 175 с.
3. Алабышев В.В. Зональность озерных отложений // Изв. сапропелевого ком-та. – 1932. – Вып. 6. – С. 1-44.
4. Алекин О.А. Основы гидрохимии. – Л.: Гидрометеиздат. – 1970. – 442 с.
5. Алтунбаев В.Х., Самарина А.В. Характеристика донных отложений Хубсугула / Природные условия и ресурсы Прихубсугулья (МНР). Иркутск-Улан-Батор. – 1977. – С. 80-90.
6. Антипов А. Н., Гагаринова О.В. Ландшафтно-гидрологические характеристики Ольхонского района // География и природные ресурсы. – 1997. – № 3. – С. 89–96.
7. Аржанникова А.В., Жоливе М., Аржанников С.Г., Вассалло Р., Шове А. Возраст формирования и деструкции мезозойско-кайнозойской поверхности выравнивания в Восточном Саяне // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 7. – С. 894-905.
8. Аржанникова А.В., Парфеевец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И. Позднекайнозойская кинематика активных разломов Хубсугульской впадины (юго-западный фланг Байкальской рифтовой системы) // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 11. – С. 1196-1201
9. Архипов С. А. О некоторых особенностях развития морфоструктуры Западно-Сибирской низменности / Кайнозой Западной Сибири. – Новосибирск: «Наука», 1968. – 171 с.
10. Атлас Забайкалья / Под ред. В.Б. Сочавы. – М.; Иркутск: Изд-во ГУГК, 1967. – 176 с.
11. Атлас озера Хубсугул. Монгольская Народная Республика / Под ред. Б. А. Богоявленского. – Москва: ГУГК СССР, 1989. – 120 с.
12. Баженова О.И., Мартьянова Г.Н. Современные морфоклиматические режимы степей и лесостепей Сибири // География и природные ресурсы. – 2002. – № 3. – С. 57-64.
13. Базарова В.Б., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Орлова Л.А. Особенности озерного осадконакопления в степной зоне Юго-Восточного Забайкалья в голоцене (на примере отложений оз. Зун-Соктуй) // Геология и геофизика – 2011. – Т. 52. – № 3. – С. 426-438.
14. Байкал: атлас / Гл. ред. Г.И. Галазий. М.: Федеральная служба геодезии и картографии России, 1993. – 160 с.

15. Батсух Н., Шумеев В.П., Черкасов А.Е., Бат Б. Поверхностные воды и водный баланс оз. Хубсугул / Природные условия и ресурсы Прихубсугулья в МНР. – М.: Недра, 1976.– С. 53-61.
16. Безматерных Д.М., Чернышкова К.В., Жукова О.Н. Состав и структура зообентоса озера Чаны // Мир науки, культуры, образования. – 2011. – № 6 (31). – С. 431-434.
17. Безрукова Е.В., Амосова А.А., Чубаров В.М., Финкельштейн А.Л., Кулагина Н.В. Изменение природной среды северо-востока Республики Бурятия в пост-оптимальный период голоцена: первые результаты // Сибирский экологический журнал. – 2017. – Т. 24. – № 4. – С. 498–511.
18. Безрукова Е.В., Богданов Ю.А., Вильямс Д.Ф., Гранина Л.З., Грачев М.А., Игнатова Н.В., Карабанов Е.Б., Купцов В.М., Курьлев А.В., Летунова П.П., Лихошвай Е.В., Черняева Г.П., Шимараева М.К., Якушин А.О. Глубокие изменения состояния экосистемы Северного Байкала в голоцене // Докл. АН СССР. – 1991. – Т. 321. – № 5. – С. 1032-1037.
19. 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.
20. Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Абзаева А.А., Вершинин К.Е., Летунова П.П., Орлова Л.А., Такахара Х., Миеси Н., Накамура Т., Крапивина С.М., Кавамуро К. Ландшафты и климат Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене по результатам комплексных исследований торфяников // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46. – № 1. – С. 21-33.
21. Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Такахара Х., Летунова П.П., Шичи К., Абзаева А.А., Кулагина Н.В., Забелина Ю.С. Озеро Котокель – опорный разрез позднеледниковья и голоцена юга Восточной Сибири // Докл. РАН. – 2008. – Т. 420. – № 2. – С. 248-253.
22. Безрукова Е.В., Щетников А.А., Кузьмин М.И., Шарова О.Г., Кулагина Н.В., Летунова П.П., Иванов Е.В., Крайнов М.А., Кербер Е.В., Филинов И.А., Левина О.В. Первые данные об изменении природной среды и климата Жомболокского вулканического района (Восточный Саян) в среднем-позднем голоцене // Докл. РАН. – 2016. – Т. 468. – № 3. – С. 323–327.
23. Белецкая Н.П. Генетическая классификация озерных котловин Западно-Сибирской равнины // Геоморфология. – 1987. – № 1. – С. 50-58.
24. Белецкая Н.П., Коломиец Г.Е. Новая гипотеза происхождения гривного рельефа [Электронный ресурс] // Современные научные исследования и инновации. – 2019. – № 4. – URL: <https://web.snauka.ru/issues/2019/04/89183>.

25. Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – №6. – С. 554- 565.
26. Берг Л.С., Игнатов П.Г. О колебаниях уровня озер Средней Азии и Западной Сибири // Изв. Русск. геогр. об-ва. – 1900. – Т. 36. – Вып. 1. – С.111-125.
27. Беркин Н.С., Макаров А.А, Русинек О.Т. Байкаловедение: учеб. пособие. – Иркутск: Изд-во Ирк. гос. ун-та, 2009. – 291 с.
28. Букаты М.Б. Разработка программного обеспечения для решения гидрогеологических задач // Известия ТПУ. – 2002. – Т. 305. – Вып. 8. – С. 348-365.
29. Булнаев К.Б. Формирование впадин "забайкальского" типа // Тихоокеанская геология. – 2006. – Т. 25. – № 1. – С. 18–30.
30. Бухаров А. А. Байкал в цифрах (краткий справочник). Иркутск: Изд-во ИП «Макаров С. Е.», 2001. – 72 с.
31. Величко А.А. Голоцен как элемент общепланетарного природного процесса // Палеоклимат позднеледниковья и голоцена. – М.: Наука, 1989. – С. 5-12.
32. Величко А.А. Эволюционная география: проблемы и решения. – М.: ГЕОС, 2012. – 564 с.
33. Вернадский В.И. История минералов земной коры. – Пг.: Науч. хим.-тех. изд-во, 1923. – Т. 1. – 208 с.
34. Виппер П.Б., Голубева Л.В. К Истории растительности Юго-Западного Забайкалья в голоцене // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1976. – № 45. – С. 45-55.
35. Вотинцев К.К., Толмачева А.П. Гидрохимия рек бассейна оз. Байкал. – М.: Наука, 1965. – 495 с.
36. Галазий Г. И. Байкал в вопросах и ответах. – Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1987. – 383 с.
37. Гвоздецкий Н.А., Михайлов Н.И. Физическая география СССР. Азиатская часть. – М.: Высшая школа, 1987. – 447с.
38. Геология и полезные ископаемые России. Т. 2. Западная Сибирь / Гл. ред. В. П. Орлов. Ред. 2-го тома: А. Э. Конторович, В. С. Сурков. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. – 477 с.
39. Геохимия и гидрохимия природных вод Восточной Сибири. – Иркутск: Изд-во ИГУ, 1973 – 216 с.
40. Герасимов А.П. Краткое описание самосадочного Борзинского озера // Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва. – 1898. – Т. 24. – № 2. – С. 234-237.
41. Гилл Ф., Мюррей У., Райт М. Практическая оптимизация. – М.: Мир, 1985. – 509 с.
42. Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя в Сибири / Отв. ред. А.П. Деревянко. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. – 511 с.

43. Голдырев Г. С. Осадкообразование и четвертичная история котловины Байкала. – Новосибирск: Наука, 1982. – 182 с.
44. Голоцен (сборник статей) / Отв. ред. М.И. Нейштадт. – М.: Наука, 1969. – 231 с.
45. 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.
46. Городецкая М.Е. Основные морфоструктурные линеаменты и цикличность морфоструктурного развития Западно-Сибирской равнины // Геоморфология. – 1972. – №4. – С. 33-42.
47. Давыдова Н.Н. Диатомовые водоросли – индикаторы природных условий водоемов в голоцене. – Л.: Наука, 1985. – 253 с.
48. Давыдова Н.Н., Стрельникова Н.И. Первое всесоюзное совещание по методике диатомового анализа // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. – 1979. – Т. 11. – Вып. 5. – С. 461-462.
49. Дербиков И. В. О связи тектоники фундамента и чехла / Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности / Тр. ВНИГРИ, вып. 14. – Л.: Гостоптехиздат, 1958. – 274 с.
50. Дзенс-Литовский, А.И. Соляные озера СССР и их минеральные богатства. – Л.: Недра, 1968. – 123с.
51. Дзюба А.А. Эндогенные геодинамика и континентальный галогенез в южной части Восточной Сибири // Проблемы морского и континентального галогенеза. – Новосибирск, Наука, 1991. – С. 90-105.
52. Дзюба А.А., Кулагина Н.В., Черных Л.А., Исаев В.П. Источники минерального вещества глубинных подземных вод и соленых озер Прибайкалья // География и природные ресурсы. 2003. – № 3. – С. 73-78.
53. Дзюба А.А., Тулохонов А.К., Абидуева Т.И., Гребнева П.И. Распространение и химизм соленых озер Прибайкалья и Забайкалья // География и природные ресурсы. – 1997. – № 4. – С. 65-71.
54. Дзюба А.А., Тулохонов А.К., Абидуева Т.И., Кулагина Н.В., Черных Л.А. Палеогеографические аспекты формирования соленых озер Баргузинской котловины // География и природные ресурсы. – 1999. – № 2. – С. 66-73.
55. Диатомовые водоросли СССР: Ископаемые и современные. – СПб.: Наука, 1992. – Т. 2. – 125 с.
56. Донные отложения Байкала / Отв. ред. Н. А. Флоренсов. – М.: Наука, 1970. – 159 с.
57. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. – М.: Наука, 1990. – 214 с.

58. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. – М.: Наука, 1991. – 175 с.
59. Жданова А.Н., Солотчина Э.П., Кривоногов С.К., Солотчин П.А. Минеральный состав голоценовых осадков озера Малые Чаны (юг Западной Сибири) // Геология и геофизика. – 2019. – Т. 60. – № 10. – С. 1458-1471.
60. Жданова А.Н., Солотчина Э.П., Солотчин П.А., Кривоногов С.К., Даниленко И.В. Отражение изменений климата голоцена в минералогии донных осадков Яркового плеса озера Чаны (юг Западной Сибири) // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 6. – С. 856-868.
61. Жилич С.В., Рудая Н.А., Назарова Л.Б., Палагушкина О.В., Кривоногов С.К. Изменения озера Чаны и окружающих ландшафтов во второй половине голоцена // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – 2015. – Т. 21. – С. 232-236.
62. Замана Л.В., Борзенко С.В. Гидрохимический режим соленых озер Юго-Восточного Забайкалья // География и природные ресурсы. – 2010 – № 4 – С. 100-107.
63. Земцов А.А. Озера севера Западной Сибири и генезис их котловин // Вопросы географии Сибири. – Томск: ТГУ. – 1974. – Вып. 8. – С. 87-105.
64. Золотарев А.Г., Кулаков В.С. История развития рельефа Прихубсугулья / Природные условия и ресурсы Прихубсугулья в МНР. – М.: Недра, 1976. – С. 66–87.
65. Золотарев А.Г., Мангазеев В.Я., Демин А.А. Главные геоморфологические уровни Прихубсугулья // Позднекайноз. история озер в СССР: Мат-лы XI конгресса ИНКВА в СССР. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 76-80.
66. Золотарев А.Г., Мангазеев В.Я., Демин А.А. О неотектонических движениях в Прихубсугулье / Природные условия и ресурсы некоторых районов МНР. – Иркутск, 1981. – С. 22-23.
67. Ивано-Арахлейский заказник: природно-ресурсный потенциал территории / Ред. В.П. Горлачев. – Чита: Поиск, 2002 – 232 с.
68. Ивано-Арахлейские озера на рубеже веков (состояние и динамика) / Отв. ред. Н.М. Пронин. – Новосибирск: издательство СО РАН, 2013. – 337 с.
69. Иметхенов А.Б., Долхонова Э.З., Елбаскин П.Н. Ольхон - край родной. – Улан-Удэ: Из-во Бурятск. гос. ун-та, 1997. – 352 с.
70. История озер Севера Азии / Ред. В.А. Румянцев. – СПб.: Наука, 1995. – Кн. 7. – 288 с.
71. Казанский Ю.П., Белоусов А.Ф., Петров В.Г., Ван А.В. и др. Осадочные породы: классификация, характеристика, генезис. – Новосибирск: Наука, 1987. – 214 с.

72. Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. – М.: Гостоптехиздат, 1958. – 324 с.
73. Калугин И.А., Дарьин А.В., Бабиц В.В. 3000-летняя реконструкция среднегодовых температур Алтайского региона по литолого-геохимическим индикаторам донных осадков оз. Телецкое // Докл. РАН. – 2009. – Т. 426. – № 4. – С. 520-522.
74. Карабанов Е.Б. Геологическое строение осадочной толщи озера Байкал и реконструкции изменений климата Центральной Азии в позднем кайнозое: автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук: 04.00.01. – М.: Ин-т литосферы РАН, 1999. – 72с.
75. Карабанов Е.Б., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф., Хлыстов О.М., Левина О.В., Мизандронцев И.Б., Мазепова Г.Ф., Семенов А.Р., Железнякова Т.О., Крапивина С.М., Чебыкин Е.П., Грачев М.А. Глобальные похолодания Центральной Азии в позднем кайнозое согласно осадочной записи из озера Байкал // Докл. РАН. – 2000. – Т. 370. – № 1. – С. 61-66.
76. Карбонаты: минералогия и химия / Ред. Ридер Р.Дж. – М.: Мир, 1987. – 494 с.
77. Князева Л.М. Осадконакопление в озерах гумидной зоны СССР, Южный Байкал / Осадконакопление в современных водоемах. Под ред. Белянкиной Д.С. и Безруковой П.Л. – М.: Изд-во АН СССР, 1954. – С. 180-263.
78. Кожов М.М. Пресные воды Восточной Сибири (бассейн Байкала, Ангары, Витима, верхнего течения Лены и Нижней Тунгуски). – Иркутское обл. гос. изд-во, 1950. – 367 с.
79. Коллектив участников проекта “Байкал-бурение”. Результаты бурения первой скважины на озере Байкал в районе Бугульдейской перемычки // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36. – № 2. – С. 3-32.
80. Коллектив участников проекта “Байкал-бурение”. Позднекайнозойская палеоклиматическая запись в осадках озера Байкал (по результатам исследования 600-метрового керна глубоководного бурения) // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41. – № 1. – С. 3-32.
81. Кордэ Н.В. Методика биологического изучения донных отложений озер (полевая работа и биологический анализ) // Жизнь пресных вод СССР. – 1956. – Т. 4. – Ч. 1. – С. 383-413.
82. Кордэ Н.В. Биостратификация и типология русских сапропелей. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 219 с.
83. Коссовская А.Г. Проблемы геоминералогии / Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. – М.: Наука, 1980. – С. 110-158.
84. Крайнов М.А., Безрукова Е.В., Кербер Е.В., Левина О.В., Иванов Е.В., Щетников А.А., Филинов И.А. Первые результаты исследования донных отложений оз. Баунт (Северное Забайкалье) // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – № 11. – С. 1764-1776.

85. Кривоногов С.К., Гусев В.А., Пархомчук Е.В., Жилич С.В. Промежуточные озера долин рек Чулым и Каргат и их роль в эволюции бассейна озера Чаны // Геология и геофизика. – 2018. – Т 59. – № 5. – С. 673-689.
86. Кузьмин М.И., Карабанов Е.Б., Каваи Т., Вильямс Д., Бычинский В.А., Кербер Е.В., Кравчинский В.А., Безрукова В.Е., Прокопенко А.А., Гелетий В.Ф., Калмычков Г.В., Горегляд А.В., Антипин В.С., Хомутова М.Ю., Сошина Н.М., Иванов Е.В., Хурсевич Г.К., Ткаченко Л.Л., Солотчина Э.П., Йошида Н., Гвоздков А.Н. Глубокое бурение на Байкале – основные результаты // Геология и геофизика – 2001 – Т. 42. – №1-2. – С. 8-34
87. Кузьмин С. Б. История развития рельефа Приольхонья // Природа Внутренней Азии. – 2019. – № 4(13). – С. 74–86.
88. Курнаков Н.С., Николаев А.В. Солнечное испарение морской воды и озерных рассолов // Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР. – 1938. – № 10. – С.37-40.
89. Лазуков Г. И. Антропоген северной половины Западной Сибири (палеогеография). – М.: Изд-во МГУ, 1972. – 128 с.
90. Ламакин В. В. Обручевский сброс в Байкальской впадине / Вопросы геологии Азии. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – Т. 2. – С. 448-478.
91. Ламакин В.В. Происхождение Байкальской впадины // Природа. – 1968. – № 4. – С. 48-59.
92. Леонова Г.А., Бобров В.А. Геохимическая роль планктона континентальных водоемов Сибири в концентрировании и биоседиментации микроэлементов. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2012. – 314 с.
93. Лидер М. Седиментология. Процессы и продукты. (Пер. с англ.) – М.: Мир, 1986. – 439с.
94. Логачев Н. А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 5. – С. 391–406.
95. Логачев Н.А. Главные структурные черты и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Физическая мезомеханика. – 1999. – Т. 2. – № 1-2. – С. 163-170.
96. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. – М.: Высшая школа, 1974. – 400 с.
97. Лут Б.Ф. Геоморфология Прибайкалья и впадины озера Байкал. – Новосибирск: Наука, 1978. – 212 с.
98. Малая энциклопедия Забайкалья: Природное наследие / Под ред. Р.Ф. Гениатулина. – Новосибирск: Наука, 2009. – 698 с.
99. Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Бобров В.А., Кривоногов С.К. Геохимия сапропелей голоценовых разрезов из малых озер юга Западной Сибири и Восточного Прибайкалья. – Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2019. – 444 с.
100. Мальцев А. Е., Леонова Г. А., Бобров В. А., Кривоногов С. К., Мирошниченко Л. В., Восель Ю. С., Мельгунов М. С. Геохимия карбонатных осадков малых озер юга Западной

- Сибири на примере голоценового разреза оз. Иткуль // Геология и геофизика. – 2020. – Т. 61. – № 3. – С. 378-399.
101. Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Бобров В.А., Меленевский В.Н., Лазарева Е.В., Кривоногов С.К. Диагенетическое преобразование органо-минеральных сапропелей озера Большие Тороки (Западная Сибирь) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2014. – № 3. – С. 65-76.
102. Маркова Ю. Н., Ощепкова А. В., М. И. Кузьмин М. И., Солотчина Э. П., Солотчин П. А., Бычинский В. А., Чудненко К. В. Влияние изменений климата позднего плейстоцена–голоцена на состав донных отложений Селенгино-Бугульдейской перемычки озера Байкал // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2018. – Т. 26. – № 3. – С. 109-116.
103. Масленикова А.В., Удачин В.Н., Дерягин В. В. Палеоэкология и геохимия озёрной седиментации голоцена Урала. – Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2014. – 136 с.
104. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. Строение и геологическая история. –Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. – 249 с.
105. Метелкин Д.В., Верниковский В.А. Региональная геология России (краткий курс лекций). – Новосибирск: Изд-во НГУ, 2005. – 95 с.
106. Мещеряков Ю.А. Рельеф СССР (Морфоструктура и морфоскульптура). – М.: Мысль, 1972. – 519 с.
107. Минеральные воды Южной части Восточной Сибири / Ред. Н.А.Власов, В.Г.Ткачук, Н.И. Толстихин. – М., Л.: Изд-во АН СССР, 1962.– Т. 2. – 200 с.
108. Михайлов В.Н., Добровольский А.Д., Добролюбов С.А. Гидрология. – М.: Высшая школа. – 2007. – 464 с.
109. Михайлов Н.И. Природа Сибири. – М.: Мысль, 1976. – 156 с.
110. Михайлов Н.И. Физическая география СССР. – М.: Высшая школа, 1987. – 448 с.
111. Мухина Л.И. Витимское плоскогорье (природные условия и районирование). – Улан-Удэ: Бурятское книжное издательство, 1965. – 135 с.
112. Мячкова Н.А. Климат СССР. – М.: Изд-во МГУ, 1983. – 192 с.
113. Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. – М.: Изд-во АН СССР, 1957. – 404 с.
114. Нечипоренко Г.О., Бондаренко Г.П. Условия образования морских карбонатов. – М.: Наука, 1988. – 133 с.
115. Никаноров Л.М. Гидрохимия. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 347 с.
116. Николаев, А.В. Кулундинские соляные озера и пути их освоения. – Новосибирск : Зап.-Сиб. книжное изд-во. – 1935. – 174 с.

117. Николаев В.А. Тектоника мезокайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности / Кайнозой Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1968. – 171 с.
118. Обзор экологического состояния озера Чаны (Западная Сибирь) / Отв. ред.: О. Ф. Васильев, Я. Вейн. – Новосибирск: Гео, 2015. – 251 с.
119. Обручев В.А. Геология Сибири. Т. 3: Мезозой и кайнозой. – М.; Л.: Изд-во Акад. наук СССР, 1938. – 580 с.
120. Обручев В.А. Селенгинская Даурия. Орографический и геологический очерк. – Л.: Троицкосавск. отд. Госуд. географич. о-ва, 1929. – 208 с.
121. Орлова Л.А. Голоцен Барабы. Стратиграфия и радиоуглеродная хронология. – Новосибирск: Наука, 1990. – 126 с.
122. Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет / Ред. А.А. Величко, И.П. Герасимов. – М.: Наука, 1982. – 175 с.
123. Палеопалинология. Том I. Методика палеопалинологических исследований и морфология некоторых ископаемых спор, пыльцы и других растительных микрофоссилий. – Л.: Недра, 1966. – 351 с.
124. Панадиади А.Д. Барабинская низменность. – М.: Географгиз, 1953. – 232 с.
125. Плюснин А.М., Перязева Е.Г. Гидрологические и гидрохимические особенности озер Еравнинской котловины // География и природные ресурсы. – 2012. – № 2. – С. 67-74.
126. Предбайкалье и Забайкалье / Отв. ред. В. С. Преображенский и др. – М.: Наука, 1965. – 492 с.
127. Природные условия и естественные ресурсы СССР. Западная Сибирь / Под ред. Г.Д. Рихтера. – М.: Изд. АН СССР, 1963. – 488 с.
128. Прокопенко А.А., Кузьмин М.И., Калмычков Г.В., Гелетий В.Ф., Гвоздков А.Н., Солотчин П.А. Изменение состава донных осадков озера Хубсугул как показатель изменений климата в Байкальском регионе на рубеже 15-14 тыс. лет назад // Докл. РАН. – 2003. – Т. 390. – № 1. – С. 109-112.
129. Птицын А.Б., Решетова С.А., Бабич В.В., Дарьин А.В., Калугин И.А., Овчинников Д.В., Паниzzo В., Мыглан В.С. Хронология палеоклимата и тенденции аридизации в Забайкалье за последние 1900 лет // География и природные ресурсы. – 2010 – № 2 – С. 85-89.
130. Птицын А.Б., Чу Г., Дарьин А.В., Замана Л.В., Калугин И.А., Решетова С.А. Скорость седиментогенеза в оз. Арахлей (Центральное Забайкалье) по радиогеохимическим и палинологическим данным // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55 – № 3 – С. 473-480.
131. Пульсирующее озеро Чаны / Под ред. Н. П. Смирновой, А. В. Шнитникова. – Л.: Наука, 1982. – 304 с.

132. Растительность бассейна реки Вилюя / Под ред. И.П. Щербакова. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1962. – 135 с.
133. Ресурсы поверхностных вод СССР. – Л.: Гидрометеоздат, 1973. – Т. 16. – Вып. 3: Бассейн оз. Байкал. – 400 с.
134. Решетова С. А., Безрукова Е. В., Паниzzo В., Хендерсон Э., Птицын А. Б., Дарьин А.В., Калугин И.А. // География и природные ресурсы. – 2013. – Т. 34. – № 2. – С. 110-117.
135. Россолимо Л.Л. Накопление вещества в озерах. – М.: Наука, 1964. – 273с.
136. Россолимо Л.Л. Озерное накопление кремния и его типологическое значение. – М.: Наука, 1971. – 103 с.
137. Рухин Л.Б. Основы литологии. – Л.: Гостоптехиздат, 1961. – 782 с.
138. Савкин В.М., Двуреченская С.Я., Сапрыкина Я.В., Марусин К.В. Основные гидролого-морфометрические и гидрохимические характеристики озера Чаны // Сибирский экологический журнал. – 2005. – Т. 2. – С. 183-192.
139. Савкин В.М., Орлова Г.А., Кондакова О.В. Современный водный баланс бессточного озера Чаны // География и природные ресурсы. – 2006. – № 1. – С. 123-130.
140. Савченко Н.В. Гидробиологический мониторинг озер Западной Сибири и особенности их экологической устойчивости // Биоразнообразие, проблемы экологии Горного Алтая и сопредельных регионов: настоящее, прошлое, будущее: материалы II Международной конференции. – Горно-Алтайск: РИО ГАГУ. – 2009. – С. 242-247.
141. Самойлова Г. С. Структурная и пространственная организация ландшафтов севера Внутренней Азии // Известия Русского географического общества. – 2002. – Т. 134. – Вып. 2. – С. 24-31.
142. Свальнов В.Н., Алексеева Т.Н. Гранулометрический состав осадков Мирового океана. – М.: Наука, 2005. – 295 с.
143. Симонова В.И. Атомно-абсорбционные методы определения элементов в породах и минералах. – Новосибирск: Наука, 1986. – 212 с.
144. Складов Е.В., Мотова З.Л. Геология, магматизм и метаморфизм Западного Прибайкалья: Путеводитель полевого геологического семинара в Приольхонье. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. – 28 с.
145. Складов Е. В., Складова О. А., Меньшагин Ю. В., Данилова М. А. Минерализованные озера Забайкалья и Северо-Восточной Монголии: особенности распространения и рудогенерирующий потенциал // География и природные ресурсы. – 2011. – № 4. – С. 29-39.
146. Складов Е.В., Солотчина Э.П., Вологина Е.Г., Игнатова Н.В., Изох О.П., Кулагина Н.В., Складова О.А., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Ухова Н.Н., Федоровский В.С.,

- Хлыстов О.М. Детальная летопись климата голоцена из карбонатного разреза соленого озера Цаган-Тырма, Западное Прибайкалье // Геология и геофизика. – 2010а. – Т. 51. – № 3. – С. 303-328
147. Складов Е.В., Солотчина Э.П., Вологина Е.Г., Изох О.П., Кулагина Н.В., Орлова Л.А., Складова О.А., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Ухова Н.Н. Климатическая история голоцена Западного Прибайкалья в карбонатной осадочной летописи озера Холбо-Нур // Докл. РАН. – 2010б. – Т. 431. – № 5. – С. 668-674.
148. Складова О.А., Складов 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.
149. Складова О.А., Складов Е.В., Федоровский В.С., Санина Н.Б. Минеральные озера Приольхонья: вопросы генезиса и эволюции // География и природные ресурсы. – 2004. – № 4. – С. 44-49.
150. Сквитина Т.М., Федоровский В.С. Раннепалеозойские коллизионные структуры в современном рельефе Ольхонского региона (Байкальская рифтовая система) // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 9. – С. 903-915.
151. Соллертинский, Е.С. Группа крупных озер Еравнинской системы. Географический очерк Бурят-Монголии // Тр. науч. об-ва им. Доржи Банзарова. – 1929. – С. 31-42.
152. Солоноватые и соленые озера Забайкалья: гидрохимия, биология / Отв. ред. Б.Б. Намсараев. – Улан-Удэ: Изд-во Бурятск. гос. ун-та, 2009. – 340 с.
153. Солотчин П.А., Кузьмин М.И., Солотчина Э.П., Безрукова Е.В., Страховенко В.Д., Щетников А.А., Жданова А.Н. Позднечетвертичное осадконакопление в высокогорном озере Хикушка (Восточный Саян): роль климатического и вулканического факторов // Докл. РАН. – 2021. – Т. 501. – № 1. – С. 49-56.
154. Солотчин П.А., Кузьмин М.И., Солотчина Э.П., Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Жданова А.Н., Кривоногов С.К. Осадочная летопись озера Большой Баган (Западная Сибирь): отклик на климатические события голоцена // Докл. РАН. – 2022. – Т. 506. – № 2. – С. 80-87.
155. Солотчин П.А., Солотчина Э.П., Безрукова Е.В., Жданова А.Н. Климатические сигналы в позднечетвертичных донных осадках озера Баунт (Северное Забайкалье) // Геология и геофизика. – 2020. – Т. 61. – № 10. – С. 1397-1408.
156. Солотчин П.А., Складов Е.В., Солотчина Э.П., Маркова Ю.Н. Карбонатная седиментация в малых минеральных озерах Западного Забайкалья: отклик на изменения климата голоцена // Докл. РАН. – 2017. – Т. 473. – № 6. – С. 703-708.

157. Солотчин П.А., Солотчина Э.П., Склярв Е.В., Страховенко В.Д., Жданова А.Н, Даниленко И.В Аутигенное карбонатообразование в малых озерных бассейнах Западного Забайкалья // Вестник Забайкальского государственного университета. – 2018. – Т. 24. – № 6. – С. 45-54.
158. Солотчина Э.П. Структурный типоморфизм глинистых минералов осадочных разрезов и кор выветривания. – Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2009. – 234 с.
159. Солотчина Э.П., Безрукова Е.В., Солотчин П.А., Шток О., Жданова А.Н. Позднеплейстоцен-голоценовое осадконакопление в озерах Центрального Забайкалья как показатель состояния окружающей среды // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59 – № 11. – С. 1777–1794.
1560. 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. – V. 398. – № 3. – С. 390-395.
161. Солотчина Э.П., Кузьмин М.И., Солотчин П.А., Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Даниленко И.В. Аутигенные карбонаты голоценовых осадков озера Иткуль (юг Западной Сибири) – индикаторы изменений климата // Докл. РАН. – 2019. – Т. 487. – № 1. – С. 54-59.
162. Солотчина Э.П., Кузьмин М.И., Солотчин П.А., Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Кривоногов С.К. Минералогические индикаторы изменений климата юга Западной Сибири в голоценовых осадках озера Большие Тороки // Докл. РАН. – 2021. – Т.496. – № 1. – С.22-29.
163. Солотчина Э.П., Кузьмин М.И., Столповская В.Н., Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Ткаченко Л.Л. Минералогические и кристаллохимические индикаторы изменений окружающей среды и климата в голоцен-плейстоценовых осадках озера Хубсугул (Монголия) // Докл. РАН. – 2003. – Т. 391. – № 4. – С. 527-531.
164. 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.
165. Солотчина Э.П., Склярв Е.В., Вологина Е.Г., Орлова Л.А., Склярва 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.
166. Солотчина Э.П., Склярв Е.В., Вологина Е.Г., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Склярва О.А., Изох О.П., Ухова Н.Н. Климатические сигналы в карбонатной осадочной летописи голоцена озера Намши-Нур, Западное Прибайкалье // Докл. РАН. – 2011. – Т. 436. – № 6. – С. 814-819.

167. Солотчина Э.П., Склярв Е.В., Солотчин П.А., Вологина Е.Г. Склярва О.А. Минералогия и кристаллохимия карбонатов голоценовых осадков озера Киран (Западное Забайкалье): связь с палеоклиматом // Геология и геофизика – 2014. – Т. 55 – № 4. – С. 605-618.
168. Солотчина Э.П., Склярв Е.В., Солотчин П.А., Вологина Е.Г., Склярва О.А., Ухова Н.Н. Голоценовая осадочная летопись озера Большое Алгинское, Западное Забайкалье: связь с палеоклиматом // Докл. РАН. – 2013. – Т. 449. – №1. – С. 80-86.
169. Солотчина Э.П., Склярв Е.В., Солотчин П.А., Вологина Е.Г., Столповская В.Н., Склярва О.А., Ухова Н.Н. Реконструкция климата голоцена на основе карбонатной осадочной летописи малого соленого озера Верхнее Белое, Западное Забайкалье // Геология и геофизика – 2012. – Т. 53. – № 12. – С. 1756-1775.
170. Солотчина Э.П., Склярв Е.В., Солотчин П.А., Замана Л.В., Даниленко И.В., Склярва О.А., Татьков П.Г. Аутигенное карбонатообразование в озерах Еравнинской группы (Западное Забайкалье): отклик на изменения климата голоцена // Геология и геофизика. – 2017. – Т.58. – № 11. – С.1749-1763.
171. Солотчина Э.П., Солотчин П.А. Состав и структура низкотемпературных природных карбонатов кальцит-доломитового ряда // Журнал структурной химии. – 2014. – Т. 55. – № 4. – С. 814-820.
172. Справочник по климату СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – Вып. 23. – Ч. 3. – 185 с.
173. Столповская В.Н., Солотчина Э.П., Жданова А.Н. Количественный анализ ряда компонентов донных осадков озер Байкал и Хубсугул (в связи с палеоклиматическими реконструкциями) // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 6. – С. 778-788.
174. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза: В 3 т. – М.: Изд-во АН СССР, 1960-1962. – Т. 1. – 212 с.; Т. 2. – 574 с.; Т. 3. – 550 с.
175. Страхов Н.М. Развитие литогенетических идей в России и СССР: Критический обзор. – М.: Наука, 1971. – 608 с.
176. Страхов Н.М., Разживина А.Н., Шишова Е.С. Осадкообразование в озерах засушливой зоны СССР. Содовые озера Кулундинской степи / Образование осадков в современных водоемах. – М.: Изд. АН СССР, 1954. – 792 с.
177. Страховенко В.Д., Овдина Е.А., Малов Г.И., Ермолаева Н.И., Зарубина Е.Ю., Таран О.П., Болтенков В.В. Генезис органоминеральных отложений озер центральной части Барабинской низменности (юг Западной Сибири) // Геология и геофизика. – 2019. – Т.60. – № 9. – С.1231-1243.
178. Страховенко В.Д., Солотчина Э.П., Восель Ю.С., Солотчин П.А. Геохимические факторы аутигенного минералообразования в донных отложениях озер Тажеранской системы (Прибайкалье) // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – № 10. – С. 1825-1841.

179. Страховенко В.Д., Таран О.П., Ермолаева Н.И. Геохимическая характеристика сапропелевых отложений малых озер Обь-Иртышского междуречья // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 10. – С. 1466-1477.
180. Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. – СПб: Изд-во РГПУ, 2009. – 343 с.
181. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. – М.: Недра, 1981. – 143 с.
182. Унифицированные методы анализа силикатных горных пород. ГОСТ 23581.13–79, Госстандарт России, 01.01.1979.
183. 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.
184. Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. – 1997. – № 6. – С. 56–71.
185. Федоровский В.С. Геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона. Масштаб 1:100000. – М.: Изд-во ГГМ им. В.И. Вернадского РАН, 2004.
186. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. – 1995. – № 3. – С. 3–22.
187. Федоровский В.С., Склярёв Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. – 2010. – Т.1. – №4. – С. 331-418.
188. Федотов А.П. Структура и вещественный состав осадочного чехла Хубсугульской впадины как летопись тектоно-климатической эволюции Северной Монголии в позднем кайнозое : дис. ... д-ра г.-м. наук: 25.00.06. – Казань, 2007. – 383 с.
189. Федотов А.П., Безрукова Е.В., Воробьева С.С., Хлыстов О.М., Левина О.В., Мизандронцев И.Б., Мазепова Г.Ф., Семенов А.Р., Железнякова Т.О., Крапивина С.М., Чебыкин Е.П., Грачев М.А. Осадки озера Хубсугул как летопись палеоклиматов голоцена и позднего плейстоцена // Геология и геофизика. – 2001. – Т.42. – №1-2. – С.384-390.
190. Федотов А.П. де Батист М., Поулс Т. Тектоническая эволюция юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Докл. РАН. – 2006. – Т.410. – №4. – С. 503-505.
191. Ферсман А.Е. Геохимия. – Л.: Госхимиздат, 1934. – Т. 2. – 354 с.
192. Филиппов А.Г. Уэдделит и уэвеллит в пещере Иркутской / Пещеры. Межвуз. сб. науч. тр. – Пермь: Перм. у-нт., 1999. – С. 75-77.

193. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 258 с.
194. Флоренсов Н.А. Некоторые особенности котловин крупных озер Южной Сибири и Монголии / Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. – М.: Наука, 1968. – С. 59-74.
195. Франк-Каменецкий А.Г. Соляные (гуджирные) озера Восточной Сибири. – Москва; Иркутск: Огиз, 1934. – 61 с.
196. Фролов В.Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. М.: Изд-во Московского ун-та, 1964. – 310 с.
197. Хазин Л.Б., Хазина И.В., Кривоногов С.К., Кузьмин Я.В., Прокопенко А.А., Ви С., Бурр Дж.С. Климатические изменения на юге Западной Сибири в голоцене по результатам анализа ассоциаций остракод // Геология и геофизика – 2016 – Т. 57 – № 4 – С. 729-742.
198. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. – М.: Недра, 1979. – 356 с.
199. Хатчинсон Д. Лимнология. – М.: Прогресс, 1969. – 592 с.
200. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 192 с.
201. Хубракова Б. Ц. Географические закономерности структуры почвенного покрова Джидинской котловины и ее обрамляющих хребтов: дис. ... канд. биол. наук: 03.00.27. – Улан-Удэ, 2006. – 173 с.
202. Чекин С.С. Кристаллогенез глинистых минералов. – М.: Наука, 1984. – 96 с.
203. Шамсутдинов В.Х. Кайнозойская история Юго-восточного Забайкалья (на примере Торейской и Восточно-Торейской депрессий) // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 1975. – №44. – С. 89-96.
204. Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. – М.: Наука, 1966. – 239 с.
205. Шанцер Е.В. Итоги и перспективы изучения генетических типов континентальных отложений / Литология в исследованиях геологического института АН СССР. – М.: Наука, 1980. – С. 56-95.
206. Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1957. – 337 с.
207. Шнитников А.В. Многовековой ритм развития ландшафтной оболочки / Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. – Л.: ГО СССР: 1973. – С. 7-38.
208. Шпейзер Г.М., Стальмакова В.А. Гидрохимическая характеристика вод бассейна озера Хубсугул // Вестн. Бурят. гос. ун-та. – 2008. – Вып. 3: Химия, физика. – С. 3–10.

209. Щербакова Т.А., Шевелев А.И., Шурхно Р.А. Микробиологическая природа современных магнезиальных карбонатов на озере Салда // Ученые записки Казанского университета. – 2010. – Т. 152. – Кн. 3. – С. 186-191.
210. Щетников А.А. Проблемы морфотектоногенеза озерных котловин (на примере Байкальской рифтовой зоны) // Тихоокеанская геология. – 2007. – Т. 26. – № 2. – С. 18-29.
211. Щетников А.А., Безрукова Е.В., Филинов И.А., Иванов Е.В., Кербер Е.В. Озерный морфолитогенез в долине вулканов (Восточный Саян) // География и природные ресурсы. – 2016. – № 3. – С. 33-38.
212. Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. – 2019. – № 1. – С. 3-43.
213. Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Иванов В.Г. Строение, состав, источники и механизм долинных излияний лавовых потоков Жом-Болок (голоцен, Южно-Байкальская вулканическая область). // Вулканология и сейсмология. – 2003. – № 5. – С. 41-59.
214. Althoff P.L. Structural refinements of dolomite and a magnesian calcite and implications for dolomite formation in the marine environment // Amer. Mineral. – 1977. – V. 62. – P. 772-783.
215. Andreev A.A., Siegert C., Klimanov V.A., Dereviagin A.Yu., Shilova G.N., Melles M. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate changes in the Taymyr lowland, Northern Siberia reconstructed from pollen records // Quatern. Res. – 2002 – V. 57 – P. 138-150.
216. Andreev A.A., Tarasov P.E., Klimanov V.A., Melles M., Lisitsyna O.M., Hubberten H.-W. Vegetation and climate changes around the Lama Lake, Taymyr Peninsula, Russia during the Late Pleistocene and Holocene // Quatern. Intern. – 2004. – V. 122. – № 1. – P. 69-84.
217. Bailey S.W., Brindley G.W., Fanning D.S., Kodama H. Martin R.T. Report of the Clay Minerals Society Nomenclature Committee for 1982 and 1983 // Clays and Clay Minerals. – 1984. – V. 32. – P. 239-240.
218. BDP-Members. Preliminary results of the first drilling on Lake Baikal, Buguldeika site, southeastern Siberia // Quarter. International. – 1997. – V. 37. – № 1. – P. 3-17.
219. Berger A., Loutre M.F. Insolation values for the climate of the last 10 million years // Quat. Sci. Rev. – 1991. – V. 10. – № 4. – P. 297-317.
220. Berglund B.E., Ralska-Jasiewiczowa M. Pollen analysis and pollen diagrams / Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. B.E. Berglund, (Ed.). – New York, John Wiley & Sons, 1986. – P. 455-484.
221. Bethke C.M., Altaner S.P. Layer-by-layer mechanism of smectite illitisation and application to a new rare law // Clays and Clay Minerals. – 1986. – V. 34. – P. 136-145.

222. Bezrukova, E., Tarasov, P., Solovieva, N., Krivonogov S., Riedel, F. Last glacial–interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: Chronology, forcing and feedbacks // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2010. – V. 296. – P. 185-198.
223. Bezrukova E.V., Belov A.V., Orlova L.A. Holocene vegetation and climate variability in North Pre-Baikal region, East Siberia, Russia // *Quatern. Intern.* – 2011. – V. 237. – P. 74-82.
224. Bezrukova E.V., Hildebrandt S., Letunova P.P., Ivanov E.V., Orlova L.A., Müller S., Tarasov P. E. Vegetation dynamics around Lake Baikal since the middle Holocene reconstructed from the pollen and botanical composition analyses of peat sediments: Implications for paleoclimatic and archeological research // *Quatern. Intern.* – 2013. – V. 290. – P. 35-45.
225. 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.
226. Blyakharchuk T.A. Four new pollen section tracing the Holocene vegetational development of the southern part of the West Siberian Lowland // *Holocene.* – 2003. – V. 13. – № 5. – P. 715-731.
227. Bond G.C., Shower S.W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates // *Science.* – 1997. – V. 278. – P. 1257-1266.
228. Bradley R.S. *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary.* – Elsevier, 2015. – 675 pp.
229. Chamley H. *Clay Sedimentology.* – Springer-Verlag, 1989. – 623 p.
230. 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 and Planetary Science Letters (EPSL).* – 2002. – V. 200 (1-2). – P. 167-175.
231. Chukanov N.V., *Infrared spectra of mineral species: Extended library.* Springer Geochemistry/Mineralogy. – Springer Science+Business Media Dordrecht. – 2014. – 1726 pp.
232. Dauphin Y. Infrared Spectra and Elemental Composition in Recent Biogenic Calcites: Relationships between the epsilon 4 Band Wavelength and Sr and Mg Concentrations // *Appl. Spectrosc.* – 1999. – V. 53. – Is. 2. – P. 184-190.
233. Dean W.E., Schwalb A., Holocene environmental and climatic change in the Northern Great Plains as recorded in the geochemistry of sediments in Pickerel Lake, South Dakota // *Quatern. Intern.* – 2000. – V. 67. – P. 5-20.
234. Deelman J.C. *Low-temperature formation of dolomite and magnesite.* Open-access e-book, 2011. – 512 p. <http://www.jcdeelman.demon.nl/dolomite/bookprospectus.html>.
235. Demske D., Heumann G., Granoszewski W., Nita M., Mamakowa K., Tarasov P., Oberhänsli H. Late glacial and Holocene vegetation and regional climate variability evidenced in high-

- resolution pollen records from Lake Baikal // *Global Planet. Change.* – 2005. – V. 46. – P. 255-279.
236. Deocampo D.M. The geochemistry of continental carbonates / *Carbonates in Continental Settings: Geochemistry, Diagenesis and Applications: Developments in Sedimentology.* Alonso-Zarza A.M., Tanner L.H., (Eds.). – Elsevier, 2010. – V. 62 – 319 pp.
237. Diefendorf A.F., Patterson W.P., Mullins H.T., Tibert N., Martini A. Evidence for high-frequency late Glacial to mid-Holocene (16.800 to 5500 cal yr B.P.) climate variability from oxygen isotope values of Lough Inchiquin, Ireland // *Quat. Res.* – 2006. – V. 65. – P. 78-86.
238. Doi H., Kikuchi E., Mizota C., Satoh N., Shikano S., Yurlova N., Yadrenkina E., Zuykova E. Carbon, nitrogen, and sulfur isotope changes and hydro-geological processes in a saline Lake Chany // *Hydrobiologia.* – 2004. – V. 529. – P. 225-235.
239. Drits V.A., McCarty D.K., Sakharov B., Milliken K.L. New insight into structural and compositional variability in some ancient excess-Ca dolomite // *The Canadian Mineralogist.* – 2005. – V. 43. – P. 1255-1290.
240. 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. Paleolimnol.* – 2004. – V. 31. – P. 343-361.
241. Engstrom D.R., Wright H.E. Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change / *Lake Sediments and Environmental History.* Haworth, E.Y., Lund, J.W.G. (Eds.). – Leicester University Press, Leicester, 1984. – P. 11–67.
242. Fedotov A., Kazansky A., Tomurhuu D., Matasova G., Ziborova G., Zheleznyakova T., Vorobyova S., Phedorin M., Goldberg E., Oyunchimeg T., Narantsetseg T., Vologina E., Yuldashev A., Kalugin I., Tomurtogoo O., Grachev M. 1 My record of paleoclimates from Lake Khubsugul Mongolia // *EOS.* –2004. –Vol.85. –№40.–P.387-390.
243. Gadsden J.A. Infrared spectra of minerals and related inorganic compounds. – Butterworths, London, 1975. – 277 pp.
244. Gill P.E., Murray W., Wright M.H. *Practical Optimization.* – Academic Press Inc. Limited, 1981. – 401 pp.
245. Goldsmith J.R., Graf D.L. Relation between lattice constants and composition of Ca-Mg carbonates // *Amer. Miner.* – 1958. – V. 43. – P. 84-101.
246. Goldstein G.I., Newbury D.E., Echlin P., Joy D.C., Fiori C., Lifshin E. *Scanning electron microscopy and x-ray microanalysis.* – New York: Plenum Press, 1981. – 235 c.
247. Grimm, E.C. CONISS: A Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares // *Comput. Geosci.* – 1987. – V. 13. – P. 13-35.

248. Grimm E.C. TGView. – Illinois State Museum, Research and Collections Center, Springfield, 2004.
249. Hammer U.T. Saline lake ecosystems of the world. – Dr W. Junk Publ., Dordrecht, Netherlands, 1986. – 616 pp.
250. HDP Members. Structure of bottom sediments in Lake Hovsgol: geological and climate controls // Russian Geology and Geophysics. – 2007. – V. 48. – № 11. – P. 863-885.
251. Hull H., Turnbull A.G. A thermochemical study of monohydrocalcite // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1973. – V. 37. – P. 685-694.
252. Hutchinson D.R., Golmstok A.J., Zonenshain L.P., Moore T.C., Scholz C.A., Kitgord K.D. Depositional and tectonic framework of the rift basins of Lake Baikal from seismic data // Geology. – 1992. – V. 20. – P. 589-592.
253. Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Demonterova E.I., Arzhannikova A.V., Orlova L.A. Jom-Bolok Holocene volcanic field in the East Sayan Mts., Siberia, Russia: structure, style of eruptions, magma compositions, and radiocarbon dating // Bulletin of Volcanology. – 2011. – V. 73. – P. 1279-1294.
254. Jennings A.E., Knudsen K.L., Hald M., Hansen C.V., Andrews J.T. A mid-Holocene shift in Arctic sea-ice variability on the East Greenland shelf // Holocene. – 2002. – V. 12. – № 1. – P. 49-58.
255. Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Williams D.F., Khursevich G.K. A new record of Holocene climate change from the bottom sediments of Lake Baikal // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. – 2000. – V. 156. – P. 211-224.
256. 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.
257. Kashiwaya K., Nakamura T., Takamatsu N., Sakai H., Nakamura M., Kawai T. Orbital signals found in physical and chemical properties of bottom sediments from Lake Baikal // J. Paleolimn. – 1997. – V. 18. – P. 293-297.
258. Kipriyanova L.M., Yermolaeva N. I., Bezmaternykh D.M., Dvurechenskaya S. Ya., Mitrofanova E. Yu. Changes in the biota of Chany Lake along a salinity gradient // Hydrobiologia. – 2007. – V. 576. – № 1. – P. 83-93.
259. Krivonogov S.K., Takahara H., Yamamuro M., Preis Yu.I., Khazina I.V., Khazin L.B., Kuzmin Ya.V., Safonova I.Y., Ignatova N.V. Regional to local environmental changes in southern

- Western Siberia: Evidence from biotic records of mid to late Holocene sediments of Lake Beloe // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* – 2012. – V. 331-332. – P. 177-193.
260. Kuzmin M.I., Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Gelety V.F., Antipin V.S., Williams D.F., Gvozdkov A.N. Sedimentation processes and new constraints on rifting stages in Lake Baikal: result of deep-water drilling // *Int. J. Earth Sci.* – 2000. – V. 89. – P. 183-192.
261. Last W.M. Geolimnology of salt lakes // *Geosciences Journal.* – 2002. – V. 6. – №. 4. – P. 347-369.
262. Last W.M. Holocene carbonate sedimentation in Lake Manitoba, Canada // *Sedimentology* – 1982. – V. 29. – P. 691-704.
263. Last W.M. Lacustrine dolomite - an overview of modern, Holocene, and Pleistocene occurrences // *EarthEarth Sci. Rev.* – 1990. – V. 27. – P. 221-263.
264. Last W.M., De Deckker P. Modern and Holocene carbonate sedimentology of two saline volcanic maar lakes, southern Australia // *Sedimentology* – 1990. – V. 37. – P. 967-981.
265. Last W.M., Ginn F.M. Saline systems of the Great Plains of western Canada: an overview of the limnogeology and paleolimnology // *Saline systems.* – 2005. – 1:10, DOI: 10.1186/1746-1448-1-10.
266. Lippmann F. Sedimentary carbonate minerals. – Berlin-Heidelberg-New York: Springer-Verlag, 1973. – 228 pp.
267. Mac Ewan D.M.C. Fourier transform methods for studying X-ray scattering from lamellar systems. II: The calculation of X-ray diffraction effects for various types of interstratification // *Kolloid. Zeitschrift.* – 1958. – V. 156. – P. 61-67.
268. Mackay A.W., Bezrukova E.V., Leng M.J., Meaney M., Nunes A., Piotrowska N., Self A., Shchetnikov A., Shilland E., Tarasov P., Luo Wang, White D. Aquatic ecosystem responses to Holocene climate change and biome development in boreal, central Asia // *Quaternary Science Reviews.* – 2012. – V. 41. – P. 119-131.
269. Marcott S.A., Shakun J.D., Clark P.U., Mix A.C. A Reconstruction of Regional and Global Temperature for the Past 11,300 Years // *Science.* – 2013. – V. 339. – P. 1198–1201.
270. Melles M., Brigham-Grette J., Minyuk P. S., Nowaczyk N.R., Wennrich V., DeConto R.M., Anderson P. M., Andreev A.A., Coletti A., Cook T.L., Haltia-Hovi E., Kukkonen M., Lozhkin A.V., Rosén P., Tarasov P., Vogel H., Wagner B. 2.8 Million Years of Arctic Climate Change from Lake El'gygytgyn, NE Russia // *Science.* – 2012. – V. 337. – P. 315-320.
271. Melles M., Grobe H., Hubberten H.W. Mineral composition of the clay fraction in the 100 m core BDP-93-2 from Lake Baikal - preliminary results // *IPPCCE Newsletter.* – Insbruck: Universitaetsverlag Wagner. – 1995. – №. 9. – P. 17-22.

272. Mizota C., Doi H., Kikuchi E., Shikano S., Kakegawa T., Yurlova N., Yurlov A.K. Stable isotope characterization of fluids from the Lake Chany complex, western Siberia, Russian Federation // *Appl. Geochem.* – 2009. – V. 24. – P. 319-327.
273. Moore D.M., Reynolds R.C., Jr. X-Ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. – Oxford-New York: Oxford University Press, 1997. 373 pp.
274. Navrotsky A., Capobianco C. Enthalpies of formation of dolomite and of magnesian calcites // *Amer. Miner.* – 1987. – V. 72. – № 7-8. – P. 782-787.
275. Nilsson T. Standardpollendiagramme und C14-Datierungen aus dem Ageröds Mosse im mittleren Schonen. – *Lunds Univ. arsskr.* – NF 2. – Bd 59. – № 7. – P. 1–52.
276. Nishiyama R., Munemoto T., Fukushi K. Formation condition of monohydrocalcite from CaCl₂—MgCl₂—Na₂CO₃ solutions // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 2013. – V. 100. – P. 217-231.
277. Ozaou R., Arai J., Otsuka R. Some properties of the dolomite enriched with calcium // *Sekko to Sekkai / Gypsum and Lime.* – 1986. – № 201. – P. 79-88.
278. 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.
279. 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 // *Quater. International.* – 2001. – V. 80-81. – P. 59-68.
280. 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.
281. Prokopenko A.A., Kuzmin M.I., Williams D.F., Gelety V.F., Kalmychkov G.V., Gvozdkov A.N., Solotchin P.A. Basin-wide sedimentation changes and deglacial lake-level rise in the Hovsgol basin, NW Mongolia // *Quatern. Intern.* – 2005. – V. 136. – P. 59-70.
282. Prokopenko A.A., Williams D.F., Karabanov E.B., Khursevich G.K. Response of Lake Baikal ecosystem to climate forcing and pCO₂ change over the last glacial/interglacial transition // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1999. – V. 172. – P. 239-253.
283. Prokopenko A.A., Williams D.F., Kuzmin M.I., Karabanov E.B., Khursevich G.K., Peck J.A. Muted climate variations in continental Siberia during the mid-Pleistocene epoch // *Nature.* – 2002. – V. 418. – P. 65-68.
284. Ramsey B. Bayesian analysis of radiocarbon dates // *Radiocarbon.* – 2009. – V. 51. – № 1. – P. 337–360.

285. Reeder R.J. Crystal chemistry of the rhombohedral carbonates / Ed. R.J. Reeder. Carbonates: mineralogy and chemistry // *Rev. Miner.* – Mineralogical Society of America, Washington, 1983 – V. 11. – P. 1-47.
286. Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk R.C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haflidason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., van der Plicht J. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP // *Radiocarbon.* – 2013. – V. 55. – № 4. – P. 1869–1887.
287. Reynolds R.C. Interstratified clay minerals // *Crystal structures of clay minerals and their X-Ray identification.* Brindley G.W., Brown G., (Eds.). – London: Mineralogical Society, 1980. – P. 249-303.
288. Reynolds R.C. Calculation of absolute diffraction intensities for mixed-layered clays // *Clays and Clay Minerals.* – 1983. – V. 31. – № 3. – P. 233-234.
289. Ricketts R. D., Johnson T.C., Brown Erik T., Rasmussen 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.
290. Roberts N. *The Holocene: An environmental history.* – Malden, Massachusetts, USA, Blackwell Publishers, 1998. – 316 p.
291. Schmidt H. Turkey's Salda Lake: a genetic model for Australia's newly discovered magnesite deposits // *Industrial Minerals.* – 1987. – August. – P. 19–29.
292. Schwalb A., Dean W.E. Stable isotopes and sediments from Pickerel Lake, South Dakota, USA: a 12ky record of environmental changes // *Journal of Paleolimnology.* – 1998. – V. 20. – № 1. – P. 15-30.
293. Shchetnikov A.A., Bezrukova E.V., Krivonogov S.K. Late Glacial to Holocene volcanism of Jom-Bolok Valley (East Sayan Mountains, Siberia) recorded by microtephra layers of the Lake Kaskadnoe-1 sediments // *Journal of Asian Earth Science.* – 2019. – V. 173. – P. 291-303.
294. Shikano S., Kawano K., Kudoh J., Yurlov A.K., Kikuchi E. Intraannual and interannual changes in the surface area of a closed lake complex in southwestern Siberia using NOAA images // *Limnology.* – 2006. – V. 7. – P. 123-128.
295. Smoot J.P., Lowenstein T.K. Depositional environments of non-marine evaporates / *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources.* Melvin J.L. (Ed.) – Elsevier, 1991. – P. 189-348.
296. Solotchina E.P., Prokopenko A.A., Kuzmin M.I., Solotchin P.A., Zhdanova A.N. Climate signals in sediment mineralogy of Lake Baikal and Lake Hovsgol during the LGM-Holocene transition

- and the 1-Ma carbonate record from the HDP-04 drill core // *Quatern. Int.* – 2009. – V. 205. – P. 38–52.
297. Solotchina E.P., Prokopenko A.A., Vasilevsky A.N., Gavshin V.M., Kuzmin M.I., Williams D.F. Simulation of XRD patterns as an optimal technique for studying glacial and interglacial clay mineral associations in bottom sediments of Lake Baikal // *Clay minerals.* – 2002. – V. 37. – P. 105-119.
298. Speer J.A. Crystal chemistry and phase relations of orthorhombic carbonates / *Carbonates: Mineralogy and Chemistry.* R.J. Reeder (Ed.) / *Reviews in Mineralogy.* – 1983. – V. 11. – P. 145-190.
299. Środoń J. Book reviews. Illite, by Alain Meunier and Bruce Velde. Springer. 286 p. // *Clays and Clay Miner.* – 2004. – V. 52. – № 6. – P. 792-797.
300. Środoń J., Morgan D.J., Eslinger E.V., Eberl D., Karlinger M.R. Chemistry of illite/smectite and end-member illite // *Clays and Clay Miner.* – 1986. – V. 34. – P. 368-378.
301. Stoffers P., Fischbeck R. Monohydrocalcite in the sediments of Lake Kivu (East Africa) // *Sedimentology.* – 1974. – V. 21. – P. 163-170.
302. Stuiver M., Grootes P.M., Braziunas T.F. The GISP2 d18O climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean, and volcanoes // *Quaternary Research.* – 1995. – V. 44. – P. 341- 354.
303. Svensson A., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Davies S.M., Johnsen S.J., Muscheler R., Parrenin F., Rasmussen S.O., Rothlisberger R., Seierstad I., Steffensen J.P., Vinther B.M. A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology // *Clim. Past.* – 2008. – V. 4. – P. 47-57.
304. Swainson I.P. The structure of monohydrocalcite and the phase composition of the beachrock deposits of Lake Butler and Lake Fellmongery, South Australia // *Amer. Miner.* – 2008. – V. 93. – № 7. – P. 1014-1018.
305. Talbot M.R. A review of palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates // *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section).* – 1990. – V. 80. – P. 261-279.
306. Tarasov P., Bezrukova E., Karabanov E., Nakagawa T., Wagner M., Kulagina N., Letunova P., Abzaeva A., Granoszewski W., Riedel F.. Vegetation and climate dynamics during the Holocene and Eemian interglacials derived from Lake Baikal pollen records // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* – 2007. – V. 252. – P. 440-457.
307. Tarasov P. E., Bezrukova E. V., Krivonogov S. K. Late Glacial and Holocene changes in vegetation cover and climate in southern Siberia derived from a 15 kyr long pollen record from Lake Kotokel // *Clim. Past.* – 2009. – V. 5. – P. 285-295.

308. 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.
309. Valero-Garces B.L., Laird K. R., Fritz S. C., Kelts K., Ito E., Grimm E. 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.
310. Van de Vijver B., Vochten R., Geys J., Verbruggen C., Beyens L. Mineralogical observations of weddellite from South Georgia, Subantarctica // *Neues Jahrb. Mineral., Monatsh.*, 1997. – P. 193-202.
311. Veizer J. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates / Ed. R. J. Reeder. Carbonates: mineralogy and chemistry // *Rev. Miner. Geochem. Miner. Soc. America.* – 1983. – V. 11. – P. 265-299.
312. Velde B. Composition and mineralogy of clay minerals / Origin and mineralogy of clays. Velde B., (ed.). – Springer-Verlag, 1995. – P. 8–41.
313. Von der Borch C.C. The distribution and preliminary geochemistry of modern carbonate sediments of the Coorong area, South Australia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1965. – V.29. – P.781-799.
314. 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.
315. Yuan D.X., Cheng H., Edwards R.L., Dykoski C.A., Kelly M.J., Zhang M.L., Qing J.M., Lin Y.S., Wang Y.J., Wu J.Y., Dorale J.A., An Z.S., Cai Y.J. Timing, duration, and transitions of the Last Interglacial Asian monsoon // *Science.* – 2004. – V. 304. – P. 575-578.
316. Yuretich R., Melles M., Sarata B., Grobe H. Clay minerals in the sediments of Lake Baikal: a useful climate proxy // *J. Sediment. Res.* – 1999. – V. 69. – № 3. – P. 588-596.

ПРИЛОЖЕНИЯ

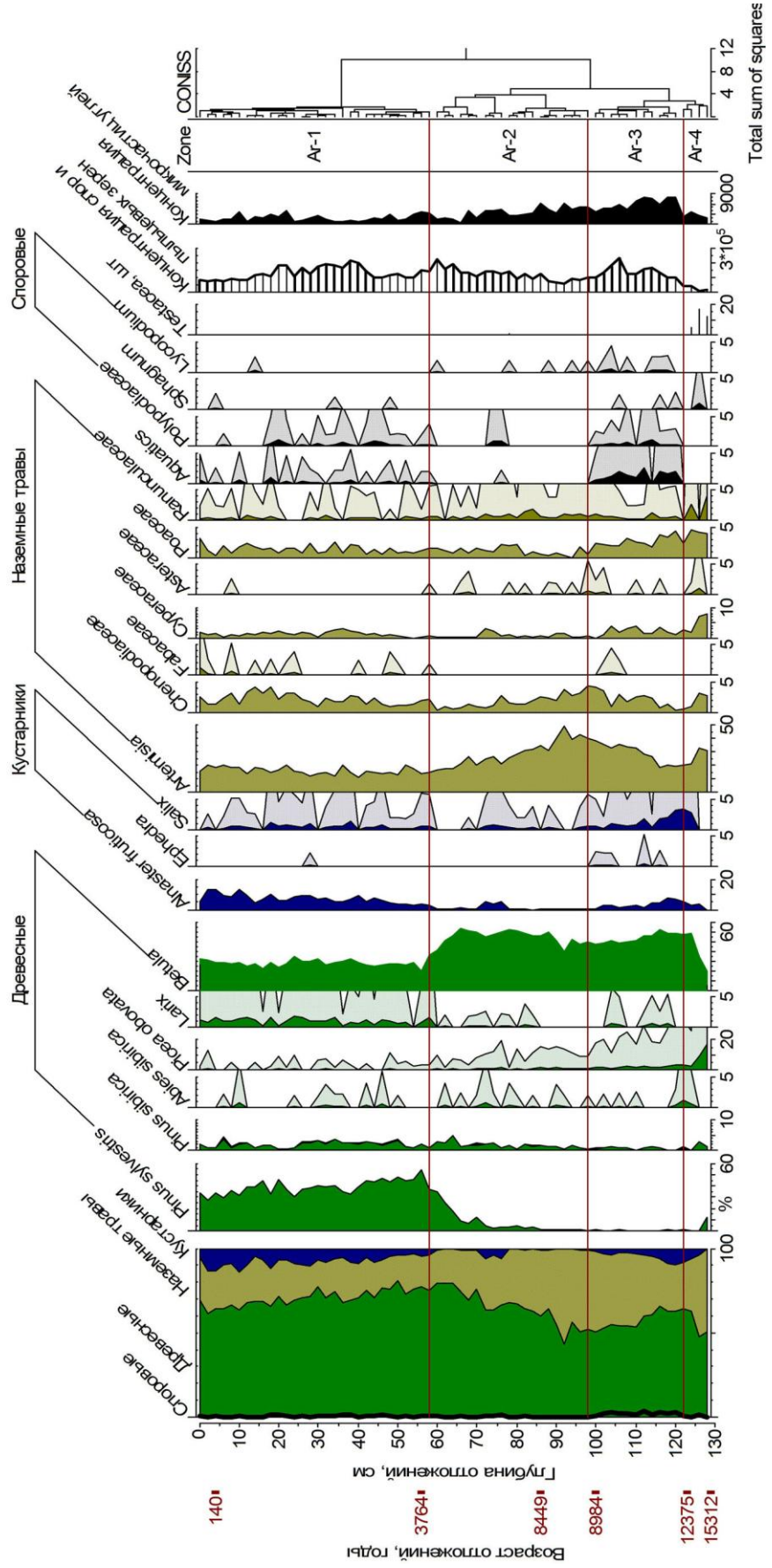
Приложение 1. Химический состав (мас. %) донных осадков оз. Верхнее Белое

Компоненты	Глубина, см						
	Верхняя зона			Нижняя зона			
	0-3	10-13	20-23	30-33	40-43	50-53	60-63
SiO ₂	39.90	39.66	39.56	40.76	39.66	44.77	50.29
TiO ₂	1.01	1.01	1.05	0.93	0.95	0.96	0.94
Al ₂ O ₃	13.53	13.77	13.31	13.35	13.23	14.27	14.77
Fe ₂ O ₃	5.63	5.73	6.19	5.91	6.25	5.98	5.53
FeO	1.57	1.70	1.44	1.32	1.41	1.18	0.97
MnO	0.15	0.16	0.17	0.16	0.17	0.14	0.11
MgO	4.82	6.18	6.06	6.34	6.59	4.29	2.61
CaO	6.75	7.57	8.45	7.63	7.63	7.16	6.18
Na ₂ O	4.30	2.98	3.07	3.30	3.35	3.65	3.82
K ₂ O	2.14	2.21	2.14	2.42	2.33	2.76	3.12
P ₂ O ₅	0.55	0.48	0.53	0.46	0.47	0.44	0.53
H ₂ O	3.09	2.88	2.62	2.35	2.62	2.11	1.77
CO ₂	6.76	8.19	8.85	11.16	11.16	6.98	5.00
ппп	9.91	7.07	6.08	3.45	3.87	5.24	4.05
Сумма	100.12	99.59	99.52	99.53	99.69	99.93	99.68
S	0.37	0.13	0.15	0.11	0.19	0.13	0.08

Приложение 2. Химический состав (мас. %) донных осадков оз. Долгое

Компо- ненты	Стадия IV (~ 0-40 л.н.)			Стадия III (~ 40-200 л.н.)		Стадия II (~ 200-410 л.н.)			Стадия I (~ 410 – 1150 л.н.)					
	Глубина, см													
	0-2	3-5	7-9	17-18	25-27	34-36	38-40	42-44	45-48	59-62	68-70	75-78	88-90	90-92
SiO₂	18.91	23.53	26.39	25.59	24.51	29.12	28.63	30.24	30.22	35.89	36.51	29.30	35.71	35.83
TiO₂	0.28	0.35	0.34	0.31	0.35	0.40	0.42	0.44	0.75	0.54	0.55	0.43	0.55	0.58
Al₂O₃	4.30	5.31	6.02	5.34	5.71	6.73	6.71	7.22	8.25	8.87	8.82	7.06	9.18	9.45
Fe₂O₃	2.19	2.86	2.42	2.51	2.69	3.22	3.80	3.77	4.80	4.24	4.25	3.38	4.50	5.07
MnO	0.08	0.11	0.09	0.09	0.10	0.14	0.17	0.16	0.22	0.17	0.17	0.20	0.20	0.25
MgO	14.47	11.08	7.60	7.55	6.95	6.37	5.90	5.04	6.98	4.45	4.39	4.71	3.95	3.89
CaO	4.31	5.54	5.26	6.03	6.85	7.27	7.17	5.77	7.01	5.92	6.38	8.36	5.48	5.98
Na₂O	1.76	1.98	2.35	1.99	2.06	2.07	1.94	1.87	1.98	1.89	1.68	1.58	1.52	1.34
K₂O	0.65	0.83	0.94	0.63	0.87	1.02	1.09	1.13	1.00	1.42	1.41	1.12	1.47	1.52
P₂O₅	0.49	0.41	0.38	0.37	0.36	0.35	0.34	0.32	0.48	0.30	0.30	0.34	0.32	0.35
BaO	0.04	0.05	0.04	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.08	0.05	0.05	0.07	0.06	0.07
SO₃	1.11	0.95	0.79	0.83	0.79	0.46	0.47	0.21	0.32	0.27	0.28	0.76	0.30	0.55
V₂O₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr₂O₃	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
NiO	0.01	0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01
ппп	51.43	46.91	47.36	48.67	48.72	42.84	43.20	43.73	39.05	35.95	35.02	42.67	36.76	35.02
Сумма	100.03	99.91	99.98	100.0	100.03	100.05	99.93	99.98	100.0	99.96	99.83	99.99	100.01	99.90

Приложение 3. Диаграмма содержания пыльцевых и непыльцевых палиноморф в отложениях керна Ar-2011



Приложение 5. Химический состав (мас. %) донных осадков оз. Баунт

Стадии	Голоцен MIS 1					Верхний плейстоцен MIS 2							
	Субатлантик	Суб-бореал	Атлантик	Бореал	Пребореал	Поздний дриас		Бёллинг-аллерёд		Древнейший дриас			
Компоненты	Глубина, см												
	47-48	77-78	143-144	210-211	276-277	336-337	444-445	516-517	569-570	643-644	669-670	751-752	766-767
SiO ₂	55,94	55,48	56,89	56,96	57,88	54,81	53,51	52,15	55,83	56,23	54,44	57,02	57,80
TiO ₂	0,57	0,56	0,51	0,48	0,52	0,58	0,66	0,63	0,56	0,62	0,63	0,61	0,67
Al ₂ O ₃	14,04	13,86	12,42	11,97	13,12	14,57	16,31	15,74	14,00	15,19	15,49	15,37	16,01
Fe ₂ O ₃	8,59	8,40	9,18	9,34	8,02	8,82	8,94	9,61	8,50	8,20	9,39	7,78	7,02
MnO	0,61	0,37	0,45	0,11	0,32	0,30	0,25	0,29	0,43	0,24	0,22	0,21	0,16
MgO	1,63	1,58	1,46	1,39	1,53	1,76	1,92	1,87	1,63	1,89	2,04	1,92	2,13
CaO	1,60	1,52	1,43	1,42	1,50	1,48	1,57	1,51	1,53	1,50	1,46	1,56	1,80
Na ₂ O	1,78	1,74	1,56	1,47	1,65	1,75	2,01	1,86	1,76	1,89	1,68	2,00	2,30
K ₂ O	2,07	2,10	1,89	1,80	2,01	2,24	2,56	2,42	2,18	2,55	2,42	2,60	2,73
P ₂ O ₅	0,35	0,30	0,40	0,48	0,32	0,32	0,23	0,43	0,34	0,44	0,40	0,43	0,28
BaO	0,11	0,11	0,10	0,09	0,10	0,11	0,12	0,12	0,11	0,12	0,12	0,11	0,13
SO ₃	0,05	0,04	<0,03	0,03	<0,03	0,05	0,06	0,04	0,04	0,03	0,05	0,06	0,03
V ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
NiO	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
ППП	12,36	13,44	13,13	14,21	12,07	12,52	11,64	12,40	12,31	10,10	11,69	9,85	8,04
Сумма	99,80	99,58	99,52	99,84	99,15	99,39	99,84	99,14	99,28	99,08	100,10	99,59	99,16

Приложение 6. Химический состав (мас. %) донных осадков оз. Киран

Компоненты	Стадия IV		Стадия III			Стадия II		Стадия I		
	Глубина, см									
	0-3	10-13	20-23	30-33	40-43	50-53	60-63	80-83	90-93	
SiO₂	18.80	30.63	55.17	56.91	55.49	68.57	64.68	74.68	74.67	
TiO₂	0.33	0.49	0.36	0.34	0.25	0.28	0.29	0.40	0.43	
Al₂O₃	4.95	8.84	10.48	10.78	8.64	11.76	11.21	13.19	13.20	
Fe₂O₃	1.78	2.53	0.74	0.59	0.61	0.70	0.44	0.71	0.91	
FeO	1.00	1.47	0.78	0.79	0.68	0.58	0.59	0.66	0.90	
MnO	0.09	0.12	0.07	0.06	0.10	0.05	0.04	0.04	0.05	
MgO	8.11	8.31	7.02	6.52	6.71	3.79	4.96	0.63	0.68	
CaO	13.83	11.74	7.46	6.54	8.49	3.20	4.37	1.75	1.56	
Na₂O	5.89	3.90	3.03	3.02	2.67	3.11	2.95	3.45	3.37	
K₂O	1.27	1.72	2.45	2.52	2.27	2.90	2.67	3.22	3.10	
P₂O₅	0.42	0.34	0.08	0.10	0.07	0.06	0.04	0.06	0.07	
H₂O	2.78	2.40	0.57	0.62	0.55	0.45	0.46	0.02	0.04	
CO₂	16.64	13.89	9.18	8.31	11.61	3.35	5.88	0.16	0.00	
ппп	23.81	13.72	2.55	2.47	2.09	1.57	1.77	0.63	1.21	
Сумма	99.70	100.10	99.94	99.57	100.24	100.38	100.36	99.59	100.19	

Приложение 7. Генетическая классификация озерных котловин Западно-Сибирской равнины (по Н.П. Белецкой, 1987)

