

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ  
НАУКИ ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ ИМ. А.П. ВИНОГРАДОВА  
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

*На правах рукописи*

**Иванов Егор Владимирович**

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОННЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА БАЙКАЛ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ  
ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ПЛИОЦЕНЕ –  
ПЛЕЙСТОЦЕНЕ**

Специальность  
25.00.09 геохимия, геохимические методы  
поисков месторождений полезных ископаемых

**Диссертация**

на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель  
академик РАН М.И. Кузьмин

Иркутск - 2018

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	4
Список сокращений и пояснений	12
ГЛАВА 1. Литологические особенности формирования осадочного выполнения озера Байкал в миоцене – плейстоцене	13
1.1. Физико-географическая характеристика озера Байкал	13
1.2. Байкальская осадочная летопись	15
1.3. Разрез BDP-98 Академический хребет	18
1.4. Возрастная модель разреза BDP-98	20
1.5. Литологическая характеристика разреза BDP-98	21
1.6. Разрез BDP-99 (Посольская банка) Селенгино-Бугульдейская перемычка	31
1.7. Возрастная модель разреза BDP-99	32
1.8. Литология разреза BDP-99	34
1.9. Минералогические особенности подводных перемычек озера Байкал в миоцене – голоцене	39
Выводы	41
ГЛАВА 2. Геологическое строение Байкальской рифтовой впадины и определение доминирующих источников кластического материала донных отложений позднего кайнозоя с использованием макро- и микроэлементного состава осадков	43
2.1. Сибирский кратон	45
2.2. Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП)	47
2.3 Развитие Байкальского рифта в кайнозое	50
2.4. Петрохимический состав осадков озера Байкал на примере разрезов Академического хребта (скважины BDP-96, 98)	52

2.5. Реконструкция областей питания на водосборной площади озера Байкал	57
2.6. Выявление потенциальных источников сноса среди комплексов горного обрамления озера Байкал	62
Выводы	73
ГЛАВА 3. Литохимическая реконструкция потенциальных источников сноса поступления терригенного материала в бассейн седиментации и определение степени выветривания материнских пород	74
3.1. Детализация литохимических модулей в донных отложениях Академического хребта озера Байкал	74
3.2. Интерпретация данных литохимических модулей	87
3.3. Анализ вариационных, классификационных и модульных диаграмм	103
Выводы	126
ГЛАВА 4. Изотопная Sr-Nd систематика осадков озера Байкал как индикатор эндогенных и экзогенных процессов	128
Выводы	135
Заключение	137
Список литературы	140
Приложение	159

## ВВЕДЕНИЕ

Интерес научного сообщества к озеру Байкал, который, бесспорно, является уникальным природным объектом планеты, не иссякает, в том числе благодаря открывшимся в новой России возможностям для широкой международной кооперации ученых. Одним из первых международных проектов на Байкале стал проект Байкал-бурение, реализуемый российскими учеными совместно с коллегами из Японии и США (JABIRP, Японская Байкальская ассоциация и Университет Киото, Университет Южной Каролины). Основной задачей проекта является реконструкция природной среды и климата на основе комплексного изучения осадков озера Байкал. За время активной фазы реализации проекта (с 1993 по 1999 гг.) в различных морфоструктурах озера было пробурено 5 кустов глубоководных скважин.

Самыми информативными с точки зрения мощности и непрерывности разрезов являются скважины BDP-96 и BDP-98, пробуренные на глубоководном Академическом хребте, разделяющем центральную и северную котловины озера, в 1996 и 1998 гг. мощностью 300 и 600 м соответственно. В 1999 году был пробурен заключительный байкальский разрез BDP-99 на Посольской банке (Селенгино-Бугульдейская перемычка) мощностью 350 м. Всесторонние исследования первого этапа позволили детально задокументировать разрезы, определить их возраст, выявить и описать теплые и холодные стадии посредством изучения распределения диатомовых водорослей, концентраций биогенного кремнезема, определить возрастные параметры климатических этапов и стадий, оценить палинологические характеристики. Описать минералогические и литологические характеристики, провести геохимические и изотопно-геохимические исследования, направленные на выявление как индикаторов изменения климатических свойств, так и индикаторов изменения геолого-тектонических условий.

В диссертационной работе поставлена задача детализации элементного состава отложений озера Байкал применительно к литолого-

стратиграфической модели, биостратиграфический сегмент которой принят в качестве элемента мировой хроностратиграфической шкалы [International Commission on Stratigraphy].

### **Актуальность работы.**

Актуальность работы состоит в получении и интерпретации детальной геохимической летописи из донных отложений озера Байкал за последние 4 млн. лет (необайкальская стадия развития) с позиции изменения природной среды и климата. Реконструкции потенциальных источников сноса терригенной фракции на подводных перемычках водоема в возрастном диапазоне до 8 млн. лет через интерпретацию макро-, микроэлементного и изотопного (Sr-Nd) составов отложений, полученных из осадочных кернов глубокого бурения.

Подобные данные впервые позволяют дополнить картину эволюции природной среды, климата и изменения тектонических условий при переходе миоцен – плиоцен и детально плиоцен – плейстоцен.

### **Цели и задачи работы.**

**Основные цели работы** заключаются в реконструкции вариаций изменения природной среды в зависимости от изменения климата и геолого-тектонических условий Байкальского региона на основе изучения макро- и микроэлементного состава осадков из кернов скважин глубокого бурения дна озера Байкал. Установление источников поступления осадочного материала в водоем в зависимости от условий окружающей среды и климата в возрастном диапазоне до 5 млн. лет и детально в необайкальскую стадию развития (до 4 млн. лет).

Достижение цели потребовало решения следующего круга **задач**:

1. На основании литостратиграфической документации и биостратиграфической модели ( $\text{SiO}_{2\text{bio}}$ ) для кернов скважины BDP-98 (Академический хребет) в отложениях, соответствующих среднему, верхнему плиоцену – плейстоцену для определения петрохимического состава отложений отобрать интервалы кернов соответствующих пиковым

значениям климатических стадий (MIS). Для плейстоцена, – с учетом каждой стадии, в отложениях среднего, верхнего плиоцена для получения реперных характеристик – без учета стадийности.

2. Провести корреляционные исследования макро- и микроэлементного состава осадков Селенгино-Бугульдейской перемычки (разрез BDP-99) и Академического хребта (разрез BDP-98).

3. Через изучение элементных характеристик донных отложений подводных перемычек детально реконструировать условия осадконакопления и процессы выветривания на водосборной площади в верхнем плиоцене – плестоцене для территории сопряженной с акваторией озера Байкал.

4. Установить и описать механизм зависимости условий осадконакопления от изменения климатических и тектонических условий на водосборной площади.

5. Выявить комплексы пород обрамления, являющиеся потенциальными источниками поступления обломочного материала в озеро Байкал.

6. Оценить вклад источников терригенного вещества среди пород обрамления озера на формирование осадочной толщи озера Байкал по изотопным характеристикам Sr и Nd в осадочных горизонтах Академического хребта (скважина BDP-98).

#### **Фактический материал и методы исследования.**

В основу работы положен материал из осадочных кернов глубоководных байкальских скважин (BDP-98, BDP-99), пробуренных на подводном Академическом хребте и Селенгино-Бугульдейской перемычке в ходе реализации проекта «Байкал-Бурение» в 1998-1999 году. Являясь непосредственным участником проекта «Байкал-Бурение», в обязанности которого входило: приемка и документация кернов на буровом комплексе, литолого-структурное описание кернов скважин, отбор проб на различные виды анализов ( $\text{SiO}_{2\text{bio}}$ ,  $\text{C}_{\text{org}}$ , РФА, ICP MS, ориентированные образцы для палеомагнитных исследований), автором накоплен большой фактический материал, результаты исследования которого были использованы в данной

работе. Для детального вычленения интервалов соответствующих изотопно-кислородных стадий верхнего плиоцена – плейстоцена (MIS-104 – MIS-4), изучения корреляционных связей по макро- и микроэлементному составу осадков и обоснования защищаемых положений, детально изучено более 300 метров осадочных кернов при суммарной длине разрезов более 900 метров. Основной массив геохимических данных, более 500 образцов, (РФА, ICP-MS) был получен автором в ходе реализации проектов РФФИ (01-05-97223 Байкал, 07-05-01053 а) на приборной базе центра коллективного пользования Института геохимии СО РАН. Для определения содержаний редких элементов использовался метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS), масс-спектрометр Element-2. Петрогенные элементы анализировались на многоканальном XRF спектрометре CPM-25 (ЗАО Научприбор, Орел, Россия), XRF спектрометрах с волновой дисперсией, оснащенных рентгеновской трубкой с Rh-анодом: S4 Pioneer, S8 Tiger (Bruker AXS, Германия). Изотопные характеристики Sr и Nd изучались в лаборатории изотопной геохронологии Института геологии и геохронологии докембрия РАН в Санкт-Петербурге на масс-спектрометре Finnigan MAT 262 В.П. Ковачем, М.Ю. Загорной. Аналитические работы проведены с использованием аттестованных методик и контролем качества анализов по международным стандартным образцам. Литологические аспекты формирования осадочных горизонтов изучались автором в Институте Геохимии СО РАН и в ходе научной стажировки в геологическом центре (GFZ), Потсдам, Германия, в рамках программы DAAD.

### **Научная новизна.**

1. Впервые представлена детализированная петрохимическая летопись донных отложений озера Байкал на период поздний плиоцен – поздний плейстоцен. Выявлен ряд закономерностей поведения петрохимических модулей на этапах ледниковье/межледниковье.
2. Установлены корреляционные связи между литолого-стратиграфической моделью донных отложений и изменением макро- и микроэлементного

состава осадков для полного набора климатических стадий (MIS) в интервалах, отвечающих максимальным и минимальным значениям  $\text{SiO}_{2\text{bio}}$  (с наиболее контрастными свойствами) для верхнего плиоцена – плейстоцена.

3. Предложены механизмы поступления терригенной фракции в водоем во временном отрезке верхний плиоцен – плейстоцен. Определены потенциальные источники сноса терригенной фракции в горизонты разрезов Академического хребта и Селенгино-Бугульдейской перемычки.

4. Установлена взаимосвязь изотопных характеристик Sr и Nd как индикаторов источников сноса терригенного вещества и изменения тектонических условий.

#### **Практическая значимость.**

Биостратиграфическая часть осадочной летописи озера Байкал, является важным элементом мировой хроностратиграфической шкалы [International Commission on Stratigraphy]. Детальная геохимическая летопись и её интерпретация в хорошо датированных плиоцен-плейстоценовых осадках озера Байкал, а также определение источников сноса терригенного вещества, является необходимой информацией для широкого круга исследователей кайнозойских отложений региона.

**Достоверность результатов работы** обеспечена большим количеством проб и массивом полученных данных (РФА – 379 определений, ICP MS – 134 определения, изотопные характеристики Sr и Nd – 41 определение). Современными методиками пробоподготовки, высокоточными аттестованными аналитическими методами в центрах коллективного пользования ИГХ СО РАН, ИГГД РАН, ИЗК СО РАН. Публикациями в ведущих российских и зарубежных изданиях.

#### **Основные защищаемые положения:**

1. Петрохимические характеристики донных отложений Академического хребта озера Байкал, окончательно сформированных при переходе от плиоцена к плейстоцену (2,8–2,5 млн. лет), при корреляции с биостратиграфическими ( $\text{SiO}_{2\text{bio}}$ ) и литостратиграфическими данными,



отображают изменения условий выветривания на водосборной площади, начало тектогенеза в Байкальской горной области и изменение климата Северного Полушария в целом.

2. Изменения геохимических показателей выветривания (CIA, CIW, ICV) и отношений  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  (ТМ),  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  (ЩМ),  $(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})/\text{SiO}_2$  (ГМ),  $\text{Ti}/\text{Zr}$ , свидетельствуют о начале эпохи горно-долинных оледенений в Байкальской горной области с момента окончания активного тектогенеза 1,5 млн. лет назад. В интервале возрастов 1,5–0,3 млн. лет перенос значительных объемов межледниковых отложений водосборной площади в озеро Байкал происходит в ледниковые периоды при усилении процессов экзарации, холодного иссушения (крио- аридизации) и эоловой транспортировки.

3. Донные отложения Академического хребта и Селенгино-Бугульдейской перемычки заимствуют макро- и микроэлементные характеристики пород обрамления озера Байкал. Нормирование элементного состава отложений выявляет поступление продуктов разрушения гранитоидов Западного Забайкалья и влияние древних пород фундамента платформы, демонстрируя близость к шарыжалгайскому метаморфическому и гранитному комплексам пород или их аналогам. При этом зависимость изменения источников сноса от изменения климатических условий на водосборной площади не выявлена.

4. Характеристика отношений изотопов Sr и Nd для осадков Академического хребта позволяет выявить потенциальные источники сноса терригенного вещества, определяя изотопный состав отложений в области составов пород баргузинского и чивыркуйского гранитоидных комплексов. Кроме того, отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  является индикатором позднекайнозойского горообразовательного процесса в Байкальской горной области, демонстрируя резкое изменение величин на этапе тектонической реконструкции горного обрамления озерной системы 2,8–2,5 млн. лет.

## **Апробация работы**

Основные положения работы в разное время докладывались на конференциях: «молодых ученых по наукам о земле» (Новосибирск 2004г.); молодежной конференции «Ломоносов» (Москва, МГУ 2006); международной конференции «Third International Conference Environmental Change in Central Asia» (Ulaanbaatar, Mongolia; 2005); международной конференции «Terrestrial environmental changes in East Eurasia and Adjacent areas» (Иркутск-Листвянка 2007); международной конференции «The 7th International Symposium on Environmental Changes in East Eurasia and Adjacent Areas – High resolution records of terrestrial sediments» (Ulaanbaatar-Hatgal, Mongolia, 2008); международной конференции 7th ANKA Annual Meeting (Karlsruhe, 2008); международная конференция "Палеолимнология Северной Евразии" (Петрозаводск 2014).

По теме диссертации опубликовано 12 работ (6 статей, 6 тезисов).

## **Структура и объем работы**

Работа общим объемом 170 страниц включает 13 таблиц, 43 рисунка и 4 карты-схемы. Текст состоит из введения, четырех глав, заключения и списка литературы включающего 167 наименований.

**Благодарности.** Работа выполнена в лаборатории геохимии континентальных осадков и палеоклимата и лаборатории окружающей среды и физико-химического моделирования Института геохимии СО РАН под руководством академика РАН М.И. Кузьмина, которому автор выражает глубокую признательность.

Автор искренне благодарен академику РАН В.В. Ярмолюку, а также докторам геол.-мин. наук В.А. Макрыгиной, В.И. Левицкому, А.Б. Котову, д.г.н. Е.В. Безруковой, к.г.-м.н. В.А. Бычинскому, к.х.н. Г.В. Калмычкову, к.г.-м.н. С.С. Костровой за полезные консультации, стимул в исследованиях и написании диссертационной работы. Определяющий вклад в данную работу внесли руководители и сотрудники аналитических лабораторий ИГХ СО РАН: к.г.-м.н. О.В. Зарубина, д.т.н. А.Л. Финкельштейн, к.х.н. Т.С.

Айсуева, д.т.н. Т.Н. Гуничева, М.И. Арсенюк, П.Т. Долгих, к.г.-м.н. Е.В. Смирнова; ИГГД РАН: д.г.-м.н. В.П. Ковач, Н.Ю. Загорная. Особую признательность автор выражает ведущему инженеру Е.В. Керберу за всестороннюю помощь и конструктивную критику.

### Список сокращений и пояснений:

СИА	Индекс	химического	выветривания
			$Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)*100$
СИW	Химический индекс выветривания		$Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O)*100$
ICV	Индекс изменения состава		$(Fe_2O_3+K_2O+Na_2O+CaO+MgO+TiO_2)/Al_2O_3$
ГМ	Гидролизатный модуль		$(Al_2O_3+TiO_2+Fe_2O_3+FeO)/SiO_2$
АМ	Алюмокремниевый модуль		$Al_2O_3/SiO_2$
ТМ	Титановый модуль		$TiO_2/Al_2O_3$
НМ	Натриевый модуль		$Na_2O/Al_2O_3$
КМ	Калиевый модуль		$Ka_2O/Al_2O_3$
ЩМ	Щелочной модуль		$Na_2O/K_2O$
ФМ	Фемический модуль		$FeO+Fe_2O_3+MgO/SiO_2$
НКМ	Модуль нормативной щелочности		$(Na_2O+Ka_2O)/Al_2O_3$

\*эоплейстоцен (стр. 96) – автор придерживается современных представлений о границе плиоцена и плейстоцена (2,588 млн. лет). Возрастные определения в опубликованных до внесения изменений в хроностратиграфическую шкалу публикациях соответствующим образом учтены и пересчитаны.

# ГЛАВА 1. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО ВЫПОЛНЕНИЯ ОЗЕРА БАЙКАЛ В МИОЦЕНЕ – ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

## 1.1. Физико-географическая характеристика озера Байкал

Озеро Байкал расположено в Центральной части Сибири в высоких широтах ( $52^{\circ}$ – $56^{\circ}$  сев. широты) и является самым большим (23 000 куб. км воды), глубоким (максимальная глубина 1634 м), и древнейшим (его возраст 25–30 млн. лет) озером мира [Байкал. Атлас, 1993]. Его огромная впадина вытянута с юго-запада на северо-восток на 636 км при ширине от 25 до 80 км. Байкал вмещает около 1/5 мировых запасов пресных вод, при этом площадь водосборного бассейна озера составляет 540 000 км<sup>2</sup>. Байкальская впадина составляет центральную часть Байкальской рифтовой зоны, включающей, кроме неё, систему межгорных тектонических долин протяженностью около 1800 км. Основная часть больших и малых притоков Байкала (свыше 500) формируется в этих долинах и на склонах прибрежных гор, окружающих озеро. За пределами данной области располагается лишь водосборный бассейн самого крупного притока Байкала – р. Селенги, занимающий площадь около 447 000 км<sup>2</sup>. Территория, непосредственно примыкающая к озеру, расположена в ландшафтно-климатической зоне тайги. Наиболее высокие части хребтов, окружающих Байкал, поднимаются выше границы леса (около 1300 м над уровнем моря). На подветренных склонах гор и у их подножий в орографической тени местами развиты лесостепи и степи. Бассейн р. Селенги охватывает, главным образом, степную зону. [Мац, Уфимцев, Мандельбаум, 2001]. Горное обрамление озера включает в себя хребты западного побережья: Приморский (высота над уровнем моря 1300–1500 м, господствующая высота 1746 м) и Байкальский (1600–2500 м, господствующая высота 2572 м), которые подступают вплотную к береговой линии. Хребты восточного побережья: Хамар-Дабан (1300–2100 м, господствующая высота 2371 м), Улан-Бургасы (1100–1400

м, господствующая высота 2033 м), Баргузинский хребет (1500–2600 м, господствующая высота 2840 м) отделены от озера предгорной равниной.

Речной сток в озеро Байкал разнообразен из-за различий физико-географических условий в разных частях его бассейна по характеристикам водных ресурсов А.Н. Афанасьев [1976] выделяет пять основных областей: 1. Северо-Байкальская (притоки Северного Байкала); 2. Хамардабанская (сток с хребта Хамар-Дабан); 3. Прибайкальская (Западное побережье Южного и Среднего Байкала); 4. Чикойская тайга (реки горно-лесистой части бассейна р. Селенги); 5. Селенгинская Даурия (степная часть бассейна р. Селенги). Реки 1–3 областей из-за хорошего увлажнения отличаются повышенной водностью и дают около 50 % от суммарного притока воды. Самые крупные притоки – верхняя Ангара и Баргузин. Сток рек восточного побережья (области 1–2) значительно больше, чем рек западного побережья (область 3). Бассейн р. Селенги, благодаря его протяженным размерам, дает до 50 % от суммарного стока рек всего водоема.

Резко континентальный климат и высокая широта Байкала определяют его чувствительность к уровню солнечной радиации. В отличие от большинства озер, расположенных в тех же широтах Северного полушария, Байкал во времена последних оледенений на длительное время (год и более) не покрывался полностью льдом. Большая масса воды и большие глубины озера позволяют формирующимся в нем осадкам наиболее четко реагировать именно на глобальные изменения климата, отмечая его изменения на огромных территориях Центральной Азии – от зоны развития Северных и Высокогорных ледников в его окружении до пустынных территорий Центральной Азии.

## 1.2. Байкальская осадочная летопись

Наилучшие записи изменений природной среды и климата Земли хранятся в осадках океана, где в глубоких котловинах, защищенных от проявления внезапных катастроф, типичных для окраин океана, происходит непрерывное осадконакопление со скоростью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров в 1000 лет. В океанах (в рамках различных научных проектов) пробурено несколько сотен скважин, керн которых детально изучен [International Ocean Discovery Program; Ocean Drilling Program; Deep Sea Drilling Project]. Ряд параметров океанических осадков чутко реагирует на изменение температуры воды. По вариациям содержаний изотопов кислорода в карбонатных океанических илах установлена четкая связь отклика палеоклимата на положение Земли на солнечной орбите и наклон оси вращения к плоскости орбиты [Imbrie, 1984]. Именно эти параметры определяют главным образом эпохи потеплений или похолоданий на Земле. Чтобы восстановить общую картину климатических изменений на Земле, подобные изменения изучаются не только в океанах, но и на континентах. Впадина оз. Байкал, имеющая 8-километровый осадочный разрез, в котором записана 25–30-миллионная история, является одним из самых перспективных объектов для подобных исследований. Высокоширотное расположение с четко выраженными сезонными климатическими колебаниями, большая масса воды озера, определяющая отсутствие площадного оледенения, перекрывающего зеркало воды, дислокация в крупнейшей рифтовой системе позволяют исследовать закономерности формирования континентальных осадочных рифтовых бассейнов и, собственно, геологическую историю Байкальского рифта. Все это обосновывает получение детальной климатической континентальной записи для Северного полушария Земли именно в донных отложениях озера Байкал.

С 1993 по 1999 год в различных морфоструктурах озера Байкал было пробурено 5 кустов скважин различной мощности (карта-схема 1). Ниже приведены основные этапы бурения на Байкале:

**В 1993 г.** Бурение на Селенгино-Бугульдейской перемычке, в 6 км на юго-восток от устья реки Бугульдейки, в точке с координатами 52°31'05" с.ш., 106°09'11" в.д. и глубине 354 м. В течение сезона пробурено две скважины: BDP-93-1 глубиной 98 м и BDP-93-2 – глубиной 102 м.

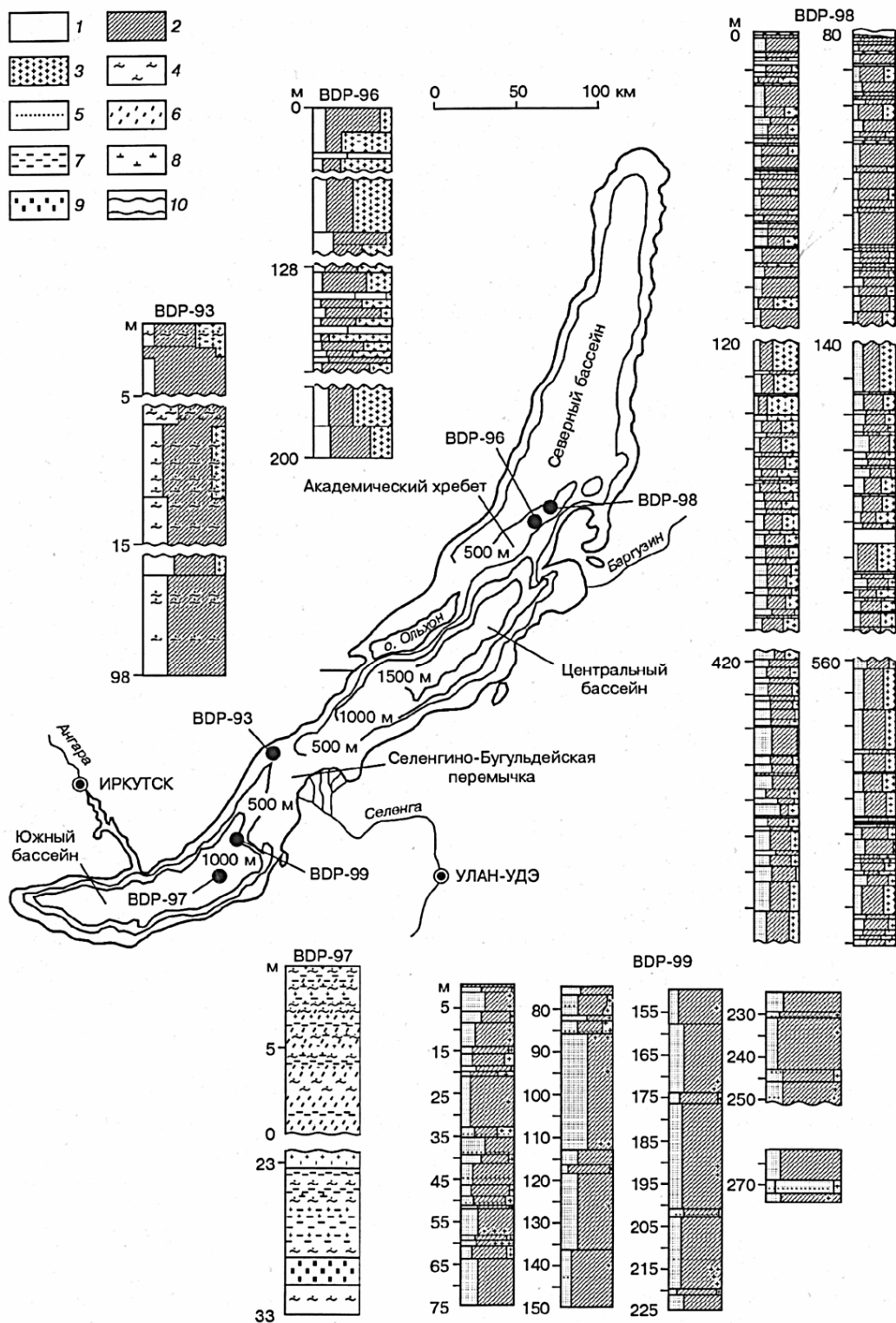
**В 1996 г.** Бурение на подводном Академическом хребте в точке с координатами 53°41'48" с.ш., 108°21'06" в.д. при глубине воды 321 м. Пробурено две скважины: первая BDP-96-1 глубиной 300 м, но отбор керна проводился только до глубины 200 м и BDP-96-2 глубиной – 100 м. Возраст забоя скважины составил 5 млн. лет.

**В 1997 г.** Бурение в центре южной котловины, координаты 51°47'51" с.ш., 105°29'14" в.д., глубина воды в которой составляла 1428 м. В ходе буровых работ удалось получить около 40 м непрерывного керна, а затем пройти двумя стволами до глубины 121 и 161 м, подняв оттуда образцы осадков, содержащих газогидраты.

**В 1998 г.** Второе бурение на Академическом хребте, координаты 53°44'48" с.ш., 108°24'34" в.д. Глубина скважины составляла 670 м при глубине воды 333 м. Сплошной отбор керна осуществлялся до глубины 600 м. Возраст забоя скважины составил 8,4 млн. лет.

**В 1999 г.** Бурение на подводном поднятии Посольская банка, являющейся структурным элементом Селенгино-Бугульдейской перемычки, координаты 52°05'23" с.ш., 105°50'24" в.д. Глубина воды 205,56 м, глубина скважины 350,5 м. Возраст забоя скважины составил 1,2 млн. лет.





**Карта-схема 1.** Схематическая карта оз. Байкал с учетом батиметрии [Кузьмин, Карabanов, Каваи, Горегляд, Иванов и др. 2001]

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

Данная работа базируется на элементных характеристиках разрезов BDP-98 и BDP-99, как наиболее информативных разрезов, отражающих условия осадконакопления на перемычках, разделяющих подводные котловины Байкала (Академических хребет, Селенгино-Бугульдейская перемычка). Другие разрезы, в частности BDP-96, использованы в качестве реперных при оценке усредненных элементных характеристик и корреляции возрастных параметров разрезов.

### **1.3. Разрез BDP-98 Академический хребет**

Скважина BDP-98 была пробурена на подводном Академическом хребте (карта-схема 1), который разделяет Северную и Центральную впадины оз. Байкал и является асимметричным горстом, ограниченным с северо-запада Ушканьим, а с юго-востока – Ольхонским разломами [Коллектив, 2000; Кузьмин и др., 2001; Antipin et al., 2001].

Средние глубины верхней части хребта составляют 300–350 м. Над дном озера он возвышается более чем на 500 м с северо-запада и более чем на 1000 м с юго-востока. Поверхность фундамента хребта перекрыта осадочной толщей до 1000–1500 м. К юго-западу (к о. Ольхон) и северо-востоку (Ушканьи острова) мощность осадков резко падает, составляя на окончании хребта первые метры. В его бортах вскрываются коренные породы фундамента.

Сейсмостратиграфия осадочной толщи хорошо изучена и описана в ряде работ [Зоненшайн, 1993; Hutchinson, 1992; Казьмин, 1995; Moore, 1997]. Здесь стоит учесть, что толща осадков, вскрытая разрезом, подразделяется на два основных сейсмокомплекса (рис. 2). Верхний тонкослоистый комплекс «А» мощностью менее 200 м связывается с Ангарской фазой развития Байкала (назван по имени р. Верхняя Ангара). Мощность этого комплекса на Академическом хребте составляет менее 200 м. Мощность нижнего сейсмокомплекса «В» превышает 1000 м, и формирование его происходило во время Баргузинской фазы развития Байкала. Сейсмокомплексы «А» и «В»

разделены эрозионным несогласием – акустическая граница В10 (рис. 2а, б). Нижний комплекс «В» включает две пачки, имеющие различные сейсмические характеристики; верхняя тонкослоистая (В10–В6) формировалась в относительно спокойных озерных условиях, нижняя (В6–В5) характеризуется наличием клиноформ, которые являются показателем формирования в условиях авандельты реки Палеобаргузин. Сейсмическая картина указывает, что транспорт осадков осуществлялся с востока на запад [Moore, 1997]. По простиранию на северо-запад эти дельтовые отложения замещаются слоистой толщей, формирование которой было связано с поступлением более тонкого осадочного материала из палеореки за пределы дельты.

Самая нижняя часть толщи (В4–В1) сложена деформированными осадками, с прерывистым рисунком отражения акустического сигнала. Осадки этой толщи выполняют понижения фундамента, нередко занимают их склоны, залегая на фундаменте с несогласием прилегания. Согласно оценке Т. Мура [Moore, 1997], возраст начала Ангарской фазы, отмеченный эрозионной границей В10, соответствует границе нижнего и верхнего плиоцена (примерно 3,5 млн. лет). А сама граница В10 отвечает необайкальской фазе рифтогенеза. В.Г. Казьмин с соавторами [1995] возраст этого несогласия оценивают как раннеплейстоценовый.

Анализ керна ранее пробуренной скважины ВDP-96 показал, что средняя скорость осадконакопления за последние 5 млн. лет составила около 4 см в 1000 лет. В целом аналогичные скорости осадконакопления отмечаются для верхних 130 метров скважины ВDP-98, в дальнейшем с 3 млн. лет наблюдается плавный рост скоростей осадконакопления до 8–12 см за 1000 лет.

#### 1.4. Возрастная модель разреза BDP-98

В ходе изучения палеомагнитных свойств было выявлено одиннадцать палеомагнитных событий вплоть до границы Гаусс-Гилберт. Это позволило построить хорошую возрастную модель, которая была подтверждена распределением изотопа бериллия  $^{10}\text{Be}$  [Вильямс, 2001; Horiuchi, 2003] (рис. 1).

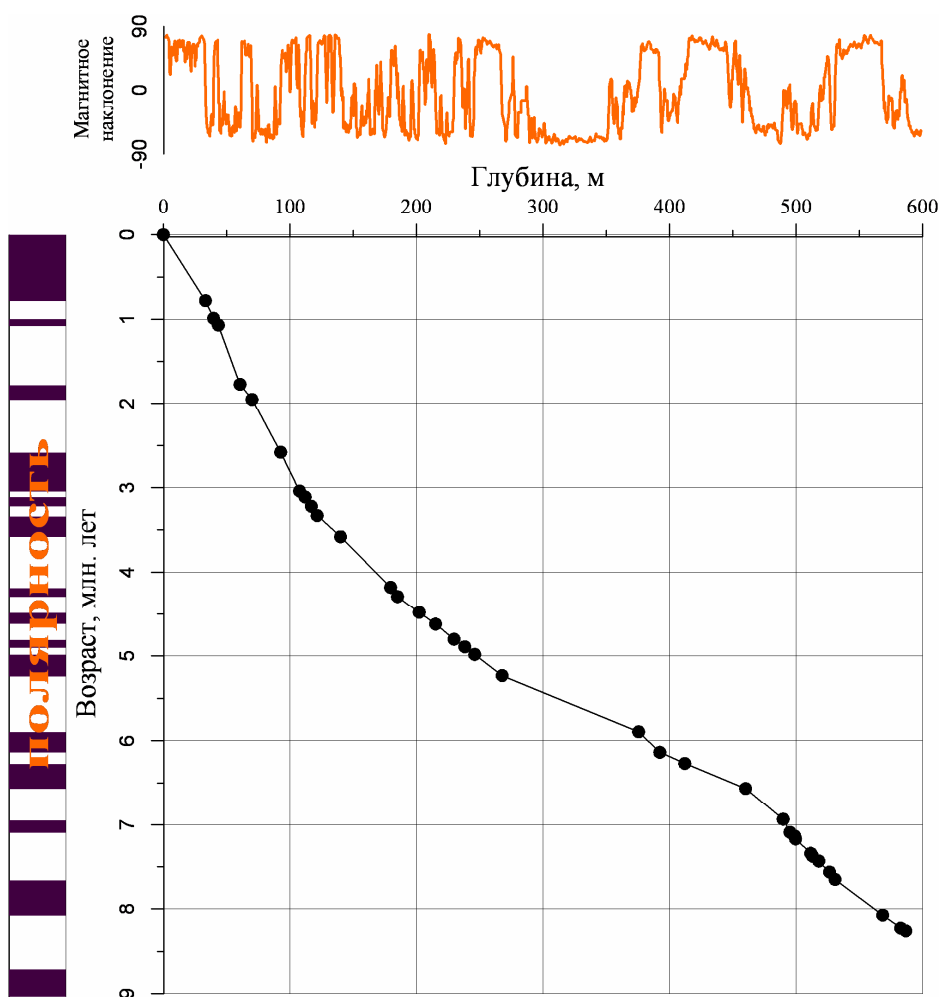


Рис. 1. Возрастная модель разреза BDP-98, синтез палеомагнитных исследований и изотопных характеристик  $^{10}\text{Be}$  [Horiuchi, 2003]

## 1.5. Литологическая характеристика разреза BDP-98

Осадки разреза представлены тонкими алевритопелитовыми биогенно-терригенными илами. В нижней его части доля алевритовой компоненты увеличивается, осадки сильно уплотнены [Коллектив, 2000; Кузьмин и др., 2001; Antipin et al., 2001]. На основании подсчетов по смер-слайдам (рис. 2а, б; 3а, б) показаны соотношения в отдельных слоях песчано-алевритового, глинистого и диатомового материала. Хорошо видно, что до самого забоя скважины отмечается чередование глинистых слоев со слоями, обогащенными остатками диатомовых водорослей. Согласно подсчетам в смер-слайдах, содержание диатомовых изменяется от 0 до 90 %. Отмечается заметное увеличение количества створок диатомовых в интервале 100–370 м. В то время, как и в нижних 490–600 м, и в первых 100 м вскрытого разреза доля створок диатомей может снижаться до 0–5 %, в средней части керна минимальные содержания редко снижаются до 10–15 %.

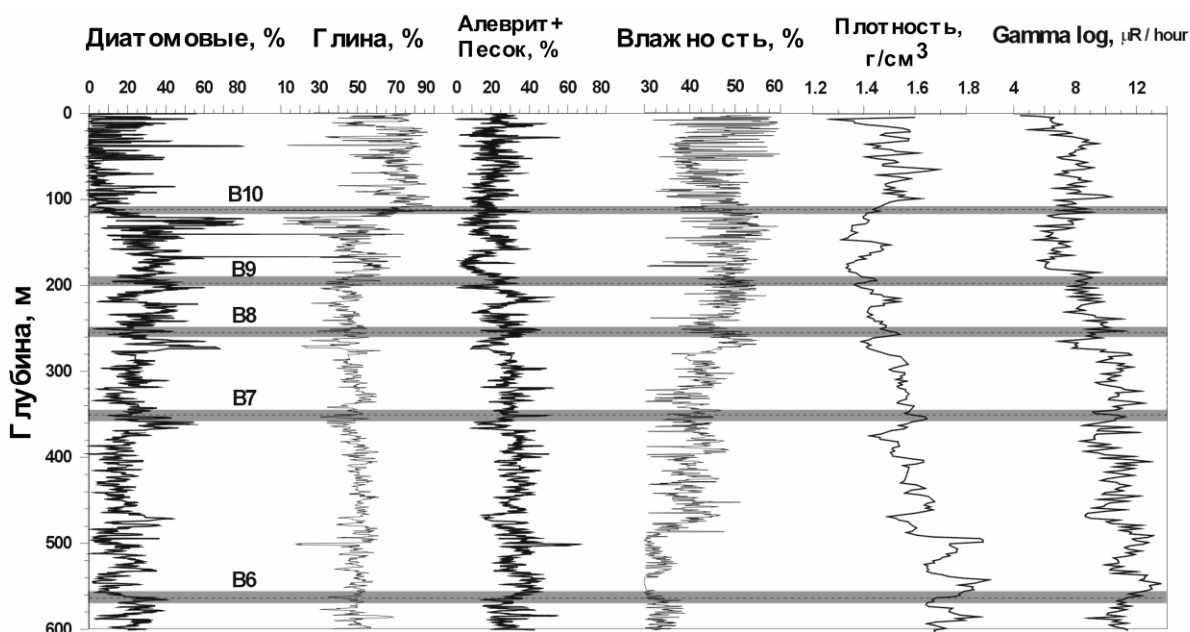
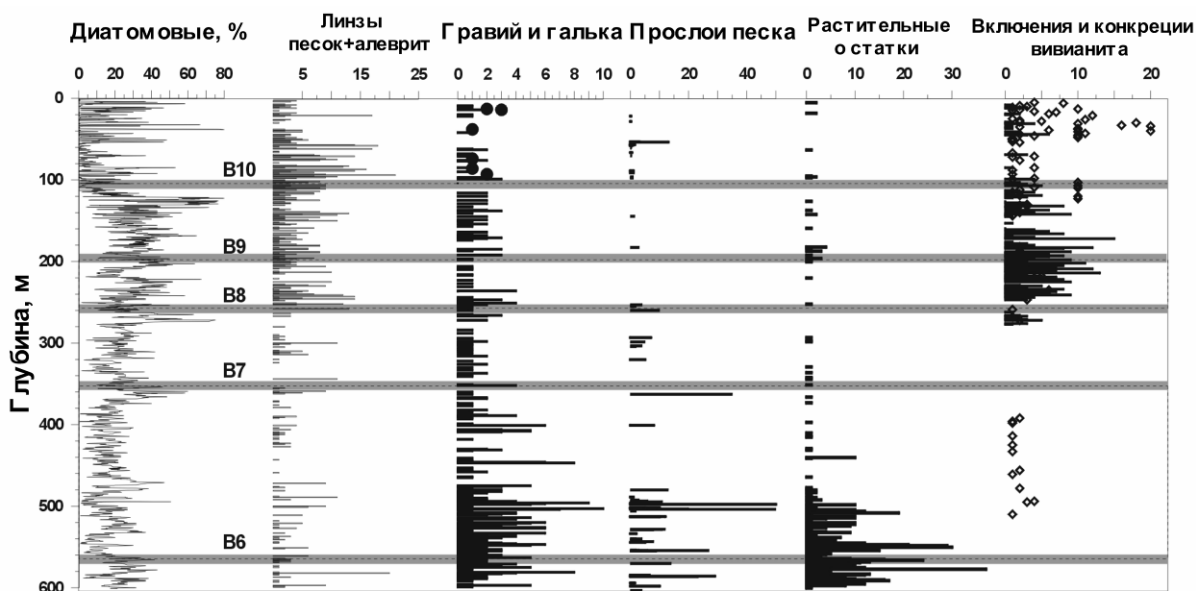


Рис. 2(а). Компоненты осадка и физические свойства разреза BDP-98 [Antipin et al., 2001]



*Рис. 2(б). Компоненты осадка в разрезе BDP-98 (B6, B7, B8, B9, B10 – акустические границы согласно Moore, 1997) [Antipin et al., 2001]*

Кривая распределения створок диатомовых в разрезе скважины приведена на рис. 2а, б. На ней можно выделить несколько относительно однородных интервалов: 0–110; 110–270; 270–480 и 480–600 м, которые характеризуются близкими средними значениями содержания диатомовых и особенностями их флуктуации. Для первого интервала характерно относительно низкое среднее содержание диатомовых, значительный размах колебаний (от 0 до 65 %) и высокая частота повторяемости сигнала, для второго – более высокое (примерно 25 %) среднее содержание, приводящее к тому, что запись колебаний диатомовых „приподнята” относительно первого интервала. В следующих интервалах среднее содержание остатков диатомовых водорослей уменьшается; для последнего характерны широкие пики максимумов и минимумов диатомового сигнала, а минимальные значения содержаний диатомовых снижаются до 5 %.

На рисунках 2 а, б показаны кривые изменения содержаний пелитовой и алевроитопесчаной фракций в осадках исследуемого разреза. Наиболее высокие средние содержания частиц пелитовой размерности отмечаются в интервале 0–120 м, затем (120–130 м) доля пелита падает до 10 % за счет

увеличения доли диатомовых. Ниже 130 м до самого низа разреза средние содержания частиц глинистой размерности остаются относительно постоянными, но значительно ниже, чем в верхних 120 м. На отрезке 130–270 м отмечаются более значительные колебания содержания пелитовой части осадков по сравнению с нижней частью (270–600 м), в которой они выражены, кроме отдельных коротких интервалов, крайне слабо.

Суммарное содержание песчано-алевритовой фракции испытывает флуктуации, частота и амплитуда которых имеет более высокие значения в интервале от 0 до 160 м. На глубине 170–190 м отмечается глубокий минимум в содержании грубой фракции осадка, а с 200 до 600 м можно видеть слабое увеличение среднего содержания песчано-алевритовой фракции осадка. Наиболее наглядно данную тенденцию отражает график рис. 2б, на котором показано изменение содержания в осадках частиц пелитовой и песчано-алевритовой размерностей осадка, приведенных к 100 %. На этом графике хорошо видно, что с глубины 200 м происходит существенное уменьшение содержания мелких пелитовых частиц и увеличение доли грубозернистой фракции осадка. Частиц песчаной размерности значительно меньше, чем алевритовых всего 0–5 %. Только в редких прослоях, тяготеющих к низам разреза, доля песка увеличивается до 10–25 %. Кроме того, песчано-алевритовый материал присутствует в виде мелких линзовидных включений, которые отмечаются по всему разрезу.

Цвет осадков, вскрытых скважиной, серый, за исключением самого верхнего (11 см) окисленного горизонта, имеющего слоистую текстуру, обусловленную чередованием слоев от черно-коричневой до коричнево-желтой окраски. Ниже этого горизонта залегают восстановленные осадки серого цвета, прослеживающиеся до самого забоя скважины. Следует заметить, что для глинистых горизонтов характерны светлые тона (серые), для диатомовых – более темные (оливковые или зеленые). С глубиной цвет осадка темнеет до оливково-черного и черного, что обусловлено, очевидно, большим количеством растительных остатков и гуминовых веществ.

Текстура осадков, как правило, слоистая, тонкослоистая, массивная и линзовидная; слоистость обусловлена, в первую очередь, чередованием диатомовых илов с терригенными глинами. Тонкая слоистость определяется изменением содержания створок диатомовых водорослей, а также наличием прослоев с различным содержанием Fe и Mn, что связано с некоторыми изменениями скорости осадконакопления в процессе формирования осадочной толщи [Коллектив, 1998]. Такие тонкослоистые текстуры хорошо выражены в верхах разреза (0–200 м), в средней части тонкая слоистость выражена слабее, а в нижней (500–600 м) слоистость обусловлена главным образом изменением гранулометрического состава и появлением более грубозернистых прослоев.

Следы биотурбации, прослеживаемые в толще осадков, распределены неравномерно. В верхней части разреза (до 100 м) они крайне незначительны и наиболее четко прослеживаются в диатомовых прослоях в виде мелких горизонтальных линз, несколько отличающихся по цвету от вмещающих осадков. В алевритопесчаных прослоях биотурбация проявлена в виде нарушения сплошности слоев, в глинистых слоях выражена слабо. Более интенсивно она проявлена в средней части колонки (150–300 м), где отмечается относительно высокое среднее содержание диатомей. В низах разреза биотурбация проявлена крайне слабо. Во всех случаях она не приводит к полному уничтожению прослоев, что свидетельствует о незначительной роли этого процесса при формировании осадочной толщи Академического хребта.

Линзовидные текстуры, не связанные с биотурбацией (рис 2б), отмечаются по всему разрезу и обусловлены присутствием небольших (от долей миллиметра до сантиметра) линзочек песчано-алевритового материала. По количеству линз, их морфологии, расположению в осадке и по окатанности песчаного материала керн можно разделить на несколько горизонтов.



Наибольшее количество линз отмечается в интервале 0–250 м. В верхних 130 м они, как правило, вытянуты по форме и беспорядочно ориентированы. Песчаный материал таких линз не окатан. Образование их в этом горизонте, скорее всего, вызвано ледовым разносом. В интервале 130–300 м количество линз несколько уменьшается, окатанность песчаного материала возрастает, формирование их в этом интервале, вероятно, обусловлено разносом песчаного материала сезонным льдом. Количество линз в интервале 250–500 м уменьшается.

Некоторое возрастание количества линз отмечается в нижних 100 м разреза, где они расположены преимущественно горизонтально, в грубозернистом их материале появляется мелкий гравий, а песчаные и гравийные частицы обычно хорошо окатаны.

Из графика распределения количества зерен гравия в разрезе (рис. 2б) видно, что максимальное количество его отмечается в нижней части разреза, особенно в последних 100 м, где в отдельных местах зерен до 10 на 1 м керна. Особенностью гравия низов разреза является его хорошая окатанность. В верхней части разреза зерен гравия значительно меньше, и они плохо окатаны или не окатаны совсем. Для верхних 100 м разреза характерно наличие отдельных галек, размер которых редко превышал 2–3 см (рис. 2б). Галька, представляющая собой зеленые сланцы, находилась в глинистом прослое. Она уплощена, хорошо окатана и имеет характерную ледниковую штриховку. Очевидно, такие гальки, как и неокатанный гравий верхов разреза, представляют собой грубый ледниковый детрит, доставленный в озеро ледниками, а поступление в осадки Академического хребта происходило в результате ледового разноса. Возможно, с подобным процессом связано наличие глинистых обломков, размером в первые сантиметры, которые отмечаются, как правило, в верхней части разреза.

По распределению песчано-алевритовых прослоев в разрезе скважины BDP-98 (рис. 2 а, б) хорошо видно, что с глубины 480–490 м резко возрастает количество грубозернистых прослоев, в то время как в верхних горизонтах

отмечаются единичные их проявления. Различаются эти прослои в зависимости от расположения в разрезе и по своему внутреннему строению.

Первый четко выраженный песчаный прослой отмечен на глубине 52,37 м, приурочен к глинистому слою и имеет мощность 13 см. Подошва его неровная, со следами эрозии, текстура градационная, связанная с уменьшением размерности слагающих слой частиц (от среднетонкозернистого неокатанного песка в основании, через крупный алеврит в средней части, до глины, аналогичной вмещающему материалу), от оливково-черного в основании до оливково-серого в верхней части разреза. Особенности текстуры и строения разреза говорят, скорее всего, о его турбидитной природе.

Для верхней части разреза более обычны прослои, содержащие грубозернистый материал и не обладающие градационной текстурой. Типичным примером может служить прослой, встреченный на глубине 55,45 м, мощность которого составляет 1 см. Сложен он несортированным грубым песком, его нижняя граница неровная, с затеками и карманами во вмещающий глинистый слой, в верхней части увеличивается доля глинистого материала, но сама граница выражена четко. Текстурно-структурные особенности прослоя не позволяют говорить о его турбидитной природе, или о том, что формирование его определялось придонными течениями. Скорее всего, такого типа прослои представляют собой крупные песчаные линзы и связаны с ледовым разносом. Подобные прослои, а также крупные выклинивающиеся линзы часто встречаются в верхней части разреза скважины.

Прослои турбидитной природы чаще отмечаются ниже отметки 250 м. На глубине 251,8 и 258,6 м отмечаются два алевритовых прослоя, обогащенных песчаным материалом. Мощность их около 4 см, нижняя граница четкая, со следами эрозии, песчаный материал распределен в виде горизонтально залегающих уплотненных линзочек, что связано с биотурбацией в данном слое. Крупность песчаного материала в этих

линзочках уменьшается к верху прослоя, что позволяет интерпретировать его текстуру как градационную и говорить о турбидитной природе таких прослоев.

Четко выраженный турбидитный прослой мощностью 8 см встречен на глубине 297,32 м. Турбидит залегает на неровной размытой поверхности, его нижняя часть сложена среднезернистым песком, который выше сменяется мелкозернистым, а далее алевритом. Верхняя граница нечеткая, и постепенно осадок прослоя переходит в типичный диатомово-пелитовый ил. В песке присутствуют растительные углефицированные остатки. Верхняя часть прослоя сложена алевритопелитовым материалом и насыщена большим количеством мелких чешуек слюды. Турбидит резко отличается от вмещающих диатомовых илов очень низким (3 %) содержанием диатомей, количество которых во вмещающих илах составляет 20–40 %.

На глубинах 475 и 492 м отмечаются турбидитные прослои, в составе которых, наряду с грубым материалом, имеющим градационную текстуру, отмечаются карбонатные конкреции и большое количество спикул губок. Для верхних частей прослоев характерно появление мелких чешуек слюды. С глубины 500 м в разрезе скважины появляются мощные песчано-алевритовые прослои. Толщина их достигает 1,5–1,8 м, границы с ниже- и вышележащими осадками постепенные, слоистость нечеткая, связанная с изменением содержания песчаного материала, количество которого может достигать 40 %. В матрице прослоев отмечается большое количество растительных остатков, которые часто образуют тонкие слои (1–5 мм), сложенные горизонтально лежащими углефицированными листьями.

К таким растительным слоям, как это видно на примере интервала 589,17–589,18 м, тяготеют тонкие пески, а на верхней границе четко видны знаки ряби.

подавляющее большинство растительных остатков в разрезе скважины BDP-98 приурочено к нижним 100 м разреза (рис. 2 б). Здесь они представлены как отдельными обуглившимися обломками древесины, так и

прослойками или линзами углефицированных листьев. Слойки, сложенные углефицированными листьями, отмечаются с 550-метрового уровня. Выше по разрезу растительные остатки представлены углефицированными обломками древесины. В единственном горизонте на глубине 439,35 м обнаружен тонкий прослой, обогащенный как обломками древесины, так и углефицированными остатками листьев, образующих "растительный прослой". В верхних 370 м растительные остатки представлены редкими мелкими (0,1–1,0 см) включениями в матрице осадка. В самых верхних 100 м разреза обломки древесины отмечаются преимущественно в слоях, сложенных диатомовыми илами.

В нижней 100-метровой части разреза отмечаются прослой, которые также можно отнести к турбидитам. Отличительной их особенностью является наличие спикул губок и залегающих среди песчаного материала округлых карбонатных конкреций, поступающих в осадок, скорее всего, вместе с песчаным материалом и значительным количеством растительных остатков.

В осадках исследуемой толщи обычны конкреции и включения вивианита  $\text{Fe}_3(\text{P}_2\text{O}_4)_2 \cdot 8(\text{H}_2\text{O})$ . Конкреции эти в виде мельчайших (доли миллиметра) сферических гранул, а также и в виде отдельных обособлений и сросшихся образований аналогичны конкрециям вивианита, которые изучены при описании керна скв. BDP-96. В керне 1998 г. конкреции распределены неравномерно: наибольшее количество их отмечается в верхних частях разреза, отдельные отмечаются до глубины 490 м (рис. 2 б), однако максимальное количество приурочено к верхним 50 м. Следует также отметить, что конкреции приурочены главным образом к глинистым прослоям.

Включения вивианита представлены преимущественно мелкими (2–5 мм) гнездами неправильной формы, но иногда встречаются гнезда до 1 см и более. Материал этих гнезд грязно-серого цвета и порошкообразной консистенции. На воздухе линза вивианита изменяет окраску на ярко-

голубую, чем и определяется его легкая диагностика. Такие включения вивианита встречаются только до глубины 270 м (рис. 2 б), причем максимальное их количество приходится на интервал 160–245 м. В отличие от конкреций они обычно отмечаются в диатомовых илах.

В осадках разреза скважины широко проявлены полосы, пятна, мелкие крапинки и гнезда гидротроилита ( $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), а также отдельные кристаллы пирита. Гидротроилит хорошо определяется сразу после вскрытия керна по темной, почти черной, окраске осадка. В гнездах он представлен черным порошкообразным веществом. При высыхании керна гидротроилитовые выделения приобретают охристо-рыжие цвета.

Традиционно считалось, что в осадках Байкала отсутствуют карбонаты. Однако исследования донных отложений показали, что в осадках керна ВDP-98 карбонатные минералы присутствуют, появляясь с глубины 100 м, и максимальное их количество отмечается в интервале 300–600 м.

Карбонаты проявляются в виде сферических микроконкреций (диаметр менее 1 мм), а также в виде цемента, скрепляющего осадки, причем в отдельных прожилках отмечается их увеличение. Микроскопические исследования и рентгенографический анализ показали, что карбонаты представлены сидеритом ( $\text{Fe}_2(\text{CO}_3)_2$ ) и родохрозитом ( $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{CO}_3$ ).

Поскольку автором данной работы сделан упор на изучение верхней части разреза с глубины 170 метров, соответствующей возрастной границе 4 млн. лет, на рисунках 3 (а, б) приведена детализация литологических характеристик осадочной толщи исследуемых интервалов. Для осадков разреза ВDP-98 представлена корреляция отложений с моделью по биогенному кремнезему ( $\text{SiO}_{2\text{bio}}$ ), потерями при прокаливании и расчетной скоростью седиментации. Как видно на рисунке 3 (а, б) наблюдается отчетливое согласование между компонентами осадка, биогеохимическими показателями и возрастными характеристиками донных отложений.

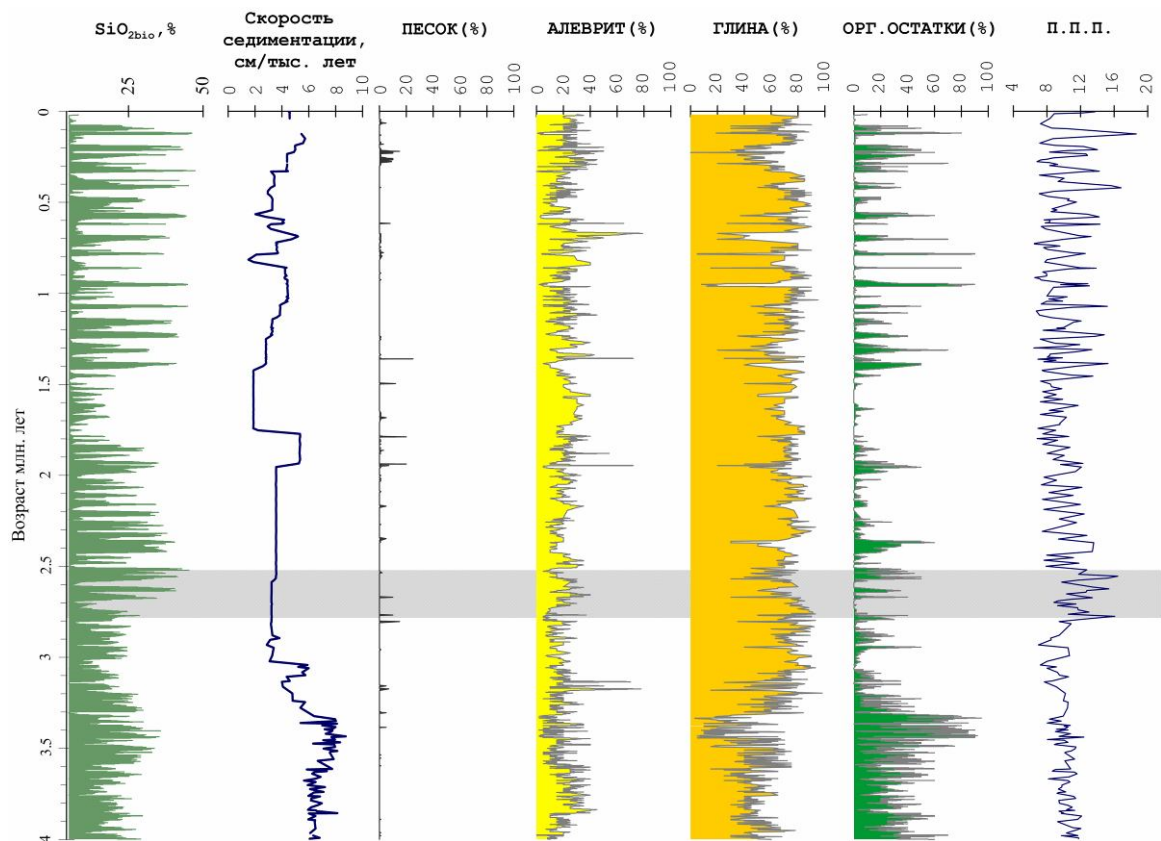


Рис. 3(а). Соотношение компонентов осадка разреза BDP-98 в возрастном интервале до 4 млн. лет

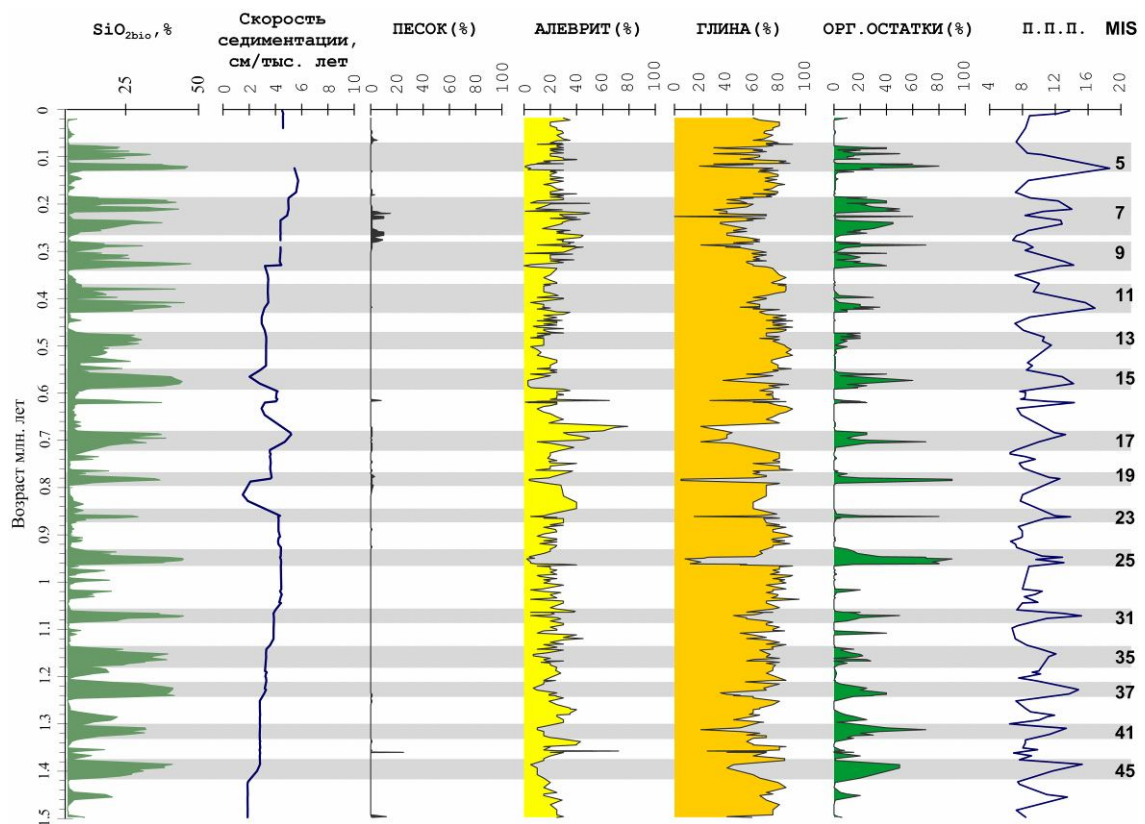


Рис. 3(б). Соотношение компонентов осадка разреза BDP-98 в возрастном интервале до 1,5 млн. лет с учетом морских изотопных стадий MIS.

## **1.6. Разрез BDP-99 (Посольская банка) Селенгино-Бугульдейская перемычка**

Бурение BDP-99 проводилось на северо-западном склоне Посольской банки (карта-схема 1), которая представляет собой крупный односторонний горст, ограниченный с юга высокоамплитудным нормальным сбросом, имеющим южное падение [Зоненшайн, 1992], по которому южная часть блока Посольской банки приподнята по отношению к северному. Разломы южного ограничения состоят из серии кулисно-подставляющих друг друга сбросов, затухающих в западном направлении. Сама морфоструктура Посольской банки имеет Северо-Восточное простирание и выражена в рельефе Южной котловины более чем на 40 км. Вершина Посольской банки выходит на глубины 35–55 м от поверхности воды. Согласно многоканальному сейсмическому профилированию кристаллический фундамент залегает на глубинах более трех километров от вершины Посольской банки [Scholz, 2000]. Основание банки, как на дне Южной котловины, так и на самой банке перекрыто слоистой осадочной толщей. При проведении исследований с подводных аппаратов на крутом юго-западном склоне установлено, что Посольская банка сложена осадочными породами, которые наблюдались на её склонах, на глубинах 910, 870, 780 метров. На основе подводных исследований были выделены две толщи, имеющие региональное распространение. В основании Посольской банки лежат плотные алевро-песчаники и мелкозернистые песчаники, сцементированные карбонатами, возраст которых определяется как нижний миоцен [Богданов, Зоненшайн, 1991]. Перекрывающая осадочная толща представлена слабо уплотненными серыми однородными кавернозными (в обнажениях) бескарбонатными глинами, сложенными продуктами разрушения кор выветривания. Возраст глин определен как средний-верхний миоцен.

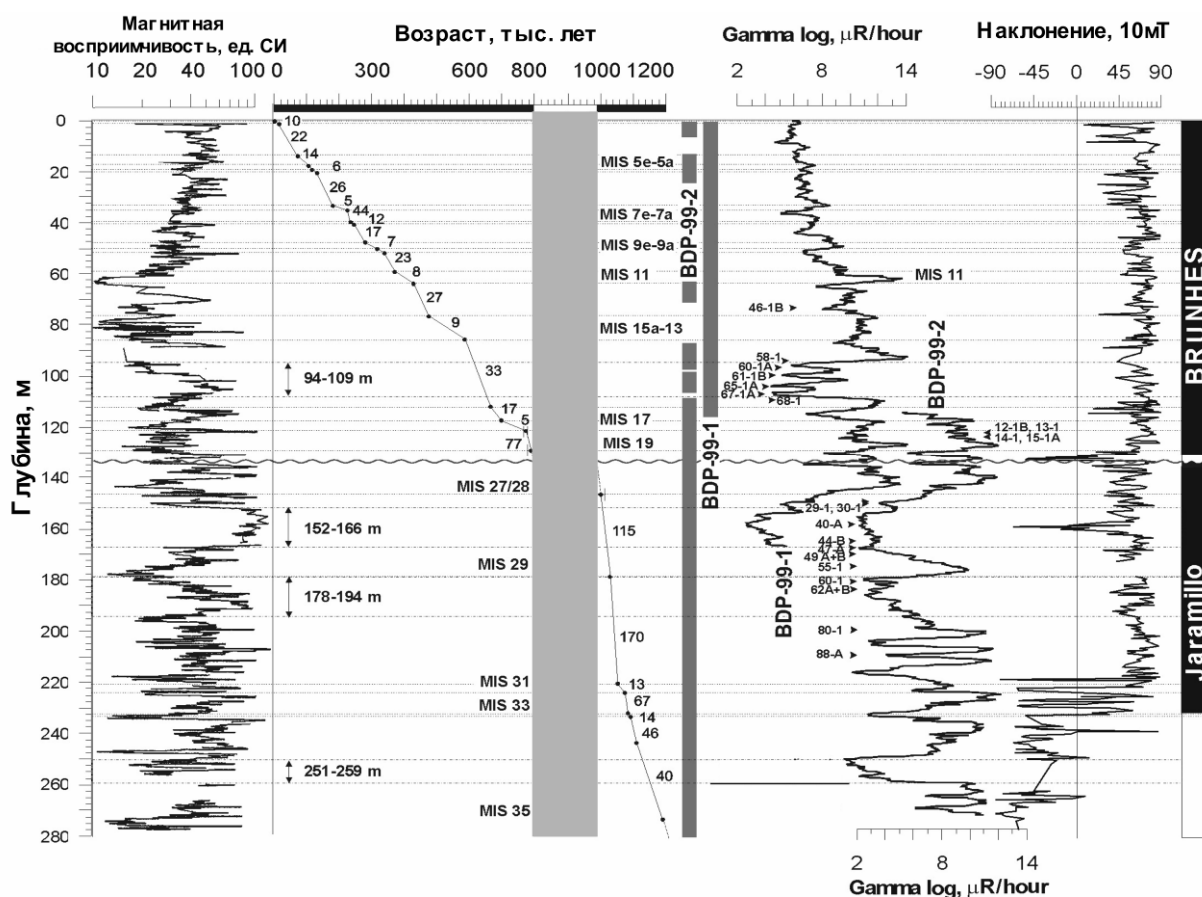
Согласно комплексным геолого-геофизическим исследованиям (многоканальное сейсмопрофилирование, батиметрическая съемка, погружения на ГОА «Мир») подводное поднятие Посольская банка

представляет собой фрагмент когда-то единой поверхности дельты реки Селенги [Хлыстов, 2016] и, соответственно, аккумулирует осадочный материал, отлагаемый в различных пропорциях на Селенгино-Бугульдейской перемычке в целом. Таким образом, использование макро- и микроэлементного состава отложений разреза BDP-99 для литохимических реконструкций и корреляции отложений Селенгино-Бугульдейской перемычки с отложениями Академического хребта (BDP-98) является корректным.

### **1.7. Возрастная модель разреза BDP-99**

Возрастная модель скважины основана преимущественно на биостратиграфических данных [Коллектив, 2004, BDP Members, 2005]. Вопрос о детализации возрастной модели скважины и её подтверждения остается актуальным и сегодня. Согласно палеомагнитным данным верхняя часть разреза, вскрытая скважинами, имеет прямую геомагнитную полярность, и граница магнитной инверсии расположена на глубине ~234 м (рис. 4). Однако первичная интерпретация этой границы, как границы магнитной инверсии Брюнес-Матуяма с возрастом 780 тыс. лет [Cande, Kent, 1995], которая следует из данных по наклонению магнитного поля и отражена в работе [Krainov, Kravchinsky, 2001], не согласуется с диатомовой стратиграфией. Последняя показывает, что возраст диатомовых слоев на глубине 170–220 м составляет 0.9–1.12 млн. лет, что значительно превосходит возрастные рамки эпохи Брюнес. На основании приведенных ниже данных о литологическом составе разреза BDP-99 и биостратиграфической корреляции с разрезами BDP-93 и BDP-96, а также с привлечением данных по наклонению магнитного поля была составлена предварительная возрастная модель для скважины BDP-99.





**Рис. 4.** Возрастная модель разреза BDP-99, синтез палеомагнитных исследований, данных диатомовой стратиграфии с учетом корреляции с морскими изотопными стадиями MIS [BDP Members, 2005]. Условные обозначения: волнистая линия – несогласие в разрезе скважины (134 м); 46-1B, 58-1 и т.д. – номера лотов

Обнаруженное в разрезе скважины BDP-99 несогласие является первым и наиболее очевидным за историю изучения байкальских буровых кернов. Предварительная возрастная модель предполагает потерю слоя осадков, соответствующих интервалу времени около 200 тыс. лет. Несогласие обнаружено вблизи границы верхней и средней толщ осадков в BDP-99 и подчеркивается резкой сменой состава, цвета, влажности осадков и обилия створок диатомовых. Отложение 120-метровой толщи осадков, расположенных ниже перерыва и накопившихся за короткий интервал субхрона Харамильо, предполагает рекордные для байкальских поднятий скорости осадконакопления на этом интервале, в среднем около 1,7 м в тысячу лет. Возраст забоя скважины BDP-99 в данный момент определить сложно. Однако, исходя из средней скорости осадконакопления в субхрон

Харамилью, а также учитывая, что в нижней части скважины, в нижней толще (рис. 6 а, б) увеличивается количество турбидитных прослоев, можно предположить, что средняя скорость была не менее 1,7 м в тысячу лет. В этом случае возраст забоя скважины составил около 1,2–1,3 млн. лет.

### **1.8. Литология разреза BDP-99**

Осадки верхней части разреза представлены тонкими алеврито-пелитовыми биогенно-терригенными илами, в низах разреза преобладают тонкие более уплотненные терригенные алевритистые глины [Коллектив, 2004, BDP Members, 2005]. В осадках также содержится примесь материала песчаной размерности. Распределение основных литологических компонентов разреза в интервале непрерывного отбора керна BDP-99 приведено на обобщенном разрезе обоих стволов скважины BDP-99 (рис. 5 а, б). Кривые распределения построены на основании подсчетов в смир-слайдах. Подсчет производился полуколичественным методом путем визуального сравнения распределения зерен разной размерности со стандартными схемами распределения [Terry, 1955; Scholle, 1979].

Разрез BDP-99 можно условно поделить на три толщи. Нижняя толща с глубины 325 до 230 метров сложена алевритистыми глинами с примесью песчаного материала. Доля алевритового материала в них составляет от 30 до 50 %. В этой толще довольно часто встречаются прослои более грубого материала, в которых содержание песчаной фракции может превышать 20 % объема осадка. В некоторых из грубых прослоев визуально прослеживается градационная слоистость, свидетельствующая об их, возможно, турбидитной природе. В интервале ниже 272 м створки диатомовых практически не встречаются (рис. 5 а, б).

Средняя толща от 230 до 120 м также представлена алевритистыми глинами, однако примесь грубого материала в этих глинах значительно ниже, чем в подстилающей толще, а среднее содержание створок диатомовых водорослей выше (рис. 5 а, б). В отдельных интервалах створки диатомовых

составляют 10–15 % объема осадка. Диатомовые часто представлены в виде обломков и в виде поясковых ободков. Отличительная характеристика средней толщи разреза VDP-99 – это её весьма однородный состав. Доля алевритового материала в среднем составляет 20–30 % и изменяется в толще незначительно, несмотря на то, что мощность толщи превышает 100 м.

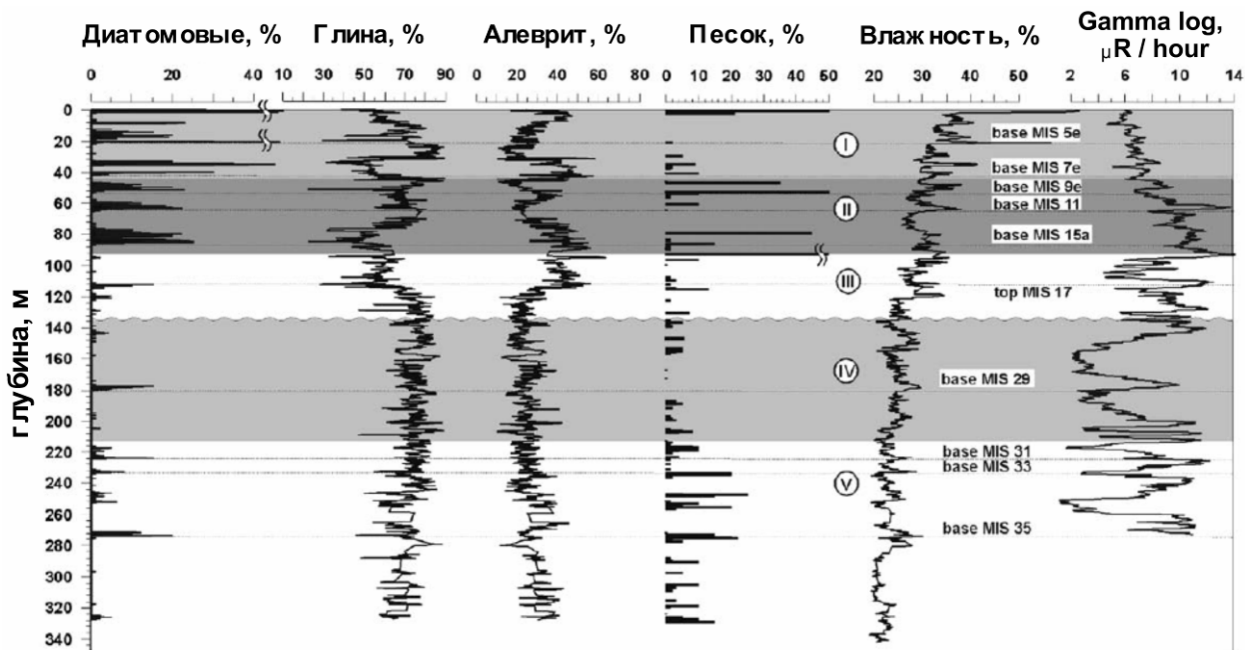


Рис. 5(а). Литологический состав и физические свойства разреза VDP-99 [BDP Members, 2005]

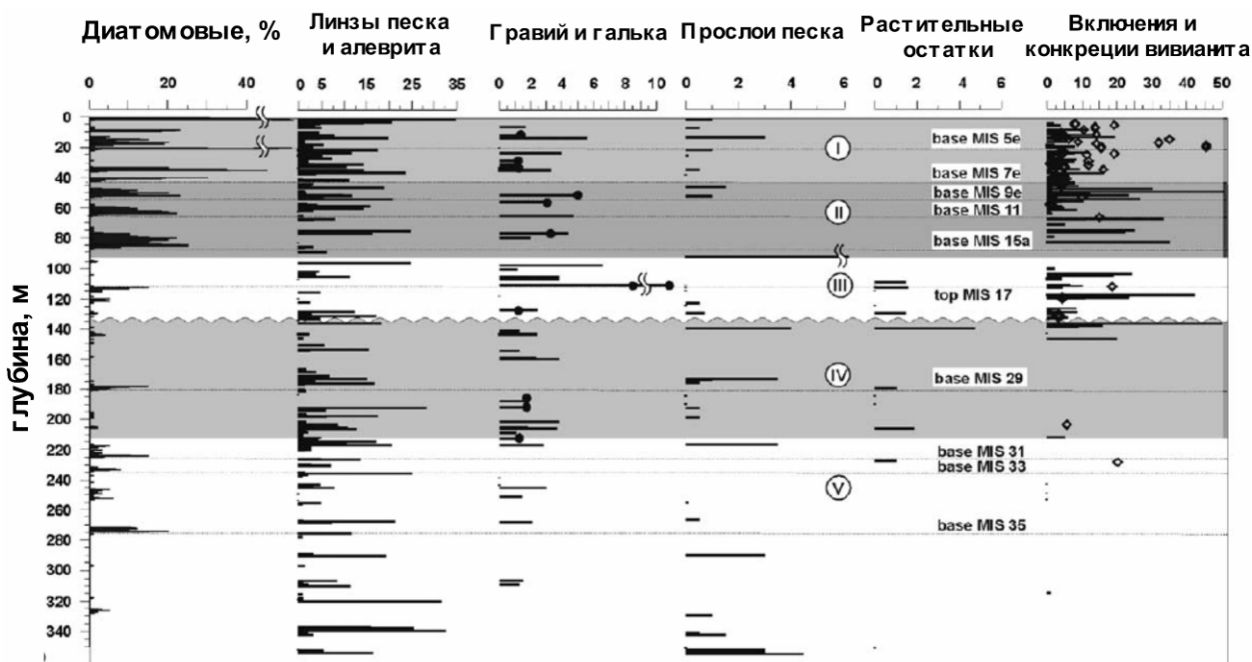


Рис. 5(б). Литологический состав разреза VDP-99. Диатомовая стратиграфия согласована с морскими изотопными стадиями MIS [BDP Members, 2005]

Верхняя толща биогенно-терригенных илов от 0 до 120 м характеризуется более изменчивым составом и значительными вариациями в содержании песчано-алевритовой фракции, от 10 до 60 %. В верхней части верхней осадочной толщи (0–87 м) содержание створок диатомовых значительно выше, чем в нижней части. Диатомовые встречаются преимущественно в виде целых створок, причем, отмечается четкая ритмичность в их распределении: в одних слоях их содержание падает до нуля, в других они составляют до 20–40 % объема осадка. Ниже глубины 87 м содержание створок диатомовых заметно снижается по сравнению с верхней частью разреза, и диатомовые чаще встречаются в виде обломков. Тем не менее, подобие ритмичности в содержании диатомовых водорослей сохраняется до основания толщи.

Цвет отложений, вскрытых скважиной, серый до оливково-черного, что связано с восстановительными процессами, протекающими в осадках. Это же характерно и для отложений глубоководных скважин с Академического хребта и Бугульдейской перемычки [Коллектив, 1995, 1998, 2000; BDP Members, 1997]. «Восстановленный» цвет осадков сохраняется до забоя скважины, что указывает на наличие восстановительных условий на протяжении формирования всего разреза. Это также свидетельствует о том, что накопление отложений, вскрытых скважиной, все время происходило в субаквальных условиях, и этот участок Посольской банки не выходил на поверхность озера. В тоже время, осадки скважины BDP-99 окрашены в более темные тона по сравнению с осадками Академического хребта, что указывает на присутствие большей доли терригенного материала и большую насыщенность аллохтонным органическим веществом осадков Посольской банки. Интенсивность окраски диатомовых слоев и глин практически одинакова, что также отличает разрез Посольской банки от разрезов Академического хребта.

Несмотря на то, что для района дельты р. Селенги обычно характерна слабая выраженность или отсутствие поверхностного окисленного слоя, в

скважине BDP-99-2 отмечается поверхностный окисленный слой мощностью 5,5 см, что свидетельствует об отсутствии потерь при отборе керна.

Текстура осадков, как правило, слоистая, тонкослоистая, массивная и линзовидная. Слоистость обусловлена чередованием диатомовых и глинистых слоев в верхней части разреза, а также изменением гранулометрического состава осадков. Тонкая слоистость выражена слабо, что также отличает данный разрез от разрезов Академического хребта. В разрезе отмечаются отдельные прослои, обогащенные грубым алевритом и мелким песком с нечеткими границами. Количество их невелико, мощность не превышает 5 см. По разрезу они распределены неравномерно и приурочены большей частью к глинистым прослоям (рис. 5 а, б). Обогащение тонких осадков грубым материалом в этих прослоях, вероятно, связано с ледовым разносом.

Несмотря на расположение точки бурения на подводном склоне, разрез BDP-99 не содержит большого количества отложений турбидитных потоков. Серия турбидитов наблюдается в нижней части разреза, на глубинах 349–350 м (рис. 5 а, б). Хорошо выраженный турбидит мощностью 19 см обнаружен на глубине 92,5 м в скважине BDP-99-2. В основании этого слоя залегает песок, градационно переходящий в алевритовый и далее пелитовый материал. Основание слоя эрозионное со следами размыва.

Следы биотурбации отмечаются в толще осадков редко и неравномерно, наиболее редки они в нижней части разреза. В диатомовых илах биотурбация выражена в виде мелких горизонтальных линз, несколько отличающихся по цвету от вмещающих осадков. В глинах она четко прослеживается в виде тонких, извилистых, вертикальных или наклонных каналов, длиной от 1–2 до 7 см, нарушающих слоистость и отличающихся по цвету от вмещающих осадков. Часто в этих каналах наблюдаются включения вивианита. В целом, следы биотурбации проявлены в разрезе скважины BDP-99 меньше, чем в разрезах Академического хребта.

Линзовидные текстуры, не связанные с биотурбацией, отмечаются по всему разрезу и обусловлены присутствием небольших (от доли миллиметра до нескольких сантиметров) линзочек песчано-алевритового материала. Чаще всего они встречаются в верхних 80 метрах разреза. Обычно линзы приурочены к глинистым прослоям. На глубине 19–20 м можно видеть, что линзы песка в диатомовом иле приурочены к верхней и нижней границе слоя при переходе диатомовых илов в глины. В глинах их количество достигает 25–30 линз на 1 м поверхности вскрытого керна. Песчаный материал линз не окатан или слабо окатан. Образование линз, скорее всего, связано с ледовым разносом [Коллектив, 1998; Karabanov, 1998; Карабанов, 1999].

Галька и гравий встречаются по всей длине керна в виде отдельных единичных включений (рис. 5 б). Они приурочены практически всегда к глинистым прослоям и представлены, как правило, неокатанными или слабоокатанными обломками кварца и реже обломками пород: алевролитов, сланцев и гранитов. Растительные остатки в разрезе крайне редки (рис. 5 б). Они представлены углифицированными фрагментами растений или обломками древесины.

В осадках разреза отмечены включения и конкреции вивианита, что типично для осадков Байкала [BDP Members, 1997; Colman, Jones, 1996]. Конкреции часто приурочены к отдельным прослоям. Наибольшее количество таких прослоев, обогащенных конкрециями, отмечаются в верхних (0–50 м) частях разреза, а отдельные конкреции наблюдаются практически по всему разрезу. Включения вивианита представлены преимущественно мелкими (2–5 мм) гнездами неправильной формы, но иногда встречаются гнезда до 1 см и более. Материал включений грязно-серого цвета и порошкообразной консистенции. При вскрытии керна вивианит окисляется и изменяет окраску на ярко-голубую, что позволяет его легко диагностировать. Включения вивианита часто приурочены к ходам бентосных организмов. Включения вивианита постоянно отмечаются до

глубины 65 м. В нижней части керна они встречаются крайне редко (рис. 6 б).

По всему разрезу скважины обильно проявлены полосы, пятна, мелкие вкрапления и гнезда гидротроилита ( $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), которые во многом определяют текстуру осадка. По сравнению с буровыми кернами Академического хребта выделения гидротроилита в BDP-99 более многочисленны.

## **1.9. Минералогические особенности формирования подводных перемычек озера Байкал в миоцене – голоцене**

### **Пелитовая фракция**

Поскольку в процессе выветривания и седиментации наиболее подвержены процессам стадийного преобразования структур именно глинистые минералы, наиболее информативным с точки зрения реконструкции условий среды и климата является фазовый состав тонких глинистых фракций.

В донных отложениях озера Байкал различными исследователями детально изучался минеральный состав фракций  $<5$  мкм.

Согласно исследованиям Солотчиной [2009] слоистые силикаты являются главными компонентами терригенной составляющей гемипелагических осадков озера Байкал как на межледниковых, так и ледниковых интервалах. Различия в характере седиментации на Селенгино-Бугульдейской перемычке и Академическом хребте мало сказываются на объемах слоистых силикатов, поступающих в осадок. Среди слоистых минералов доминируют: иллит-смектит (20–67 %), иллит (0,5–35 %), хлорит-смектит (3,5–16,2 %), каолинит (1,5–6,5 %) Среди неслоистых минералов доминируют кварц и плагиоклаз, представленный преимущественно альбитом. Калиевый полевой шпат и амфибол присутствуют в следовых количествах. На Селенгино-Бугульдейской перемычке кварц преобладает над плагиоклазом и слагает от 14 до 30 % терригенной составляющей, плагиоклаз

– 12–17 %. Несмотря на резкие отличия в прямой поставке речного материала между Селенгино-Бугульдейской перемычкой (на примере разреза BDP-93) и Академическим хребтом (разрез BDP-96) и смену климатических условий в ледниковые и межледниковые эпохи, слоистые силикаты остаются главным компонентом абиогенной составляющей гемипелагических отложений озера Байкал. Если исключить из рассмотрения обломочные минералы мусковит и хлорит, то доля высокодисперсных глинистых минералов составит в керне BDP-96-2 около 50 % терригенной фракции в течение прошлых 130 и 380–435 тыс. лет вне зависимости от климатических условий. Поскольку отсутствует детальная минералогическая модель (как для тонких, так и грубозернистых фракций) с учетом каждой стадии плейстоцена и верхнего плиоцена, можно лишь гипотетически предположить неизменность данных характеристик применительно ко всему исследуемому в данной работе возрастному интервалу.

### **Тонкозернистая фракция и пески**

Для оценки минерального состава зернистой фракции донных отложений озера Байкал следует обратиться к работам Г.С. Голдырева [1982], широко изучившим приповерхностную толщу осадков водоема с помощью гравитационных трубок в пределах всей акватории, включая авандельты основных притоков. В общей сложности в современных донных отложениях Байкала им насчитывается 69 минеральных видов. Наиболее распространены: кварц, полевые шпаты, биотит, мусковит, обломки пород; из минералов тяжелой фракции – пироксены (диопсид, гиперстен), амфиболы (роговая обманка, преимущественно актинолит, тремолит), эпидот, магнетит, ильменит, гранат. Акцессорные минералы: циркон, рутил, турмалин, анатаз, брукит, ортит, андалузит, топаз, корунд, сфалерит, эгирин, хлорит, хлоритоид, ставролит, гематит, силлиманит, дистен, барит, хромшпинелиды, карбонаты, монацит, хромит, флюорит, оливин, шпинель, циртолит. Достаточно редко в отложениях авандельты Селенги встречаются: борнит,



шеелит, жильбертит, скаполит, вермикулит, везувиан, фибролит (спутанно-волокнуистый силлиманит), висмутин, серпентин.

Им же впервые дана оценка степени выветрелости обломочных зерен для приповерхностных донных отложений всего Байкала. Так, в отложениях авандельты Селенги обломочные зерна по степени выветрелости делятся на 2 группы. Первая характеризуется относительной целостностью обломочных зерен, их невыветрелостью и представлена мусковитом, флогопитом, турмалином, сфеном, цирконом, лейстами биотита, зернами полевых шпатов и другими минералами. Вторая группа состоит из сильно выветрелых зерен полевых шпатов, эпидота, лейст биотита и лейст мусковита, сильно выветрелых слюд, не поддающихся определению.

В других участках водоема, например, в южной части северной котловины озера, наблюдается смешанный по выветрелости материал: вместе со свежими зернами в значительных количествах содержится сильно выветрелые.

Естественными источниками субстрата осадков Байкала являются: кристаллические комплексы пород обрамления, осадочные толщи различных возрастов, коры выветривания. Состав кор выветривания разнообразен, их распространение весьма обширно в пределах большой питающей провинции озера, таким образом, поставляемые ими продукты разрушения весьма разнообразны и представительны.

### **Выводы:**

1. Осадки исследуемых разрезов (BDP-98, 99) характеризуются тонкими алевритопелитовыми биогенно-терригенными илами. В нижней части разреза BDP-98 доля алевритовой части увеличивается, осадки сильно уплотнены. В нижней части разреза BDP-99 преобладают тонкие более уплотненные терригенные алевритистые глины.
2. Разрез BDP-98 условно подразделяется на 3 толщи: 600–200 м – постепенное увеличение среднего содержания песчано-алевритовой фракции

осадка; 190–170 м отмечается глубокий минимум в содержании грубой фракции осадка; 160 до 0 м содержание песчано-алевритовой фракции испытывает флуктуации, частота и амплитуда которых имеет более высокие значения по сравнению с нижними интервалами.

3. Разрез BDP-99 также условно подразделяется на 3 толщи. Нижняя – 325 до 230 метров сложена алевритистыми глинами с примесью песчаного материала; средняя – 230 до 120 м представлена алевритистыми глинами, однако примесь грубого материала в этих глинах значительно ниже, чем в подстилающей толще; верхняя – 0 до 120 м характеризуется более изменчивым составом и значительными вариациями в содержании песчано-алевритовой фракции.

4. Детализация литологических и биогеохимических характеристик разреза BDP-98 (Академический хребет) для квартера (до 2,588 млн. лет) и необайкальской стадии развития (до 4 млн. лет), демонстрирует согласованность трендов изменения физических и биогеохимических свойств и возрастных параметров донных отложений с учетом климатической стадийности.

5. В минералогическом отношении, донные отложения оз. Байкал в целом характеризуются: тонкая фракция, слоистые минералы – иллит-сметтит (20 – 67 %), иллит (0,5–35 %), хлорит-сметтит (3,5–16,2 %), каолин (1,5–6,5 %); неслоистые минералы – доминируют кварц и плагиоклаз. В матриксе осадка доминируют: кварц, полевые шпаты, биотит, мусковит, обломки пород.

## **ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ВПАДИНЫ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДОМИНИРУЮЩИХ ИСТОЧНИКОВ КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МАКРО- И МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ОСАДКОВ**

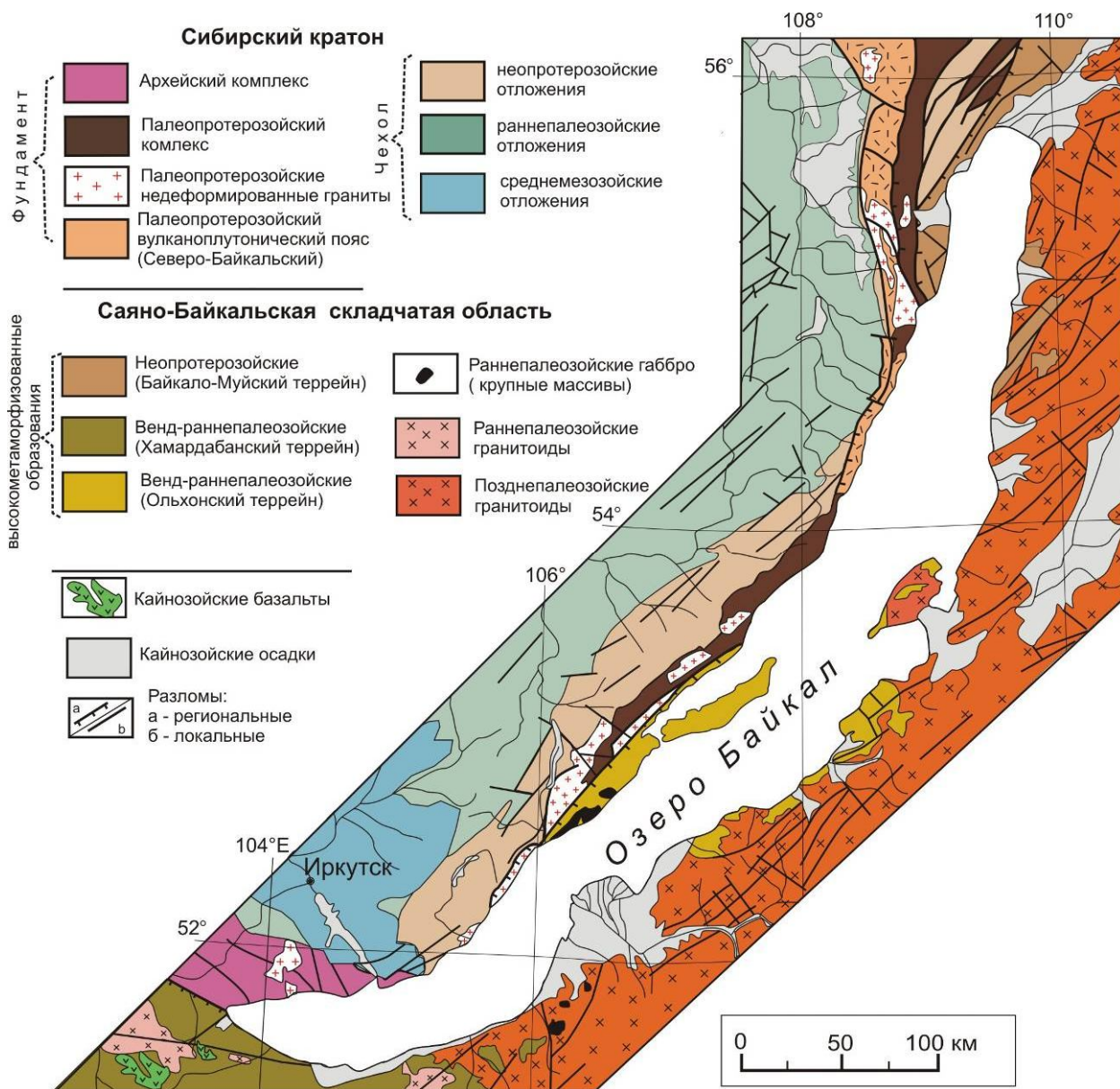
Байкал является частью Байкальской рифтовой зоны, занимая в ней центральное положение. Байкальская впадина имеет тектоническую природу. Её развитие, как и развитие всей рифтовой зоны, началось после столкновения Евразии с Индийской плитой, произошедшего в самом начале олигоцена (около 40 млн. лет тому назад). В результате этого столкновения произошло дробление Юго-Восточной Азии на целую серию плит [Кузьмин, 2001]. На границе малой Амурской и Евразийской плит, в результате их вращения друг относительно друга, начала образовываться Байкальская рифтовая зона с глубочайшей Байкальской впадиной. Байкал состоит из трех глубоких котловин, отделенных друг от друга поднятиями. Северная котловина, с глубинами порядка 900 м, отделяется от Центральной, наиболее глубокой (максимальная глубина 1634 м), подводным Академическим хребтом. Центральная и Южная котловины (наибольшие глубины последней около 1400 м) разделены Селенгино-Бугульдейской перемычкой, образованной во многом осадками, выносимыми самой крупной впадающей в Байкал рекой Селенгой.

По мнению М.И. Кузьмина и др. [Глоб. и рег. изм. климата, 2008], тектоническая и магматическая активность региона определяется двумя причинами. Во-первых, столкновение Индийской плиты с Евразийской привело к раздроблению на малые плиты,двигающиеся относительно друг друга, что обуславливает появление, с одной стороны, зон сжатия и формирование горных хребтов, а с другой – растяжение и образование глубоких впадин. Во-вторых, наличие Центрально-Азиатского плюма, определяющее поднятие к поверхности глубинного мантийного вещества,

плавление которого приводит к образованию магм щелочно-базальтового состава, широко проявленных в кайнозое в БРЗ. Непосредственно Байкальская впадина, имеющая типично рифтовую природу, также формируется в условиях растяжения. Поскольку столкновение Индии с Евроазиатским континентом и дальнейшая коллизия и раздробление Юго-Восточной Азии произошли около 40–30 млн. лет тому назад, возраст Байкала определяется в пределах 25–30 млн. лет. В связи с этим стабильные, относительно спокойные условия осадконакопления в нём делают его перспективным объектом для изучения палеоклимата.

В геологическом и тектоническом отношении данный регион является областью сочленения раннедокембрийского Сибирского кратона с фанерозойской складчатой областью – Центрально-Азиатским складчатым поясом. К основным докембрийским структурам Сибирского кратона, представленного на западном побережье Байкала, относятся: Шарыжалгайский, Голоустненский и Байкальский выступы фундамента, Северо-Байкальский (Акитканский) вулканоплутонический пояс и реликты докембрийского осадочного чехла. К структурам Центрально-Азиатского складчатого пояса, окаймляющего восточную часть побережья и встречаемого на западном берегу, относятся Байкало-Муйская и Икат-Баргузинская зоны (карта-схема 2).

Следует учитывать, что изучение условий осадконакопления во впадинах Байкала невозможно без понимания геологического строения, морфологии и морфотектоники Байкальской рифтовой зоны и горно-долинного обрамления самого водоема.



*Карта-схема 2. Зона сочленения Сибирского кратона и фанерозойской складчатой области (Центрально-Азиатский складчатый пояс) [Бухаров, Мазукабзов, Гладкочуб и др., 2008]*

## 2.1. Сибирский кратон

### Архей и ранний протерозой

К архейским образованиям, экспонированным в обрамлении Байкала, как правило, относят Шарыжалгайский выступ фундамента.

Породы шарыжалгайской серии в Юго-Западном Прибайкалье слагают краевой, так называемый Шарыжалгайский выступ (или блок) фундамента Сибирской платформы [Петрова, Левицкий, 1984]. Они прослеживаются на

современном эрозионном срезе от южной части северо-западного берега  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  озера Байкал в северо-западном направлении до бассейна среднего течения р. Ока в Присянье в виде полосы протяженностью до 300 км при постепенном уменьшении ширины от 85 до 15 км. Южная граница выступа проходит по берегу Байкала, с юго-запада выступ ограничен зоной Главного Саянского разлома. В прилегающей к Байкалу части преобладают минеральные парагенезисы гранулитовой фации регионального метаморфизма. Внутренняя структура этого участка является системой гранито-гнейсовых куполов. В целом, в строении хорошо изученной Шарыжалгайской серии пород распространены: плагиосланцы, гнейсы, плагиогнейсы, метагипербазиты, мраморы, мономинеральные кварциты с возрастными характеристиками 2,8–1,87 млрд. лет [Левицкий, 2005].

В Байкальском выступе фундамента Сибирского кратона, расположенном в северной части западного побережья озера Байкал, выделяются плагиограниты с модельными возрастными до 3,07–3,27 млрд. лет [Donskaya, 2009].

### **Протерозой**

В отличие от архейских образований протерозойские распространены более широко в пределах Западного побережья озера Байкал. Неопротерозойские образования широко представлены в пределах Голоустненского, Байкальского выступов и в Северо-Байкальском (Акитканском) вулканоплутоническом поясе с возрастными характеристиками 2,02–1,83 млрд. лет.

Голоустненский выступ фундамента сибирского кратона, расположенный на западном побережье озера Байкал, в южной его части представлен нижнепротерозойскими мигматит-гранитными ассоциациями с реликтами метаморфических пород. По составу среди них преобладают плагиогнейсы с подчиненным количеством кристаллических сланцев и амфиболитов, а также гранитами приморского комплекса [Донская, 2005].

Образования Байкальского выступа представлены гранитоидами приморского и кочериковского комплексов, метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными породами сарминской серии. По данным [Gladkochub, 2009] наиболее древние образования сарминской серии моложе 2,3 млрд. лет.

Породы сарминской серии прорываются гранитоидами кочериковского комплекса, возраст которого оценивается в 1,9 млрд. лет [Бибикова, 1987].

Среди пород Северо-Байкальского (Акитканского) вулканоплутонического пояса, расположенного в южной краевой части Сибирского кратона и прилегающего к Северо-Западной оконечности озера Байкал, преобладают породы кислого состава повышенной щелочности. Общий объем вулканитов, близких по составу риолитам и дацитам, составляет до 75 % [Неймарк, 1998]. В возрастном отношении, ряд вулканогенных структур пояса варьируют в диапазоне 1,83–1,88 млрд. лет [Донская, 2008]. Базитовые интрузии чайской свиты, распространенные в центральной части Акитканского пояса, также имеют раннепротерозойский возраст – 1,75 млрд. лет [Гладкочуб, 2010].

Среди неопротерозойских комплексов пород выделяется ряд дайковых полей, представленных габбро-долеритами и долеритами, распространенными в центральной части западного побережья озера Байкал в междуречье Зундук – Бол. Кочерики. По мнению Д.П. Гладкочуба, интервал 700–800 млн. лет – вероятное время формирования даек Прибайкальского поля. В районе бухты Заворотная также выделяются неопротерозойские дайковые поля, представленные габбро-диабазами с возрастом пород 787 млн. лет [Гладкочуб, 2007].

## **2.2. Центрально – Азиатский складчатый пояс (ЦАСП)**

Центрально-Азиатский складчатый пояс простирается от Западного Казахстана и до Тихого океана. Данная структура включает в себя всё

восточное побережье озера Байкал, включая остров Ольхон и часть Приольхонья.

Среди структурных элементов (ЦАСП) в ближнем окружении озера выделяются:

**Байкало-Муйская зона**, сформированная в позднем рифее – венде в результате акреционно – коллизионного процесса (1,0–0,59 млрд. лет).

**Икат-Баргузинская зона** – фрагмент каледонид Енисей-Забайкальского орогенного пояса. Согласно Ю.А. Зорину [Зорин, 2009] в структуре зоны выделяются террейны, идентифицированные как островные дуги (Еравнинская, Ангино-Таланчанская) и сопряженные с ними задуговые бассейны (Икатский, Ольхонский). Еравнинская островная дуга сложена вулканокластами, андезитами, дацитами, риолитами и базальтами.

**Икатский задуговый бассейн** примыкает к Еравнинской островной дуге. Выделяемые породы бассейна представлены слабометаморфизованными карбонатно-терригенными отложениями, вулканогенными образованиями, а также сланцево-карбонатно-кремнистыми литофациальными комплексами с метаэффузивами, близкими по геохимическому составу к базальтам MORB [Макрыгина, 2007].

**Ольхонский метаморфический террейн**, расположенный в центральной части западного побережья озера Байкал, объединяет три сегмента сложенные метаморфическими комплексами, состоящими из гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов, мраморов, силикатно-карбонатных пород. Породы центрального сегмента прорваны субщелочными габброидами и гранитоидами с возрастными 530 и 460–475 млн. лет соответственно. Возраст сиенитов и нефелиновых сиенитов экспонированных в Тажеранском массиве определяется в  $471 \pm 5$  и  $464 \pm 2$  млн. лет [Скляров, 2009].

**Хамар-Дабанский террейн** сложен осадочными и вулканогенно – осадочными образованиями. Состоит из слюдянской, хангарульской, хамар-дабанской серий. Слюдянская серия представлена мраморами, кварцитами,



кристаллосланцами и гнейсами. Хангарульская толща сложена флишоидными амагматитами. Хамардабанская серия сложена преимущественно бедными кальцием глиноземистыми метапелитами, метаграувакками и известковистыми метаалевролитами [Васильев, 1981]. Возраст метаморфизма пород террейна оценивается в 490–476 млн. лет.

### **Ангаро-Витимский батолит**

В Западном Забайкалье разновозрастные и различные по составу гранитоиды занимают не менее 80 % площади региона. Подавляющая их часть сформировалась в позднем палеозое с 330 до 275 млн. лет. [Ярмолук, 1997; Цыганков, 2014]. Среди пород Ангаро-Витимского батолита занимающего 150 тыс. км<sup>2</sup> выделяется ряд комплексов пород, выходящих как на побережье Байкала, так и экспонированных в долинах основных его притоков – рек Баргузин и Селенга. Среди них: чивыркуйский комплекс (305–285 млн. лет) сложенный диоритами, высококалийевыми известково-щелочными кварцевыми монцонитами и сиенитами; зазинский комплекс (305–285 млн. лет) сложенный гранитами, кварцевыми сиенитами с синплутоническими базитами; баргузинский комплекс (330–310 млн. лет) сложенный известково-щелочными гранитами.

Следует выделить шошонитовую интрузивную серию нижнеселенгинского комплекса герцинских гранитоидов (285–278 млн. лет), не относящуюся непосредственно к комплексам Ангаро-Витимского батолита, однако из-за своего широкого проявления в притоках р. Селенги, оказывающих определенное влияние на формирование осадочной толщи оз. Байкал. Комплекс сложен монцонитами, сиенитами, кварцевыми сиенитами и синплутоническими базитами.

**Ангино-Галанчанская островная дуга** выделяется в центральной части озера Байкал и примечательна тем, что в значительной мере расположена под акваторией озера. В Прибайкальской части представлен субщелочными габброидами с возрастом 530 млн. лет и метавулканитами близкими к основному составу [Fedorovsky, 2005; Макрыгина, 2007]. Породы,

экспонированные в Забайкальской части террейна представлены преимущественно мигматитами и гранитогнейсами.

**Мезозойские отложения** побережья озера Байкал имеют слабое распространение и представлены преимущественно юрскими конгломератами и угленосными озерно-речными образованиями. Локализуются эти отложения преимущественно в долине р. Селенга и близ истока р. Ангары. Максимальная мощность отложений не превышает 600 метров.

### 2.3 Развитие Байкальского рифта в кайнозое

Наиболее полное представление о формировании впадины озера Байкал можно почерпнуть из работ [Мац, Уфимцев, 2001; Мац, 2010, 2011]. В развитии впадины выделяются 3 этапа. **Крипторифтовый** – охватывает маастрихт – средний олигоцен (70–27 млн. лет). Характеризуется денудационным выравниванием обширных территорий в условиях влажного субтропического-тропического климата. В это время формируется латерит-каолининовая кора выветривания и формируется прерывистый осадочный покров. В области современного приморского хребта существовало слабо-возвышенное плато, ограниченное с флангов речными долинами. В области будущей рифтовой впадины сформировались обширные понижения рельефа.

Начало **рифтового** этапа было положено в позднем олигоцене (27 млн. лет). Началось формирование морфоструктурного комплекса Байкальской рифтовой впадины. Протобайкальская стадия (раннеорогенная, 27–3,5 млн. лет). Формирование крупных рифтовых впадин, заполняемых глубоководными бассейнами со слабым осадочным выполнением. Эти структуры являлись предшественниками Байкала. Формирование основного разреза осадочной толщи данной стадии происходило в олигоцене – миоцене, при этом происходило дальнейшее опускание впадин на фоне слабоприподнятого и слабо расчлененного плато. При образовании крупных бассейнов выделяется 2 подстадии: ранняя (27–10(?) млн. лет),

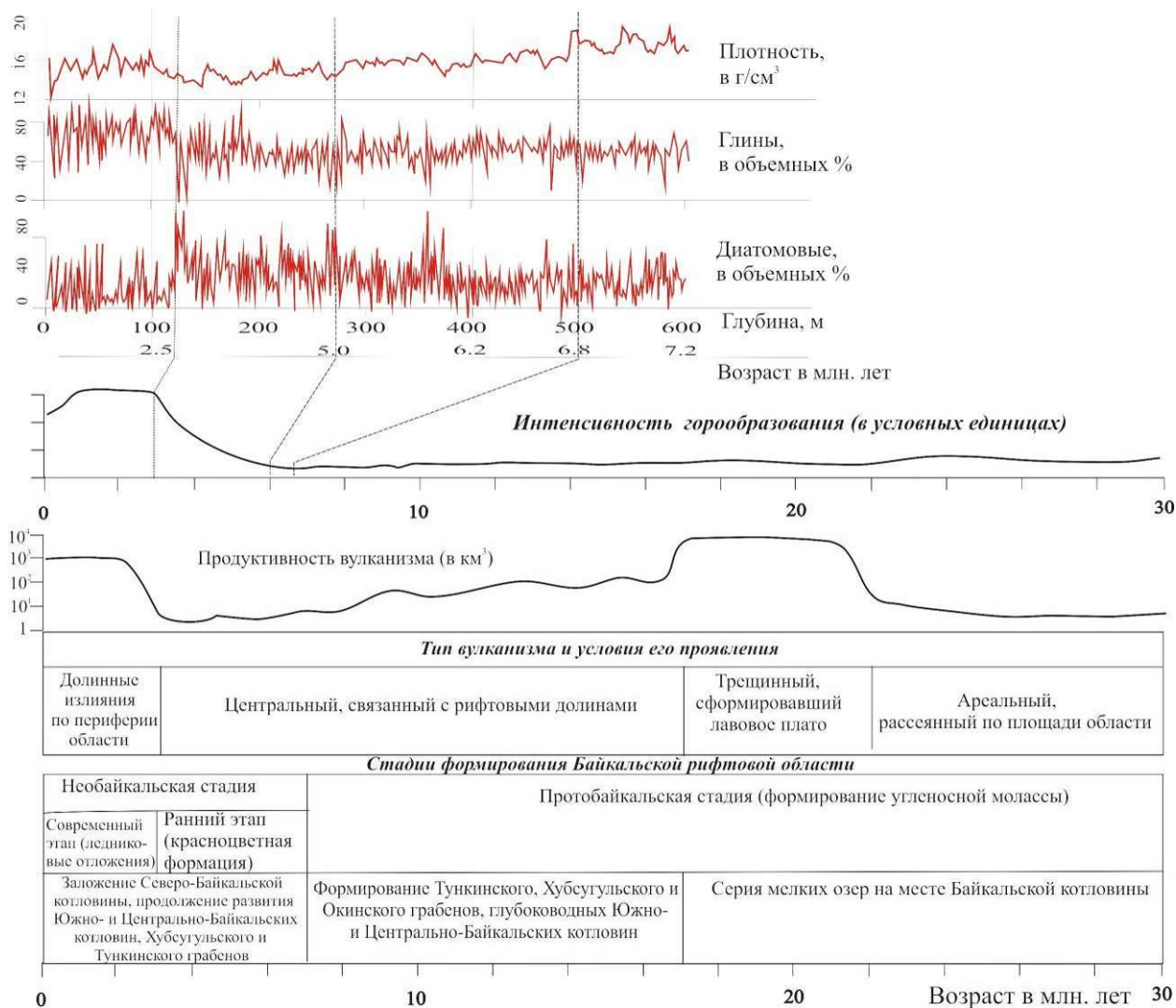
характеризующаяся формированием единого глубоководного бассейна в пределах Центральной и Южной котловины; поздняя (10(?)–3,5 млн. лет), с трансгрессией озерных вод в Северную котловину и северную половину Малого моря.

Одновременно происходило разрушение северо-западного борта Средней впадины и началось формирование Академического хребта. Наступавшие с юга воды проникали в Северную котловину по проливу, разделившему Святоносский и Ушканский блоки.

**Необайкальская (орогенная) стадия (3,5–0 млн. лет)** характеризуется ростом байкальского свода, углублением впадин, морфоструктурированием. Резко возросла расчлененность рельефа, увеличился поток грубообломочного материала в прибортовых зонах. В то же самое время на тектонически устойчивых блоках впадин постепенно идет формирование ритмичной осадочной толщи, определяемой климатическими факторами.

С точки зрения корреляции тектонических и вулканических процессов с учетом изменения свойств климата, на рубеже начала необайкальской стадии развития – квартера на фоне изменения тектонических условий резко усиливается вулканическая деятельность в Южно-Байкальской вулканической области (рис. 6). Начавшись с 3 млн. лет, эта активность продолжается до настоящего времени. [Ярмолук, Кузьмин, 2004; Глобальные и региональные изменения климата, 2008]

Таким образом, для необайкальской стадии развития была установлена синхронность таких событий как рост гор, появление в пределах горной системы покровных ледников и проявления в Южно-Байкальской вулканической области вулканической активности.



**Рис. 6.** Схема корреляции стадий формирования Байкальской рифтовой области, вулканической активности в пределах Южно-Байкальской вулканической области, орографических движений и вариаций состава отложений в разрезе донных осадков скважины BDP-98 [Ярмолюк, Кузьмин, 2004; Глобальные и региональные изменения природной среды, 2008]

## 2.4. Петрохимический состав осадков озера Байкал на примере разрезов Академического хребта (скважины BDP-96, 98)

По результатам проведенного силикатного анализа осадков из скважин BDP-96 и BDP-98, кроме петрогенных элементов определены содержание S, Ba+Ce, Sr, Zr, потери при прокаливании (ППП) и химическим методом количество FeO [Кузьмин, 2014]. В таблице 1 представлен состав выделенных отрезков керна, которые различаются количеством биогенного кремнезема и литологическими характеристиками. Приведены средние

данные по содержанию  $\text{SiO}_{2\text{bio}}$ , и значения содержания элементов, соответствующие плейстоцену, плиоцену, миоцену и осадкам, связанным с авандельтой р. Палеобаргузин. На основании проведенных 240 анализов для каждого возрастного отрезка керна были определены составы осадков как для теплого, так и для холодного периодов.

Таблица 1. Средние содержания оксидов и некоторых элементов в глубоководных осадках Академического хребта в холодные и теплые климатические эпизоды (мас. %)

Компонент	BDP-96-2 0—100 м.			BDP-96-1 100—200 м.			BDP-98									BDP-96 450—600 м.		
							0—100 м.			100—250 м.			300—450 м.					
	Общ. (105)	Тепл. (37)	Хол. (68)	Общ. (101)	Тепл. (34)	Хол. (67)	Общ. (103)	Тепл. (45)	Хол. (59)	Общ. (132)	Тепл. (84)	Хол. (49)	Общ. (95)	Тепл. (43)	Хол. (52)	Общ. (78)	Тепл. (15)	Хол. (63)
$\text{SiO}_{2\text{biog}}$	13.86	26.88	6.78	19.77	23.49	12.44	17.34	28.05	8.29	19.01	23.35	11.62	17.00	21.68	12.07	10.49	16.56	8.76
$\text{SiO}_2$	54.76	55.68	54.26	55.64	55.72	55.49	55.19	55.51	56.34	55.04	55.13	55.53	53.66	54.47	53.08	51.45	53.27	51.03
$\text{TiO}_2$	0.86	0.82	0.87	0.81	0.81	0.82	0.85	0.85	0.84	0.80	0.80	0.79	0.90	0.89	0.91	0.94	0.96	0.94
$\text{Al}_2\text{O}_3$	17.29	15.89	18.05	18.01	17.67	18.69	17.90	17.51	17.57	18.42	18.18	18.73	19.22	18.99	19.50	20.05	19.68	20.16
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	8.10	7.53	8.41	7.22	7.13	7.40	8.00	7.49	8.08	7.34	7.14	7.41	7.42	7.12	7.65	7.81	6.89	8.03
$\text{MnO}$	0.12	0.12	0.12	0.08	0.08	0.08	0.11	0.11	0.11	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.08	0.10	0.08	0.10
$\text{MgO}$	2.80	2.46	2.98	1.96	1.91	2.05	2.60	2.38	2.66	1.88	1.84	1.93	2.31	2.25	2.38	2.44	2.31	2.49
$\text{CaO}$	2.19	2.21	2.18	1.66	1.64	1.71	2.08	2.05	2.05	1.62	1.59	1.63	1.64	1.54	1.72	1.87	1.60	1.89
$\text{Na}_2\text{O}$	2.35	2.18	2.44	1.66	1.64	1.71	2.27	2.04	2.36	1.60	1.52	1.75	1.80	1.80	1.80	1.92	1.85	1.88
$\text{K}_2\text{O}$	2.81	2.42	3.03	2.21	2.17	2.29	2.88	2.66	2.94	2.18	2.12	2.26	2.24	2.27	2.23	2.13	2.17	2.09
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.22	0.21	0.22	0.22	0.21	0.24	0.19	0.17	0.20	0.23	0.23	0.22	0.21	0.17	0.24	0.34	0.24	0.35
П.п.п.	8.23	10.16	7.18	10.23	10.73	9.25	7.62	8.90	6.55	10.55	11.12	9.44	10.27	10.21	10.14	10.72	10.71	10.79
$S_{\text{общ}}$	0.17	0.22	0.14	0.16	0.16	0.14	0.16	0.18	0.14	0.15	0.16	0.12	0.13	0.13	0.14	0.11	0.11	0.11
Ba + Ce	0.10	0.09	0.10	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.09	0.08	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08
Sr	—	—	—	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
Zr	—	—	—	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02

Примечание. *Общ.* – среднеарифметические величины для всего интервала керна; *Хол.* – среднеарифметические величины для холодных климатических эпизодов, пробы с содержанием  $\text{SiO}_{2\text{bio}} < 17$  мас. %; *Тепл.* – среднеарифметические величины для климатических теплых эпизодов, пробы с содержанием  $\text{SiO}_{2\text{bio}} > 17$  мас. %. В скобках – количество анализов. Возраст осадков: 0–100 м. голоцен – плейстоцен, 100–300 м. плиоцен, 300–600 м. – миоцен

Принципиальным отличием «холодных» интервалов разрезов Академического хребта от «теплых» является увеличение содержаний макроэлементов:  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ . Согласно кластер анализу R-типа проведенному ранее для осадков разреза BDP-96 [Кузьмин и др., 2001] данная группа элементов определена в группу условно глиноземистых. Таким образом, демонстрируется увеличение доли пелитовой составляющей в горизонтах разреза соответствующих ледниковым интервалам. С другой стороны:  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  определенные в

группу условно аутигенных демонстрируют разнонаправленную динамику при смене климата, при этом отнесение СаО к данной группе вызывало сомнение поскольку увеличение данного компонента, как правило, отражает процесс распада породообразующих минералов (полевого шпата и плагиоклаза) наряду с  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ . При интерпретации вариационных диаграмм механизм аккумуляции СаО в донных отложениях Академического хребта объясняется более подробно (глава 3.3, рис. 29).

С помощью статистических методов были рассчитаны значимые различия средних величин (табл. 2), позволившие выделить группы химических элементов, идентифицирующие теплые и холодные климатические эпизоды. Сравнение содержания основных петрогенных элементов (BDP-98) в плейстоцене и плиоцене показало, что более высокие содержания в плиоцене имеют  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Сопоставление этих временных интервалов по скважине BDP-96 показало, что они имеют такую же тенденцию, т.е. можно предположить, что это явление закономерно.

Сравнение усредненных содержаний элементов, накопленных в плиоцене – миоцене показало, что изменения содержания кремнезема (биогенного и терригенного), титана, алюминия, магния и натрия статистически закономерны, причём элементы повторяют обнаруженную тенденцию, т.е. их содержание увеличивается в плиоцене. Можно предположить, что тенденция увеличения содержаний отдельных элементов вызвана более интенсивным протеканием процессов выветривания – потеплением климата [Коллектив, 2001].

Различия в особенностях накопления петрогенных элементов в ледниковые и межледниковые периоды, существуют, но не столь велики, как предполагалось ранее, поскольку скорость накопления осадков и динамика выноса минерального вещества из обнажений и почв, скрывают роль климата в процессах выветривания. Это четко проявляется в весьма существенных значениях дисперсий и стандартных отклонений содержаний элементов в холодные и теплые периоды (табл. 2).

В целом состав терригенной части байкальских осадков отличается от состава пород, преобладающих в водосборном бассейне [Кузьмин, 2014], для него характерно более низкое содержание кремнезема, глинозема и калия, тогда как содержания кальция, магния и железа существенно выше. Эти отличия наглядно обнаруживаются при сравнении терригенной части байкальских осадков с гранитоидами, наиболее широко представленными в водосборном бассейне. Поскольку на терригенную часть осадков оказывают влияние и другие породы водосборного бассейна, то возможно, что повышенное содержание железа, магния и кальция связано с влиянием на состав осадков амфиболитов и мраморов. Терригенная составляющая осадков отличается также от кайнозойских песков и песков, которые накапливаются на берегах озера и переносятся ветром по льду озера, поскольку состав этих песков определяется ветровым переносом. Оценка потенциальных источников сноса вещества в исследуемые разрезы дана в следующем разделе.

Таблица 2. Отношение средних содержаний оксидов и их стандартных отклонений теплых и холодных периодов в различные климатические эпохи

Глубина интервала, м	Геологическая эпоха	SiO <sub>2</sub> bog	SiO <sub>2</sub> tert	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Va + Ce	Sr	Zr	П.л.п.	
		Отношение средних содержаний компонентов (теплый/холодный эпизоды)																
0—100	Плейстоцен	3.38	0.99*	1.01*	0.99*	0.93*	0.99*	0.89	1*	0.86	0.9	0.86*	1.26*	0.97*	0.95*	1.12	1.36	
100—250	Плиоцен	2.01	0.99*	1*	0.97*	0.96*	1.09*	0.95*	0.98*	0.87	0.94	1.06*	1.31	0.99*	0.87	0.98*	1.18	
300—450	Миоцен	1.79	1.03*	0.97*	0.97*	0.93*	0.83	0.95	0.9	1*	1.02*	0.71	0.91*	0.96*	0.79	1.17	1.01*	
450—600	Миоцен/авандельта	1.89	1.05	1.02*	0.98*	0.86	0.74*	0.93	0.85	0.98*	1.04*	0.68	0.95*	0.99*	0.8	1.06*	0.99*	
<b>Отношение средних содержаний компонентов между разными геологическими эпохами</b>																		
0—100/100—250	Плейстоцен/Плиоцен	0.85*	1.01*	1.07	0.95	1.08	1.42	1.36	1.28	1.39	1.3	0.85*	1.04*	1.18	1.43	1.13	0.72	
100—250/300—450	Плиоцен/Миоцен	1.15	1.03	0.88	0.95	0.98*	1.07*	0.81	0.98*	0.89	0.96*	1.07*	1.1*	0.96	1.15	0.81	1.03*	
300—450/450—600	Миоцен/авандельта	1.63	1.04	0.95	0.96	0.95*	0.74	0.94	0.89	0.96	1.07	0.63	1.23	0.99*	0.75	0.98*	0.94	
<b>Отношение величин стандартных отклонений содержания компонентов (теплый/холодный эпизоды)</b>																		
0—100	Плейстоцен	2.31	1.59	1.38	1.66	1.5	1.68	1.47	1.48	1.45	1.32	1.26**	0.98**	1.26**	1.53	1.02**	1.95	
100—250	Плиоцен	1.52	1.28	1.48	1.36	0.77	1.07**	0.92**	0.91**	0.89**	0.86**	1.51	1.32	1.14**	0.77	0.83**	1**	
300—450	Миоцен	0.99**	1.03**	1.06**	1.06**	0.48	0.48	1.19**	0.73	1.21**	0.94**	0.46	0.66	0.74	0.68	1.43	0.75	
450—600	Миоцен/авандельта	1.07**	0.63	1.54	1.1**	0.46	0.36	1.08**	0.46	1.36**	1.22**	0.44	1.17**	1.55	1.13**	0.97**	0.71**	
<b>Отношение величин стандартных отклонений содержания между разными геологическими эпохами</b>																		
0—100/100—250	Плейстоцен/Плиоцен	1.49	1.23	1.85	1.24	1.14**	1.36	1.85	1.5	1.5	2.07	0.55	1.57	1.61	1.61	1.26	1.06**	
100—250/300—450	Плиоцен/Миоцен	1.31	1.36	1.22	1.1**	1.01**	1.31	1.41	0.86**	1.96	1.49	1.99	2.28	1.08**	0.72	0.6	1.16**	
300—450/450—600	Миоцен/авандельта	1.46	0.99**	0.96**	1.41	0.88**	0.5	1.22	0.74	0.98**	1.17**	0.57	1.29	2.12	1.17**	1.35	1.16**	

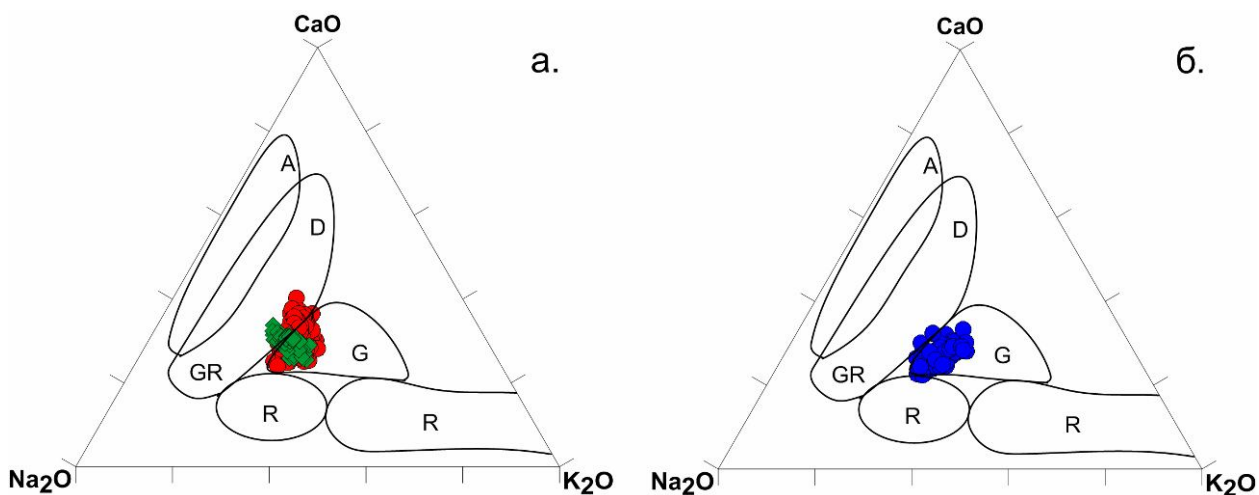
\* Средние, согласно критерию Стьюдента, равны. \*\* Дисперсии, согласно критерию Фишера, равны



## 2.5. Реконструкция областей питания на водосборной площади озера Байкал

Для реконструкции областей питания палеоводосбора и, соответственно, потенциальных источников сноса вещества в Байкал использовались ряд общепринятых диаграмм.

Тройная диаграмма в координатах  $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$  [Bhatia, 1983] экспонирует составы отложений Академического хребта озера Байкал в поле источников сноса кислого состава, преимущественно гранитов, гранодиоритов и дацитов. В отложениях Селенгино-Бугульдейской перемычки (скважина BDP-99) состав осадков располагается исключительно в поле гранитных источников питания, тем самым, свидетельствуя о преимущественно гранитной природе для осадочных пород данной морфоструктуры (рис. 7).



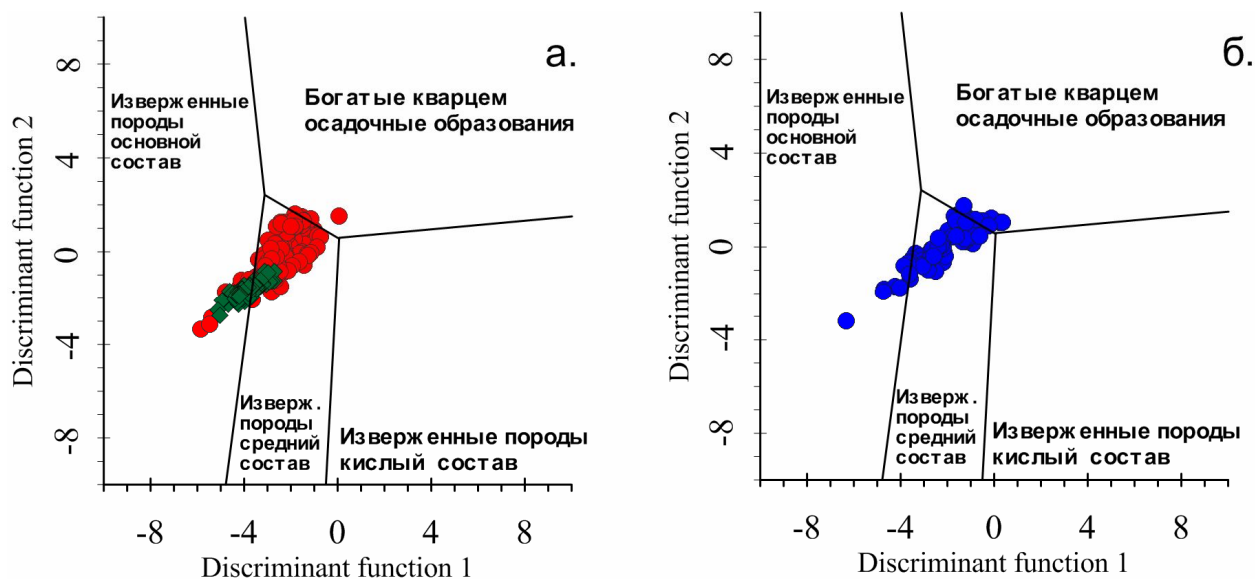
**Рис. 7.** Диаграмма [Bhatia, 1983] для отложений разрезов: **а.** – BDP-98 (разделение по возрастному критерию, ромбы – 4–2,8 млн. лет; кружки – 2,8–0,01 млн. лет); **б.** – BDP-99. Условные обозначения: A – андезиты; D – дациты; GR – гранодиориты; G – граниты; R – рециклированные осадки

Разделение составов отложений Академического хребта по возрастному критерию не приводит к существенному разграничению фигуративных точек. Таким образом, очевидной становится неизменность основных источников сноса в плиоцене – плейстоцене в зависимости от изменения условий седиментации.

Дискриминационная диаграмма [Roser, Korch, 1988] для обломочных пород позволяет реконструировать источники в изверженных породах на водосборной площади. Дискриминантные функции (Df) данной диаграммы равны:  $Df1 = 30.638/Al_2O_3 - 12.541Fe_2O_{3(общ.)}/Al_2O_3 + 7.329MgO/Al_2O_3 + 12.031Na_2O/Al_2O_3 + 35.402K_2O/Al_2O_3 - 6.382$   
 $Df2 = 56.500TiO_2/Al_2O_3 - 10.879Fe_2O_{3(общ.)}/Al_2O_3 + 30.875MgO/Al_2O_3 - 5.404Na_2O/Al_2O_3 + 11.112K_2O/Al_2O_3 - 3.89$

Примечательным является отсутствие в расчетах дискриминантных функций  $SiO_2$  и  $CaO$  – компонентов несущих трудноразделимую информацию как о терригенной, так и аутигенной природе исследуемых отложений. Таким образом, данная диаграмма может активно применяться как для донных отложений, так и поверхностных осадочных пород Байкальской рифтовой зоны.

При вынесении составов отложений Академического хребта озера Байкал на данную диаграмму (рис. 8 а) фигуративные точки располагаются в 2-х полях: изверженных пород основного состава и изверженных пород среднего состава.



**Рис. 8.** Дискриминационная диаграмма [Roser, Korch, 1988] для осадков: **а.** – BDP-98 (ромбы – 4–2,8 млн. лет, кружки 2,8–0,01 млн. лет); **б.** – BDP-99

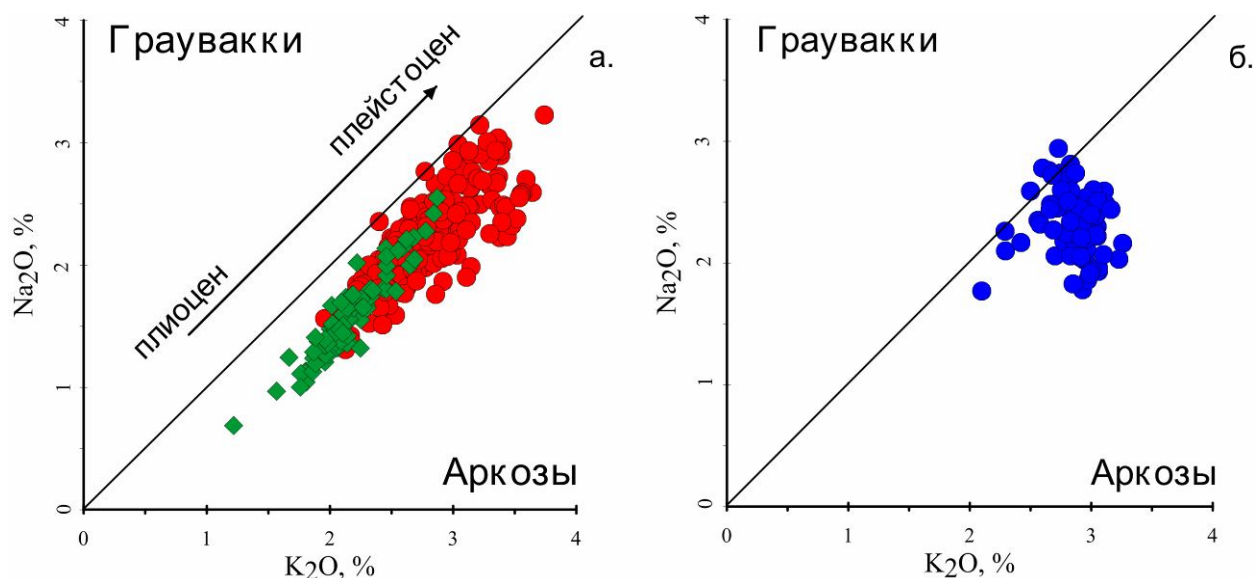
При этом отложения, характеризующие плиоценовые разности до момента начала климатических изменений 2,8 млн. лет назад демонстрируют в целом более основной состав по отношению к осадкам верхнего плиоцена – плейстоцена. Аналогичная диаграмма для осадочных разностей скважины BDP-99 на Посольской Банке имеет схожие характеристики (рис. 8 б), лишь незначительная часть фигуративных точек располагается в поле богатых кварцем осадочных образований.

Примечательным является отсутствие распределения фигуративных точек в поле кислых источников сноса при формировании осадочной толщи озера независимо от условий седиментации как для Академического хребта, так и для Селенгино-Бугульдейской перемычки в возрастном интервале плиоцен – плейстоцен.

Существует два варианта объяснения подобного поведения донных осадков, и оба они имеют право на существование. Согласно нормированию на средние петрохимические характеристики комплексов герцинских гранитоидов Забайкалья, наиболее генетически близкими источниками для терригенного осадочного материала как Академического хребта, так и Посольской банки (скважина BDP-99), являются породы чивыркуйского и нижнеселенгинского комплексов монцонитов и сиенитов, частично локализованных как в береговой зоне восточного побережья Байкала, так и в долине рек Баргузин и Селенга (подробнее в подразделе 2.6). Таким образом, имело место поступление пород среднего или близко к среднему составу в осадочные горизонты разрезов. С другой стороны, необходимо учитывать, что при расчетах дискриминантных функций диаграмм используются коэффициенты для  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  и не используются для  $SiO_2$  и  $CaO$ . Таким образом, исключая погрешность при разделении биогенного и терригенного кремнезема, наблюдается усреднение составов отложений вплоть до основного состава за счет выщелачивания ряда элементов субстрата донных осадков, при химической переработке и дальнейшей аккумуляции преимущественно твердых продуктов выветривания в

отложениях водосборной площади. При этом группа образцов соответствующая возрастным параметрам 4–2,8 млн. лет и отражающая спокойную седиментационную обстановку плиоцена свидетельствует о большем поступлении продуктов связанных с латеритной корой выветривания по сравнению с более молодыми осадками плейстоцена. Так как подводные поднятия, такие как Академический хребет, отражают поступление преимущественно тонких фракций из водной толщи, очевидным становится вывод о максимальной аккумуляции в горизонтах разреза BDP-98 продуктов химического выветривания среди большинства подводных морфоструктур озера. На основании вышеизложенного можно констатировать, что данную диаграмму (в комплексе с другими диаграммами) можно использовать для реконструкции области питания в более широком смысле, то есть определять не только материнский источник твердого стока, но и оценивать степень химической переработки отложений палеоводосбора.

Показательным является применение диаграммы в координатах  $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$  [Петтиджон, 1976]. Диаграмма основана на минералогическом отличии аркозов и граувакк. Так как в аркозах доминируют ортоклаз и микроклин, в то время как в граувакках преобладают Na-плагиоклазы, данные породы отражают различие в областях питания. Аркозы характеризуют гранитные области сноса, граувакки соответствуют вулканическим областям.



**Рис. 9.** Диаграмма Петтиджона [1976] для отложений: **а.** – BDP-98 (разделение по возрастному критерию, ромбы – 4–2,8 млн. лет, кружки – 2,8–0,01 млн. лет); **б.** – BDP-99

Поскольку степень сохранности полевых шпатов и плагиоклазов в донных отложениях озера Байкал весьма высока, применение данной диаграммы автор считает корректным. В донных отложениях Академического хребта озера Байкал фигуративные точки расположены исключительно в поле аркозов и, тем самым, свидетельствуют о гранитных источниках сноса терригенного материала в диапазоне возрастов от нижнего плиоцена до верхнего плейстоцена (рис. 9 а). Примечательно что, как и для осадков разреза BDP-96 [Коллектив, 2001] от плиоцена к плейстоцену независимо от климатической стадийности наблюдается рост концентраций следующих петрогенных элементов: MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, демонстрируя поступление породообразующей минеральной компоненты не претерпевшей значительного разложения на водосборной площади. Тем самым, фиксируется ослабление общего тренда химического выветривания по мере омоложения горизонтов разреза. С другой стороны, это свидетельствует о более значительном разложении породообразующих минералов в относительно теплом климате плиоцена в интервале 4–2,8 млн. лет. Аналогичная диаграмма для осадков Селенгино-Бугульдейской перемычки

(скважина ВDP-99), демонстрирует сходный результат за исключением несколько большего количества фигуративных точек, расположенных в поле граувакк (рис. 9 б). Подобная тенденция свидетельствует о поступлении большего количества Na-плагиоклазов и, очевидно, контролируется стоком р. Селенги. Примечательно, что концентрации макрокомпонентов для отложений данного разреза, представленные временным отрезком 1,2–0,01 млн. лет, соответствуют концентрациям одновозрастных осадков Академического хребта, что свидетельствует о синхронном отклике терригенного осадконакопления в обеих морфоструктурах на глобальные и региональные изменения природной среды в это время.

## **2.6. Выявление потенциальных источников сноса среди комплексов горного обрамления озера Байкал**

При нормировании составов отложений на средние составы пород обрамления водоема удалось установить ряд источников кластического материала для отложений как водосборной площади, так и донных осадков водоема. Для подобных реконструкций автор использовал следующие составы пород (Приложение, таблицы 6, 7) [Левицкий, 2005]:

**Метаморфические комплексы пород:** шарыжалгайский метаморфический комплекс, ольхонский комплекс, слюдянский комплекс, святоносский комплекс.

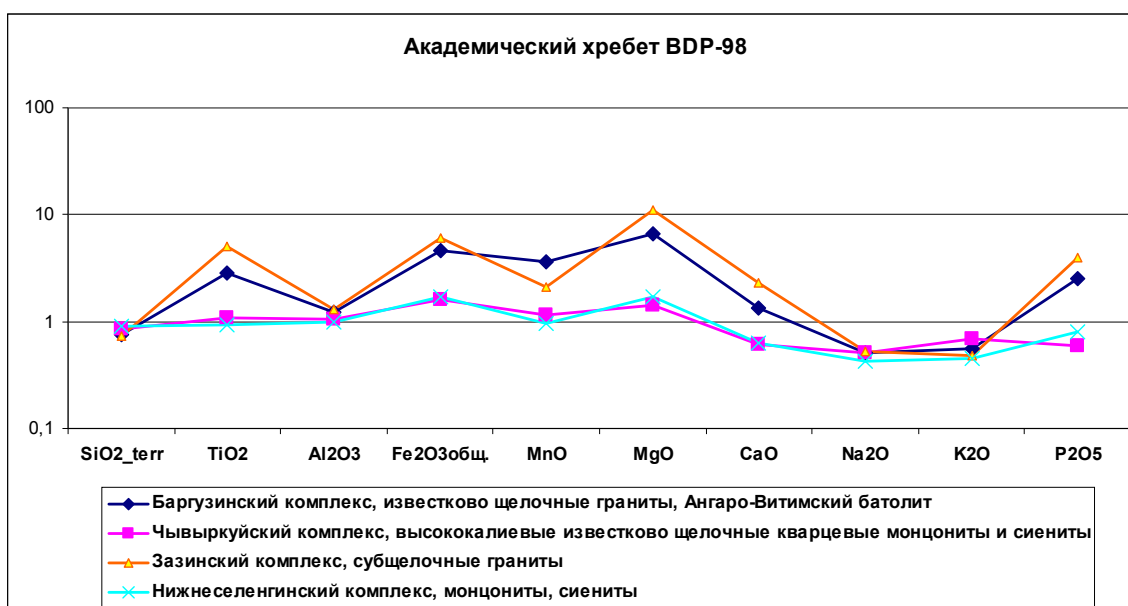
**Граниты:** саянский комплекс, приморский комплекс.

**Мигматит-граниты** – шарыжалгайский комплекс.

**Герцинские гранитоиды Забайкалья:** щелочно-полевошпатовые и щелочные граниты и сиениты Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса (раннекуналейский и позднекуналейский комплексы); шошонитовая интрузивная серия (монцонит-сиенит-кварцево-сиенитовая с синплутоническими базитами, нижнеселенгинский комплекс); переходные от высококалийных известково-щелочных до субщелочных граниты и кварцевые сиениты с синплутоническими базитами (зазинский

комплекс); высококалийевые известково-щелочные кварцевые монцониты, кварцевые сиениты и габброиды (чивыркуйский комплекс); известково-щелочные граниты баргузинского комплекса (Приложение, таблицы 3, 4) [Цыганков, 2014].

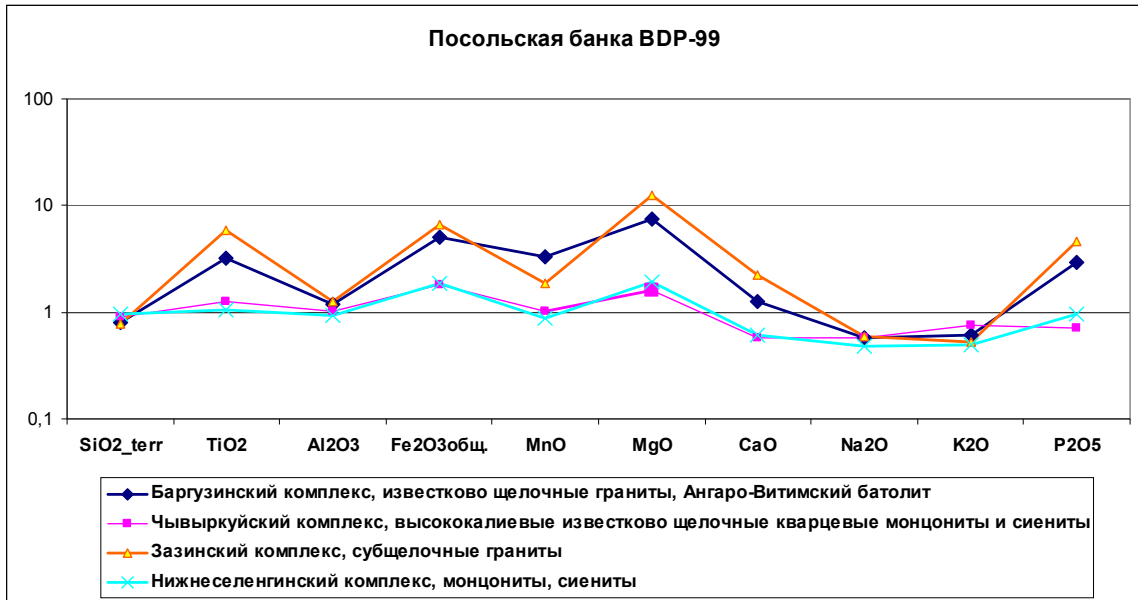
Ряд средних составов, в частности, относящихся к Аkitканскому вулcano-плутоническому поясу и породам Ангино-Таланчанского островодужного террейна, для нормирования не использовался по причине очевидного расхождения с составами исследуемых отложений.



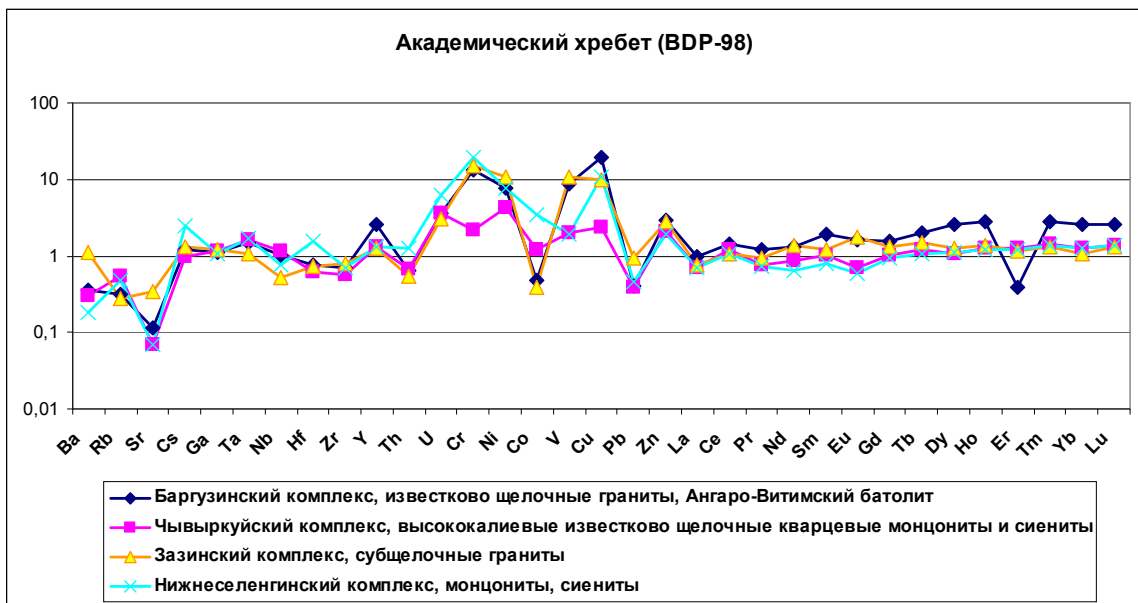
*Рис. 10. Диаграмма нормирования петрогенных элементов среднего состава донных осадков Академического хребта (разрез BDP-98) на средний состав гранитоидов Забайкалья.*

При нормировании среднего состава пород осадочной толщи Академического хребта BDP-98 на средний состав пород комплексов Забайкальского фланга (рис. 10), очевидной тенденцией является генетическая близость составов отложений к породам шошонитовой интрузивной серии, монцонит-сиенитовой и кварц-сиенитовой с синплутоническими базитами, **нижнеселенгинского комплекса** и высококалийевым известково-щелочным кварцевым монцонитам, кварцевым сиенитам герцинских гранитоидов Забайкалья и габброидам **чивыркуйского комплекса**.

Составы пород осадочной толщи разреза BDP-99 (Селенгино-Бугудейская перемычка) реагируют аналогичным образом (рис. 11). Использование микроэлементного состава для оценки источников поступления кластического материала для используемых разрезов подтверждают выводы по петрогенным характеристикам (рис. 12, 13).

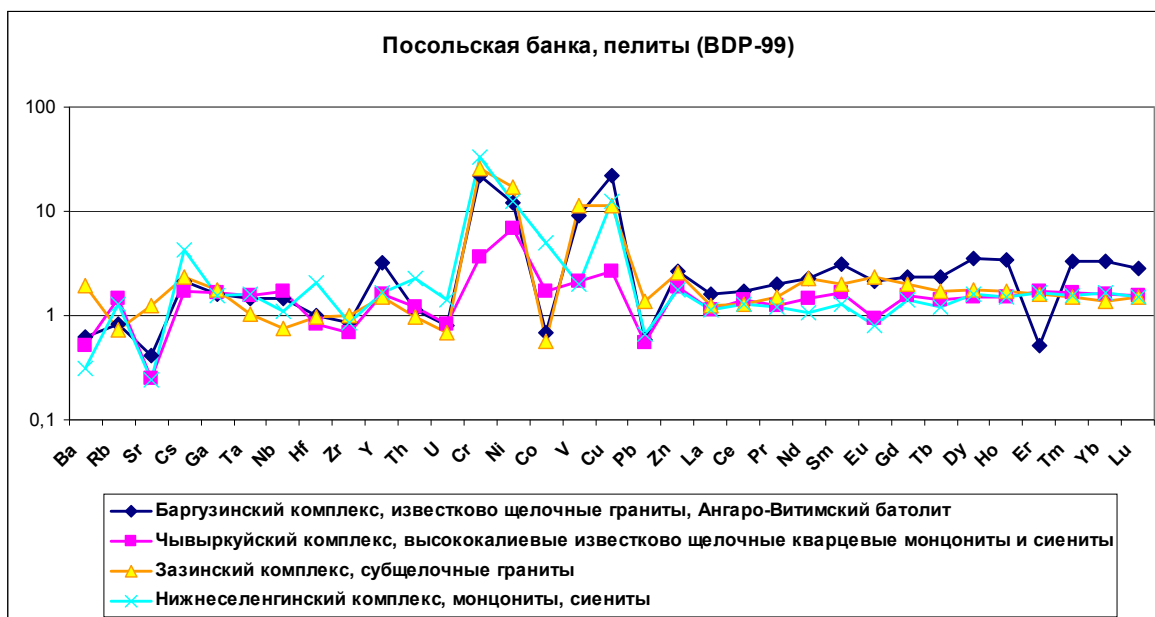


*Рис. 11. Диаграмма нормирования петрогенных элементов среднего состава донных осадков Селенгино-Бугудейской перемычки на средний состав гранитоидов Забайкалья*



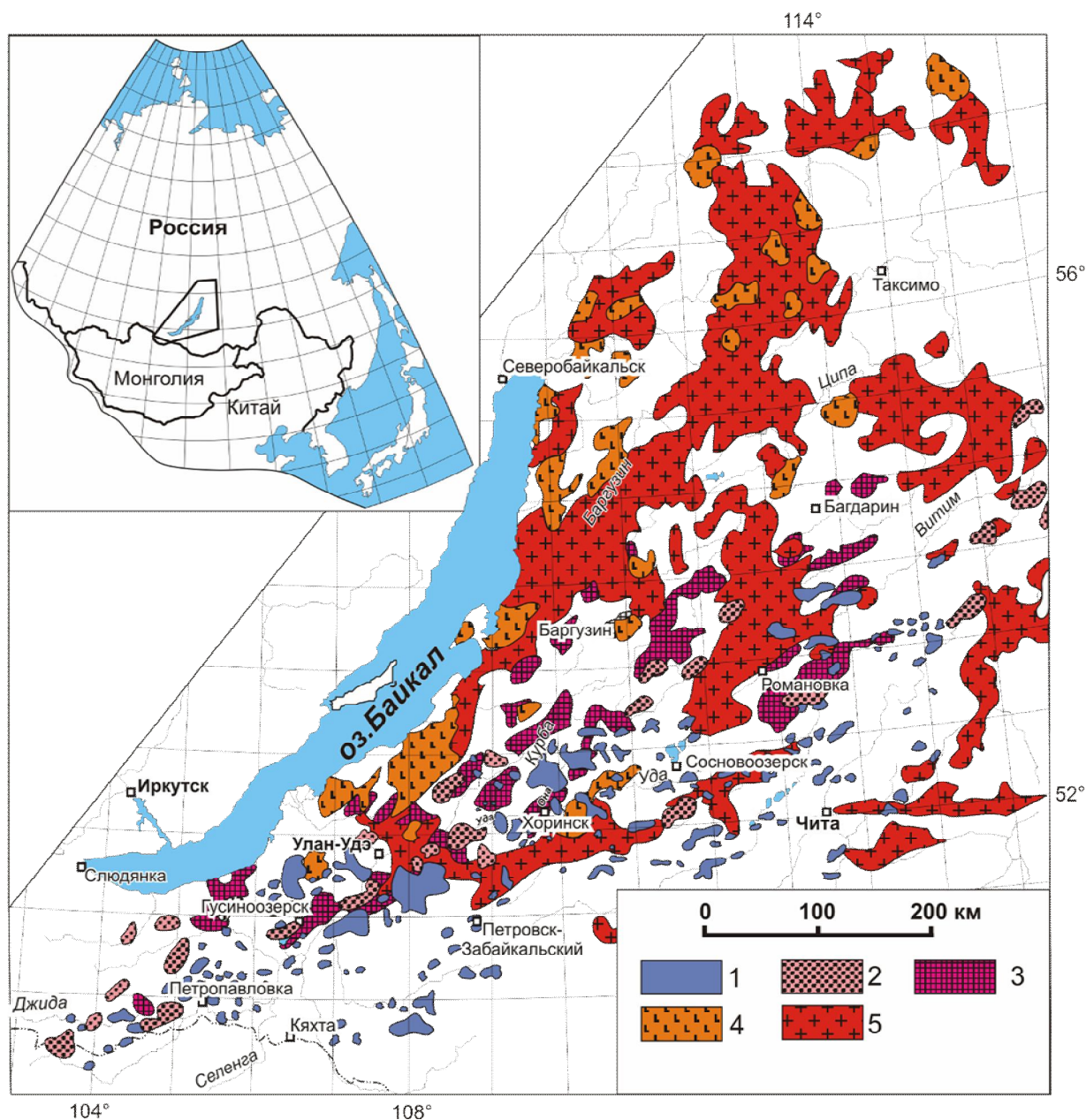
*Рис. 12. Диаграмма нормирования микроэлементов среднего состава донных осадков Академического хребта (разрез BDP-98) на средний состав гранитоидов Забайкалья*





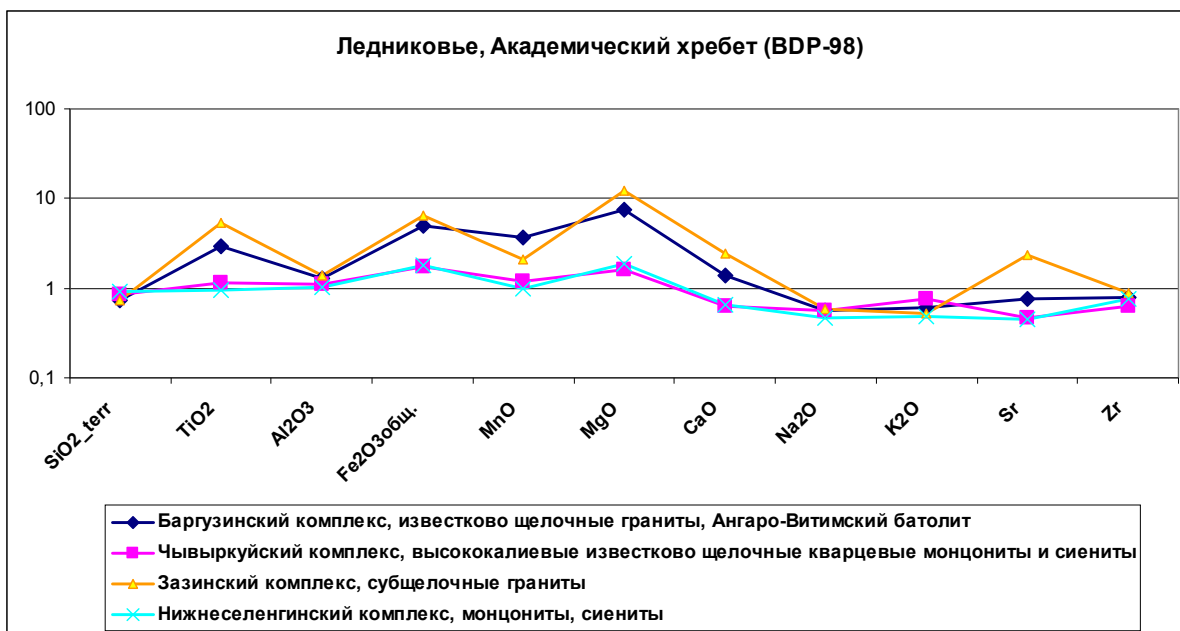
*Рис. 13. Диаграмма нормирования микроэлементов среднего состава донных осадков Селенгино-Бугульдейской перемычки (разрез BDP-99) на средний состав гранитоидов Забайкалья*

Таким образом, очевидным является влияние продуктов разрушения нижнеселенгинского и чивыркуйского комплексов кварцевых монцонитов и сиенитов, источников преимущественно среднего состава. Породы чивыркуйского комплекса локализованны как в береговой зоне восточного побережья Байкала, так и в долине р. Баргузин, породы нижнеселенгинского комплекса обнажены в долинах рек Джиды, Селенги, Уды и вплоть до Витима (карта-схема 3). Доминирование кластического материала при разрушении кристаллических пород обоих комплексов, возможно, связано с их обнаженностью в водосборных бассейнах рек Баргузин и Селенга, а также экспонированию чивыркуйского комплекса, непосредственно, в береговой зоне озера. Для объяснения одинаковой реакции отложений разрезов BDP-98 и BDP-99 при нормировании на средний состав данных комплексов пород следует учитывать сток терригенных компонентов фактически из единой Восточно-Прибайкальской питающей провинции контролируемой в первую очередь комплексами ближайшего обрамления при формировании отложений водоема на протяжении возрастных параметров изученных разрезов (миоцен – голоцен).

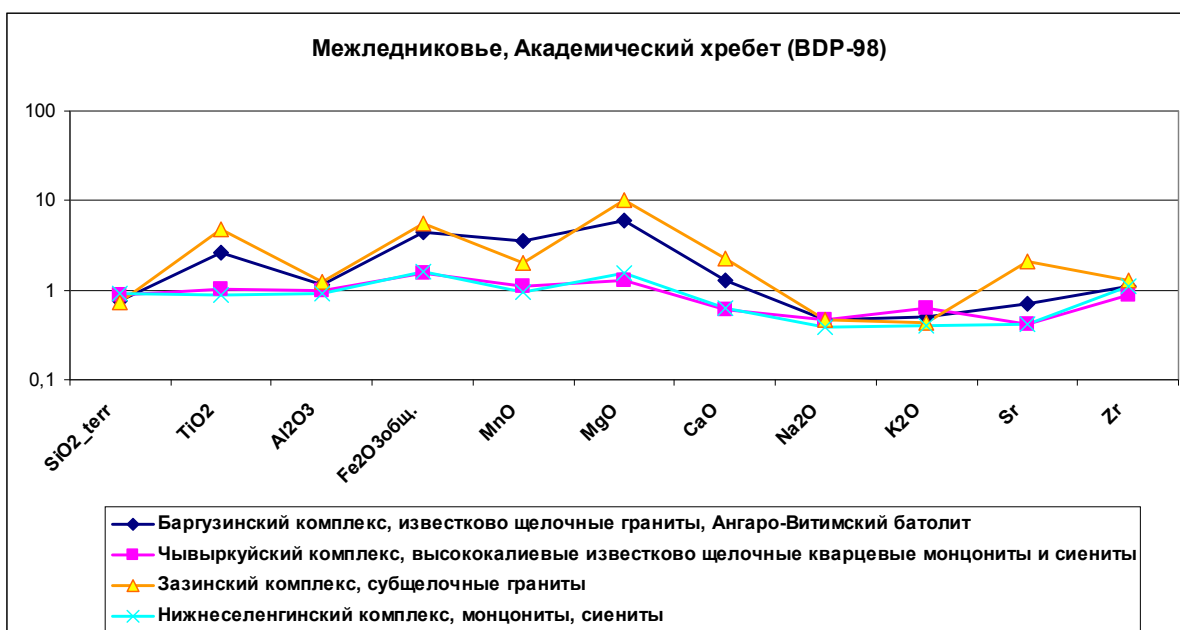


**Карта-схема 3.** Расположение герцинских гранитоидов Западного Забайкалья, составлена на основе [Карта..., 1989] с изменениями [Цыганков, 2010, 2014]

1 – щелочно-полевошпатовые и щелочные граниты и сиениты Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса (раннекуналейский (280–273 млн. лет) и позднекуналейский (230–210 млн. лет) комплексы); 2 – шошонитовая интрузивная серия (монзонит-сиенит-кварцево-сиенитовая с синплутоническими базитами, нижнеселенгинский комплекс, 285–278 млн. лет); 3 – переходные от высококальциевых известково-щелочных до субщелочных (alkaline) граниты и кварцевые сиениты с синплутоническими базитами (заянский комплекс, 305–285 млн. лет); 4 – высококальциевые известково-щелочные кварцевые монзониты, кварцевые сиениты и габброиды (чивыркуйский комплекс, 305–285 млн. лет); 5 – известково-щелочные граниты (баргузинский комплекс, 330–290 млн. лет)



*Рис. 14. Диаграмма нормирования среднего состава петрогенных элементов ледниковых интервалов донных осадков Академического хребта (разрез BDP-98) на средний состав гранитоидов Забайкалья*



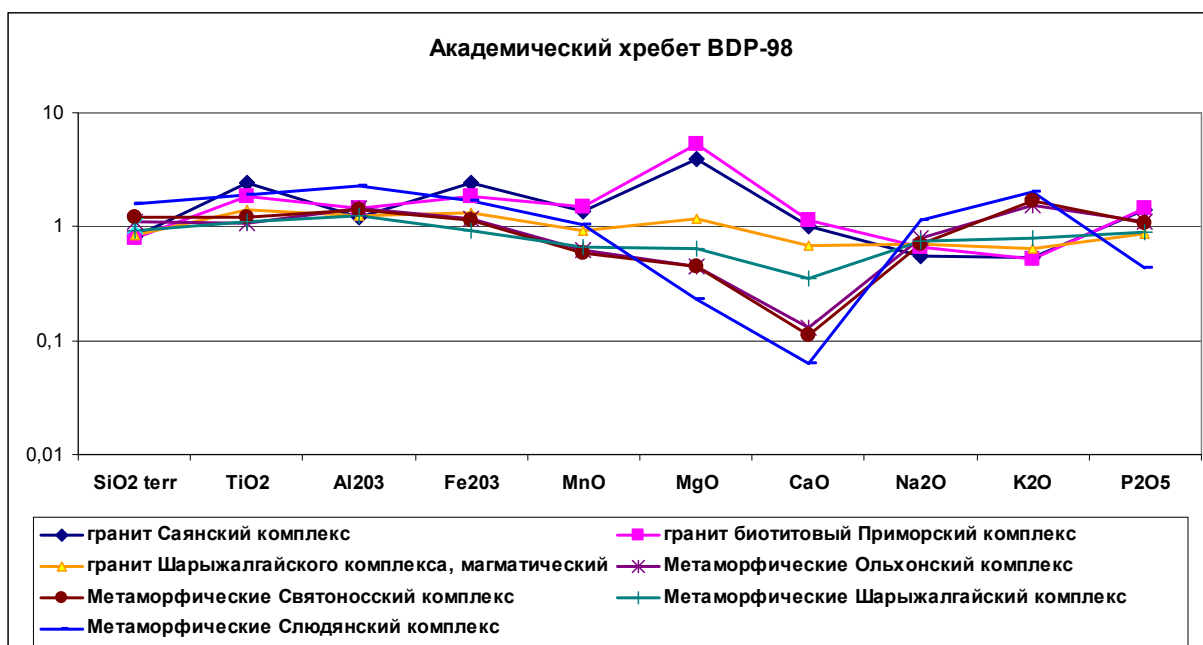
*Рис. 15. Диаграмма нормирования среднего состава петрогенных элементов межледниковых интервалов донных осадков Академического хребта (разрез BDP-98) на средний состав гранитоидов Забайкалья*

При разделении составов осадков по критерию ледниковье/межледниковье для отложений Академического хребта (рис. 14, 15) реакция на изменение условий полностью отсутствует. Таким образом,

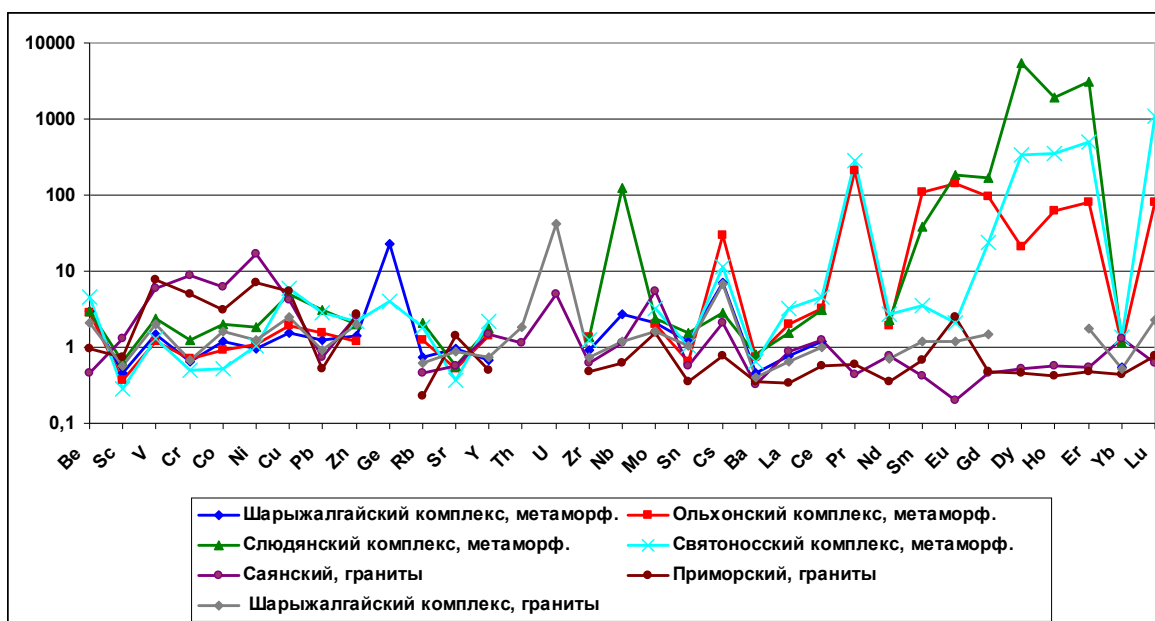
очевидно, что характер источников в зависимости от изменения климатических свойств не менялся. С другой стороны, также является вероятным взаимопроникновение (смешение) разновозрастных продуктов выветривания при поступлении в конечный бассейн седиментации озеро Байкал.

При нормировании среднего состава донных осадков на породы Западного, Юго-Восточного и центрального флангов Байкальской впадины по петрогенным элементам выявляется тенденция к сближению составов отложений Академического хребта с гранитами и метаморфическими породами шарыжалгайского комплекса (рис. 16). Аналогичная тенденция прослеживается при нормировании среднего состава донных отложений на микроэлементный состав пород данных флангов (рис. 17). Если для гранитов саянского и приморского комплексов пород расхождение составов фиксируется по группе V, Cr, Co, Ni, то для метаморфических пород слюдянского и ольхонского комплексов наблюдается резкое в сторону увеличения расхождение составов по группе редкоземельных элементов: Pr, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Tm, Lu. Для метаморфических пород святоносского комплекса расположенного в непосредственной близости от точки бурения (скважина BDP-98) также наблюдается существенное расхождение по редкоземельной группе (Pr, Gd, Dy, Ho, Er, Tm, Lu). При этом близость составов отложений к породам шарыжалгайских комплексов по микроэлементам находит свое подтверждение. Поскольку локализация пород шарыжалгайской серии простирается вдоль западного борта Южной котловины озера, возникает вопрос о причинах подобного генетического сходства с осадками Академического хребта. Ответом здесь могут служить результаты подводных исследований, проведенные с помощью глубоководных обитаемых аппаратов «Пайсис» в 1990–91 гг., по результатам которых была составлена схема геологического строения подводной части центральной впадины озера Байкал (карта-схема 4). «Анализ этой геолого-тектонической схемы демонстрирует, что центральная котловина Байкала,

включающая в себя о. Ольхон, Академический хребет, Ушканьи острова и прилегающее восточное и западное побережье (Приморский хребет), вскрывает древнюю зону коллизионного взаимодействия фундамента Баргузинского микроконтинента (максимихинская, святоноская, черногривинская толщи) и Сибирской платформы (шарыжалгайский, сарминский метаморфические комплексы, приморские гранитоиды)» [Бухаров, Фиалков, 1993, 1996]. Таким образом, выявляется зависимость состава отложений от пород древнего фундамента платформы, проявленных в области Байкальского рифта или их аналогов.

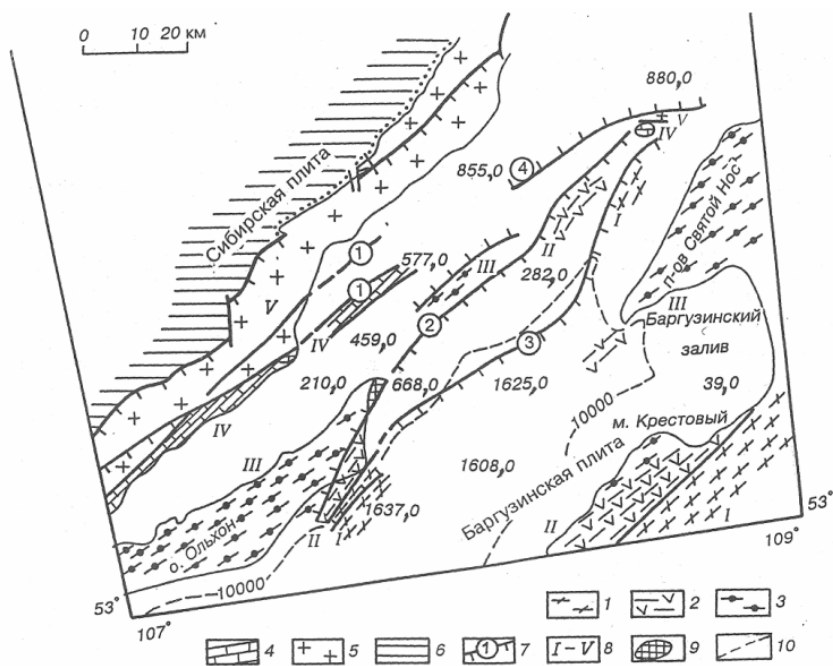


*Рис. 16. Диаграмма нормирования среднего состава петрогенных элементов донных осадков Академического хребта (разрез BDP-98) на средний состав комплексов пород обрамления (западный, юго-восточный фланги)*



*Рис. 17. Диаграмма нормирования среднего состава микроэлементов донных осадков Академического хребта (разрез BDP-98) на средний состав комплексов пород обрамления (западный, юго-восточный фланги)*

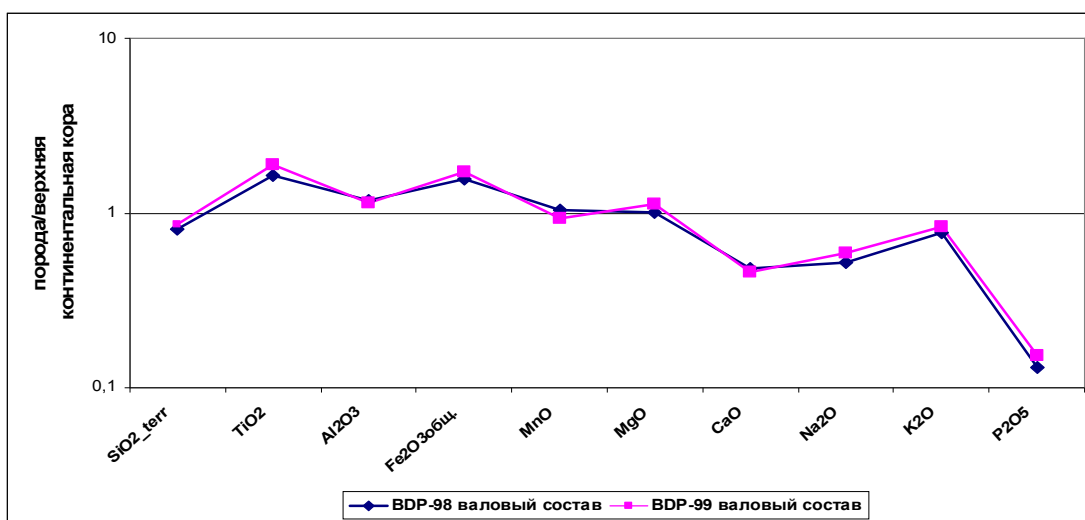
Суммируя вышеизложенное, следует учитывать отсутствие принципиальной разницы между концентрациями гранитофильных элементов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ) для различных гранитоидных комплексов пород обрамления. Так как озеро Байкал является мультиколлекторным водоемом, также является очевидным поступление петрокомпонентов более основных, чем граниты пород (кристаллосланцы, амфиболиты, габброиды и др.). С другой стороны, очевидным является различие в способах поступления терригенной фракции в водоем в плиоцене и плейстоцене. Для плиоцена характерно вызревание пород на водосборной площади в условиях более влажного и теплого климата, что приводит к значительному усреднению составов отложений вплоть до основного. В плейстоцене при значительной тектонической нагрузке и дальнейшем изменении в характере транспортировки тонких фракций наблюдается поступление значительного количества обломочного материала затронутого процессами химического разложения весьма слабо. Составы отложений в это время имеют преимущественно средний состав (рис. 8а).



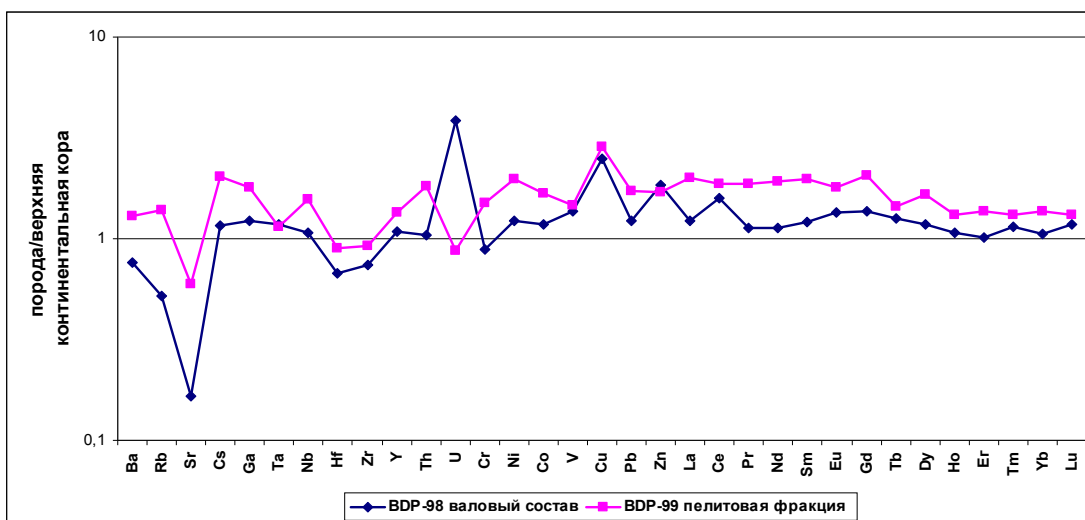
**Карта-схема 4.** Геологическая схема средней части впадины оз. Байкал (Бухаров, Фиалков 1996). 1 – комплексы метаморфических пород таланчанской, черногривинской толщ; 2 – комплексы метаморфических пород шарыжалгайской, максимихинской толщ; 3 – комплексы метаморфических пород ольхонской, святоносской, крестовской толщ; 4 – метаморфические комплексы сарминской серии (зундукская, иликтинская свиты); 5 – приморский комплекс гранитоидов (с сарминской серией нерасчлененной); 6 – рифей-палеозойский платформенный чехол; 7 – разломы в наземной и подводной частях впадины Байкала, установленные по данным МОВ ОГТ, геологического картирования и глубоководным наблюдениям: 1 – Приморский, 2 – Ольхонский, 3 – Академический, 4 – Ушканий; 8 – порядок покровно-надвиговых тектонических чешуй; 9 – реликты гранулитовых комплексов м. Хобой и урочища Калтыгей; 10 – изобаты и глубины дна озера

Для сравнения составов отложений Байкальских скважин между собой использованы кларки верхней континентальной коры [McLennan, 2001]. Для нормирования петрохимического состава использован валовый состав по разрезам ВDP-98, 99, для микроэлементного по разрезу ВDP-99 использован состав пелитовой фракции (<02 мкм), для ВDP-98 – валовый состав (рис. 18, 19).

Из анализа спайдердиаграмм становится очевидным чрезвычайная близость составов отложений подводных перемычек Байкала друг другу. Незначительное расхождение по микроэлементному составу, по-видимому, и фиксирует весьма слабое различие между условиями осадконакопления исследуемых морфоструктур. При этом хорошо проявляется урановая аномалия, фиксируемая ранее в осадках озера [Гавшин, 1994; Булнаев, 2001]. Если предположить, что источником поступления урана является крупнозернистая фракция, то очевиден и нисходящий тренд в пелитовой фракции отложений разреза BDP-99.



*Рис. 18. Тренд нормализованных [McLennan, 2001] содержаний петрогенных элементов для отложений Академического хребта и Селенгино-Бугульдейской перемычки*



*Рис. 19. Тренд нормализованных [McLennan, 2001] содержаний микроэлементов для отложений Академического хребта и Селенгино-Бугульдейской перемычки*



## **Выводы:**

1. В обрамлении озера Байкал представлены как ассоциации пород Сибирского кратона (палеоархея), так и складчатых поясов Палеоазиатского океана – метаморфических, вулканических и интрузивных комплексов разных геодинамических обстановок и возраста (от протерозоя до мезозоя).
2. При формировании впадины и Байкальской рифтовой системы происходило разрушение ранее сформированных разнообразных магматических, метаморфических и осадочных комплексов, появление фракций разной размерности, их перемещение с формированием осадков в различных частях бассейна.
3. Составы отложений подводных перемычек Байкала несут в себе информацию о преимущественно гранитных источниках сноса, в том числе монзонит-сиенитовых гранитоидных комплексах Забайкалья.
4. При определении источников сноса терригенного вещества на подводные перемычки Байкала следует учитывать усреднение составов отложений вплоть до основного при выщелачивании на водосборной площади в плиоцене. При этом в условиях спокойной седиментационной обстановки подводные поднятия аккумулируют преимущественно тонкую переработанную на водосборной площади фракцию. С другой стороны при изменении условий осадконакопления в плейстоцене следует поступление обломочных пород преимущественно среднего состава.
5. Состав отложений Академического хребта демонстрирует сходство с породами шарыжалгайского метаморфического и гранитного комплексов, тем самым, демонстрируя зависимость от пород древнего фундамента платформы, проявленных в Байкальской рифтовой зоне.
6. Элементный состав отложений обоих разрезов демонстрирует чрезвычайную близость друг другу, при этом основные источники поступления терригенного вещества остаются неизменными как в исследуемом диапазоне возрастов 4–0,01 млн. лет, так и при изменении климатических условий в это время.

## ГЛАВА 3

# ЛИТОХИМИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ ПОСТУПЛЕНИЯ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА В БАССЕЙН СЕДИМЕНТАЦИИ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТЕПЕНИ ВЫВЕТРИВАНИЯ МАТЕРИНСКИХ ПОРОД

Методические приемы для реконструкций состава осадочных пород, степени их переработки и химического выветривания изложены в работах [Мигдисов, 1960; Юдович, Кетрис, 1981, 2000, 2008, 2011; Петтиджон, 1976, 1981; Bhatia, 1983, 1986; Herron, 1988; Nesbitt, Young, 1982, 1989].

Донные отложения озера Байкал отличаются крайне низкой степенью литификации. В осадках озера фиксируются процессы раннего диагенеза, не оказывающие значительного влияния на распределение породообразующих элементов [Гвоздков, 1998]. В связи с этим можно предположить, что макроэлементный состав осадков не подвергся существенным изменениям и в полной мере несет информацию о составе исходных источников.

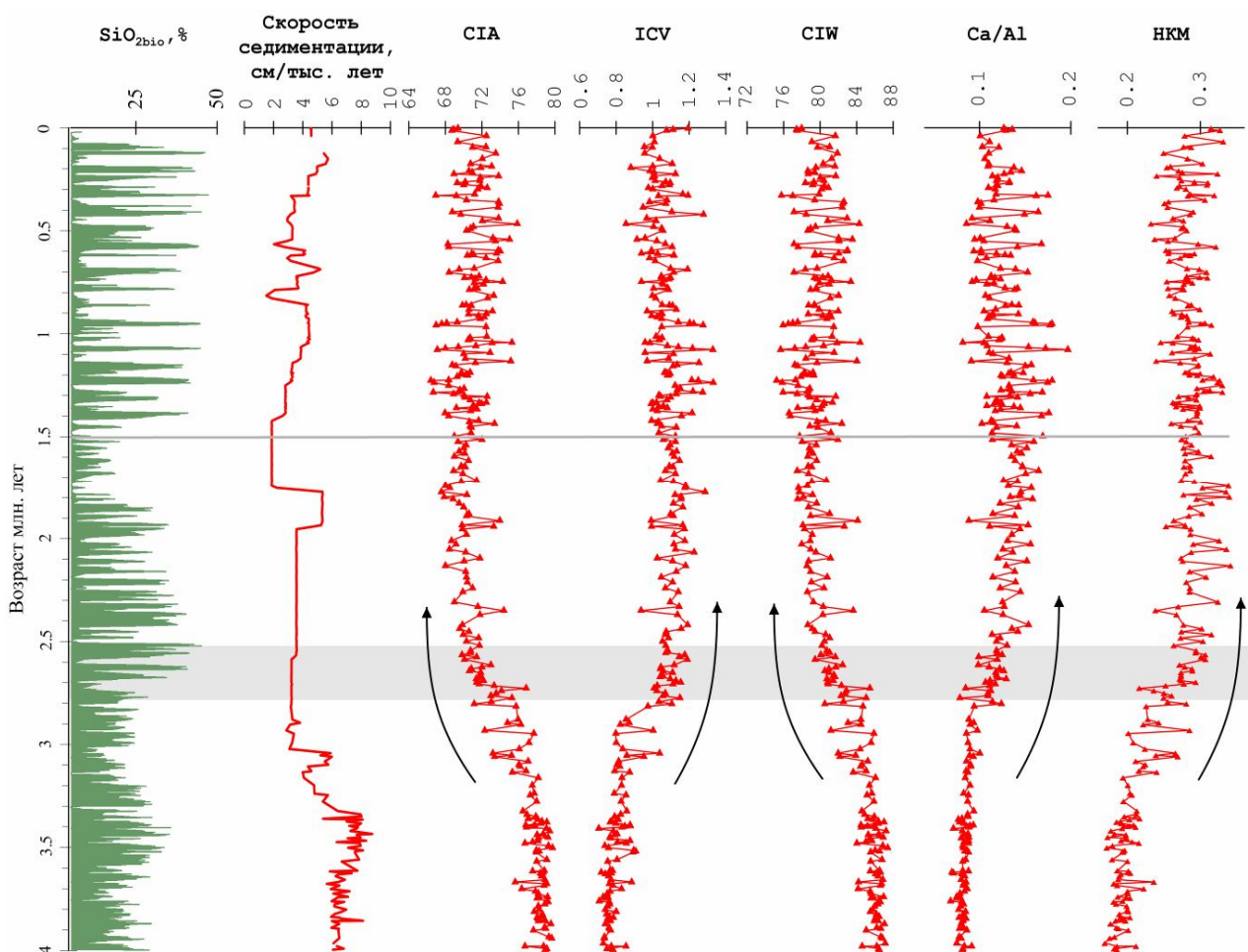
Одним из основных способов исследования терригенных отложений, позволяющий восстанавливать петрогенетический характер источников сноса и реконструировать геодинамические особенности обстановок накопления, является система петрохимических модулей и индексов. Данный подход может быть использован при исследовании рыхлых несцементированных отложений. [Маслов, 2005].

### 3.1. Детализация литохимических модулей в донных отложениях

#### Академического хребта озера Байкал

**Индекс химического выветривания CIA**  
( $100 * Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO)$ ) [Nesbitt, Young, 1982] используется для реконструкции климатических обстановок накопления осадочных пород в области размыва, а также оценки объемов переноса выветрелых разностей пород в бассейн седиментации. В плиоцен-плейстоценовых донных осадках

Академического хребта (скважина BDP-98) значения индекса варьируют от 69,8 до 80,3 в верхнем плиоцене и от 66,3 до 75,3 в плейстоцене (рис. 20). Поскольку границей разграничения аридных и гумидных разностей пород по индексу CIA является значение 70 [Маслов, 1998], наиболее интересным, с точки зрения палеореконструкций, является интервал, отвечающий плейстоцену.



**Рис. 20.** Литохимические индексы (CIA, ICV, CIW), отражающие процессы выветривания и модули (Ca/Al, НКМ) применительно к возрастному диапазону до 4 млн. лет, с учетом концентраций биогенного кремнезема ( $SiO_{2bio}$ ) и скорости седиментации.

Условные обозначения: стрелками – направления трендов, серым цветом – интервалы 2,8–2,5 и 1,5 млн. лет. Академический хребет (разрез BDP-98)

В таблице 3 ниже приведены контрастные минимальные и максимальные значения индекса CIA различных теплых и холодных стадий плейстоцена.

Таблица 3. Наиболее и наименее контрастные значения индекса CIA для климатических стадий (MIS) разреза BDP-98. Верхний плиоцен – плейстоцен.

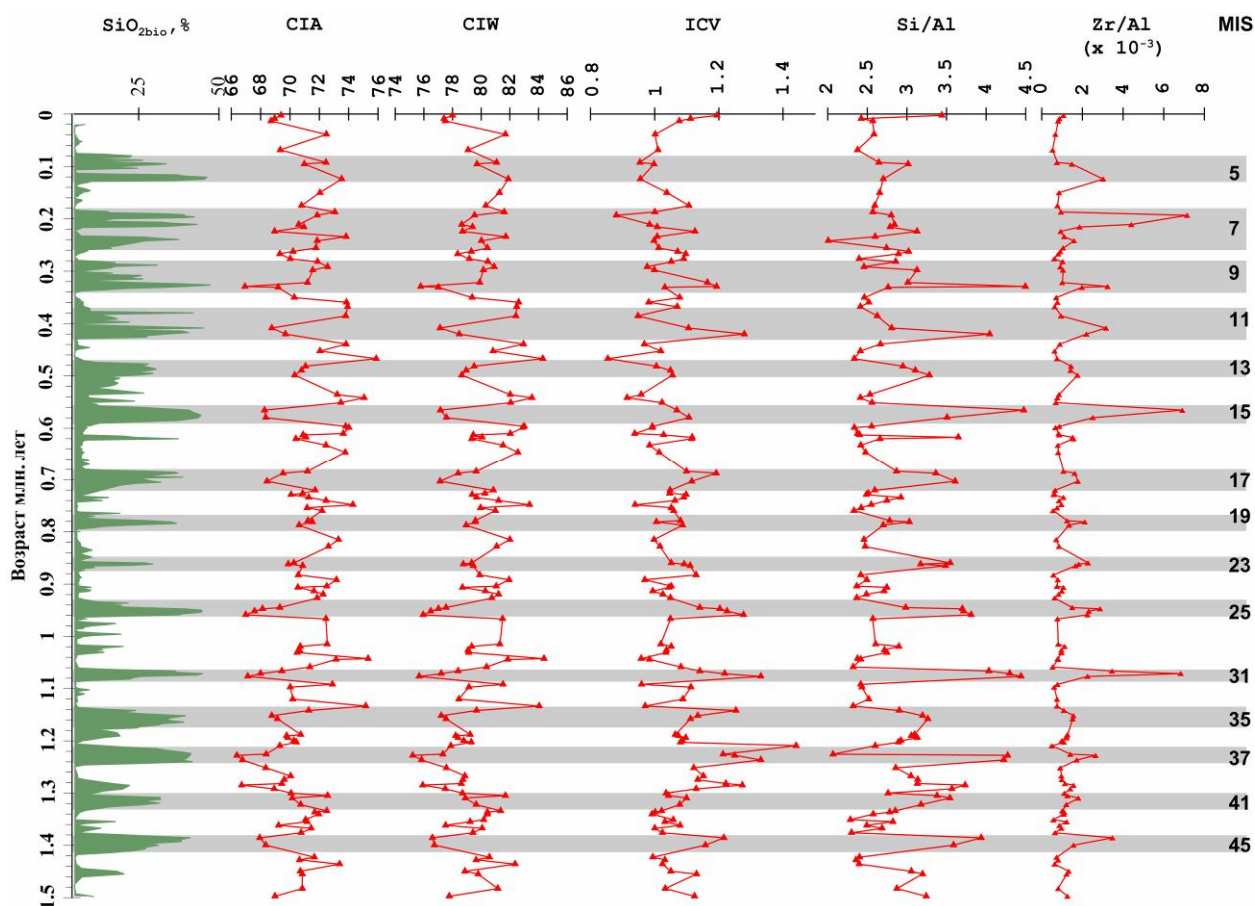
Возраст, млн. лет	CIA min.	SiO <sub>2</sub> Biо, %	Стадия	Возраст, млн. лет	CIA max.	SiO <sub>2</sub> Biо, %	Стадия
0,32	66,93	39,14	MIS 9	0,12	73,52	42,22	MIS 5
0,95	67,59	44,81	MIS 25	0,23	73,81	20,51	MIS 7
0,95	66,99	37,69	MIS 25	0,36	73,93	8,12	MIS 10
1,07	67,12	25,73	MIS 31	0,43	73,83	5,8	MIS 12
1,22	66,39	40,94	MIS 37	0,54	75,04	9,4	MIS 14
1,23	66,75	38,49	MIS 37	0,59	74,02	8,93	MIS 16
1,28	66,69	21,35	MIS 41	0,74	74,29	5,81	Неопред.
1,38	67,94	41	MIS 45	1,04	75,31	5,4	Неопред.
1,77	67,55	5,06	Неопред.	1,91	73,94	5,3	Неопред.
1,79	67,86	5,6	Неопред.	2,34	74,41	8,82	Неопред.
2,13	67,99	6,08	Неопред.				

Согласно литературным данным [Long Cont. Rec..., 2003] для выяснения причин изменения состава осадков были подсчитаны средние составы проб, отвечающие выявленным на тот момент периодам потеплений и похолоданий до возрастной границы 2,5 млн. лет. Таким способом удалось выявить ряд закономерностей вариаций составов породообразующих элементов и проследить их связь с различным характером выветривания в ледниковые и межледниковые периоды. Установлено, что в ледниковые периоды происходил рост содержаний практически всех породообразующих элементов. Это было связано с преобладанием процессов физического выветривания. Также было установлено, что процессы химического выветривания в плиоцене были более отчетливыми, в то время как в плейстоцене более отчетливо фиксируются процессы физического выветривания. Это подтверждается более низкими значениями Mg, Ca, Na и K в плиоцене, причем амплитуды пиковых значений этих элементов в теплых и холодных интервалах плиоцена менее значительны, чем в осадках плейстоцена, что свидетельствует о более теплом климате Северного

Полушария и планеты в целом в плиоцене [Кузьмин и др, 2001, 2014]. Главная роль в транспортировке петрогенных компонентов в водосборный бассейн озера Байкал отводилась ледникам, обрамляющим котловину Байкала в плейстоцене, и процессам измельчения коренных пород до состояния «ледникового молока» с последующим осаждением в водоем. Сегодня с получением новых данных по детализации геохимической записи верхнего плиоцена – плейстоцена озерной системы, существующие представления о формировании осадочной толщи водоема и процессах выветривания в регионе можно в значительной мере расширить.

На рисунке 21 продемонстрировано соотношение индексов отражающих степень химического разложения терригенного материала отложений Академического хребта (CIA, CIW, ICV) и отношений (Si/Al, Zr/Al) отражающих изменение в характере поступления тонкой и тонозернистой фракций применительно к полному набору ледниковых и межледниковых периодов в возрастном интервале 1,5–0,01 млн. лет. Данный интервал характеризуется наиболее четко выраженными 46 «теплыми» и «холодными» стадиями, зафиксированными в международной хроностратиграфической шкале [International Commission on Stratigraphy].

Исходя из вариаций тренда индекса CIA, прослеживается четкая взаимосвязь изменения уровня интенсивности поступления тонкой подвергшейся химическому разложению фракции при чередовании ледниковых и межледниковых периодов. В донных отложениях озера Байкал в интервалах соответствующих ледниковым периодам в диапазоне возрастов 1,5–0,3 млн. лет зафиксирован рост тренда индекса CIA по отношению к межледниковым интервалам. В интервале возрастов 0,3–0,01 млн. лет наблюдается обратная динамика – тренд CIA демонстрирует рост в межледниковых интервалах по отношению к ледниковым периодам (рис. 21).



*Рис. 21. Литохимические индексы и модули применительно к возрастному интервалу 1,5–0,01 млн. лет, с учетом корреляции климатической модели по биогенному кремнезему ( $\text{SiO}_2_{\text{bio}}$ ) и морских изотопных стадий (MIS). Академический хребт (разрез BDP-98).*

**Химический индекс выветривания (CIW)  $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})] \cdot 100$  [Fedo, 1995].** В связи с тем, что величина индекса возрастает с ростом степени разложения исходных пород, возможной становится оценка степени выветрелости материала водосборной площади. В осадках Академического хребта озера Байкал (рис 20, 21) индекс CIW во многом повторяет тренд CIA как в верхнем плиоцене, так и в горизонтах плейстоцена. Величина индекса в плиоцене варьирует от 79,4 до 85,3 единиц и, тем самым, демонстрирует хорошую переработку материала на водосборной площади. Однако в дальнейшем степень разложения исходных пород снижается вместе с изменениями климатических условий раннего плейстоцена. Общее похолодание климата привело к поступлению менее

химически разложенных разностей осадочных пород. В числовом выражении индекс CIW варьирует в пределах 77,5–83,6 единиц. Самый низкий уровень химического разложения донных осадков демонстрируют теплые стадии плейстоцена в интервале возрастов 1,5–0,01 млн. лет, в числовом выражении самое низкое значение 75,2 и 75,7 (MIS 25 и MIS 11 соответственно). Разнонаправленную динамику тренда CIW демонстрируют стадии MIS 5, MIS 7, MIS 9, MIS 11, что, по-видимому, связано со структурой стадий, включающих в себя ряд подстадий со значительными вариациями по биогенному кремнезему. В холодных стадиях плейстоцена доминируют разности осадочных пород претерпевшие значительное химическое разложение с индексом CIW достигающим: 84,4; 84,3; 83,5; 84,2 в стадиях MIS 34(?), MIS 30(?), MIS 14, MIS 12 соответственно.

**Индекс зрелости осадков (ICV) [Сох, 1995]**  
 $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2) / \text{Al}_2\text{O}_3$  отражает степень зрелости исходных пород и поступление тонкой алюмосиликокластики в бассейн седиментации.

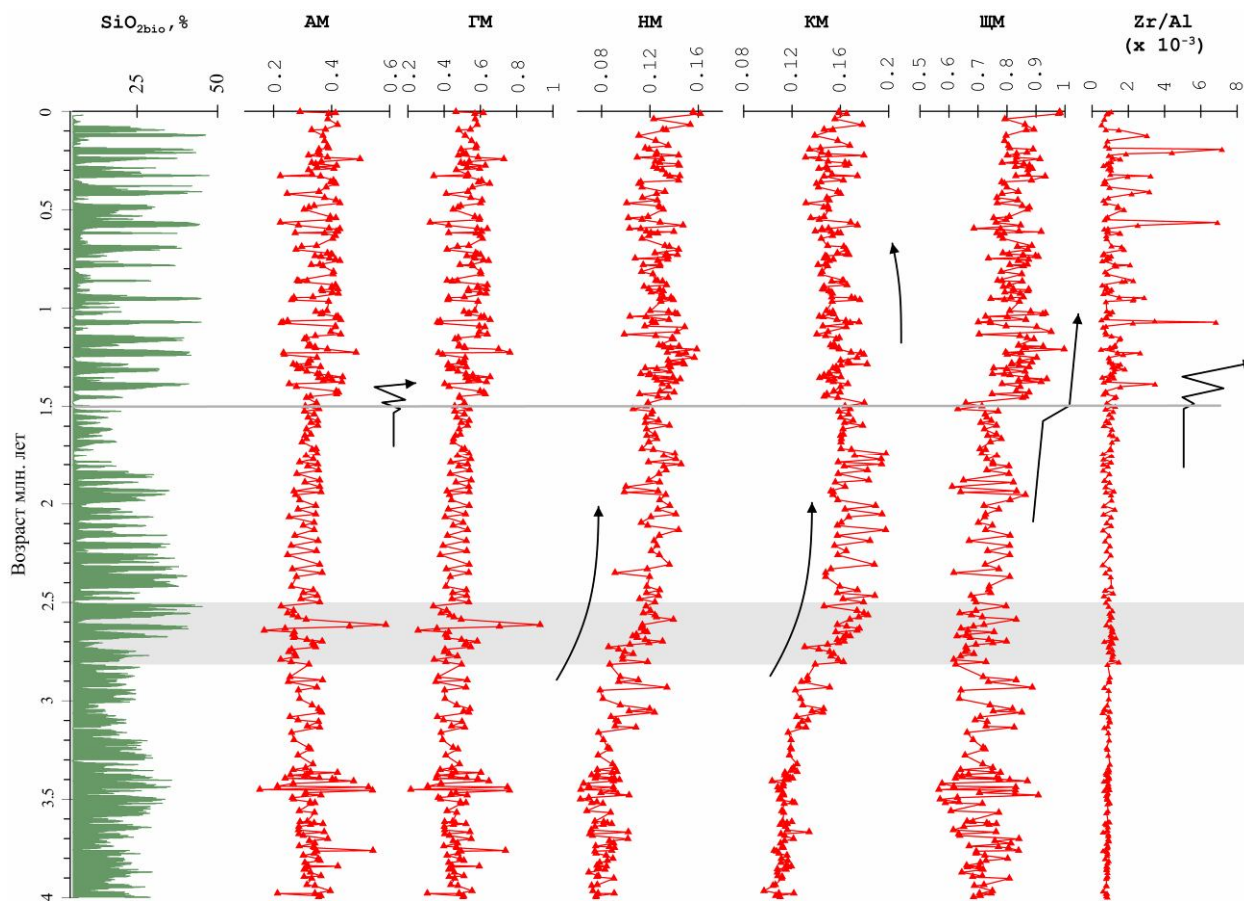
Исходя из тренда ICV в донных отложениях Академического хребта озера Байкал (рис. 20), можно выделить три этапа поведения индекса: 4–3 млн. лет назад тренд варьирует в пределах 0,95–0,70 единиц, демонстрируя наличие достаточно зрелых глинистых пород с достаточным количеством глинистых минералов. Далее тренд ICV имеет тенденцию к росту и в интервале 2,8–2,5 млн. лет возрастает до 1,18 единиц, демонстрируя снижение объемов глинистых минералов в интервале и, тем самым, поступление менее зрелых разностей пород. Следующим этапом в изменении тренда ICV является интервал 1,5–0,01 млн. лет (рис. 21). Здесь очевидным являются четко выверенные изменения зрелости составов на этапах ледниковье/межледниковье. Поскольку условной границей разделения более зрелых и менее зрелых глинистых пород является значение 1, то ледниковые стадии, как правило, демонстрируют большую зрелость составов отложений, с пиковыми значениями 0,85–1, в то время как теплые стадии демонстрируют

менее зрелые разности пород с пиковыми значениями от 1 до 1,4 единиц. Подобная тенденция начинает нарушаться в 8-ой стадии (MIS 8), когда с ростом тренда IСV в короткие ледниковые стадии верхнего плейстоцена начинают поступать менее зрелые разности осадочного материала. Такая тенденция сохраняется вплоть до голоцена.

Интерпретация поведения индекса IСV приводит к выводу, что начальный этап изменения зрелости, поступающей в бассейн седиментации тонкой алюмосиликоккластики (3,1–2,8 млн. лет), связан с началом процесса похолодания, фиксируемом в этом возрастном интервале [Гладенков, 1978; Никифорова, 1989; Волкова, Баранова, 1980; Ding, 2000]. В дальнейшем, с наступлением первого сильного похолодания на рубеже 2,8 млн. лет, тренд индекса IСV демонстрирует достаточно последовательную реакцию на изменения климата Земли, варьируя в пределах от 0,85 до 1,4 единиц в зависимости от длительности и структуры стадии.

Для дополнения картины вариаций химических индексов можно выделить ряд модулей и отношений, синхронно реагирующих на изменения условий седиментации на водосборной площади. К таким можно отнести: натриевый модуль (НМ), калиевый модуль (КМ), общую нормативную щелочность (НКМ) и отношение Ca/Al. Нужно учитывать, что все модули и отношения, имеющие полную корреляцию или антикорреляцию с индексом CIA, в той или иной степени отражают процессы выветривания и относительную зрелость осадочных пород на водосборной площади (рис. 20, 21, 22, 23).





**Рис. 22.** Литохимические модули применительно к возрастному диапазону до 4 млн. лет. Условные обозначения: стрелками – направления трендов, серым цветом – интервалы 2,8–2,5 и 1,5 млн. лет. Академический хребет (разрез BDP-98)

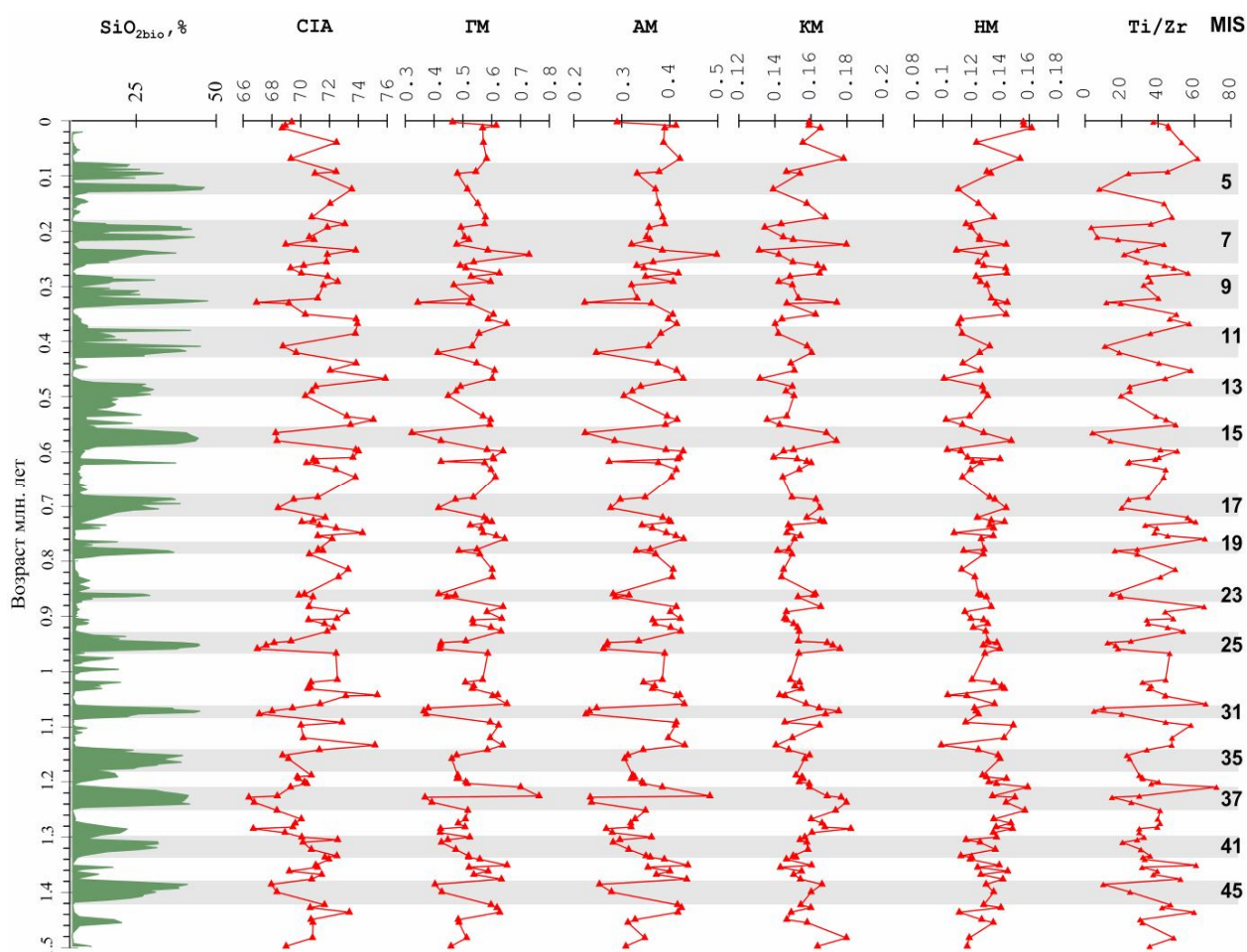
### **Общая нормативная щелочность (НКМ) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ .**

Сущность данного модуля заключается в расчете стандартной смеси гидрослюд и полевых шпатов для интерпретации отклонений трендов в ту или иную сторону [Юдович, 1981]. Повышение значений модуля, как правило, возникает при увеличении концентраций полевых шпатов в породе и присутствии малоглиноземистых силикатов.

Донные отложения Академического хребта озера Байкал экспонируются в 2 поля (рис. 20, 21).

В возрастном интервале 4–3,2 млн. лет – преимущественно гипощелочные разности пород (значения модуля варьируют в диапазоне 1,6–2,1 единиц); 3,2–0,01 млн. лет – нормально-щелочные (0,21–0,33 единиц). Поскольку одно из основных предназначений данного модуля – диагностика

примеси вулканогенного материала в породе, можно утверждать, что повышенных концентраций щелочных разностей пород на пике ледниковья и межледниковья не выявлено. Таким образом, влияние вулканогенного материала и возможных вулканических событий при подобной детализации осадочной записи верхнего плиоцена – плейстоцена не прослеживается. Поскольку вулканические события, как правило, имеют кратковременный характер, для выявления изменений в макро- и микроэлементном составе осадков необходима большая детализация при возрастной корреляции с описанными ранее вулканическими событиями региона.



**Рис. 23.** Литохимические индексы и модули применительно к возрастному интервалу 1,5–0,01 млн. лет. Академический хребет (разрез BDP-98)

### **Натриевый модуль (НМ) $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$**

Натриевый модуль отображает процессы химического выветривания и выщелачивания осадочного материала. Чем меньше величина НМ, тем меньше плагиоклазов поступало в область седиментации из питающей провинции [Маслов, 2006]. Исходя из значений модуля (0,06–0,16 единиц), Байкальские осадки Академического хребта классифицируются в поле обычных терригенных отложений (рис. 22, 23). При этом рост поступления плагиоклазов подобно щелочному модулю фиксируется в верхней части разреза 1,5–0,1 млн. лет.

### **Калиевый модуль (КМ) $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$**

Калиевый модуль несет информацию о распределении калия и алюминия среди породообразующих минералов. С учетом того, что для мусковита и ортоклаза соотношение КМ составляют 0,31 и 0,92, соответственно, можно считать, что осадки Академического хребта озера Байкал сложены гидрослюдисто-хлоритовыми разностями с примесью плагиоклазов. Для оценки привноса натриевого плагиоклаза, совместно с натриевым и калиевым модулями (НМ, КМ), принято использовать **щелочной модуль (ЩМ)  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$** . Таким образом, осадочную толщу Академического хребта озера Байкал можно условно разделить на 2 этапа (рис. 22, 23): 4–1,5 млн. лет и 1,5–0,01 млн. лет. Именно на границе 1,5 млн. лет фиксируется глубокий сдвиг в сторону резкого увеличения поступления породообразующих минералов, по сравнению с предшествующим возрастным интервалом, возрастая в числовом выражении с 0,5–0,8 до 0,8–1. Таким образом, в интервале 1,5–0,1 млн. лет фиксируется деятельность ледников, отображая увеличение поступления большего количества натриевых плагиоклазов, калиевых полевых шпатов и слюд в бассейн седиментации при процессах экзарации и переноса тальми ледниковыми водами (ледниковым молоком) тонкозернистого материала (ледниковый детрит). Ледовым разносом и суспензионными потоками подобный материал может переноситься на значительные расстояния [Карабанов, 1999].

### **Гидролизатный модуль (ГМ) $Al_2O_3+TiO_2+Fe_2O_3+FeO+MnO/SiO_2$**

Гидролизатный модуль позволяет разделить породы, содержащие продукты гидролиза (каолинит, оксиды алюминия, железа, марганца), от пород, в которых преобладает кремнезем. Поэтому, чем выше значения модуля, тем более выветрелые разности поступали из областей сноса, и тем выше зрелость осадочных пород. Донные отложения Академического хребта озера Байкал экспонируются в 2 поля (рис. 22, 23): в поле глинистых пород (диапазон значений 0,3–0,5 единиц) и поле гидролизатных глинистых пород (диапазон значений 0,5–0,7 единиц). При детализации тренда модуля в интервале 1,5–0,01 млн. лет можно оценить поведение ГМ на этапах ледниковье/межледниковье. Ледниковые интервалы характеризуются гидролизатными разностями пород, тем самым, демонстрируя более выветрелые осадки, содержащие каолинит и, возможно, свободные оксиды алюминия, железа и марганца. Межледниковье характеризуется простыми глинистыми породами с менее разложенной компонентой.

### **Алюмокремниевый модуль (АМ) $Al_2O_3/SiO_2$**

Алюмокремниевый модуль, как правило, дублирует гидролизатный и указывает на степень выветривания пород. В донных отложениях Академического хребта озера Байкал наблюдается абсолютная корреляция между модулями АМ и ГМ (рис. 22, 23). Величины обоих модулей имеют достаточно высокие значения, что, возможно, свидетельствует об отсутствии в породах чуждых примесей, в частности, железистого вулканогенного материала. Сходным образом, как и в ГМ, донные отложения классифицируются в 2 поля: глинистых пород (значения 0,22–0,35 единиц) и глинистых пород, испытавших значительное влияние процессов гидролиза (более 0,35 единиц). При детализации тренда модуля в интервале 1,5–0,01 млн. лет, так же, как и в модуле ГМ, можно оценить поведение АМ на этапах ледниковье/межледниковье. Ледниковые интервалы характеризуются более гидролизатными разностями пород, тем самым, демонстрируя поступление материала, сформированного за счет разрушения кор выветривания.

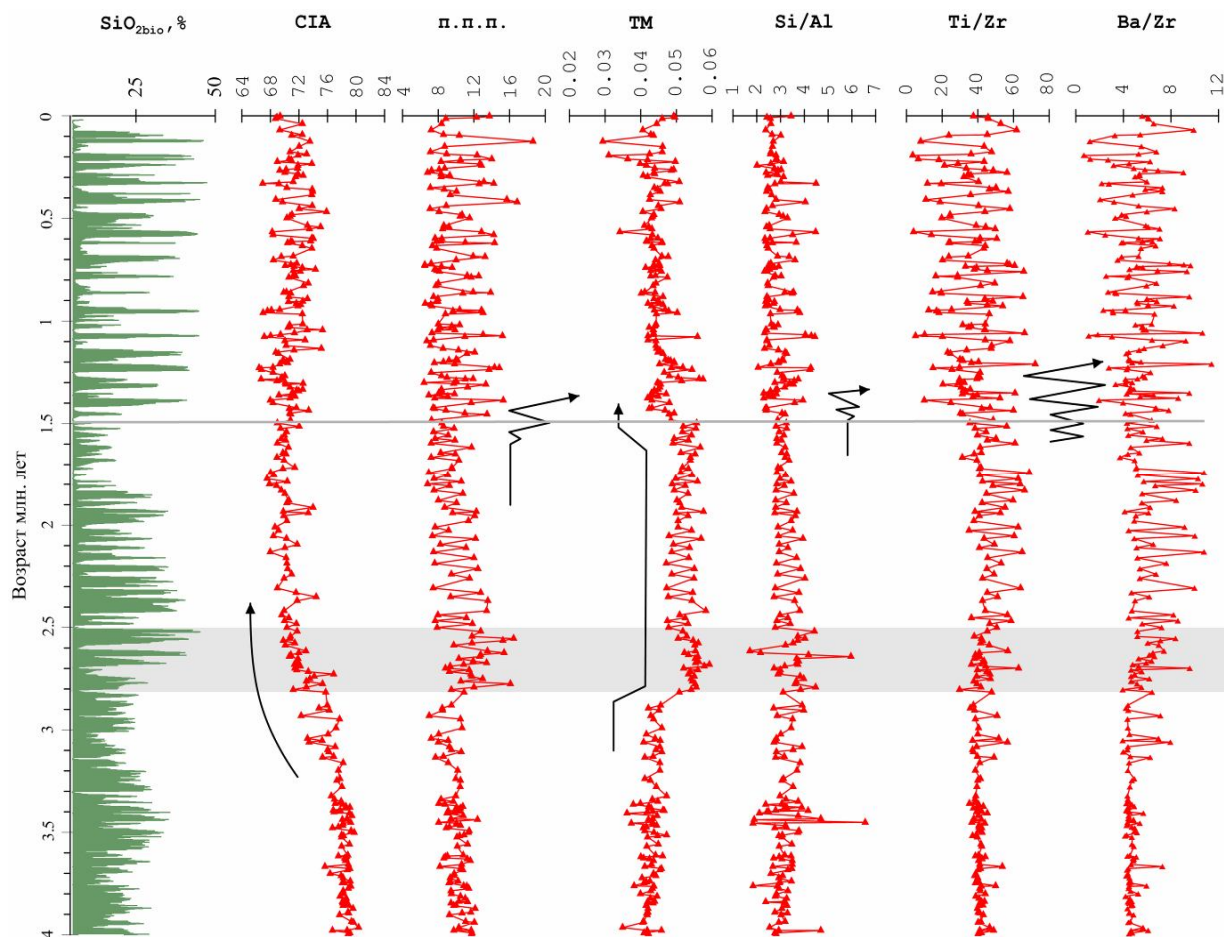
Межледниковье характеризуется простыми глинистыми породами с менее переработанной компонентой.

### **Титановый модуль (ТМ) $TiO_2/Al_2O_3$ [Мигдисов, 1960]**

В основе данного модуля лежит тенденция механической сортировки кластического материала, основанной на устойчивости титансодержащих минералов к процессам выветривания, и последующего накопления в грубых фракциях кор выветривания, в то время как алюминий теряется в процессе разложения силикатных минералов.

В донных отложениях Академического хребта озера Байкал поведение тренда ТМ можно разделить на 3 этапа: 4–2,8 млн. лет (0,034–0,047 единиц); 2,8–1,5 млн. лет (0,045–0,059 единиц); 1,5–0,01 млн. лет (0,029–0,056 единиц) (рис. 24).

Таким образом, глубокий сдвиг в сторону увеличения тренда ТМ в интервале 2,8–1,5 млн. лет свидетельствует о привносе более грубозернистой фракции осадков, что подтверждается полуколичественными определениями размерности частиц. Механизмом переноса грубозернистой фракции мог служить как эоловый перенос, так и ледовый разнос.



*Рис. 24. Литохимические модули применительно к возрастному диапазону до 4 млн. лет. Дополнительно потери при прокаливании (ППП). Академический хребет (разрез BDP-98)*

**Отношение  $Ti/Zr$**  является индикатором дальности переноса кластики (Интерпрет. геохим. данных, 2001; Маслов, 2005). Данный параметр отражает лучшую сохранность цирконов по отношению к  $Ti$ -содержащим минералам при транспортировке или переотложении кластики. В отложениях Академического хребта озера Байкал для отношений  $Ti/Zr$ ,  $Ba/Zr$  (реагирующих синхронно) выделяется 3 этапа поведения: 4–2,7; 2,7–1,5 и 1,5–0,01 млн. лет (рис. 23, 24). Если для интервала 4–2,7 млн. лет характерна весьма слабая раскачка тренда, то для интервала 2,7–1,5 млн. лет характерно хаотичное увеличение амплитуды колебаний безотносительно к изменениям климатических параметров ( $SiO_{2bio}$ ). Это свидетельствует о поступлении зернистой  $Ti$ -содержащей компоненты при изменении тектонических условий и способов переноса материала в целом. В интервале 1,5–0,01 млн. лет наблюдается резкое увеличение отношений  $Ti/Zr$ ,  $Ba/Zr$  в ледниковые

периоды и резкое снижение в межледниковые интервалы. Это свидетельствует об увеличении прямого поступления продуктов физической эрозии с ледниковым детритом в конечный водоем стока по сравнению с интервалами, характеризующими межледниковье, где транспортировка материала предполагает вызревание на водосборной площади и тем самым свидетельствует о переотложении.

### **3.2. Интерпретация данных литохимических модулей**

Формирование осадочного выполнения озера Байкал в плиоцене происходило в достаточно спокойной седиментационной обстановке. Осадочная толща в это время формировалась в условиях, близких к гумидным. Незначительные по своей глубине и амплитуде климатические стадии не приводили к значительным изменениям в характере седиментации. Данный интервал характеризуется наличием достаточно зрелых и переработанных разностей пород. Это подтверждается модулями и индексами, отвечающими за динамику изменения зрелости осадков и процессов выветривания на водосборной площади.

Дальнейшее изменение климатических условий связано с изменением орбитальных параметров [Imbrie, 1984]. В интервале 2,8–2,5 млн. лет с появлением первых глубоких похолоданий произошло достаточно резкое снижение поступления зрелой переработанной на водосборной площади компоненты, что подтверждается индексами, модулями и отношениями CIA, CIW, ICV, NM, KM, НКМ, Ca/Al (рис. 20, 22, 25).

В интервале 2,5–1,5 млн. лет отмечается поступление более грубозернистой кластической компоненты, фиксируемой как модулями и отношениями (TM, Ti/Zr, Ba/Zr), так и гранулометрическим составом осадков. Данный интервал характеризуется достаточно глубокими климатическими стадиями, однако, длительность и амплитуда этих стадий не были столь протяженными, как в возрастном интервале 1,5–0,01 млн. лет. Литохимические индикаторы, модули и отношения (CIA, CIW, ICV, NM,

КМ, НКМ, Ca/Al, Zr/Al) в данном интервале возрастов демонстрируют разнонаправленную динамику при переходе от потеплений к похолоданиям. Интервал 1,5–0,01 млн. лет характеризуется наличием глубоких и продолжительных климатических стадий. Согласно анализу индексов и индикаторов выветривания, зрелости осадков (CIA, CIW, ICV, GM), ледниковые стадии интервала 1,5–0,3 млн. лет характеризуются поступлением более химически разложенных разностей осадочных пород по сравнению с межледниковыми интервалами. В тот же самый момент модули НМ, КМ, ЩМ демонстрируют поступление большего количества породообразующих минералов (Na-плагиоклазов, полевых шпатов, слюд) в интервале 1,5–0,01 млн. лет по отношению к предыдущим возрастным интервалам.

При сравнении геохимических особенностей формирования осадочной толщи озера Байкал с глобальными факторами предоставляется возможность реконструкции событий, отражающих региональный и континентальный процесс изменения геологических условий в зависимости от изменения природной среды и климата.

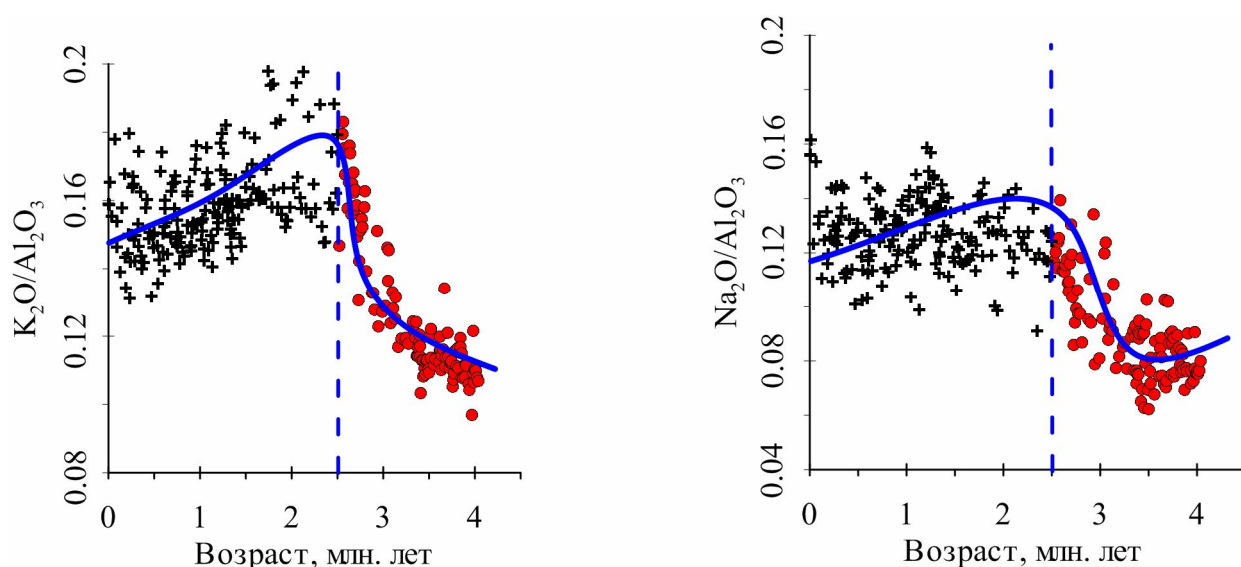
В интервале возрастов 2,8–2,5 млн лет произошли необратимые изменения в климате Земли, которые привели к тому, что климатический статус Северного Полушария изменился с межледникового на ледниковый. С этого времени значительно увеличились объемы льда в Гренландии [Shackleton, 1990, 1995; Clark, 1999], а в северных широтах Атлантического и Тихого океанов появились айсберги [Jansen, Sjolholm, 1991; Berger, Jansen, 1994; Rea, Basov, 1995; Maslin, 1995]. Все похолодания, обусловленные изменением орбитальных параметров Земли, до этого являвшиеся просто глубокими похолоданиями, стали переходить в оледенения в Северной Америке и Евразии [Jansen, Sjolholm, 1991; Shackleton, 1990, 1995]. В целом общее похолодание, имевшее место в интервале 2,8–2,5 млн. лет назад, совпало со временем окончательного оформления Тибетского плато в его современном виде и с образованием многочисленных горных цепей в



Центральной Азии. Совокупный размер области новейшего горообразования в Центральной и Южной Азии составил более 9 млн. км<sup>2</sup> [Кузьмин, Ярмолюк, 2006]. В Северном Полушарии наступила эпоха оледенений. Причины этих значительных изменений климата Земли ясны не до конца и связываются как с общим трендом похолодания, так и с тектоническими причинами – подъемом Гималаев, Тибета и Кордильер [Ruddiman, Raymo, 1997, 1998]. Изменение атмосферной циркуляции в Азии и Северной Америке, связанное с закрытием панамского перешейка и являющееся, по мнению многих исследователей, одним из существенных толчков к изменению климата полушария, в это время было опровергнуто исследованиями [Montes, 2015], передвинувшими это событие на средний миоцен. Наступление ледниковой эпохи на рубеже 2,7 млн. лет назад отчетливо фиксируется в записях из Центральной Азии и Сибири [Гладенков, 1978; Никифорова, 1989; Волкова, Баранова, 1980; Coleman, Hodges, 1995; Ding, 2000]. Следы этого выделяются и в Байкальской осадочной записи [Коллектив, 1998]. Изучив первый детальный и продолжительный разрез скважины ВDP-96, в Байкальском регионе были зафиксированы первые следы похолодания, начиная с 3,1 млн. лет назад, а на рубеже 2,8 млн. лет зафиксировано первое оледенение Байкальских хребтов [Карабанов, 2000; Demske, 2002], которое является первым хорошо датированным оледенением Сибири. Однако это оледенение было не единственным. Новые записи фиксируют несколько волн оледенений, сменяющихся потеплениями [Prokopenko, 2006, 2010].

Анализ индексов выветривания и зрелости осадочного материала (CIA, CIW, ICV) в интервале 2,8–2,5 млн. лет подтверждает общепринятую интерпретацию событий позднего плиоцена и характеризуется резким снижением поступления химически переработанной на водосборной площади компоненты, что также подтверждается модулями и отношениями NM, KM, HKM, Ca/Al. В свою очередь, это согласуется с геохимическими данными, полученными ранее [Кузьмин и др., 2001, 2006; Long Cont. Res...,

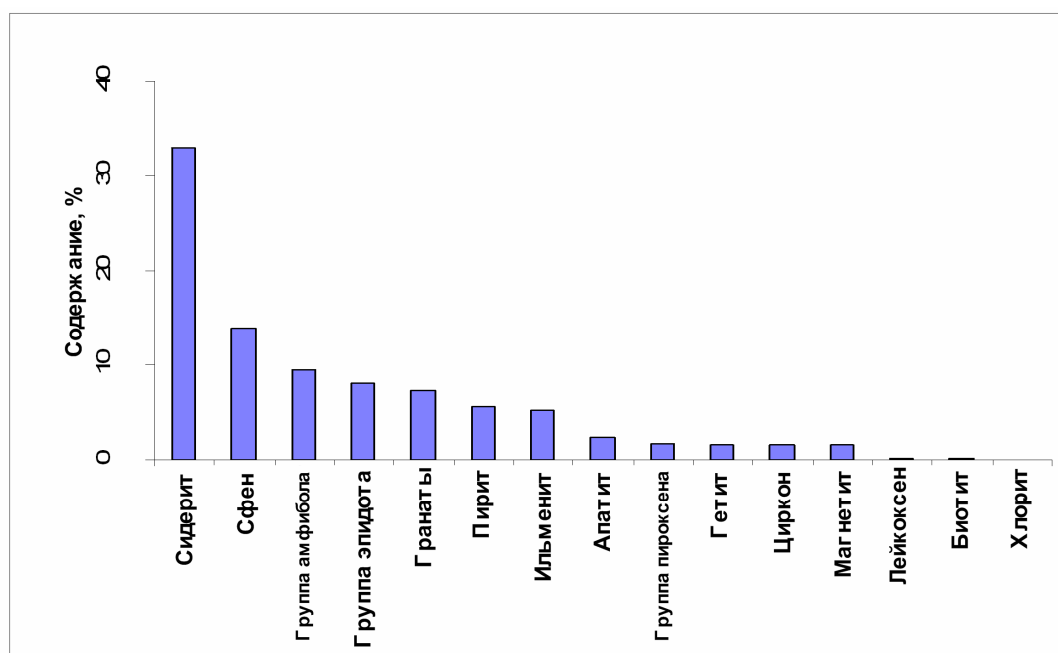
2003]. Так, диаграмма модулей КМ и НМ для разреза BDP-98 демонстрирует установленную ранее тенденцию для разреза BDP-96 и отображает изменение условий седиментации при смене климатического статуса и переходе к эпохе оледенений, демонстрируя поступление большего количества продуктов физической эрозии в плейстоцене по отношению к более ранним плиоценовым разностям (рис. 25).



**Рис. 25.** Величина отношений  $K_2O/Al_2O_3$  и  $Na_2O/Al_2O_3$  (КМ, НМ) в интервале 0–170 метров для скважины BDP-98 с учетом возрастных параметров разреза, по аналогии с BDP-96 [Long Cont. Rec..., 2003]

Очевидным является и вклад регионального тектогенеза, отражение которого фиксируется в осадочных разрезах BDP-96, 98 и совпадает по времени с глобальным процессом, фиксирующим общее похолодание климата на Земле [Коллектив, 2000; Antipin et al., 2001; Ярмолук, Кузьмин, 2006]. В донных отложениях Академического хребта (скважина BDP-98), согласно титановому модулю (ТМ), активная фаза тектогенеза в Байкальской горной области фиксируется с рубежа 2,815 млн. лет и совпадает по времени с началом колебаний климата (рис. 24). Верхняя граница активной фазы тектогенеза по тренду титанового модуля четко фиксируется на возрастной границе 1,5 млн. лет.

В целом в интервале 2,8–1,5 млн. лет отмечается поступление более грубозернистой кластической компоненты, фиксируемой как модулями и отношениями  $Ti$ ,  $Ti/Zr$ ,  $Ba/Zr$ , так и гранулометрическим составом осадков (рис. 2 а,б; 3 а). Рост концентраций титана отражает рост объемов обломочного материала, т.к. этот элемент переносится суспензионными потоками и весьма устойчив к диагенетическому процессу. Относительная устойчивость минералов титана к выветриванию оценена К. Оллиером [1987]. В тяжелой фракции осадков Академического хребта как в нижних горизонтах разреза BDP-98 (рис. 26), так и для приповерхностных разрезов [Вологина, Федотов, 2013], достаточно широко представлены сфен, ильменит, лейкоксен. Поскольку сохранность породообразующих минералов в донных отложениях весьма высока, минералы тяжелой фракции также демонстрируют устойчивость к выветриванию.



*Рис. 26. Усредненный минеральный состав тяжелой фракции для нижних горизонтов разреза BDP-98, определения под микроскопом*

Резкий и длительный процесс увеличения потоков титана в осадочные горизонты разреза является следствием тектогенеза в ближайшем горном окружении озера. Поступление обломочной компоненты в осадочный разрез

связано с денудацией и дальнейшим взаимодействием ледового разноса и эоловой транспортировки. В Байкальской горной области [Мац, 2001, 2012], выделяются 3 тектонические фазы, относящиеся к развитию рифтогенеза: **ольхонская** (~ 4–3 млн. лет), характеризующаяся поднятием плечей Байкальского рифта и внутририфтовых поднятий (Ольхонский и Святоносский блоки); **приморская** (~ 1,2–0,8 млн. лет), в которой продолжающийся рост сводового поднятия в области Приморского и Байкальского хребтов приводит к отклонению русла пра-Манзурки, по которой осуществляется сток вод Байкала в р. Лена и к разрыву этого канала стока, тем самым, фиксируя подъем уровня озера и, возможную, переориентацию стока через р. Иркут; **тыйская** (~ 200–150 тыс. лет), характеризующаяся образованием субвертикальных тектонических уступов, которые зафиксированы при геологических исследованиях подводного Академического хребта, в районе Листвянского залива и на склонах береговых поднятий. За это время окончательно сформировался современный тектонический рельеф, в том числе максимальные глубины Байкала (до 1637 м).

В литологическом отношении тектогенез проявляется формированием в прибрежных фациальных зонах вдоль западных склонов Байкальской впадины грубообломочных отложений верхнего плиоцена – плейстоцена, резко сменивших глинисто-песчано-алевритовые отложения миоцена – плиоцена, усилением процессов образования суспензионных потоков и оползней.

Поступление в донные отложения Академического хребта грубозернистой компоненты, очевидно, является отражением тектонических движений в ближайшем горном окружении Байкала. Согласно литературным данным Ольхонская и Приморская фазы тектогенеза имеют ряд общих характеристик, в частности, обе затрагивают различные этапы подъема и расчленения Приморского и Байкальского хребтов, которые происходили с различной скоростью и охватывали интервал ~ 3,6–1 млн. лет [Мац, 2001,

2010]. Поскольку в географическом отношении оба хребта вытянуты вдоль западного борта озера, а торцевое сочленение хребтов [Уфимцев, 1992] расположено вблизи дислокации подводного Академического хребта, тектонический сигнал обеих фаз не мог не находить свое отражение в Байкальской осадочной летописи. Рядом исследователей [Мац, 2010, 2011; Белов, Безрукова, 2006; Глобальные и региональные изменения климата, 2008] отмечено, что в интервале перехода 2,8–2,5 млн. лет, прежде всего, по климатическим параметрам ледники в Байкальской горной области могли иметь сугубо локальный характер, так как климат этого этапа, в целом, был теплее современного. Однако уже к следующему глобальному похолоданию (1,85–1,5 млн. лет), по мнению ряда авторов [Вильямс и др., 2001], очевидным становятся масштабные оледенения горных хребтов в обрамлении озера. Поскольку данные оценки основаны, в первую очередь, на биостратиграфических данных, представленные геохимические данные вносят существенную ясность в понимание динамики как терригенного, так и биогенного процесса в это время. Очевидно, что активный тектонический процесс, совпадающий своим началом и окончанием с крупными климатическими фазами, мог иметь существенное влияние на изменение видового состава водоема. Так, возросший поток терригенной взвеси во впадины Байкала сказался на питании моллюсков и других гидробионтов, приводя к вымиранию одних и вспышкам видообразования других [Ситникова, 2000; Sitnikova, 2007]. Таким образом, очевидным является активное расчленение рельефа и подъем свода Байкальского и Приморского хребтов в интервале возрастов 2,8–1,5 млн. лет, а также существенный вклад тектонического процесса в изменение видового разнообразия водоема в это время.

Возрастной интервал 2,8–1,5 млн. лет характеризуется глубокими климатическими стадиями, однако, длительность и амплитуда этих стадий не были столь протяженными, как в возрастном интервале 1,5–0,01 млн. лет. Рост амплитуды климатических стадий зафиксирован и в морской изотопной

шкале  $\delta^{18}\text{O}$ , демонстрируя амплитуду колебаний в интервале возрастов 2,6–1,5 млн. лет – от 4,2 до 3,3 ‰ и далее, фиксируя плавную раскочку тренда до значений от 5 до 3,1 ‰ в интервале от 1 млн. лет вплоть до голоцена [International Commission on Stratigraphy]. Таким образом, влияние регионального тектогенеза на изменение климата региона по петрохимическим данным практически не прослеживается, если не учитывать его влияние на видовой состав гидробионтов.

Причины кайнозойского рифтогенеза в Восточной Сибири следует искать во взаимодействии местных и удаленных геодинамических механизмов [Логачев, 2003]. Поиск ответа на активный тектонический процесс в Байкальской рифтовой зоне невозможен без внимания к главным элементам кайнозойской структуры Центральной Азии между Байкальским рифтом и Гималайским коллизийным фронтом. Здесь явно прослеживается отклик континентального эрозионного процесса на тектогенез в это время.

Рядом исследователей [Charreau, 2011; Wan, 2012], изучающим отложения и конусы выноса рек, ассоциированных с горными системами Тянь-Шаня и Тибета, отмечается существенный рост значений физической эрозии в интервале возрастов 2,5–1,7 млн. лет, связанной, в том числе с «дооформлением» горных систем Азии в это время. Так, для русла реки Куйтун, дренирующей Тянь-Шань и состоящей из мощных делювиальных наносов песка и гальки, слежавшихся в плотный и мощный конгломерат и, тем самым, сохранивший информацию об эрозионном процессе позднего кайнозоя, скорость потока возрастает с 1 до 2,5 мм в год. В тот же самый момент в конусах выноса рек, ассоциированных с Гималаями и Тибетским плато, такими как Меконг, Чжуцзян, Хуанхэ, Янцзы с позднего плиоцена происходит ослабление интенсивности химического выветривания, при этом наблюдался рост физической эрозии, обусловленной как орогенным фактором, так и сильными муссонными осадками. При этом происходит уменьшение концентраций атмосферного  $\text{CO}_2$  вносящее свой вклад в оледенение Северного полушария [Charreau, 2011; Wan, 2012].

Следует учитывать, что начало и завершение тектогенеза как в Байкальской горной области, так и Гималайском коллизионном фронте приходится на интервалы отвечающие существенным похолоданиям климата – 2,8–2,5 и 1,8–1,5 млн. лет. Отношения Ti/Zr, Ba/Zr и модуль ТМ демонстрируют слабый синхронный отклик (снижение амплитуды колебаний) на эти протяженные похолодания в интервалах 2,8–2,5 и 1,8–1,6 млн. лет (рис. 24). Поэтому тектоническую активизацию нельзя рассматривать в отрыве от изменения орбитальных параметров Земли при климатических реконструкциях. Совместное действие этих явлений [Maslin, 1998] и привело к существенному похолоданию климата Северного Полушария и переходу его к эпохе оледенений.

Для донных отложений озера Байкал первые попытки интерпретации геохимических и минералогических данных с тектонической позиции в интервале возрастов 2,9–2,5 млн. лет предприняты при изучении разреза BDP-96 [Müller, 2001]. Установлено, что данный интервал существовал в условиях тектонической активизации и это, возможно, связано с аналогичными процессами в Гималаях. Однако детализация исключительно интервала перехода к эпохе оледенений и отсутствие, на тот момент, новых данных [Chapreau, 2011; Wan, 2012], не позволило выделить четких границ начала и окончания активного тектонического процесса в это время.

Суммируя вышеизложенное, возникает вопрос об отображении Тыйской фазы тектогенеза в осадочной летописи озера Байкал. Поскольку данная фаза является самой молодой, и формировалась приблизительно 200 тыс. лет назад, незначительные пульсации ТМ могут обозначать тектонический процесс в это время. Здесь стоит учитывать рост скорости осадконакопления в этот же момент и изменение в характере климатических стадий, описанный далее. Таким образом, дальнейшая реконструкция тектонических процессов региона невозможна без комплексного подхода к изучению как донных, так и поверхностных отложений.

Интервал 1,5–0,01 млн. лет характеризуется наличием глубоких и продолжительных климатических стадий. Согласно анализу индексов выветривания и зрелости осадков (CIA, CIW, ICV), ледниковые стадии интервала 1,5–0,3 млн. лет характеризуются существенным поступлением более разложенных, подвергшихся химической переработке разностей пород, по отношению к межледниковым интервалам (рис. 21, 23). При поверхностном анализе подобной картины возникает закономерный вопрос: каким образом в осадках соответствующих ледниковым периодам проявляется более существенное химическое разложение исходных пород. Ответ лежит в плоскости понимания процессов, происходящих на водосборной площади в ледниковые периоды, и способов транспортировки терригенного материала в конечный бассейн седиментации – подводные структуры озера Байкал. Согласно исследованиям, проведенным предшественниками при изучении поверхностных разрезов Прибайкалья [Воробьева, 1987; Мац, 1982], среди плиоцен-плейстоценовых отложений Байкальской впадины выделяется несколько типов палеопочв, локализованных преимущественно на острове Ольхон. Ископаемые почвы выделяются в толще, фациально замещающих друг друга субаэральных и субаквальных отложений. Они расчленены на нижне-среднеплиоценовые, среднеплиоценовые, верхнеплиоценовые и эоплейстоценовые\*. В стратиграфическом отношении корреляционные связи между разрезами о. Ольхон и скважинами глубокого бурения Академического хребта были установлены О.М. Хлыстовым, В.Д. Мацем [2001]. В структуре эоплейстоценовых почв (1,8–0,7 млн. лет), вскрытых в Тагайской бухте, представлены ритмично-слоистые лессовидные суглинки, состоящие из 6 ритмов. Суглинки на 50 % и более сложены фракцией пыли (0,05–0,002 мм), которая в основном состоит из лессовой фракции (0,05–0,01 мм) и отличается низким объемным весом (1,24–1,60 г/см<sup>3</sup>). Вероятно, каждый ритм – это почвенный профиль, у которого эродирован верхний гумусовый горизонт, а нижний имеет хорошую сохранность. Основной путь накопления материала



данных отложений эоловый. Об этом свидетельствует гранулометрический состав и высокое содержание в пылевато-песчаной фракции хлоритоида (20 % тяжелой фракции), поставщиком которого могли быть только хлоритоидные сланцы анайской свиты верхнего протерозоя, широко распространенные в водораздельной области Приморского хребта и верховьев Лены и Аная на противоположном (Западном) берегу Байкала. Позднее, в исследованиях [Вологина, Федотов, 2013], хлоритоид был обнаружен в донных отложениях Академического хребта в горизонтах, соответствующих позднеледниковью (до 14,6 %), в то время как в голоцене концентрация этого минерала не превышает 1,2 %. Одним из косвенных признаков усиления ветровой нагрузки среднего плейстоцена может являться находка детритовых цирконов [Ivanov, 2016], генетически близких породам Забайкалья, в Манзурском аллювии [Уфимцев, 1995, 2010]. Таким образом, очевидным является существенное усиление эоловой транспортировки продуктов выветривания ледниковья в диапазоне возрастов 1,8–0,01 млн. лет. Далее возникает вопрос о соотношении продуктов различных типов выветривания, поступающих в ледниковые отложения плейстоцена и, соответственно, их генезисе. Поскольку индекс выветривания CIA демонстрирует приоритет продуктов именно химической переработки в ледниковые стадии, соответственно, основным компонентом осадка в это время могут быть продукты разрушения профиля выветривания, именно верхней его части. Гипотеза почвенной природы озерных осадков достаточно давно начала обсуждаться в литературе [Birks, 1980]. Подтверждение этому было найдено и на Байкале, где в гравитационных трубках, отобранных на Селенгино-Бугульдейской перемычке, методом геохимического сравнения изучалась органическая и неорганическая составляющая позднеплейстоцен-голоценовой толщи [Прокопенко, 1993]. Подтверждением переноса продуктов эрозии почвенных горизонтов в ледниковье, по мнению автора, является деформация верхних гумусовых горизонтов в ритмичной толще эоплейстоцена, описанной выше (разрез

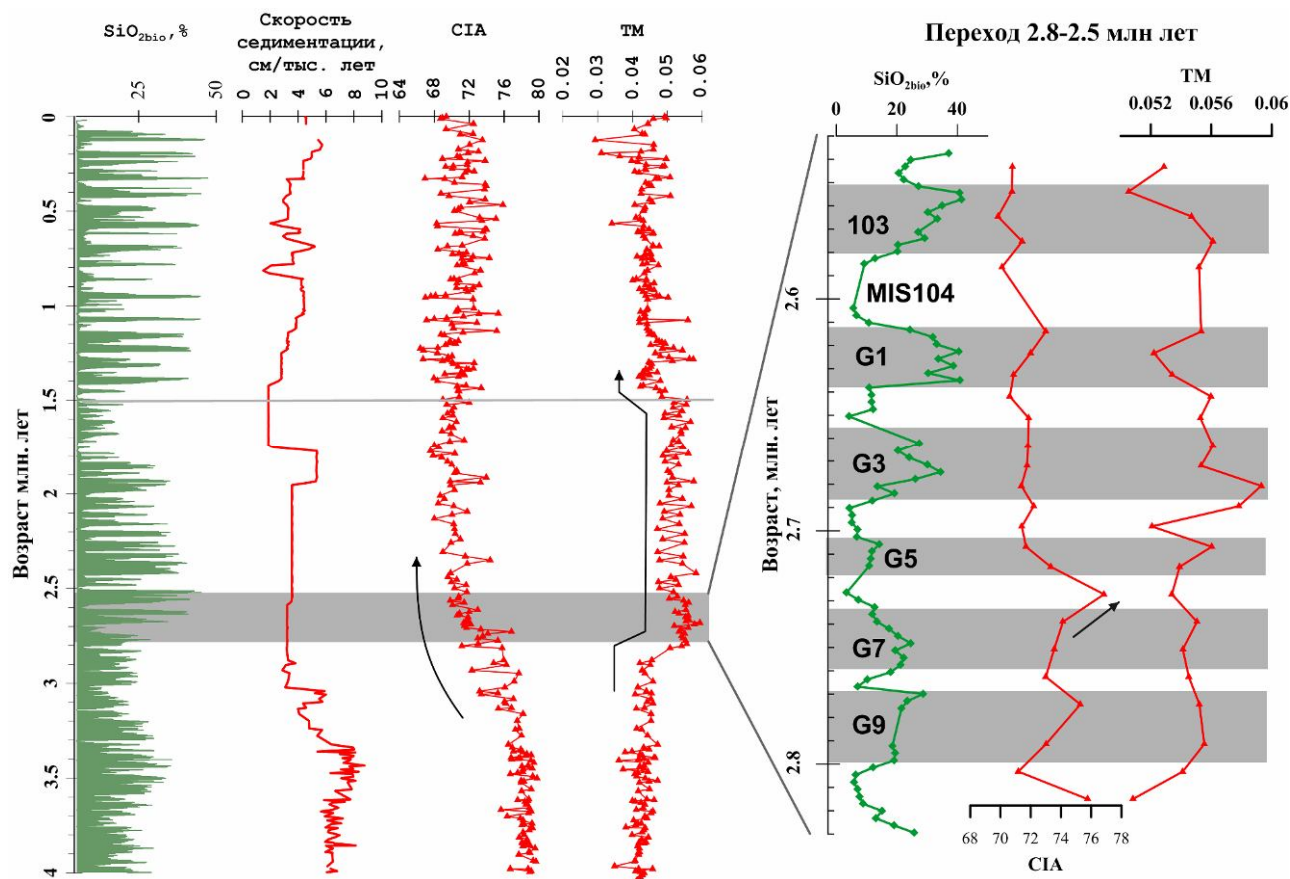
Тагай, позднее выделен в почвенно-лессовую серию). Также свидетельством этому являются процессы крио- аридизации, описанные по разрезу Загли (о. Ольхон) для верхнего эоплейстоцена [Воробьева, 1995]. Здесь горизонты примитивных почв – подбуров подстилают слабо развитые каштановые почвы, и все это разбито сингенетичными морозобойными трещинами с песчаными жилами, псевдоморфозами по крупным ледяным жилам. Это является признаками холодного, криоаридного и криогумидного климата. Рассеянный в них при этом щебень имеет следы золотой обработки.

Суммируя вышеизложенное, проясняется механизм аккумуляции продуктов различного типа выветривания в донных отложениях Академического хребта в возрастном интервале 1,5–0,3 млн. лет. Процессы холодного иссушения ледниковья приводили к значительной деструкции верхней коры выветривания и почв, образованных в предшествующий межледниковый интервал. Рост ледников в горном обрамлении Байкала приводил к экзарации, т.е. выпахиванию склонов и, в том числе, задернованных горизонтов с отложением в долины продуктов, претерпевших значительную переработку процессами химического разложения и формируя, в том числе, перигляциальные отложения. Возросшая золотая нагрузка также приводила к иссушению материала и транспортировала значительную долю тонких переработанных выветриванием фракций как в долины рек, так и в конечный бассейн седиментации – озеро Байкал. В короткое ледниковое лето, с освобождением ото льда, аккумулярованные на нём тонкие фракции осадочного материала попадали в водоем, тем самым, подтверждая тезис об осадконакоплении подводных поднятий преимущественно из водной толщи. Активация водного стока в это время приводила к довершению транспортировки фракций, локализованных в долинах рек и аллювиальных отложениях, при этом крупные фракции аккумуляровались преимущественно в котловинах и краевых частях впадин, а тонкие – посредством подводных течений могли достигать и подводных поднятий [Ivanov, 2014]. Поскольку представленный механизм предполагает

существенную деструкцию межледниковых отложений в последующее ледниковье, возникает закономерный вопрос о сохранности отложений, маркирующих ледниковые и межледниковые отложения плейстоцена в возрастном интервале 1,5–0,3 млн. лет на водосборной площади. Примечательным является тот факт, что существование оледенений древнее Самаровского (~ 200–270 тыс. лет), соответствующего изотопной стадии MIS 8 [Архипов, 1997; Карабанов, 2001], в Байкальской горной области по литературным данным не отмечается [Логачев и др., 1974; Базаров, Логачев, 1986]. Согласно этим представлениям, в Байкальской горной области присутствуют следы только 3–4 оледенений. Здесь подтверждение находит тезис об уничтожении более молодыми ледниковыми процессами гляциальных слоев древнее Самаровского в горах Байкала [Заморуев, 1995]. На основании вышеизложенного проясняется ряд возможных причин изменения условий поступления терригенного материала в озеро Байкал в это время. Во-первых, существенно изменились характер и структура межледниковых стадий. В стадиях MIS 5, 7, 9 выделяются «теплые» подстадии – а, с, е; и «холодные» b и d [Кузьмин и др, 2001]. При этом длительность межледниковых периодов увеличилась, а значительные вариации по биогенному кремнезему ( $\text{SiO}_2_{\text{bio}}$ ) в них свидетельствуют о более частотном изменении климата в структурах самих стадий. Во-вторых, ледниковая стадия MIS 8, по-видимому, не привела к существенному усилению эоловой нагрузки при оледенении в Байкальской горной области, так как в центре самаровского ледникового горизонта зафиксировано лягинское потепление в возрастном интервале 255 – 265 тыс. лет [Архипов, 1997]. В модели по биогенному кремнезему ( $\text{SiO}_2_{\text{bio}}$ ) для скважины BDP-96-2 пик потепления в холодной стадии MIS 8 также четко прослеживается [Карабанов, 1999, 2001; Prokopenko, 2006]. В довершение ко всему, с горизонта соответствующего изотопной стадии MIS 9 отмечается рост скорости осадконакопления с увеличением суммарной доли песка и алевролита (рис. 2а, 2б, 3б, 20). Все это привело к изменению условий осадконакопления

в интервале от ~ 300 тыс. лет и вплоть до голоцена. Индекс химического выветривания CIA, начиная с изотопной стадии MIS 8, демонстрирует обратную динамику. В ледниковых интервалах теперь преобладают менее химически разложенные разности пород, в то время как в межледниковья преобладают более переработанные разности.

Здесь автор считает необходимым вернуться к интервалу 2,8–2,5 млн. лет (рис. 26). Модельные данные по  $\text{SiO}_{2\text{bio}}$  для разрезов BDP-96, 98 [Prokopenko, 2010] маркируют в нем следы 5 оледенений и 5 похолоданий, длительность которых составляла от 10 до 40 тыс. лет (рис. 27). Климатические стадии Байкальской записи для этого интервала хорошо соответствуют морским изотопным стадиям: MIS 103, 104, G1, G2, G5, G7, G9 [Shackleton, 1995; Prokopenko, 2010]. Первое протяженное похолодание выделяется в интервале 2,73–2,68 млн. лет назад. Структура интервала состоит из 3 стадий: G4, G6 – холодных и незначительное потепление в центре, относимое к морской изотопной стадии G5. Первое глубокое похолодание G6 в возрастном интервале 2,73–2,72 млн. лет фиксирует резкое увеличение модуля химического выветривания CIA с 74,1 до 76,8 ед., отражая поступление продуктов химической переработки и, тем самым, впервые демонстрируя механизм седиментации, произошедший в дальнейшем в интервале 1,5–0,3 млн. лет и описанный выше (рис. 21, 23).



**Рис. 27.** Детализация модуля  $TM$  и индекса выветривания  $CIA$  в интервале перехода 2,8–2,5 млн. лет с учетом корреляции модели по биогенному кремнезему ( $SiO_{2bio}$ ) и морских изотопных стадий  $MIS$  [Prokopenko, 2010], Академический хребет (разрез  $BDP-98$ ). Стрелкой справа выделен первый отклик индекса  $CIA$  на изменения климатических и тектонических условий, стрелки слева – изменения при переходе от плиоцена к кватерну

Однако с наступлением стадии  $G5$  происходит резкое снижение поступления продуктов химической переработки, и индекс  $CIA$  начинает снижаться до 71,5 к концу стадии. Далее ни для одной климатической стадии (как «теплой», так и «холодной») в интервале 2,8–2,5 млн. лет приоритета химического выветривания зафиксировано не будет, поскольку происходит практически полное выполаживание тренда  $CIA$ . Здесь следует учесть, что максимальный пик  $CIA$  в ледниковой стадии  $G6$  соответствует показателю  $SiO_{2bio}$  – 3,6 % являясь самым низким показателем для определений, используемых в данной работе. Кроме того, именно с рубежа 2,74 млн. лет назад зафиксировано начало масштабного оледенения Северной Евразии и Северо-Восточной Азии [Maslin, 1998]. Синхронный с Байкалом отклик на

резкое похолодание климата 2,73 млн. лет назад зафиксирован в отложениях кратерного озера Эльгыгытгын на Чукотке [Melles, 2012]. Таким образом, можно констатировать, что причины подобного поведения тренда были следующими. С началом первого сильного похолодания и резкого снижения температур началось существенное подавление органической компоненты в верхних горизонтах коры выветривания и почвах, так как в экосистеме Земли наместились значительные изменения, началась миграция и вымирание многих групп флоры и фауны [Никифорова, 1989]. В водосборном бассейне озера похолодание привело к серьезным изменениям в наземном растительном сообществе, из него выпали многие теплолюбивые формы [Безрукова, 1999]. Холодное иссушение (крио- аридизация), так же как и в интервале 1,5–0,3 млн. лет, приводило к деструкции верхнего горизонта коры выветривания и почв плиоцена. Усиление эолового переноса приводило к иссушению материала и транспортировке преимущественно тонких переработанных фракций в долины рек и котловины озера Байкал. Однако, слабая расчлененность рельефа [Вильямс, 2001], недостаточная высота хребтов в обрамлении Байкала и незавершенность тектогенеза не позволили нарасти ледникам и создать дополнительное усилие для аккумуляции межледниковых отложений на низких склонах и долинах рек водосборного бассейна озера. Горные ледники в это время могли иметь сугубо локальный характер [Белов, Безрукова, 2006; Мац, 2010, 2011]. Поскольку стадия G6 была первой из самых холодных в интервале 2,8–2,5 млн. лет, можно предположить, что достаточно существенный объем тонких переработанных фракций приповерхностных отложений, сформированных в плиоцене, подвергся физической эрозии и переносу в водоем. Дальнейшая деструкция не происходила как по причине отсутствия экзарации, так и достаточной скоротечности последующих ледниковых стадий интервала.

### 3.3. Анализ вариационных, классификационных и модульных диаграмм

При построении вариационных диаграмм для оценки химизма донных отложений Академического хребта озера Байкал критериями разграничения петрохимического состава осадков являлись временной и климатический факторы (рис. 28, 29). Наиболее логически оправданным является разделение составов по критериям плиоцен/плейстоцен и ледниковье/межледниковье в наиболее контрастных, с биостратиграфической точки зрения, климатических стадиях плейстоцена (интервал 1,5–0,01 млн. лет).

На вариационных диаграммах (рис. 28) продемонстрировано разделение по временному принципу (плиоцен/плейстоцен). Как видно на каждой диаграмме, разделение составов по границе 2,588 млн. лет является весьма результативным.

Устойчивое разграничение составов на диаграммах  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  –  $\text{SiO}_2$  отображает тенденцию к увеличению поступления породообразующих минералов: калиевого полевого шпата (КПШ) плагиоклазов (Пл) в бассейн седиментации. Таким образом, в плейстоцене фиксируется рост объемов фракций, содержащих КПШ и Пл, свидетельствуя о поступлении кластической компоненты, не подвергшейся значительной химической переработке на водосборной площади.

Диаграмма  $\text{MgO}$  –  $\text{SiO}_2$  при аналогичных трендах диаграмм  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  –  $\text{SiO}_2$  отображает преимущественное увеличение слюд (биотита и флогопита) в плейстоцене. Это, в свою очередь, подтверждается интерпретацией модулей НМ, КМ и ЩМ (рис. 22).

Диаграммы  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  –  $\text{SiO}_2$  также откликаются на увеличение поступления породообразующих минералов в конечный водоем стока в плейстоцене, однако очевидная роль железа и марганца в отображении аутигенных процессов их аккумуляции подтверждается большим смещением фигуративных точек данных диаграмм.

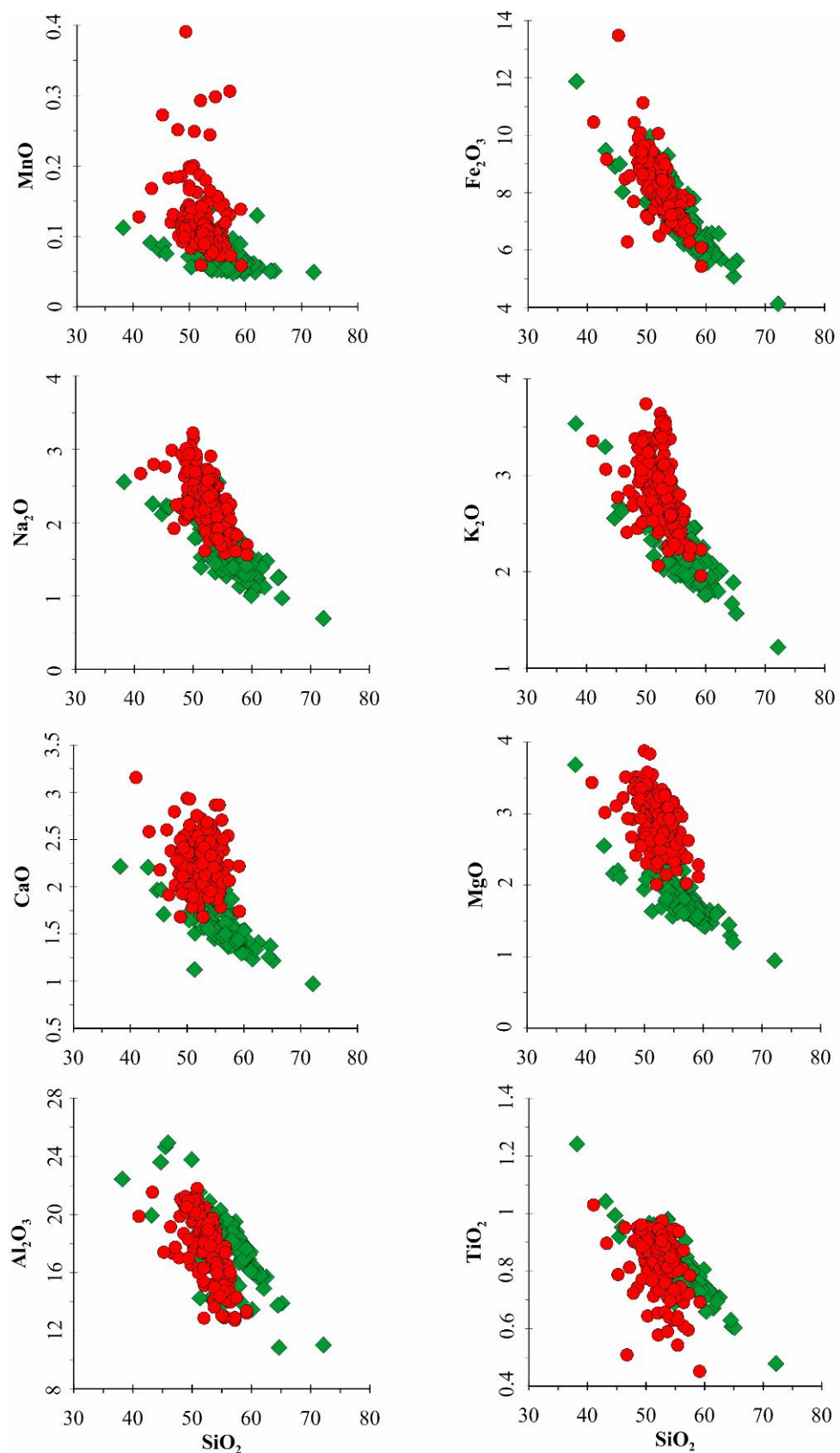
Диаграмма  $\text{TiO}_2$  –  $\text{SiO}_2$  не демонстрирует однозначной тенденции к разделению составов отложений по причине переноса титансодержащих

фракций при тектогенезе в возрастном интервале 2,8–1,5 млн. лет, одним из индикаторов которого является титановый модуль (рис. 24). С другой стороны, нужно учитывать, что и титан и кремний в данном случае отображают поступление зернистой компоненты, это не способствует разграничению фигуративных точек данным способом.

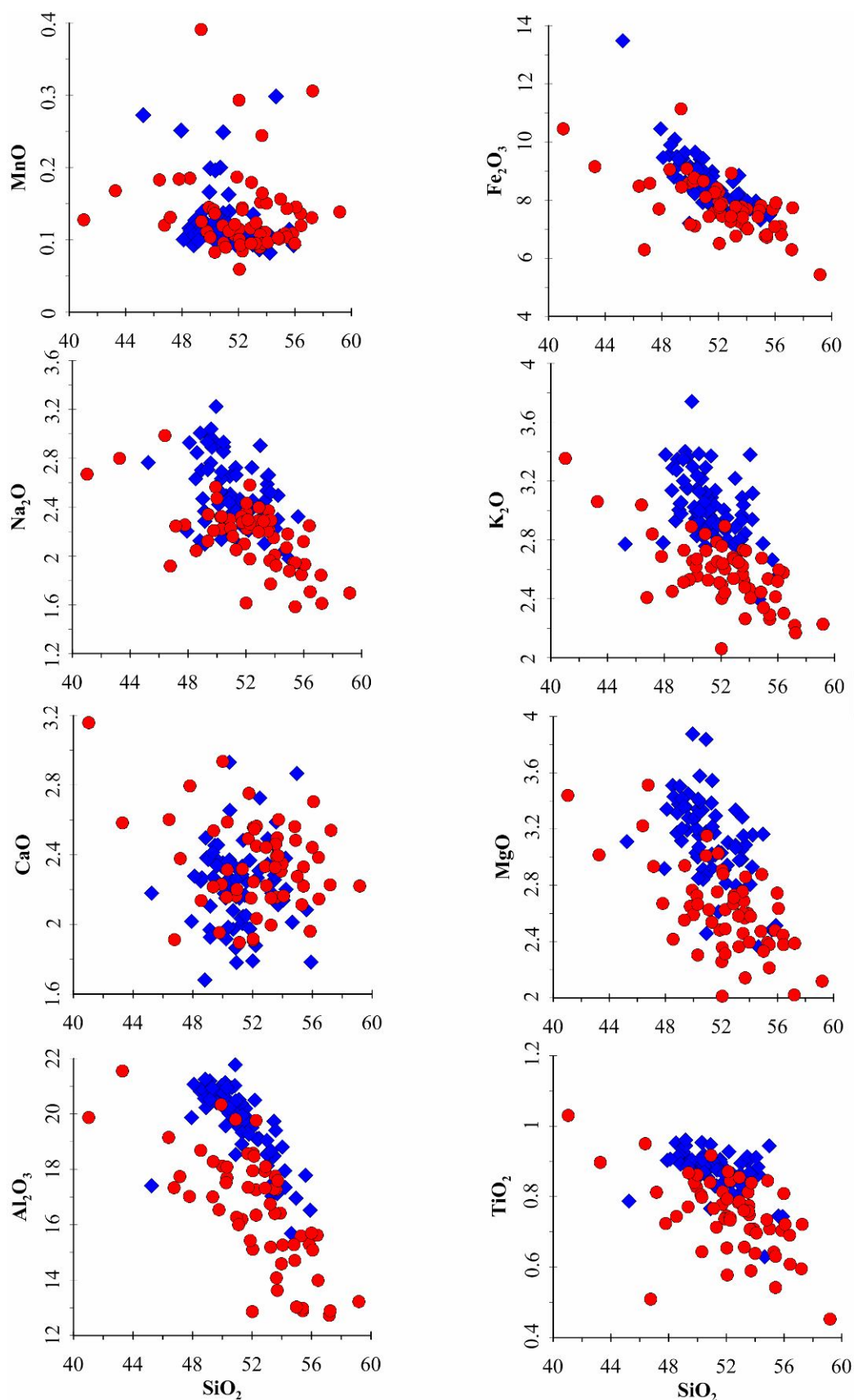
Во многом сходная картина наблюдается для диаграммы  $Al_2O_3 - SiO_2$ . Весьма слабую динамику разделения отложений плиоцена и плейстоцена можно объяснить многообразием способов формирования и транспортировки пелитовой и песчаной фракций в водоем стока. С одной стороны, более теплый и влажный климат плиоцена способствовал формированию латеритной коры выветривания и почвенных горизонтов с достаточно пропорциональными соотношениями перечисленных фракций. Незначительное увеличение доли кремния в плиоцене свидетельствует о доминирующей роли водного стока и, соответственно, делювиальных отложений при формировании осадочной толщи в это время. В плейстоцене одним из основных способов поступления компонентов осадка являлся эоловый перенос пелитовой компоненты и ледовый разнос песчаной. Именно поэтому разграничение составов отложений по границе плиоцен/плейстоцен для данной диаграммы не является очевидным.

На рисунке 29 диаграмма  $Al_2O_3 - SiO_2$  приведена для межледниковых и ледниковых периодов в интервале возрастов 1,5–0,01 млн. лет. В ледниковые интервалы проявляется тренд к увеличению  $Al_2O_3$  и, соответственно, пелитовой компоненты. Межледниковые периоды демонстрируют более кремнистый состав, характеризующий доминирование водного стока в условиях потепления по отношению к усилению эолового переноса в ледниковые интервалы.





**Рис. 28.** Вариационные диаграммы. Разделение петрогенных компонентов по возрастному критерию – плиоцен/плейстоцен. Условные обозначения: ромбы – плиоцен (4–2,5 млн. лет); кружки – плейстоцен (2,5–0,01 млн. лет). Академический хребет (разрез BDP-98)



**Рис. 29.** Вариационные диаграммы. Разделение петрогенных компонентов по климатическому критерию – ледниковье/межледниковье в возрастном интервале 1,5–0,01 млн. лет. Условные обозначения: ромбы – ледниковые периоды; кружки – межледниковые периоды. Академический хребет (разрез BDP-98)

На остальных диаграммах (рис. 29) разделение подобным способом не приводит к существенному разграничению фигуративных точек. Слабую реакцию на попытку разделения демонстрируют диаграммы в координатах  $K_2O - SiO_2$ ;  $Na_2O - SiO_2$ ;  $MgO - SiO_2$ .

На диаграмме  $K_2O - SiO_2$  более полевошпатовые разности пород фиксируются преимущественно в ледниковые, в то время как межледниковые интервалы тяготеют к более кремнистым разностям. Схожая тенденция наблюдается и для диаграммы  $Na_2O - SiO_2$ , где обогащенные полевым шпатом и плагиоклазом разности пород схожим образом фиксируются в ледниковые. Здесь стоит учесть, что существенная часть полевых шпатов и плагиоклазов претерпели химическое разложение на водосборной площади, обогатив K, Na и Ca смешаннослойные силикаты в почвах и корках выветривания. В дальнейшем этот материал был перенесен в конечный бассейн седиментации, непосредственно акваторию Байкала. Здесь примечательным является тот факт, что диаграмма  $CaO - SiO_2$  демонстрирует полное смешение компонентов как в ледниковые периоды, так и в межледниковые интервалы плейстоцена. Поскольку кальциевые плагиоклазы являются самыми неустойчивыми по отношению к выветриванию из всей группы этих минералов [Оллиер, 1987], можно предположить, что именно кальциевые разновидности являются основным и достаточно постоянным источником поступления Ca в осадочные отложения палеоводосбора. Тем более что среднее значение по CaO для плейстоцена (2,26 масс. %) близко к усредненным значениям как по гранитоидным комплексам Ангаро-Витимского батолита, так и по гранитоидам саянского (1,69 масс. %), приморского (1,51 масс. %) и шарыжалгайского (2,55 масс. %) комплексов, т.е. соответствуют гранитным областям сноса. Есть и другой способ объяснить постоянную и трудноразделимую по климатическому критерию аккумуляцию Ca в осадочных отложениях озера Байкал в ледниковые и межледниковые периоды. Он лежит в плоскости разложения карбонатов, являясь при этом индикатором гидрофаций. Этот процесс связан

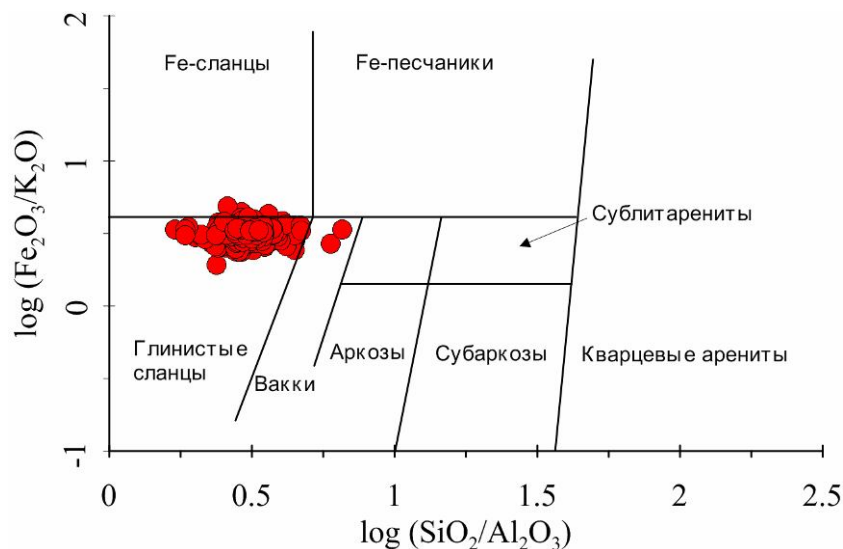
с уровнем рН и увязан с производством органических кислот, вследствие разложения органического вещества в гиполимнионе и поровых водах [Dean, 1998]. Несмотря на способность Са-карбонатов индицировать колебания рН среды [Юдович, 2008] уровень этих колебаний для озера Байкал не был столь существенным в ледниковые и межледниковые периоды, таким образом, распад карбонатов, по-видимому, являлся величиной достаточно постоянной. Источником карбонатов могут выступать метаморфические комплексы, мрамора и карбонатные отложения, широко представленные среди пород обрамления озера [Салоп, 1967].

Суммируя вышеизложенное, можно констатировать, что поступление петрокомпонентов в донные отложения озера Байкал осуществлялось из одних и тех же источников вещества, однако изменение климатических и тектонических условий приводило к поступлению как более грубозернистого материала (в интервале 2,8–2,5 млн. лет), так и тонкозернистой пелитовой компоненты преимущественно в «холодные» стадии плейстоцена. Главным отличием поступающего материала являлась степень его переработки на водосборной площади. Грубозернистые фракции поступали непосредственно как продукт механического разрушения пород обрамления, как результат процессов истирания ледниками (ледниковый детрит, ледниковое молоко), так и с речным стоком образуя мощные конусы выноса [Карабанов, 1999]. Тонкозернистые фракции первоначально формировали различного типа осадочные отложения: от коры выветривания до палеопочв, претерпевая значительную химическую переработку, преимущественно в межледниковые периоды, и в дальнейшем, при процессе холодного иссушения (крио-аридизации), поступали в конечный бассейн седиментации озеро Байкал в ледниковье. Механизмом переноса различной компоненты в ледниковые периоды являлся преимущественно эоловый перенос и ледовый разнос, однако, и речной сток в короткое ледниковое лето также вносил свой вклад в поступление осадочных разностей в водоем. В межледниковые периоды транспортировка материала осуществлялась преимущественно с речным

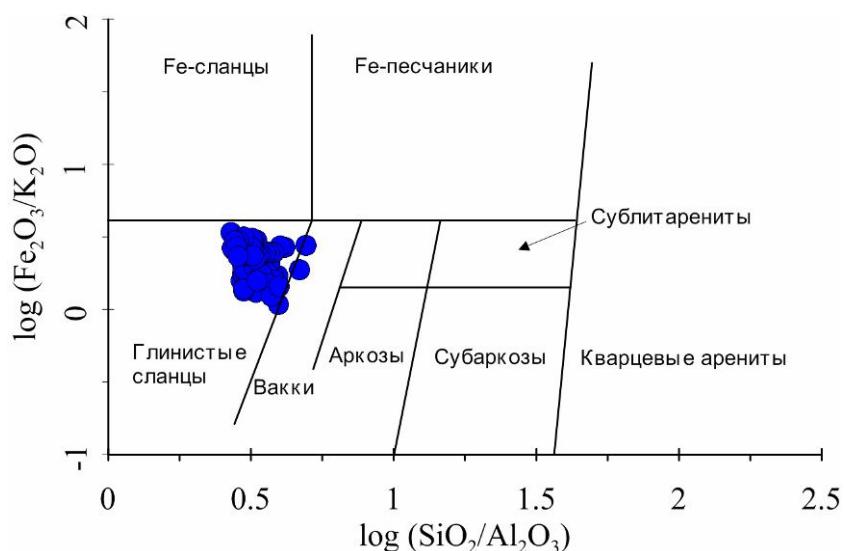
стоком, эоловый перенос и ледовый разнос имели при этом подчиненное положение.

Для анализа классификационных характеристик осадочных отложений озера Байкал рассмотрим ряд диаграмм. Для общей оценки условий осадконакопления на морфоструктурах подводных поднятий построения проводились для пород Академического хребта (скважина BDP-98) и южной оконечности Селенгино-Бугульдейской перемычки (скважина BDP-99).

На классификационной диаграмме М. Херрона [Herron, 1998] в координатах  $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}) - \log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  осадки Академического хребта классифицируются в поле глинистых сланцев (рис. 30). Эта характеристика, не смотря на отсутствие литификации, близка к первоначальному структурно-текстурному описанию отложений, данному при литолого-стратиграфической документации изученных разрезов [Коллектив, 2000].



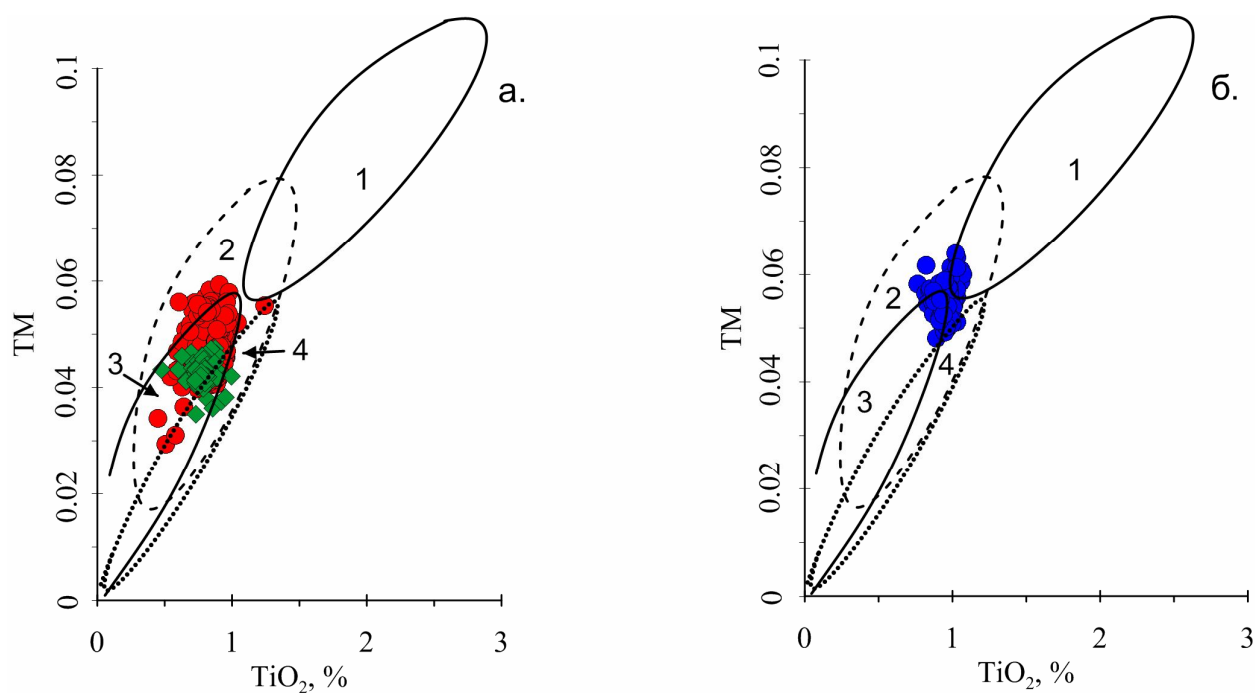
**Рис. 30.** Классификационная диаграмма [Herron, 1998] для осадочного разреза BDP-98 (Академический хребет)



**Рис. 31.** Классификационная диаграмма [Herron, 1998] для осадочного разреза BDP-99 (Селенгино-Бугульдейская перемычка)

Незначительным отличием осадочных разностей пород Академического хребта от пород Селенгино-Бугульдейской перемычки является относительно более железистый их состав, определяющий единичные фигуративные точки в поле железистых сланцев. Здесь нужно учитывать, что накопление железа, как, впрочем, и марганца в осадочной толще, напрямую связано не только с концентрациями этих элементов в осадке, но и в поровых водах. Процесс аккумуляции этих элементов контролируется окислительно-восстановительными (редокс) условиями, связанными с Fe-Mn окисляющими бактериями в момент прохождения редокс границы при седиментогенезе. Немаловажную роль в этом процессе занимает скорость осадконакопления и размерность частиц осадка, поскольку от этого зависит мощность окислительного слоя. Чем выше скорость осадконакопления, тем, как правило, крупнее тонкая фракция (матрикс) осадка и тем, соответственно, тоньше окислительная зона. Именно поэтому концентрации, в частности, железа в осадках Академического хребта, где наблюдаются более низкие скорости осадконакопления, демонстрируют повышенный фон, нежели осадки Селенгино-Бугульдейской перемычки (рис. 31) [Гранина, 2007, 2011].

На диаграмме Я.Ю. Юдовича [1981], примененной для разграничения глинистых пород (в координатах ТМ –  $TiO_2$ ), донные отложения Академического хребта в диапазоне до 4 млн. лет локализуются в центре поля существенно гидрослюдистых осадков и одновременно затрагивают верхние границы поля существенно монтмориллонитовых глинистых отложений (рис. 32). Подобное поведение подтверждается данными по дифракционному анализу тонких фракций донных отложений Байкала [Солотчина, 2009]. Согласно количественным определениям гидрослюды и смектиты (от 20 до 50 % образцов) являются одними из основных компонентов тонких фракций осадка. Поскольку монтмориллонит входит в группу смектитов, то результаты построения можно считать корректными.



**Рис. 32.** Диаграммы в координатах ТМ –  $TiO_2$  [Юдович, 1981] для осадочных разрезов ВДР-98, 99. Условные обозначения: **а.** – Академический хребет, разделение по возрастному критерию, ромбы – 4–2,8 млн. лет; кружки – 2,8–0,01 млн. лет; **б.** – отложения Селенгино-Бугульдейской перемычки; поля – цифрами: 1 – каолинистых глин; 2 – существенно гидрослюдистых глин; 3 – существенно монтмориллонитовых глин; 4 – низкомодульных каолинистых глин – продуктов катагенетических преобразований монтмориллонитового или каолинитового субстрата

На рисунке 32 а составы отложений скважины BDP-98 разделены по возрастному критерию где интервал 4–2,8 млн. лет характеризует спокойную седиментационную обстановку в относительно теплом и влажном климате плиоцена, а интервал 2,8–0,01 млн. лет – период климатических и тектонических изменений. Разделение подобным способом не приводит к отличиям в составах отложений т.к. осадки разреза локализуются преимущественно в поле 3, соответственно разделение отложений по критерию ледниковье/межледниковье также не приведет к разграничению фигуративных точек данным способом. С одной стороны, подобное поведение составов отложений подтверждается исследованиями Э.П. Солотчиной, не выявившими закономерностей в концентрациях глинистых минералов в осадочных отложениях Байкала как индикаторов изменения климата в регионе [Солотчина, 2009]. Единичные фигуративные точки плиоценовых разностей (6 образцов) классифицировались в поле низкомодульных каолинитовых глин – продуктов катагенетических преобразований монтмориллонитового или каолинитового субстрата. Подобная тенденция не противоречит выводам о более химически разложенных разностях осадочных пород плиоцена по отношению к плейстоценовым осадкам и подтвержденными трендами индексов CIA, CIW, ICSV и рядом модулей. С другой стороны, диаграмма в координатах TM – TiO<sub>2</sub> основана на характеристиках титанистости в тонкодисперсных каолинитовых и монтмориллонитовых глинах связанных с процессами химического выветривания. При этом необходимо учитывать роль тектогенеза при формировании осадочной толщи связанного с увеличением потоков титана (зернистой фракции) в интервале 2,8–1,5 млн. лет и моложе 0,3 млн. лет.

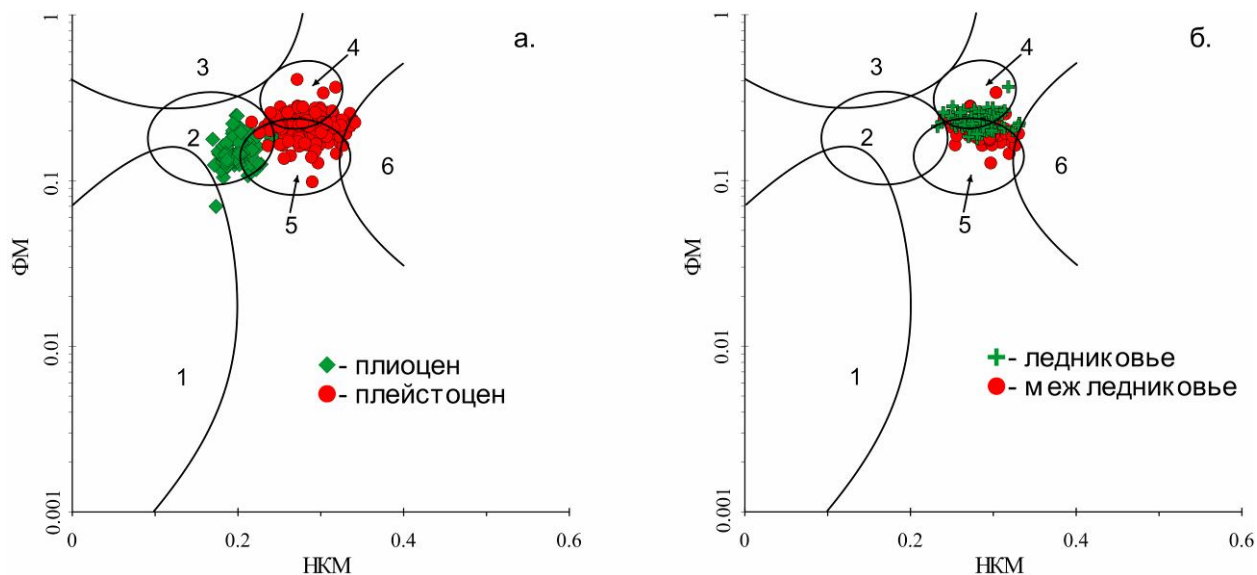
Для сравнения с осадками Академического хребта приведена аналогичная диаграмма для Селенгино-Бугульдейской перемычки (скважина BDP-99) (рис. 32 б). Единственным отличием составов отложений в этой части Байкала является сдвиг в поле более каолинитовых разностей, что не



подтверждается выводами Э.П. Солотчиной, поскольку в разновозрастных осадках Бугульдейской скважины BDP-93 (стадии MIS 1,2,3) [Солотчина, 2009] и в стадии MIS 11 скважины BDP-99 объемы каолинита не превышают 8 % (стадия MIS 2). В среднем объемы каолинита имеют сходные характеристики как на Академическом хребте, так и на Селенгино-Бугульдейской перемычке и варьируют в диапазонах 2–8 % в скважине BDP-93 (MIS 1–3), 1,5–7 % скважина BDP-96/2 (MIS 1–6, 11) [Солотчина, 2009; Prokopenko, 2010; Fagel, 2008]. Здесь нужно учитывать, что в Байкале зафиксирован рост содержания каолинита в ледниковых интервалах по сравнению с межледниковыми, что является нетипичным, т.к. каолинит ведет себя как обломочный минерал, и, по-видимому, является продуктом выветривания мусковита на палеоводосборе [Солотчина, 2009]. Также стоит учесть отсутствие детальных данных по дифракционному анализу и ИК-спектроскопии глин на всю мощность пробуренных разрезов.

Геохимические реконструкции демонстрируют присутствие более каолинитовых разностей осадков в разрезе скважины BDP-99 (Селенгино-Бугульдейская перемычка) в среднем и верхнем плейстоцене по отношению к скважине BDP-98 (Академический хребет). При этом не стоит забывать о роли тонкозернистой, зернистой фракций в переносе титана речным стоком, играющим основную роль при формировании данной морфоструктуры. Этот вопрос требует дополнительного изучения.

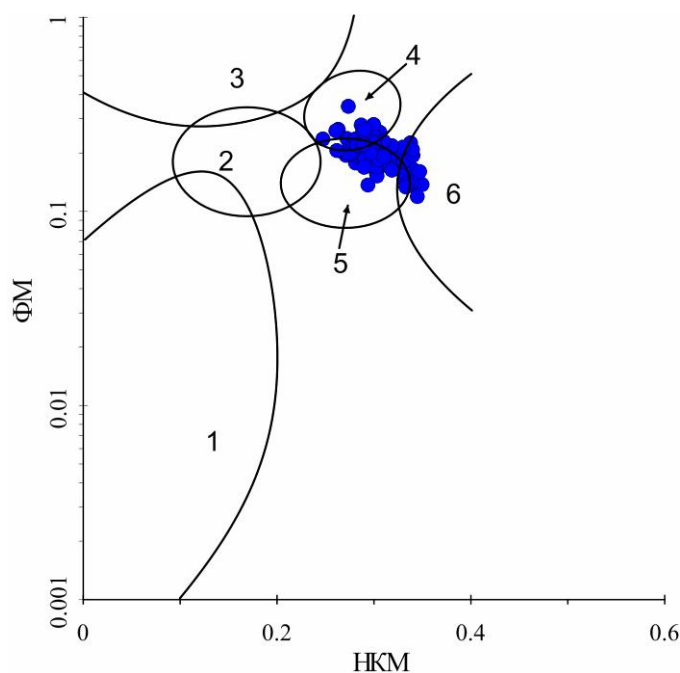
Весьма продуктивным способом разграничения составов отложений является модульная диаграмма в координатах ФМ-НКМ [Юдович, 1981; Юдович, Кетрис, 2000]. Донные отложения Академического хребта озера Байкал при вынесении на данную диаграмму экспонируются преимущественно в 3 поля (рис. 33 а, б).



**Рис. 33.** Диаграммы в координатах ФМ-НКМ [Юдович, 1981] для разреза BDP-98. Условные обозначения: **а.** – разделение по возрастному критерию, ромбы – 4–2,8 млн. лет; кружки – 2,8–0,01 млн. лет; **б.** – разделение по критерию ледниковье/межледниковье в интервале 1,5–0,01 млн. лет; поля цифрами: 1 – глинистые породы с доминированием каолинита; 2 – породы с преобладанием монтмориллонита и подчиненным количеством каолинита и гидрослюда; 3 – глинистые породы с доминантой хлорита (Fe-слюда в виде примеси); 4 – глинистая порода гидрослюдистого состава со значительной примесью тонкозернистых полевых шпатов; 5 – глинистая порода трехкомпонентного состава (хлорит + монтмориллонит + гидрослюда); 6 – гидрослюдистые глинистые породы с примесью тонкодисперсного полевого шпата

Поле 2 – породы с преобладанием монтмориллонита и подчиненным количеством каолинита и гидрослюда; поле 4 – глинистые породы преимущественно гидрослюдистого состава, имеющие значительную примесь тонкозернистых обломков полевых шпатов; поле 5 – глинистые породы, состоящие из трехкомпонентной системы хлорит-монтмориллонит-гидрослюда. При этом осадки плиоцена локализуются преимущественно в поле 2. Плейстоценовые разности локализуются на стыке двух полей – 4 и 5, принципиальным отличием которых является отсутствие диаграммы связи с корами выветривания осадочных отложений, сконцентрированных в поле 5, в то время как отложения, экспонированные в поле 4, характерны для аридных кор выветривания.

Анализ данной диаграммы позволяет сделать ряд выводов о генезисе отложений, поступающих с палеоводосбора в бассейн седиментации. Поскольку при разделении по возрастному критерию значительная часть плиоценовых разностей попадает в поле 2 с преобладанием монтмориллонита, относящегося к смектитам [Солотчина, 2009] и являющегося продуктом разрушения алюмосиликатов (полевых шпатов и плагиоклазов), очевидным является вывод о более сильной химической переработке отложений в относительно теплых условиях плиоцена на водосборной площади. В плейстоцене, где отложения локализуются в поле 4 и 5, отличительной особенностью которых является хлорит-монтмориллонит-гидролюдистый состав, с одной стороны, и преимущественно гидролюдистый с примесью тонкозернистых полевых шпатов с другой, фиксируется поступление менее переработанных разностей осадков, затронутых химическим процессом выветривания весьма слабо. При попытке разделить с помощью аналогичной диаграммы донные отложения по климатическому критерию в интервале возрастов 2,8–0,01 млн. лет (рис. 33 б), показательным является смешение составов отложений. Подобное поведение отображает 2 тенденции, первая демонстрирует смешение составов осадочных образований ледниковых и межледниковых интервалов при транспортировке в конечный водоем стока, вторая, подчеркивает отсутствие изменения материнских источников для осадочных образований водосборной площади в зависимости от изменения климатических условий. Для сравнения с отложениями Академического хребта приведена диаграмма для осадков скважины BDP-99 (Посольская банка) (рис. 34).



**Рис. 34.** Диаграммы в координатах ФМ-НКМ [Юдович, 1981] для разреза BDP-99. Условные обозначения цифрами для полей как на рисунке 33

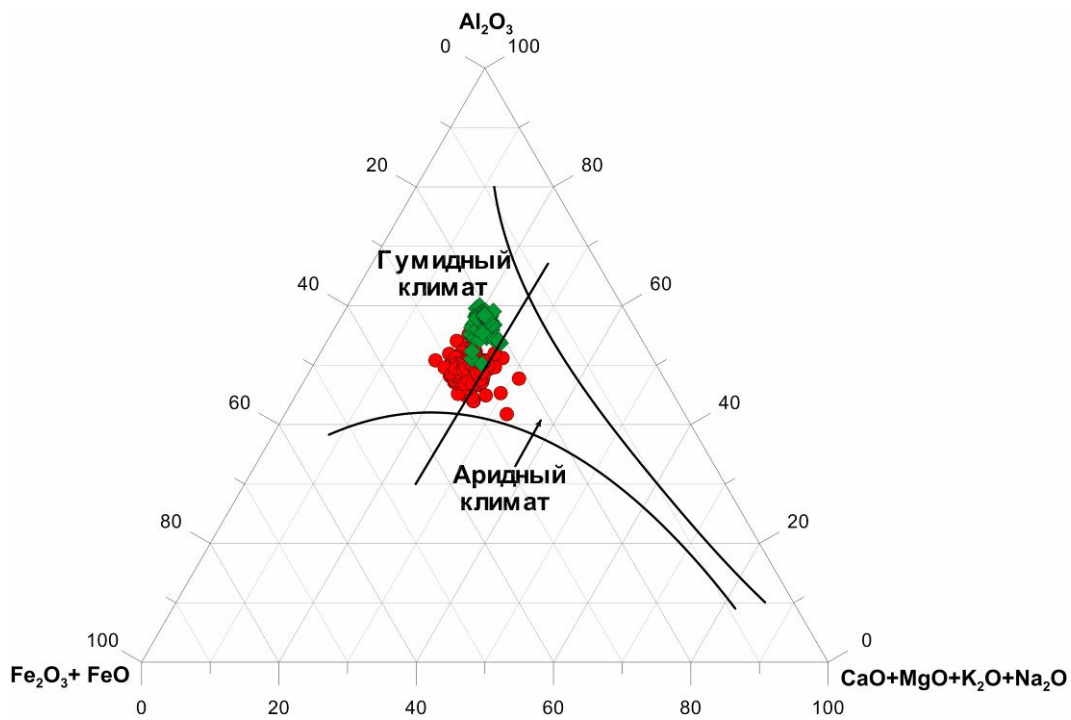
Как и одновозрастные осадки Академического хребта, существенная часть верхнеплейстоценовых осадков разреза экспонируется в 2 поля: 4 и 5 – хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистого состава и преимущественно гидрослюдистого с примесью тонкозернистых полевых шпатов соответственно, однако третья часть фигуративных точек экспонируется в поле 6 – гидрослюдистых глинистых пород с тонкодисперсной примесью полевых шпатов. При разграничении глинистых отложений подобным способом выявляется отличие плейстоценовых осадков южной оконечности Селенгино-Бугульдейской перемычки от осадков Академического хребта, заключающееся в большем поступлении обломков полевых шпатов как тонкозернистой, так и тонкодисперсной размерности. Причина подобного отличия очевидна и связана с близким расположением дельты р. Селенги, оказывающей существенное влияние на формирование осадочной толщи Селенгино-Бугульдейской перемычки.

На основании вышеизложенного, можно предположить, что одним из основных отличий между терригенными отложениями изученных разрезов, и горизонтами, маркирующими ледниковые и межледниковые периоды в них,

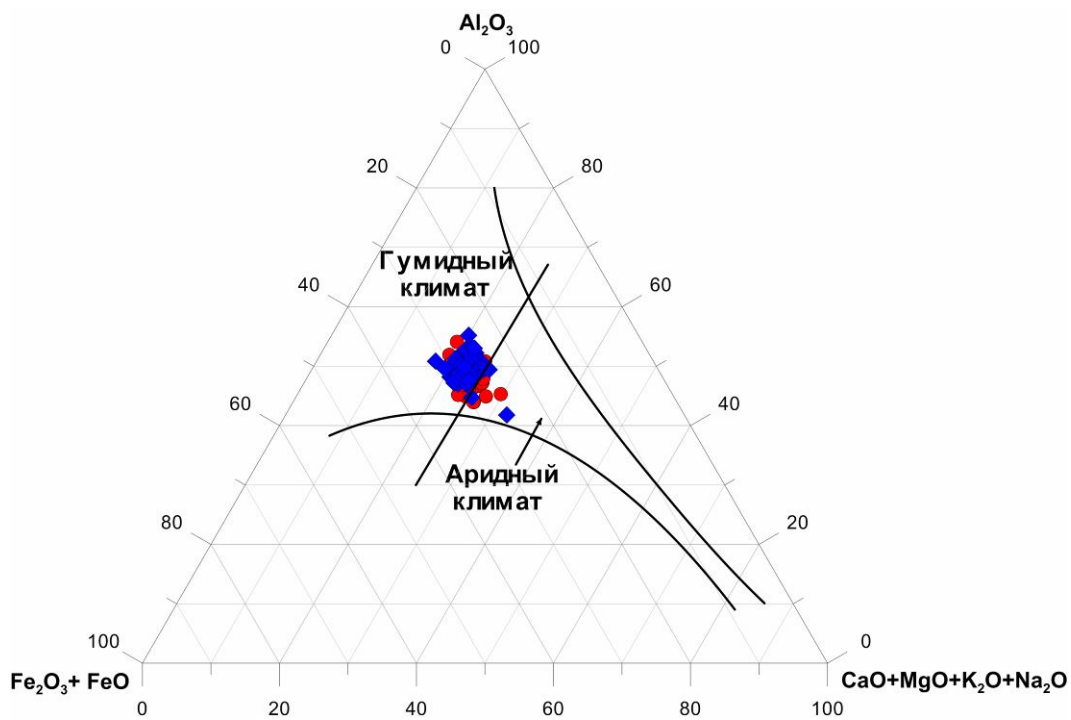
заключается в размерности частиц материала осадков поступающих в водоем и, соответственно, их зависимость от способа транспортировки отложений водосборной площади на подводные перемычки озера Байкал. В ледниковые периоды доминировала эоловая транспортировка материала, водный сток при этом имел подчиненное положение, поскольку присутствовал только в короткое ледниковое лето, однако в тот же самый момент водный сток мог довершать процесс эоловой транспортировки. В межледниковые периоды, наоборот, доминировал водный сток.

Для разграничения парагенетических ассоциаций осадочных пород континентального генезиса, сформированных в условиях аридного и гумидного климата, показательным является применение тройной диаграммы в координатах  $Al_2O_3 - (Fe_2O_3+FeO) - (CaO+MgO+K_2O+Na_2O)$  [Ерофеев, Цеховский, 1983]. Ранее, рядом исследований эти диаграммы успешно применялись для широкого спектра осадочных пород от песчано-алевритовых осадков прибрежно-континентальных равнин и песчано-алеврито-глинистых осадков литоральных зон до различных типов палеопочв [Маслов 1988; Маслов, Гражданкин, 2012, 2013].

В плиоцен-плейстоценовых отложениях Академического хребта озера Байкал фигуративные точки распределяются преимущественно в поле, отвечающее гумидному климату, лишь четвертая часть фигуративных точек отвечает аридным разностям (рис. 35). Интересен тот факт, что попытки разделения исходных данных как по возрастным параметрам (плиоцен/плейстоцен) (рис. 35), так и по этапам ледниковье/межледниковье (рис. 36), не являются необходимым условием для разграничения аридных и гумидных разностей донных отложений подобным способом. В оба климатических поля попадают обогащенные и обедненные биогенным кремнеземом ( $SiO_{2bio.}$ ) разности пород. Так же не выявляется принципиальная зависимость климатических свойств изученных отложений от возраста пород.



*Рис. 35. Скважина BDP-98, разделение петрогенных характеристик отложений по возрастному критерию, ромбы – 4–2,8 млн. лет; кружки – 2,8–0,01 млн. лет*



*Рис. 36. Скважина BDP-98, разделение петрогенных характеристик ледникового/межледникового в интервале до 1,5 млн. лет, ромбы – ледниковые периоды; кружки – межледниковые периоды*

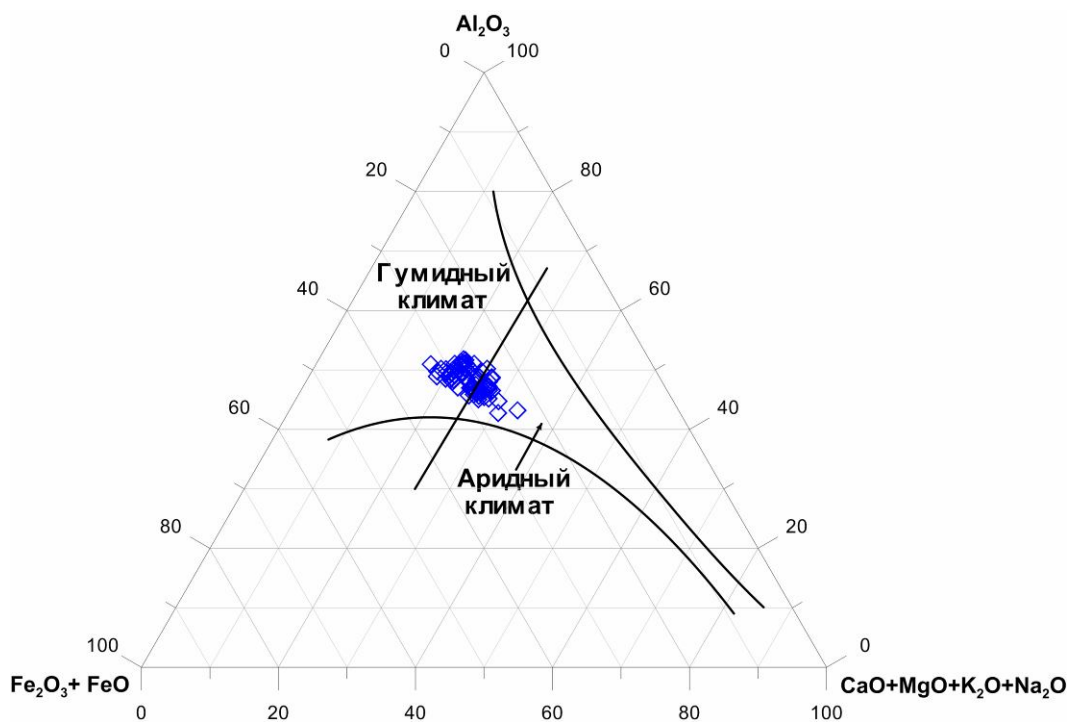


Рис. 37. Сквжина BDP-99

◇ – различные типы отложений разреза в интервале до 1 млн. лет

Таблица 4. Примеры корреляции отложений разреза BDP-98 отвечающих различным изотопным стадиям и типом климата в них по геохимическим данным.

Возраст млн. лет	Глубина м.	SiO <sub>2</sub> В <sub>10</sub>	Стадия	Климат	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	∑ Ca, Mg, K, Na
<b>0,07</b>	<b>3,13</b>	<b>4,38</b>	холодная	гумидный	<b>21,02</b>	<b>7,20</b>	<b>13,17</b>
<b>0,12</b>	<b>6,91</b>	<b>42,23</b>	теплая	аридный	<b>17,32</b>	<b>6,29</b>	<b>9,75</b>
<b>0,42</b>	<b>20,00</b>	<b>33,16</b>	теплая	аридный	<b>12,86</b>	<b>7,95</b>	<b>7,85</b>
1,08	43,26	25,73	теплая	аридный	12,90	7,74	8,70
1,14	45,75	24,06	теплая	аридный	17,00	11,14	9,40
1,21	47,96	5,57	холодная	аридный	17,41	13,48	10,83
<b>2,73</b>	<b>97,42</b>	<b>3,60</b>	холодная	аридный	<b>17,77</b>	<b>9,37</b>	<b>7,59</b>
<b>2,75</b>	<b>98,18</b>	<b>19,40</b>	теплая	аридный	<b>14,33</b>	<b>7,69</b>	<b>6,85</b>
<b>2,77</b>	<b>98,94</b>	<b>22,60</b>	теплая	аридный	<b>14,23</b>	<b>9,27</b>	<b>6,30</b>
2,89	102,78	14,35	холодная	гумидный	19,85	7,62	8,87
2,90	103,14	16,06	теплая	гумидный	15,70	5,68	6,52
2,95	104,46	23,51	теплая	гумидный	16,81	6,09	6,58
2,99	105,93	24,11	теплая	гумидный	16,93	5,97	6,82
3,41	127,90	7,66	холодная	гумидный	23,76	7,65	8,23

В таблице 4 приведены разности пород отчетливо отвечающие ариднему и гумиднему климату. Из 304 проб, задействованных в построениях, наиболее контрастными свойствами обладают 14 проб.

Примечательным является группировка ряда образцов по 3–4 образца применительно к определенному временному отрезку. Наиболее заметным из которых является начало перехода от плиоцена к плейстоцену 2,8–2,7 млн. лет и, соответственно, к необратимым изменениям в климате Земли [Никифорова 1989; Rea, Basov, 1995; Maslin, 1995; Raymo, 1990 и др.]. Несмотря на группировку ряда образцов в определенные временные интервалы, связь между фактическим климатическим статусом интервала и типом климата по петрохимическим свойствам не прослеживается. Таким образом, суммируя вышеизложенное, можно подтвердить вывод о значительном смещении петрокомпонентов ледниковых и межледниковых отложений водосборной площади при транспортировке в горизонты разреза. Основным механизмом транспортировки материала являлся эоловый перенос значительного количества разновозрастного и разного по генезису (в основном регионального) терригенного вещества преимущественно в ледниковые периоды в довершение процессов экзарации и крио-аридизации.

На рисунке 37 представлены породы Селенгино-Бугульдейской перемычки (скважина BDP-99) до возрастных параметров в 1,2 млн. лет. Поскольку по этому разрезу отсутствует детальная климатическая модель для вычленения «теплых» и «холодных стадий», это препятствует разделению образцов по климатическому критерию. Таким образом, на рисунке просто приведен массив данных. Возрастные параметры разреза, не превышающие 1,2 млн. лет, также не позволяют выработать критерии для разделения пород по смене этапов или эпох. Граница магнитных эпох Брюнес – Матуяма, выделенная в Байкальских осадках в возрастном интервале 780 тыс. лет, не является очевидной с точки зрения изменения петрохимических свойств отложений. Изменения петрохимических характеристик не прослеживаются и после реперного интервала соответствующего перерыву в осадконакоплении протяженностью в 200 тыс. лет выявленному в разрезе скважины BDP-99 в первую очередь по биостратиграфическим данным. Отличия отмечаются только по ряду

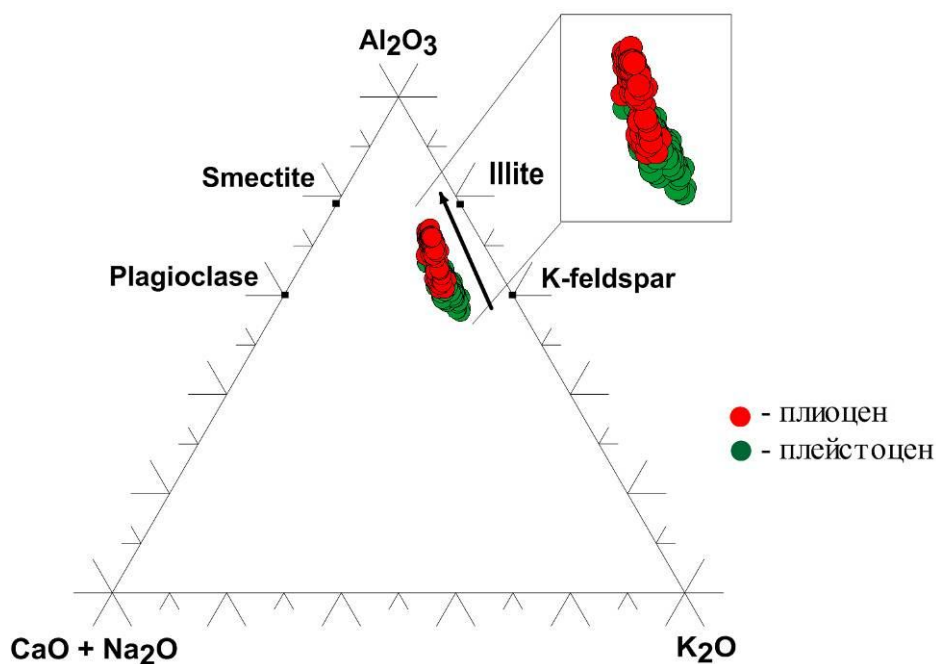


микроэлементов в частности Hg, Ag, Pb [Иванов, 2004, 2006; Ivanov, 2004, 2005; 2007, 2008].

Результат примечателен разделением фигуративных точек разреза пропорционально в оба поля. Так как разрез BDP-99 по возрастным параметрам не превышает 1,2 млн. лет, логичным объяснением подобной картины является ритмичное чередование различных фракций осадка связанное с изменением динамики речного стока в периоды потеплений и похолоданий и, тем самым, пропорциональное распределение горизонтов разреза отвечающих аридным и гумидным литохимическим свойствам.

**Применение тройной диаграммы выветривания в координатах  $(CaO+Na_2O)-Al_2O_3-K_2O$  [Nesbitt, 1989; Fedo, 1995]** позволило выявить тенденцию направленности выветривания отложений водосборной площади, являющихся источником терригенного материала для донных осадков озера Байкал.

В донных отложениях озера Байкал тренд выветривания, рассчитанный для описываемых морфоструктур и интервалов соответствующих различным возрастным и климатическим параметрам, отображает основную фазу по потере  $K_2O$  и смещением фигуративных точек в направлении угла  $Al_2O_3$ . В целом, процесс разложения исходных пород данной диаграммы основан на динамике разрушения калиевого полевого шпата, плагиоклаза и железомagneзиевых силикатов.

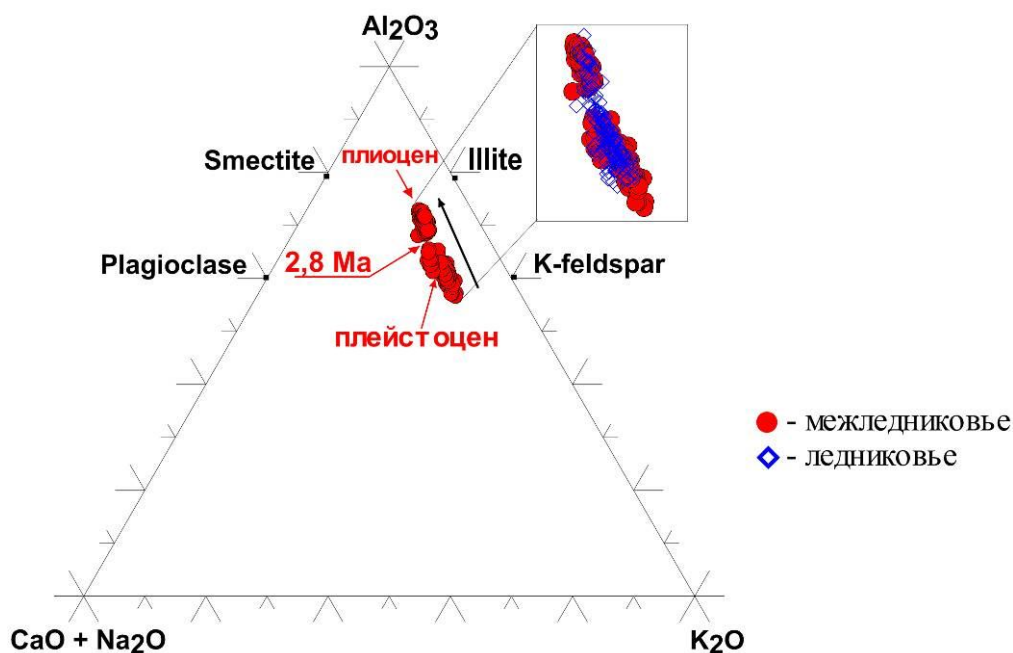


*Рис. 38. Диаграмма направленности выветривания [Nesbitt, 1989; Fedo, 1995] для отложений разреза BDP-98 (Академический хребет). Осадки разделены по возрастному критерию – плиоцен/плейстоцен. Стрелкой указано направление выветривания*

При разделении составов отложений Академического хребта по возрастному критерию (рис. 38), где границей раздела отложений выбран интервал 2,588 млн. лет, соответствующий границе плиоцена и плейстоцена, фигуративные точки, относящиеся как к «теплым», так и к «холодным» интервалам, проявляют тенденцию к разделению. Это связано с тем, что более возрастные осадки плиоцена демонстрируют большую степень разложения относительно более молодых осадков плейстоцена. Подобная тенденция очевидна и вытекает из утверждения о более теплом климате плиоцена, а, соответственно, и более агрессивной обстановке химической эрозии в это время. Соизмеримая тенденция к разделению составов проявляется в лессовых отложениях Китая, где подстилающие лёссовые горизонты красноцветные глины с возрастными 6–2,8 млн. лет располагаются в верхней части тренда, демонстрируя более высокую степень разложения исходных пород [Xiong, 2010]. Любопытным является и различие в направленности трендов для осадков Байкала и лёссов Китая. Если отложения озера Байкал демонстрируют тренд основного выветривания в

плоскости  $K_2O - Al_2O_3$ , то для лёссов Китая характерна начальная стадия выветривания, параллельная стороне  $(CaO + Na_2O) - Al_2O_3$  и близкая по поведению к тренду выветривания среднего гранита [Интерпретация геохимических данных, 2001].

Разделение составов отложений по климатическому критерию для интервалов, отвечающих пиковым значениям межледниковых стадий, образующих «теплый» тренд, а, ледниковым стадиям – «холодный» тренд, выявляет две тенденции, несущие основополагающее значение при интерпретации процессов выветривания и транспортировки материала (рис. 39).



*Рис. 39. Диаграмма направленности выветривания [Nesbitt, 1989; Fedo, 1995] для отложений разреза BDP-98 (Академический хребет). Осадки разделены по климатическому критерию – ледниковье/межледниковье. Стрелкой указано направление выветривания*

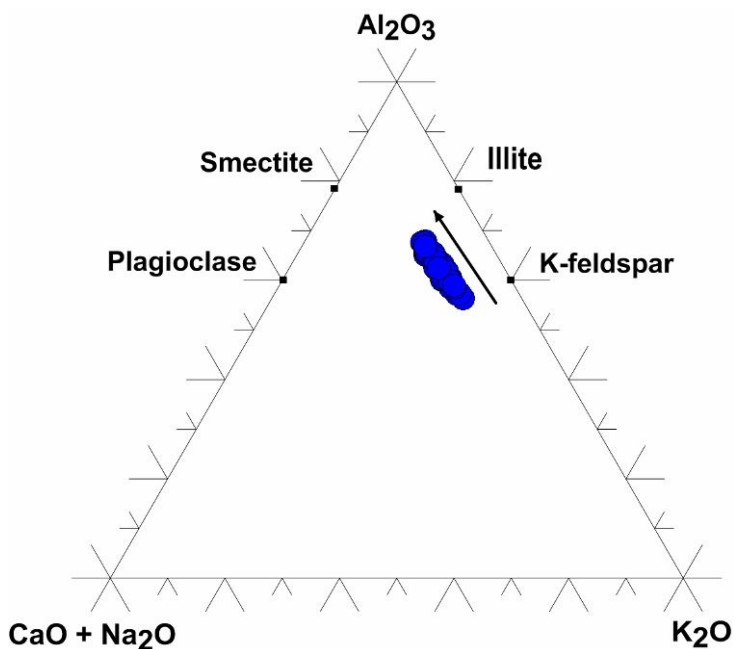
Теплый тренд показывает различие между характером выветривания отложений плейстоцена и интервала перехода 2,8–2,5 млн. лет с одной стороны и отложениями плиоцена (4–2,8 млн. лет) с другой. Не смотря на единое направление выветривания, фигуративные точки отложений плиоцена демонстрируют резкий отрыв от группы, соответствующих более молодым

интервалам, тем самым, фиксируя более прогрессивные условия разложения исходных пород в интервале возрастов 4–2,8 млн. лет. Показательным является отделение интервала перехода 2,8–2,5 млн. лет от пород плиоценовой группы к отложениям плейстоцена. Подобный переход указывает на изменения климатических и тектонических свойств, отображая поступление менее переработанных разностей пород, что полностью согласуется с модулями и отношениями ТМ, НМ, ЩМ, НКМ, Ва/Zr, Ti/Zr (рис. 20, 22, 24).

Вторая тенденция связана с расположением «холодного» тренда. С одной стороны, «холодный» тренд имеет схожее простирание с «теплым» трендом, это свидетельствует о едином характере процессов, протекающих на водосборной площади при переработке субстрата осадков независимо от климатического фактора, а также о неизменности материнских источников поступления материала. С другой стороны, фигуративные точки составов «холодного» тренда выстраиваются хаотично без учета временного фактора. В верхней части тренда могут располагаться точки, соответствующие верхнему плейстоцену, в то же время в нижней части тренда или в его центре располагаться точки, отвечающие плиоценовым разностям, и наоборот (рис. 39). Подобная картина подтверждает ранее предложенный вывод о значительной контаминации ледниковых отложений продуктами выветривания межледниковья в момент переноса терригенной фракции в конечный бассейн седиментации – озеро Байкал. Следует учитывать, что степень смешения составов петрогенных компонентов различных климатических стадий при транспортировке материала в водоем проследить невозможно. Она зависит от длительности и амплитуды ледниковых стадий (степень холодного иссушения, ветровая нагрузка) и стадий межледниковья (объемы и степень разложения исходных пород), не поддающихся жесткому моделированию, а, соответственно, и временной привязке. Именно этим и объясняется отсутствие временной последовательности при распределении

фигуративных точек «холодного» тренда по сравнению с точками, характеризующими потепления.

Для выявления условий выветривания на водосборной площади при поступлении терригенной фракции в отложения Академического хребта и поиска корреляционных связей приведен тренд выветривания, характеризующий осадки Селенгино-Бугульдейской перемычки (скважина BDP-99) (рис. 40). Поскольку разделить осадки данного разреза по климатическому фактору не представляется возможным из-за отсутствия детальной модели по биогенному кремнезему ( $\text{SiO}_{2\text{bio}}$ ), на диаграмме приведен весь массив данных в возрастном диапазоне до 1,2 млн. лет.



*Рис. 40. Диаграмма направленности выветривания [Nesbitt, 1989; Fedo, 1995] для отложений разреза BDP-99 (Селенгино-Бугульдейская перемычка). Стрелкой указано направление выветривания*

Расположение тренда и длина его простираия в схожих с осадками Академического хребта координатах свидетельствует о чрезвычайной близости составов продуктов выветривания на обеих перемычках Байкала. Различия заключаются в слабом изменении направления тренда в сторону линии  $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3$  демонстрирующей, по-видимому, большее

присутствие слабыветрелой кластической компоненты в осадках разреза, что полностью согласуется с интерпретацией диаграммы ФМ-НКМ (рис. 34).

### **Выводы:**

1. На основании анализа литохимических индексов CIA, CIW, ICSV, модулей и отношений НМ, КМ, НКМ, Ca/Al, демонстрирующих условия выветривания, модулей и отношений ТМ, ЩМ, Ti/Zr, Ba/Zr, отображающих процесс поступления обломочного материала, связываемый с тектоническими и эрозионными процессами, осадочную толщу озера Байкал можно разделить на 4 этапа: **первый этап** – 4–2,9 млн. лет характеризуется спокойной седиментационной обстановкой в условиях теплого и умеренно влажного климата плиоцена; **второй этап** – 2,8–1,5 млн. лет – активный тектогенез в Байкальской горной области, сопряженный с изменением климата Северного полушария при переходе от плиоцена к плейстоцену (2,8–2,5 млн. лет) и межстадийным похолоданием 1,8–1,5 млн. лет; **третий этап** – 1,5–0,3 млн. лет характеризуется масштабными горно-долинными оледенениями в Байкальской горной области в ледниковые периоды; **четвертый этап** – 0,3–0,01 млн. лет демонстрирует менее интенсивное воздействие климата на перенос продуктов химического выветривания в осадки ледниковых периодов, тем самым отображает процесс изменения в длительности и структуре климатических стадий (MIS).

2. Установлены общность и различия между отложениями Академического хребта и Селенгино-Бугульдейской перемычки. Отложения обоих разрезов, не смотря на низкую степень литификации, близки по своим параметрам к глинистым сланцам, что согласуются с текстурно-структурными характеристиками отложений. Осадки Академического хребта отличаются более железистым составом, демонстрируя различие в характере аутигенной минерализации. Отложения Селенгино-Бугульдейской перемычки более обогащены тонкозернистым и тонкодисперсным полевым шпатом, демонстрируя влияние стока р. Селенги.

3. Реконструирована направленность выветривания, позволившая оценить динамику разрушения породообразующих минералов для ледниковых и межледниковых интервалов. Для Академического хребта установлена зависимость степени выветривания от временного фактора для отложений межледниковья. Для ледниковых отложений подобной зависимости не выявлено. Это свидетельствует о смешении составов отложений на водосборной площади перед аккумуляцией в горизонтах разреза.

## ГЛАВА 4

### ИЗОТОПНАЯ Sr-Nd СИСТЕМАТИКА ОСАДКОВ ОЗЕРА БАЙКАЛ КАК ИНДИКАТОР ЭНДОГЕННЫХ И ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

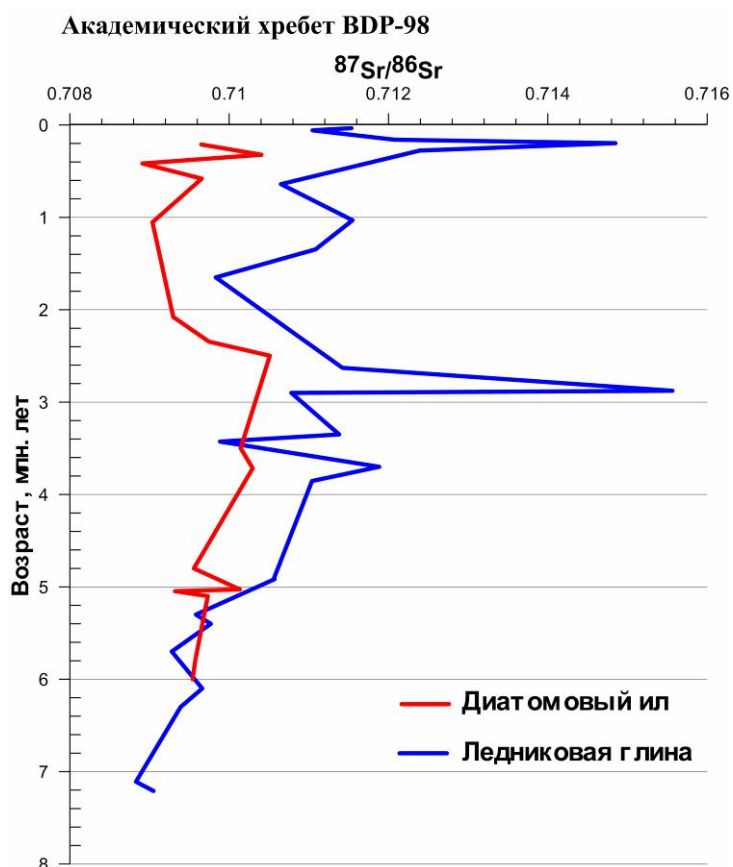
Согласно установленным ранее данным, распределение изотопного состава стронция в породах осадочных разрезов является индикатором как экзогенных, так и эндогенных процессов. Установлено, что за последние 600 млн. лет увеличение значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в карбонатных отложениях океана коррелируется с масштабом орогенических движений на дивергентных границах плит, а также с эпохами похолодания на земле [Raymo, 1992; Кузьмин, 2006].

Первые данные по распределению изотопного состава стронция для глубоководной Байкальской скважины BDP-96 представлены в работе М.И. Кузьмина [Кузьмин, 2007]. Отложения отбирались по принципу разделения осадков, богатых диатомовыми водорослями с содержаниями биогенного кремнезема  $\text{SiO}_{2\text{bio}}$  от 26 до 43 %, и осадков, отвечающих ледниковым глинам с содержаниями биогенного кремнезема от 3 до 8 %. Было установлено, что диатомовые илы обладают менее радиогенным составом и близки к изотопному составу байкальской воды ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7088$ ). Таким образом, очевидным становится сохранение диатомовыми водорослями изотопного состава воды в течение своего жизненного цикла. В тот же самый момент изотопный состав стронция в терригенных отложениях (с наименьшими концентрациями  $\text{SiO}_{2\text{bio}}$ ) является индикатором материнских источников сноса вещества в водоем и, тем самым, позволяет оценить тектонический аспект при разрушении и деформации комплексов обрамления озера. Принципиальным являются выводы о генетических особенностях материала осадков разреза. Так, изотопный состав стронция древнее 2,5 млн. лет близок к таковому в корях выветривания и полностью согласуется с утверждением о более агрессивной обстановке выветривания плиоцена по отношению к плейстоценовым разностям. В то же самое время изменение величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$



в осадках плейстоцена объясняется с позиций смешения вещества двух источников. Первый из них – коры выветривания, развивающиеся по гранитоидам и кислым кристаллосланцам. Второй – продукты разрушения основных пород (неогеновых вулканитов, палеозойских основных кристаллосланцев, святоноситов), а также палеозойских карбонатных пород, т.е. продуктов разрушения комплексов ближайшего окружения водоема. Таким образом, один из выводов данной работы о значительном смешении продуктов двух типов выветривания в момент переноса отложений в конечный бассейн седиментации озера Байкал в ледниковые периоды находит свое подтверждение с помощью изотопных характеристик. Недостаточность статистических данных по разрезу BDP-96 не позволила оценить тектонический аспект формирования осадочной толщи Академического хребта, поэтому с помощью изучения распределения изотопов стронция в разрезе BDP-98 появилась возможность дополнить выводы, сделанные в предыдущих главах.

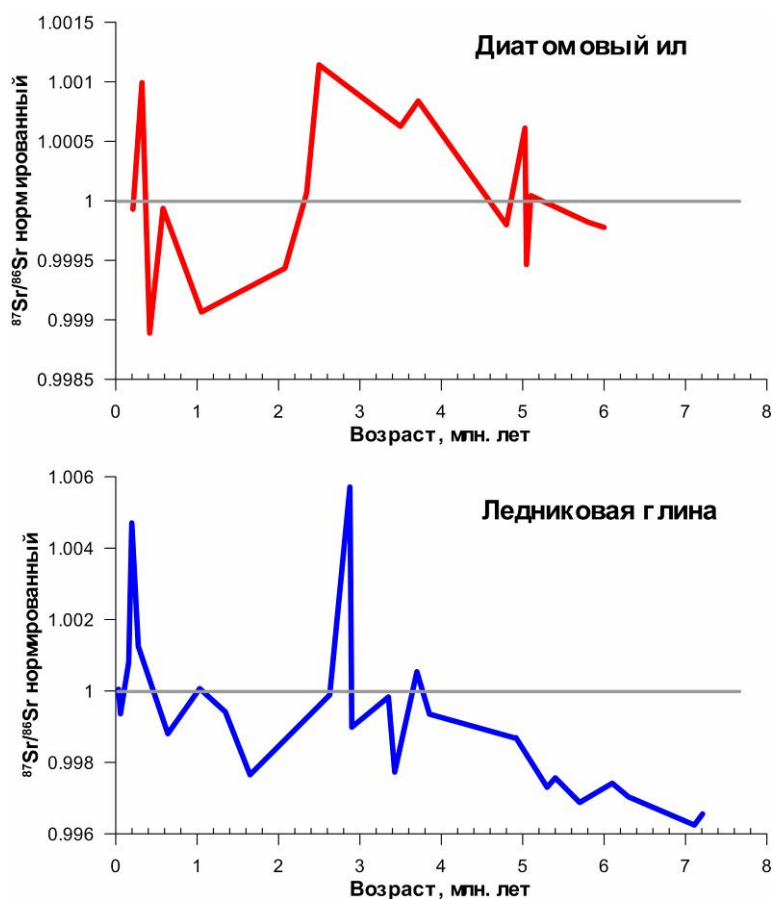
Для изучения изотопной систематики  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в разрезе BDP-98 опробование проводилось по критерию, примененному ранее для разреза BDP-96. Диатомовый ил с концентрациями биогенного кремнезема  $\text{SiO}_{2\text{bio}}$  от 26 до 43 % и ледниковые глины с содержаниями биогенного кремнезема от 3 до 8 %. Полученные при этом характеристики сравнивались с результатами, полученными ранее для осадков разреза BDP-96.



*Рис. 41. Изотопное отношение стронция  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в донных отложениях Академического хребта (BDP-98) для 2-х типов осадка*

На рисунке 41 показано распределение изотопов стронция для осадков Академического хребта (BDP-98) до возрастной границы 7,2 млн. лет. Вариации изотопного состава стронция по разрезу подтверждают ранее выдвинутые выводы и вносят ряд новых моментов в оценку тектонических условий седиментации. Так, закономерным является менее радиогенный состав диатомового ила, отвечающий межледниковым интервалам. В тот же самый момент фиксируется очевидное смешение изотопного состава стронция в обоих типах отложений в возрастном диапазоне свыше 5 млн. лет, демонстрируя значительное смешение терригенной и биогенной составляющей осадка в результате влияния авандельты реки Палеобаргузин на формирование отложений Академического хребта во время его становления как обособленной структуры [Ivanov, 2008]. На кривой распределения изотопного состава стронция для терригенных отложений зафиксировано два выброса соответствующих возрастным параметрам – 2,8

млн. лет и 250 тыс. лет. Слабый отклик на данные выбросы демонстрирует и обогащенная биогенной компонентой часть осадка. Чтобы исключить влияние климатического фактора и, тем самым, подтвердить возможный отклик отношений изотопов стронция на тектонические изменения, отношения изотопов стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) обоих типов отложений были нормированы на средние значения и приведены к единице (рис. 42).



**Рис. 42.** Изотопное отношение стронция  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в донных отложениях Академического хребта (BDP-98) для 2-х типов осадка, приведенное к единице

Полученные характеристики выявляют зависимость обоих типов отложений от изменения условий терригенной седиментации. Поскольку максимальные значения отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  как для ледниковых глин, так и диатомового ила согласуются с началом активного тектогенеза в Байкальской горной области 2,8–2,5 млн. лет назад и откликаются на возможный тектогенез в интервале 300–250 тыс. лет, согласуясь при этом с титановым модулем (ТМ), очевидным является подтверждение

индикативных свойств величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для оценки орогенного фактора позднего кайнозоя Байкальской рифтовой зоны [Ivanov, 2008].

Для определения влияния и идентификации источников сноса терригенного вещества окружающих пород в осадочные разрезы (как поверхностные четвертичные, так и донные отложения), как правило, используются классические геохимические методы, такие как нормирование петрохимических характеристик на средние содержания (кларки) пород предполагаемых источников сноса. Основной сложностью для определения пропорций петрокомпонентов из разных источников вещества в донных отложениях Байкала является его мультиколлекторность, т.е. влияние весьма широкого спектра разновозрастных ассоциаций пород на формирование осадочной толщи водоема. Одним из методов, позволяющих оценить проблему переноса вещества из различных источников в бассейн седиментации, является распределения изотопов Sr и Nd.

Изотопный состав Nd в терригенных осадках разреза лежит в пределах  $\epsilon\text{Nd}(0) = -12,9 - (-9,3)$  при среднем значении  $\epsilon\text{Nd}(0) = -10,9$ , а в диатомовых – в пределах  $\epsilon\text{Nd}(0) = -13,0 - (-8,9)$  при среднем значении  $\epsilon\text{Nd}(0) = -10,2$  (таблицы 5, 6). Изотопный состав Nd в терригенных отложениях определяется природой источника сноса терригенного материала. По мере обогащения автохтонной органической компонентой наблюдается рост общего фона радиогенности составов Nd в осадке. Природа данного факта требует дополнительных исследований.

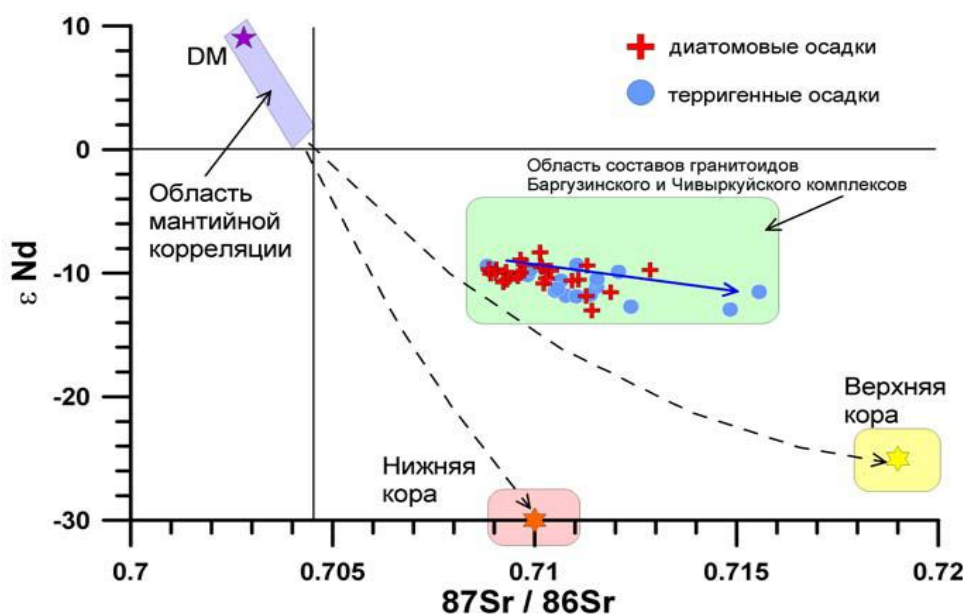
Таблица 5. Изотопная Sr-Nd систематика для диатомовых илов (скв. BDP-98).

проба	глубина	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(\text{совр.})}$	$^{86}\text{sr}/^{87}\text{sr}$	$\text{SiO}_2\text{-Био}$	возраст	eNd(0)	Sr
7,1	11,61	0,7097	1,4091	43,2	211,131	-9,97	245,95
9,1	16,33	0,7104	1,4076	26,2	322,144	-9,80	261,31
11,1	19,74	0,7089	1,4106	45,1	416,543	-10,04	239,71
13,1	24,80	0,7097	1,4091	44,4	580,822	-8,89	186,14
2,1	42,99	0,7090	1,4104	36,8	1052,671	-9,97	227,02
37,1	74,48	0,7093	1,4098	27,2	2078,148	-9,90	292,79
41,1	83,81	0,7097	1,4090	30,5	2345,325	-9,31	212,69
45,1	91,18	0,7105	1,4074	37,2	2498,000	-13,01	377,63
65,1	134,29	0,7101	1,4082	29,1	3498,300	-9,34	166,09
70,2	144,82	0,7103	1,4079	25,3	3716,600	-10,42	194,37
122,1	228,25	0,7096	1,4093	42,4	4800,000	-9,08	176,98
136,1	249,00	0,7101	1,4082	32,0	5027,800	-8,31	250,47
137,1	251,00	0,7093	1,4098	30,0	5046,400	-10,53	304,10
138,1	254,54	0,7097	1,4090	27,3	5100,000	-9,36	215,42
196,1	357,93	0,7096	1,4093	29,5	5800,000	-8,31	209,26
209,1	382,87	0,7095	1,4094	30,3	6000,000	-10,84	287,98

Таблица 6. Изотопная Sr-Nd систематика для ледниковых глин (скв. BDP-98).

проба	глубина	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(\text{совр.})}$	$^{86}\text{sr}/^{87}\text{sr}$	$\text{SiO}_2\text{-Био}$	возраст	eNd(0)	Sr
2,1	1,48	0,7115	1,4054	5,0	34,203	-11,11	361,55
2,1	2,50	0,7110	1,4064	5,9	57,971	-9,35	327,53
5,2	9,00	0,7121	1,4043	5,1	159,221	-9,88	293,83
6,1	11,00	0,7148	1,3989	5,0	196,916	-12,95	305,24
8,1	14,40	0,7124	1,4037	5,1	276,799	-12,71	373,12
14,1	26,81	0,7106	1,4072	6,4	640,192	-10,59	378,35
21,1	41,72	0,7115	1,4054	5,5	1030,988	-10,49	323,02
26,1	51,64	0,7111	1,4063	8,3	1346,146	-10,53	331,51
29,1	58,68	0,7098	1,4088	5,2	1649,542	-10,16	407,85
47,1	96,90	0,7114	1,4056	5,1	2629,000	-11,41	299,84
52,1	107,57	0,7156	1,3975	5,4	2876,900	-11,52	185,44
53,1	108,56	0,7108	1,4069	4,9	2900,200	-11,83	393,28
62,1	127,90	0,7114	1,4057	5,0	3350,000	-11,76	312,23
64.1/45.53	131,22	0,7099	1,4087	5,3	3427,200	-9,76	170,24
70,1	143,88	0,7119	1,4047	8,6	3700,000	-11,55	256,04
75,1	152,59	0,7110	1,4064	6,0	3854,000	-11,89	278,95
129,1	236,82	0,7106	1,4073	6,8	4900,000	-12,50	227,41
129,2	237,00	0,7106	1,4073	6,2	4916,600	-11,26	280,29
155,1	278,33	0,7096	1,4093	7,8	5300,000	-10,83	290,48
161,1	291,90	0,7098	1,4089	2,1	5400,000	-9,79	263,42
183,1	333,83	0,7093	1,4099	4,1	5700,000	-12,64	323,28
218	399,50	0,7097	1,4091	6,3	6100,000	-10,61	318,87
236	430,40	0,7094	1,4097	5,7	6300,000	-10,44	267,63
300,1	555,00	0,7088	1,4108	6,0	7109,300	-9,42	298,21
309,1	571,00	0,7091	1,4103	7,0	7209,300	-9,68	268,56

Изотопная Sr-Nd систематика осадков скважины BDP-98 позволяет определить параметры сноса терригенного осадочного материала в бассейн осадконакопления [Дриль, Иванов, 2008] (рис. 43).



**Рис. 43.** Sr-Nd изотопная корреляция для терригенных и диатомовых осадков скважины BDP-98. Условные обозначения: DM – состав деплетированной мантии; составы Верхней и Нижней континентальной коры для Северо-Китайского кратона [Huang, 2007]

Установлено, что область локализации изотопных составов Sr/Nd не принадлежит к линии смешения вещества между мантией и нижней корой, а также смещена от линии смешения мантия – верхняя кора, при этом соответствует области составов баргузинского и чивыркуйского гранитоидных комплексов [Ярмолюк, 1997; Коваленко, 1999].

Таким образом, соответствие области составов отложений гранитоидам Забайкалья подтверждает ранее сделанный вывод о влиянии гранитов на состав отложений озера Байкал и не противоречит выводам об отклике макро- и микроэлементного состава отложений на средний состав чивыркуйского и нижнеселенгинского комплексов монцонитов-сиенитов Забайкалья [Цыганков, 2014], природа которых несет существенную генетическую связь с гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. В то же самое время наблюдается смешение составов отложений как «теплых», так и «холодных» интервалов, показывая отсутствие изменения основных

источников сноса в ледниковые и межледниковые и, тем самым, подтверждая вывод о значительном взаимопроникновении (смешении) составов отложений при переносе в конечный бассейн седиментации озеро Байкал.

#### **Выводы:**

1. Отношение изотопов стронция  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в осадках скважины BDP-98 согласуется с ранее полученными данными для разреза BDP-96, где отложения, обедненные диатомовыми водорослями, демонстрируют более радиогенный изотопный состав по сравнению с диатомовым илом.
2. В диапазоне возрастов свыше 5 млн. лет фиксируется очевидное сходство изотопного состава стронция в отложениях как богатых, так и обедненных диатомовыми, демонстрируя значительное смешение терригенной и биогенной составляющей осадка в результате влияния авандельты реки Палеобаргузин на формирование отложений Академического хребта во время его становления как обособленной структуры.
3. При приведении величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  к единице и построении точек согласно возрасту осадков выявляется зависимость обоих типов отложений от изменения условий терригенной седиментации. Максимальные значения изотопного состава стронция при этом согласуются с началом активного тектогенеза в Байкальской горной области в интервале 2,8–2,5 млн. лет и откликаются на возможный тектогенез в интервале 300–250 тыс. лет.
4. Изотопная Sr-Nd систематика осадков скважины BDP-98 позволяет определить параметры источников сноса терригенного осадочного материала в бассейн осадконакопления. Осадки Академического хребта (скважина BDP-98) по изотопному составу близки гранитоидам баргузинского и чивыркуйского комплексов, тем самым, подтверждая влияние преимущественно гранитоидов на формирование отложений Байкала.
5. Как и для ряда тройных диаграмм (см. главы 3, 4), наблюдается смешение изотопного Sr-Nd состава осадков как теплых, так и холодных интервалов, демонстрируя отсутствие изменения основных источников сноса в

ледниковые и межледниковые и, тем самым, подтверждая вывод о значительном взаимопроникновении составов отложений при переносе в конечный бассейн седиментации подводные структуры озера Байкал.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведения детальных геохимических и изотопно-геохимических исследований в донных отложениях озера Байкал изучено влияние глобального и региональные факторов (тектоника, климат) на изменение условий регионального седиментогенеза.

Выявлены основные этапы формирования осадочной толщи озера Байкал в необайкальскую стадию развития. Первый этап – 4–2,9 млн. лет – относительно спокойная седиментационная обстановка в условиях теплого и умеренно влажного климата плиоцена. Второй этап – 2,8–1,5 млн. лет – активный тектогенез в Байкальской горной области, сопряженный с изменением климата Северного полушария при переходе от плиоцена к плейстоцену и межстадийным похолоданием 1,8–1,5 млн. лет. Третий этап – 1,5–0,3 млн. лет фиксирует масштабные горно-долинные оледенения в Байкальской горной области в ледниковые периоды. Четвертый этап – 0,3–0,01 млн. лет демонстрирует менее интенсивное воздействие климата на перенос продуктов химического выветривания в осадки ледниковых интервалов, тем самым отображает процесс изменения в длительности и структуре климатических стадий (MIS).

1. В интервале 2,8–2,5 млн. лет, при снижении общих температур и изменении климата, литохимические показатели (CIA, CIW, ICV, НКМ, НМ, КМ, Ca/Al) выявляют процессы выветривания на водосборной площади, свидетельствующие об отсутствии масштабного горно-долинного оледенения в периоды похолоданий. Это связано с незавершенностью процесса тектогенеза и отсутствием необходимой расчлененности рельефа горного обрамления озера Байкал.

2. Начиная с 2,815 млн. лет, одновременно с началом процесса изменения климата Северного Полушария при переходе от плиоцена к плейстоцену, фиксируется начало тектогенеза в Байкальской горной области, приведшего, предположительно, к активному подъему и расчленению Приморского и

Байкальского хребтов. Окончание активной фазы тектогенеза совпадает по времени с интервалом очередного глубокого межстадийного похолодания климата в интервале 1,8–1,5 млн. лет.

3. Для интервала 1,5–0,3 млн. лет зафиксировано усиление поступления ледникового детрита в горизонты разреза. В то же самое время наблюдается усиление переноса продуктов химического выветривания в отложения водоема в ледниковые стадии по отношению к межледниковым интервалам. Механизмом поступления тонкой переработанной терригенной компоненты является холодное иссушение (крио- аридизация) при экзарации склонов ледниками, возрастании эоловой нагрузки, способствующей аккумуляции продуктов разрушения кор выветривания и почв межледниковых периодов в горизонтах разреза BDP-98 (Академический хребет).

4. Основными источниками поступления терригенной фракции на подводные перемычки озера Байкал в точках бурения являлись породы обрамления водоема, преимущественно Забайкальского фланга. На водосборной площади в зависимости от условий климата происходило смешение петрокомпонентов 2-х типов выветривания (физического и химического). В относительно теплых условиях плиоцена преобладали продукты химической переработки, в плейстоцене смешение происходило в зависимости от глубины (амплитуды) и длительности климатических стадий MIS.

5. Изотопный состав Nd и Sr определяет осадочные горизонты скважины BDP-98 в поле составов гранитных комплексов Забайкалья (баргузинский и чивыркуйский комплексы пород), а также является индикатором горообразовательного процесса в Байкальской горной области, демонстрируя резкое изменение отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  на различных этапах тектогенеза.

6. Отложения разрезов Академического хребта (BDP-98) и Селенгино-Бугульдейской перемычки (BDP-99) чрезвычайно близки друг другу по составу и незначительно отличаются по микроэлементным характеристикам. Это говорит о генетически близких источниках сноса, при этом зависимость

смены источников от изменения условий климата по геохимическим данным отсутствует и прослеживается только по изменению литологических и минералогических характеристик.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архипов С.А.,** Зыкина В.С., Круковер А.А., Гнибиденко З.Н., Шелкопляс В.Н. Стратиграфия и палеомагнетизм ледниковых и лессово-почвенных отложений Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. №. 6. С. 1027–1048.
- Афанасьев А.Н.** Водные ресурсы и водный баланс бассейна оз. Байкал – Новосибирск : Наука. 1976. – 238 с.
- Базаров Д.Д.,** Логачев Н.А. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья – Новосибирск : Наука. 1986. – 184 с.
- Байкал.** Атлас [Карты] – Москва : Роскартография, 1993. – 160 с.
- Безрукова Е.В.,** Кулагина Н.В., Летунова П.П., Шестакова О.Н. Направленность изменений растительности и климата Байкальского региона за последние 5 миллионов лет (по данным палинологического исследования осадков озера Байкал) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. №. 5. С. 739–749.
- Белов А.В.,** Безрукова Е.В., Соколова Л.П., Абзаева А.А., Летунова П.П., Фишер Е.Э., Орлова Л.А. Растительность Прибайкалья как индикатор глобальных и региональных изменений природных условий Северной Азии в позднем кайнозое // География и природные ресурсы. 2006. № 3. С. 5–18.
- Белова В.А.** Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири – Новосибирск : Наука. 1988. – 159 с.
- Бибикова Е.В.,** Кориковский С.П., Кирнозова Т.И., Сумин Л.В., Аракелянц М.М., Федоровский В.С., Петрова З.И. Определение возраста пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса изотопно-геохронологическими методами // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. М. : Наука. 1987. С. 154–164.
- Богданов Ю.А.,** Зоненшайн Л.П. Обнажения миоценовых осадков на дне оз. Байкал и время сбросообразования (по наблюдениям с подводных обитаемых аппаратов «Пайсис») // Доклады Академии Наук. 1991. Т. 320. С. 931–933.

- Булнаев А.И.** Редкоземельные элементы в осадках Байкала как индикатор климата прошлого: монография / А.И. Булнаев; ИрГТУ, РАЕН. Иркут. науч. центр. – Иркутск : Изд-во ИрГТУ. 2001. – 115 с.
- Бухаров А.А.,** Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Фиалкова В.А. Геологическое строение фундамента средней части озера Байкала (по данным глубоководных исследований на ПАО «Пайсис») // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 9. С. 19–30.
- Бухаров А.А.,** Фиалков В.А. Геологическое строение дна Байкала – Новосибирск : Наука. 1996. – 118 с.
- Бухаров А.А.,** Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Станевич А.М., Складов Е.В., Федоровский В.С. Эволюция Земли в летописи Байкала // Развитие жизни в процессе абиотических изменений на Земле. Тезисы докладов научно практической конференции. Байкальский музей. 2008. С. 88–101.
- Васильев Е.П.,** Резницкий Л.З., Вишняков В.Н., Некрасова Е.А. Слюдянский кристаллический комплекс – Новосибирск : Наука. 1981. – 195 с.
- Вильямс Д.Ф.,** Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И., Хурсевич Г.К., Гвоздков А.Н., Безрукова Е.В., Солотчина Е.П. Комплексные исследования позднемиоцен-плейстоценовых донных отложений озера Байкал – основа палеоклиматических реконструкций и диатомовой биостратиграфии // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. №. 1–2. С. 35–47.
- Волкова В. С.,** Баранова Ю. П. Плиоцен-раннеплейстоценовые изменения климата в Северной Азии // Геология и геофизика. 1980. №. 7. С. 43–52.
- Вологина Е.Г.,** Федотов А.П. Хлоритоид в донных осадках Академического хребта озера Байкал – индикатор эолового переноса // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. №. 1. С. 72–82.
- Воробьева Г.А.,** Мац В.Д., Шимараева М.К. Палеоклиматы позднего кайнозоя Байкальского региона // Геология и геофизика. 1995. Т.36. № 8. С. 82–96.

- Воробьева Г.А.,** Мац В.Д., Шимараева М.К. Плиоцен-эоплейстоценовое почвообразование на Байкале // Геология и геофизика. 1987. № 9. С. 20–29.
- Гавшин В.М.,** Бобров В.А., Богданов Ю.А. Урановые аномалии в глубоководных отложениях озера Байкал // Докл. РАН. 1994. Т. 334. №. 3. С. 356–359.
- Гвоздков А.Н.** Геохимия современных донных осадков озера Байкал. Автореф. канд. дис. геол.-мин. наук – Иркутск : ООП Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. 1998. – 28 с.
- Геологическое** строение дна Байкала: Взгляд из «Пайсиса» – Новосибирск : Наука. Сибирская издательская фирма РАН. 1996. – 118 с.
- Гладенков Ю. Б.** Морской верхний кайнозой северных районов // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Т. 313. С. 1–196.
- Гладкочуб Д.П.,** Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станкевич А.М., Скляр Е.В., Пономарчук В.А. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. №. 1. С. 22–41.
- Гладкочуб Д.П.,** Писаревский С.А., Эрнст Р., Донская Т.В., Седерлунд У., Мазукабзов А.М., Хейнс Дж. Крупная магматическая провинция (КМП) в возрасте ~1750 млн лет на площади Сибирского кратона // Докл. РАН. 2010. Т. 430. № 5. С. 654–657.
- Глобальные** и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя в Сибири / отв. ред. А.П. Деревянко; Рос. акад. Наук, Сиб. отд-ние, Ин-т археол. и этногр. [и др.] – Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2008. – 511 с.
- Голдырев Г.С.** Осадкообразование и четвертичная история котловины Байкала – Новосибирск : Наука. 1982. – 181 с.
- Гражданкин Д.В.,** Маслов А.В. Литохимические особенности примитивных палеопочв в разрезе средней части бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея на южной окраине г. Миньяр // Ежегодник-2011. Тр. Ин-та геол. им. акад. А.Н. Заварицкого. 2012. №. 159. С. 77–84.

**Гранина Л.З.** Поступление осадочного материала в Байкал и процессы раннего диагенеза в донных осадках озера. Автореф. канд. дис. геол.-мин. наук – Иркутск : институт земной коры СО РАН. 2007. – 46 с.

**Гранина Л.З.,** Захарова Ю.Р., Парфенова В.В. Биогенное накопление железа и марганца в донных осадках Байкала // Геохимия. 2011. №. 11. С. 1225–1232.

**Донская Т.В.,** Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13. №. 3. С. 253–279.

**Донская Т.В.,** Бибикова Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Баянова Т.Б., ДеВаэле Б., Диденко А.Н., Бухаров А.А., Кирнозова Т.И. Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (Сибирский кратон) // Петрология. 2008. Т. 16. С. 452–479.

**Дриль С.И.,** Иванов Е.В., Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Загорная Н.Ю., Гелетий В.Ф. Изотопная Nd-Sr систематика пород осадочного разреза озера Байкал // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Иркутск. 14–18 октября, 2008. С. 116–118.

**Ерофеев В.С.,** Цеховский Ю.Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений (Семейство аридных парагенезов. Эволюционная периодичность) – М. : Наука. 1983. – 192 с.

**Заморуев В.В.** Об основных вопросах четвертичного оледенения горных стран // География и природ. ресурсы. 1995. №. 4. С. 142–148.

**Зоненшайн Л. П.,** Казьмин В.Г., Кузьмин М.И., Добрецов Н.Л., Баранов Б.В., Кононов М.В., Мац В.Д., Балла З., Фиалков В.А., Харченко В.В. Геология дна Байкала, изученная с подводных аппаратов // Доклады РАН. 1993. Т. 330. №. 1. С. 84–88.

**Зоненшайн Л.П.,** Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Геодинамика Байкальской рифтовой зоны и тектоника плит внутренней Азии

// Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал / Ред. Л.С.Монин. М., ИО АН СССР. 1979. С. 157–203.

**Зорин Ю.А.,** Склярв Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга-задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее-раннем палеозое // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. №. 3. С. 209–226.

**Иванов Е.,** Оберхенсли Х. Перерыв в осадконакоплении в разрезе скважины ВDP-99 оз. Байкал по данным гранулометрического анализа // II Сибирская международная конференция молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск. 2004. С. 77.

**Иванов Е.В.** Литолого-геохимические характеристики осадконакопления Селенгино-Бугульдейской перемычки озера Байкал // Материалы XIII Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов». Москва. 2006.

**Интерпретация** геохимических данных: Учеб. Пособие / Ред. Е.В. Склярва. – М. : Интермет Инжиниринг. 2001. – 288 с.

**Казьмин В.Г.,** Гольмшток А.Я., Клитгорд К., Мур Т., Хатчинсон Д., Шольц К., Вебер Е. Строение и развитие района Академического хребта по данным сейсмических и подводных исследований (Байкальский рифт) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. №. 10. С. 164–176.

**Карабанов Е.Б.** Геологическое строение осадочной толщи озера Байкал и реконструкции изменений климата Центральной Азии в позднем кайнозое (на основе изучения байкальских осадков). Диссертация в виде научного доклада на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук – Москва. 1999. – 72 с.

**Карабанов Е.Б.,** Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф. Глобальные похолодания Центральной Азии в позднем кайнозое согласно осадочной записи из озера Байкал // Докл. РАН. 2000. Т. 370. №. 1. С. 61–66.

**Карабанов Е.Б.,** Прокопенко А.А., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф., Гвоздков А.Н., Кербер Е.В. Оледенения и межледниковья Сибири -



палеоклиматическая запись из озера Байкал и ее корреляция с западно-сибирской стратиграфией (эпоха прямой полярности Брюнес) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. №. 1–2. С. 48–63.

**Карта** магматических формаций юга Сибири и Северной Монголии. М-б 1:1500000 / Абрамович Г.Я., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А., Таскин А.П. – М. МинГео. 1989.

**Кетрис М.П.** Петрохимическая характеристика терригенных пород // Ежегодник-1974 Института геологии Коми филиала АН СССР. 1976. С. 32–38.

**Коваленко В.И.,** Ярмолюк, В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.

**Коллектив** исполнителей проекта Байкал-Бурение. Результаты бурения первой скважины на озере Байкал в районе Бугульдейской перемычки // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 2. С. 3–32.

**Коллектив** участников проекта «Байкал-бурение». Высокорастворимая осадочная запись по керну глубоководного бурения на посольской банке в озере Байкал (BDP-99) // Геология и Геофизика. 2004. Т. 45. №2. С.163–193.

**Коллектив** участников проекта «Байкал-бурение». Непрерывная запись климатических изменений в отложениях оз. Байкал за последние 5 миллионов лет // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 139–156.

**Коллектив** участников проекта «Байкал-бурение». Позднекайнозойская палеоклиматическая запись в осадках озера Байкал (по результатам исследования 600-метрового керна глубокого бурения) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 1. С. 3–32.

**Кузьмин М.И.,** Бычинский В.А., Кербер Е.В., Ощепкова А.В., Горегляд А.В., Иванов Е.В. Химический состав осадков глубоководных байкальских

скважин как основа реконструкции изменений климата и окружающей среды // Геология и геофизика. 2014. № 1. С. 3–22.

**Кузьмин М.И.,** Дриль С.И., Сандимиров И.В., Сандимирова Г.П., Гелетий В.Ф., Чуканова В.С., Калмычков Г.В., Бычинский В.А. Вариации изотопного состава SR в осадочном разрезе оз. Байкал // Доклады Академии наук. 2007. Т. 412. № 4. С 1–5.

**Кузьмин М.И.,** Карабанов Е.Б., Каваи Т., Вильямс Д., Бычинский В.А., Кербер Е.В., Кравчинский В.А., Безрукова Е.В., 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. Глубоководное бурение на Байкале-основные результаты // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. №. 1–2. С. 8–34.

**Кузьмин М.И.,** Ярмолук В.В. Горообразующие процессы и варианты климата в истории Земли // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 7–25.

**Левицкий В.И.** Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры / В.И. Левицкий; науч. ред. д-р геол.-мин. наук В.А. Макрыгина; Ин-т геохимии им. А.П. Виноградова. – Новосибирск : Академическое издательство «Гео». 2005. – 340 с.

**Логачев Н.А.,** Антощенко-Оленев И.В., Базаров Д.Б., Галкин В.И., Голдырев Г.С., Ендрихинский А.С., Золотарев А.Г., Логачев Н.А., Сизиков А.И., Уфимцев Г.Ф. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья – Москва : Наука. 1974. – 359 с.

**Логачев Н.А.** История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. №. 5. С. 391–406.

**Логачев Н.А.,** Флоренсов Н.А. Байкальская система рифтовых долин // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск : Наука. 1977. С. 19–29.

**Макрыгина В.А.** Геохимия метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений – Новосибирск : Наука. 1981. – 199 с.

**Макрыгина В.А.,** Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. №. 1. С. 141–155.

**Маслов А.В.** Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория – М. : Наука. 1988. – 133 с. (Труды Геологического института АН СССР; вып. 426).

**Маслов А.В.** Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных: Учебное пособие – Екатеринбург : Изд-во Уральского государственного горного университета. 2005. – 289 с.

**Маслов А.В.,** Гражданкин Д.В., Гой Ю.Ю. Примитивные палеопочвы в разрезах зильмердакской свиты Южного Урала (текстурный и литогеохимический аспекты) // Литосфера. 2013. №. 2. С. 045–064.

**Маслов А.В.,** Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Корнилова А.Ю., Лепихина О.П., Попова О.Ю. Систематика редкоземельных элементов, Th, Hf, Sc, Co, Cr и Ni в глинистых породах серебрянской и сылвицкой серий венда западного склона Среднего Урала – инструмент мониторинга состава источников сноса // Геохимия. 2006. № 6. С. 610–632.

**Мац В.Д.** Возраст и геодинамическая природа осадочного выполнения байкальского рифта // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 9. С. 1219–1244.

**Мац В.Д.,** Ефимова И.М. Палеогеографический сценарий позднего мелакайнозоя центральной части байкальского региона // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2. № 2. С. 175–193.

**Мац В.Д.,** Ломоносова Т.К., Воробьева Г.А., Вологина Е.Г. Позднемеловые-кайнозойские отложения Байкальской рифтовой впадины в связи с меняющимися природными обстановками // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 1. С. 75–86.

**Мац В.Д.,** Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Строение и геологическая история – Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2001. – 252 с.

- Мигдисов А.А.** О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия. 1960. № 2. С. 149–163.
- Неймарк Л.А.,** Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Петрология. 1998. Т. 6. №. 2. С. 139–164.
- Никифорова К.В.,** Алексеев М.Н., Иванова И.К., Кинд Н.В. Геохронология четвертичного периода // Четвертичный период. Стратиграфия. 1989. С. 14.
- Оллиер К.** Выветривание – М. : Недра. 1987. – 348 с.
- Петрова З.И.,** Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья – Новосибирск : Наука. 1984. – 200 с.
- Петгиджон Ф.Дж.** Осадочные породы – М. : Недра. 1981. – 751 с.
- Петгиджон Ф.Дж.,** Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники – М. : Мир. 1976. – 535 с.
- Плиоцен** и плейстоцен Среднего Байкала // Мац В.Д., Покатилов А.Г., Попова С.М., и др. – Новосибирск : Наука. 1982. – 192 с.
- Прокопенко А.А.,** Вильямс Д.Ф., Карабанов Е.Б. Распределение органического материала и некоторых пороодообразующих элементов в донных осадках Селенгинского района оз. Байкал как показатель климатических изменений // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 10–11. С. 78–92.
- Салоп Л.И.** Геология Байкальской горной области. Т. 1, 2. Магматизм, тектоника, история геологического развития – Москва : Недра. 1967. – 699 с.
- Ситникова Т.Я.** Почему погибли брюхоногие моллюски в конце плиоцена? // Третья Верещагинская байкальская конференция. Иркутск. 2000. С. 207.
- Солотчина Э.П.** Структурный типоморфизм глинистых минералов осадочных разрезов и кор выветривания – Новосибирск : Академическое издательство «Гео». 2009. – 234 с.
- Тейлор С.Р.,** Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее возраст и эволюция – М. : Мир. 1988. – 371 с.

**Манзурский** аллювий (матер. по геологии и палеогеографии) [Текст] : препринт / РАН. Сиб. отд-ние. Ин-т земной коры ; Ред. Г.Ф.Уфимцев. – Иркутск. 1995. – 50 с.

**Уфимцев Г.Ф.** Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны – Новосибирск : Наука. 1992. – 216 с.

**Уфимцев Г.Ф.,** Щетников А.А., Филинов И.А. Последний эрозионный врез в речных долинах юга Восточной Сибири // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. №. 8. С. 1108–1113.

**Флоренсов Н.А.** О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области // Геология и геофизика. 1960. Т. 19606. С. 74–90.

**Хлыстов О. М.,** Мац В. Д., Батист М. Юго-Западное окончание Северо-Байкальской впадины: геологическое строение и корреляция с кайнозойскими разрезами о. Ольхон и кернами VDP-96 и VDP-98 // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. №. 1-2. С. 373–383.

**Хлыстов, О. М.,** Кононов, Е. Е., Хабуев, А. В., Белоусов, О. В., Губин, Н. А., Соловьева, М. А., Наудс Л. Геолого-геоморфологические особенности Посольской банки и Кукуйской гривы озера Байкал // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. №. 12. С. 2229–2239.

**Цыганков А.А.,** Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249–1276.

**Цыганков А.А.** Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 197–227.

**Юдович Я.Э.** Региональная геохимия осадочных толщ. – Л. : Наука. 1981. – 276 с.

**Юдович Я.Э.,** Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия) – Сыктывкар : Геопринт. 2011. – 742 с.

**Юдович Я.Э.,** Кетрис М.П. Минеральные индикаторы литогенеза – Сыктывкар : Геопринт. 2008. – 564 с.

**Юдович Я.Э.,** Кетрис М.П. Основы литохимии – СПб. : Наука. 2000. – 479 с.

**Ярмолюк В.В.,** Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника. 1997. № 5. С. 18–32.

**Ярмолюк, В. В.,** Кузьмин, М. И. О взаимодействии эндогенных и экзогенных факторов в новейшей геологической истории юго-западной части Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника. 2004 №3. С. 55–78.

**Ярмолюк В.В.,** Кузьмин М.И. Корреляция эндогенных событий и вариаций климата в позднем кайнозое Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. №. 2. С. 3–25.

**Antipin V.,** Afonina T., Badalov O., Bezrukova E., Bukharov A., Bychinsky V., Dmitriev A.A., Dorofeeva R., Duchkov A., Esipko O., Fileva T., Gelety V., Golubev V., Goreglyad A., Gorokhov I., Gvozdkov A., Hase Y., Ioshida N., **Ivanov E.,** Kalashnikova I., Kalmychkov G., Karabanov E., Kashik S., Kawai T., Kerber E., Khakhaev B., Khlystov O., Khursevich G., Khuzin M., King J., Konstantinov K., Kochukov V., Krainov M., Kravchinsky V., Kudryashov N., Kukhar L., Kuzmin M., Nakamura K., Nomura Sh., Oksenoid E., Peck J., Pevzner L., Prokopenko A., Romashov V., Sakai H., Sandimirov I., Sapozhnikov A., Seminsky K., Soshina N., Tanaka A., Tkachenko L., Ushakovskaya M., Williams D. The new BDP-98 600-m drill core from Lake Baikal: a key late Cenozoic sedimentary section in continental Asia // Quaternary International. 2001. Vol. 80. P. 19–36.

**BDP Members.** A new Quaternary record of regional tectonic, sedimentation and paleoclimate changes from drill core BDP-99 at Posolskaya Bank, Lake Baikal // Quaternary International. 2005. Vol. 136. P. 105–121.

- BDP-93 Baikal** Drilling Project Members. Preliminary results of the first drilling on Lake Baikal, Buguldeika site, south-eastern Siberia // *Quaternary International*. 1997. Vol. 37. P. 3–17.
- Berger W.H.**, Jansen E. Mid-pleistocene climate shift-the Nansen connection // *The polar oceans and their role in shaping the global environment*. 1994. P. 295–311.
- Bhatia M.R.** Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // *Journal of Geology*. 1983. Vol. 91. № 6. P. 611–627.
- Bhatia M.R.**, Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1986. Vol. 92. P. 181–193.
- Birks H.J.B.**, Birks H.H. *Quaternary palaeoecology* – London : Edward Arnold, 1980. – 289 p.
- Cande S.C.**, Kent D.V. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. P. 6093–6095.
- Charreau J.**, Blard P.H., Puchol N., Avouac J.P., Lallier-Verges E., Bourlès D., Braucher R., Gallaud A., Finkel R., Jolivet M., Chen Y. Paleo-erosion rates in Central Asia since 9 Ma: A transient increase at the onset of Quaternary glaciations? // *Earth and Planetary Science Letters*. 2011. Vol. 304. №. 1. P. 85–92.
- Clarke L.J.**, Jenkyns H.C. New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere // *Geology*. 1999. Vol. 27. №. 8. P. 699–702.
- Coleman M.**, Hodges K. Evidence for Tibetan plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east-west extension // *Nature*. 1995. Vol. 374. №. 6517. P. 49.
- Colman S.M.**, Jones G.A., Rubin M., King J.W., Peck J.A., Oremet W.H. AMS radiocarbon analyses from Lake Baikal, Siberia: challenges of dating sediments from a large, oligotrophic lake // *Quaternary Science Reviews (Quaternary Geochronology)*. 1996. Vol. 15, P. 669–684.

**Cox Rónald**, Lowe Donald R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. July 1995. Volume 59. Issue 14. P. 2919–2940.

**Dean W.E.**, Gorham E. Magnitude and significance of carbon burial in lakes, reservoirs, and peatlands // *Geology*. 1998. Vol. 26. №. 6. P. 535–538.

**Demske D.**, Mohr B., Oberhänsli H. Late Pliocene vegetation and climate of the Lake Baikal region, southern East Siberia, reconstructed from palynological data // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2002. T. 184. №. 1. P. 107–129.

**Ding L.**, Kapp P., Wan X. Paleocene–Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asia collision, south central Tibet // *Tectonics*. 2005. Vol. 24. №. 3.

**Ding Z. L.**, Yang S. L. C 3/C 4 vegetation evolution over the last 7.0 Myr in the Chinese Loess Plateau: evidence from pedogenic carbonate  $\delta^{13}C$  // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2000. Vol. 160. №. 3. P. 291–299.

**Donskaya T.V.**, Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Poller U., Mazukabzov A.M., Bayanovaet T.B. Discovery of Archaean crust within the Akitkan orogenic belt of the Siberian craton: new insight into its architecture and history // *Precambrian Research*. 2009. Vol. 170. №. 1. P. 61–72.

**Fagel N.**, Boës X. Clay-mineral record in Lake Baikal sediments: the Holocene and Late Glacial transition // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2008. Vol. 259. №. 2. P. 230–243.

**Fedo C.M.**, Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // *Geology*. 1995. Vol. 23. №. 10. P. 921–924.

**Fedorovsky V.S.**, Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh V. P., Mazukabzov A. M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. Structural and tectonic correlation



across the Central Asia orogenic collage: north-eastern segment – Irkutsk : IEC SB RAS, 2005. P. 5–76.

**Gladkochub D.P.**, Donskaya T.V., Reddy S.M., Poller U., Bayanova T.B., Mazukabzov A.M., Dril S., Todt W., Pisarevsky S.A. Palaeoproterozoic to Eoarchaeon crustal growth in southern Siberia: a Nd-isotope synthesis // Geological Society. London, Special Publications. 2009. Vol. 323. №. 1. P. 127–143.

**Herron M.M.** Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // Journal of Sedimentary Petrology. 1988. Vol. 58. P. 820–829.

**Horiuchi K.**, Matsuzaki H., Kobayashi K., Goldberg E.L., Shibata, Y. <sup>10</sup>Be record and magnetostratigraphy of a Miocene section from Lake Baikal: Re-examination of the age model and its implication for climatic changes in continental Asia // Geophysical research letters. 2003. Vol. 30. №. 12.

**Huang F.**, Li S G, Dong F, Li Q L, Chen F, Wang Y, Yang W. Recycling of deeply subducted continental crust in the Dabie Mountains, central China // Lithos. 2007. Vol. 96. №. 1. P. 151–169.

**Huang F.**, Li S., Dong F., Li Q., Chen F., Wang Y., Yang W. Recycling of deeply subducted continental crust in the Dabie Mountains, central China // Lithos. 2007. Vol. 96. №1. P. 151–169.

**Hutchinson D.R.**, Golmstok A.J, Zonenshain L.P., Moore T.C., Scholz C.A., Klitgord K.D. Depositional and tectonic framework of the rift basins of Lake Baikal from multichannel seismic data // Geology. 1992. Vol. 20. №. 7. P. 589–592.

**Imbrie J.**, Hays J.D., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Morley J.J., Pisias N.G., Prell W.L., Shackleton N.J. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}O$  record. // Milankovich and Climate-Understanding the Response to Astronomical Forcing. Berger et al. (eds). – Dordrecht: Reidel. 1984. P. 269–305

**Ivanov A.V.**, Demonterova E.I., Reznitskii L.Z., Barash I.G., Arzhannikov S.G., Arzhannikova A.V., Hung C.-H., Chung, S.-L., Iizuka, Y. Catastrophic outburst

and tsunami flooding of Lake Baikal: U-Pb detrital zircon provenance study of the Palaeo-Manzurka megaflood sediments // *International Geology Review*. 2016. Vol. 58. № 14. P. 1818–1830.

**Ivanov E.**, Kerber E., Kuzmin M. Geochemical record from lake baikal sediments as a history of environmental changes in the late-pliocene-pleistocene // *Paleolimnology of Northern Eurasia. Proceedings of the International Conference. Petrozavodsk, 21–25 September, 2014.* – Petrozavodsk : Karelian Research Centre RAS. P. 46–47.

**Ivanov E.**, Oberhaensli H. Break in sedimentation in BDP-99 core using the data of granulometric analysis // *Environmental processes of East Eurasia past present future abstract Xi'an China, 2004.* P. 71.

**Ivanov E.V.** Tectonic reconstruction of the Baikal region in the late Cenozoic using litologic-geochemical data of deep sedimentary cores // *The 6th International Symposium on Terrestrial Environmental Changes in East Eurasia and Adjacent Areas. Irkutsk-Listvyanka. 2007.* P. 102.

**Ivanov E.V.**, Gelety V.F., Kalmychkov G.V. Stratigraphic Break in Sedimentation of BDP-99 core and Paleoclimatic Reconstruction in the Central Asia // *Third International Conference: Environmental Change in Central Asia. Ulaanbaatar. Mongolia. 2005.* P. 47.

**Ivanov E.V.**, Kuzmin M.I., Kovach V.P. Academician ridge sedimentation (Lake Baikal) by the isotopic-geochemical data // *Abstract volume of The 7th International Symposium on Environmental Changes in East Eurasia and Adjacent Areas – High Resolution Environmental Records of Terrestrial Sediments. Ulaanbaatar-Hatgal, Mongolia. August 23-29, 2008.* P. 81.

**Ivanov E.V.**, Osuhovskaya Yu.N., Shaporenko A.D. Paleoenvironmental reconstruction of lake Baikal region in late Cenozoic using XRF-SR and geochemical data of deep sedimentary cores // *VII ANKA User Meeting. Abstract Book. October 09-10, 2008. Karlsruhe. Germany.* P. 26.

**Jansen E.**, Sjöholm J. Reconstruction of glaciation over the past 6 Myr from ice-borne deposits in the Norwegian Sea // *Nature*. 1991. Vol. 349. №. 6310. P. 600.

**Karabanov E.B.**, Prokopenko A.A., Williams D.F., Colman S.M. The link between insolation, North Atlantic circulation and intense glaciations in Siberia during interglacial periods of late Pleistocene // *Quaternary Research*, 1998. Vol. 50. P. 46–55.

**Krainov M.A.**, Kravchinsky V.A. Rock-magnetic study of deep-water Baikal sediments: implication to Neogene-Quaternary climate in Asia // *International workshop for the Baikal & Hovsgol drilling project in Ulanbaatar: Abstracts of the Workshop*. 2001. October 4–7. Ulanbaatar. Mongolia. P. 36.

**Long Continental Records** from Lake Baikal / Kashiwaya Kenji (Ed.) – Springer-Verlag Tokyo. 2003. – 370 p.

**Maslin M.A.**, Haug G.H., Sarnthein M., Tiedemann R., Erlenkeuser H., Stax R. 21. Northwest Pacific site 882: the initiation of northern hemisphere glaciation // *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*. 1995. Vol. 145. P. 179–194.

**Maslin M.A.**, Li X.S., Loutre M.F., Berger A. The contribution of orbital forcing to the progressive intensification of Northern Hemisphere glaciation // *Quaternary Science Reviews*. 1998. Vol. 17 №4-5. P. 411–426.

**Mats V.D.** The structure and development of the Baikal rift depression – Irkutsk : Baikal International Center for Ecological Research. 1992. – 69 p.

**McLennan S.M.** Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2001. Vol. 2. № 4.

**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. Vol. 337. P. 315–320.

**Montes C.**, Cardona A., Jaramillo C., Pardo A., Silva J.C., Valencia V., Ayala C., Pérez-Angel L.C., Rodríguez-Parra L.A., Ramirez V., Niño H. Middle Miocene

closure of the Central American seaway // *Science*. 2015. Vol. 348. №. 6231. P. 226–229.

**Moor T.C.**, Klitgord K.D., Golmshtok A.J., Weber E. Sedimentation and subsidence patterns in the central and north basins of Lake Baikal from seismic stratigraphy // *Geological Society of America Bulletin*. 1997. Vol. 109. №. 6. P. 746–766.

**Müller J.**, Oberhänsli H., Melles M., Schwab M., Rachold V., Hubberten H.W. Late Pliocene sedimentation in Lake Baikal: implications for climatic and tectonic change in SE Siberia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2001. Vol. 174. №4. P. 305–326.

**Nesbitt H.W.**, Young G.M. Formation and Diagenesis of Weathering Profiles // *The Journal of Geology*. 1989. Vol.97. №. 2. P. 129–147.

**Nesbitt H.W.**, Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. Vol. 299. P. 715–717.

**Prokopenko A.A.**, Bezrukova E.V., Khursevich G.K., Solotchina E.P., Kuzmin M.I., Tarasov P.E. Climate in continental interior Asia during the longest interglacial of the past 500 000 years: the new MIS 11 records from Lake Baikal, SE Siberia // *Climate of the Past*. 2010. Vol. 6. №. 1. P. 31–48.

**Prokopenko A.A.**, Hinnov Linda A., Williams Douglas F, Kuzmin Mikhail I. Orbital forcing of continental climate during the Pleistocene: a complete astronomically tuned climatic record from Lake Baikal, SE Siberia // *Quaternary Science Reviews*. 2006. Vol. 25. №. 23. P. 3431–3457.

**Prokopenko A.A.**, Khursevich G.K. Plio-Pleistocene transition in the continental record from Lake Baikal: Diatom biostratigraphy and age model // *Quaternary International*. 2010. Vol. 219. №. 1. P. 26–36.

**Raymo M.E.**, Ruddiman W.F., Shackleton N.J., Oppo D.W. Evolution of Atlantic-Pacific  $\delta^{13}\text{C}$  gradients over the last 2.5 my // *Earth and Planetary Science Letters*. 1990. Vol. 97. №. 3–4. P. 353–368.

**Rea D.K.**, Basov I.A., Krissek L.A. Scientific results of drilling the North Pacific transect // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. Ocean Drilling Program. 1995. Vol. 145. P. 577–596.

**Roser B.P.**, Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // Chemical geology. 1988. Vol. 67. №. 1–2. P. 119–139.

**Ruddiman W.** Geology: Early uplift in Tibet? // Nature. 1998. Vol. 394. №. 6695. P. 723–725.

**Ruddiman W.F.**, Raymo M.E., Prell W.E., Kutzbach J.E. The uplift-climate connection: a synthesis – Plenum Press, New York. 1997. P. 471–515

**Scholle P.A.** A color illustrated guide to constituents, textures, cements and porosities of sandstones and associated rocks // AAPG Memoir. 1979. V. 28. P. Vii.

**Scholz C.A.**, Hutchinson D.R., Kurotchkin A.G. Stratigraphic and structural evolution of the Selenga Delta Accommodation zone, Lake Baikal Rift, Siberia // Int. Journal Earth Sciences. 2000. Vol. 89. P. 212–228.

**Shackleton N.J.** Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846 // Proc. ODP, Sci. Results. – College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. Vol. 138. P. 337–355.

**Shackleton N.J.**, Berger A., Peltier W.R. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677 // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1990. Vol. 81. №. 04. P. 251–261.

**Sitnikova T. Ya.** Endemic gastropod distribution in Baikal as an echo of ancient lakes existence // Abstract volume 6th Intern. Symp. on terrestrial environmental changes in East Eurasia and adjacent areas AASA board meeting – Irkutsk–Listvyanka. Russia. August 24–28. 2007. P. 69.

**Terry R.D.** and Chilingar G.V., 1955. Summary of "Concerning some additional aids in studying sedimentary formations" by M.S. Shvetsov // Journal of Sedimentary Petrology. Vol. 25. №3. P. 229–234.

**Wan S.M.**, Clift P.D., Li A.C., Yu Z.J., Li T.G., Hu D.K. Tectonic and climatic controls on long-term silicate weathering in Asia since 5 Ma // Geophysical Research Letters. 2012. Vol. 39. №. 15. doi:10.1029/2012GL052377.

**Xiong Shangfa**, Ding Zhongli, Zhu Yuanjian, Zhou Ru, Lu Haijian. A ~ 6Ma chemical weathering history, the grain size dependence of chemical weathering intensity, and its implications for provenance change of the Chinese loess–red clay deposit // Quaternary Science Reviews. 2010. Vol. 29. №. 15. P. 1911–1922.

### Электронные ресурсы

**International Commission on Stratigraphy** [Электронный ресурс] / Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Режим доступа: <http://www.stratigraphy.org/upload/QuaternaryChart1.JPG>

**International Ocean Discovery Program** [Электронный ресурс] / Режим доступа: <http://www.iodp.org/> ; <http://iodp.tamu.edu/>

**Ocean Drilling Program** [Электронный ресурс] / Режим доступа: <http://www.odplegacy.org/>

**Deep Sea Drilling Project** [Электронный ресурс] / Режим доступа: <http://www.deepseadrilling.org/>

## Приложение

Таблица 1.

Петрохимический состав осадков Академического хребта (скважина BDP-98)

Глубина, м	SiO <sub>2</sub> общ.	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Ba+Ce	Zr
0,1	77,4	0,74	15,1	8,3	2,36	1,91	2,36	2,40	0,09	0,02
0,4	65,7	0,95	19,1	8,5	3,22	2,60	2,99	3,04	0,10	0,02
0,6	65,0	0,90	19,5	8,1	3,11	2,51	3,15	3,22	0,10	0,02
1,8	56,5	0,88	19,9	8,5	2,92	2,01	2,45	3,09	0,09	0,01
3,1	54,3	0,85	21,0	7,2	3,88	2,33	3,22	3,74	0,11	0,01
4,7	73,2	0,84	19,8	7,9	2,63	2,03	2,58	2,89	0,08	0,02
4,9	84,3	0,77	17,8	7,2	2,46	2,16	2,37	2,73	0,09	0,03
6,9	89,0	0,51	17,3	6,3	3,51	1,91	1,92	2,41	0,06	0,05
8,3	58,2	0,89	19,3	8,1	3,54	2,05	2,41	3,05	0,09	0,02
9,7	56,1	0,90	19,6	8,9	3,84	2,16	2,65	3,29	0,10	0,02
10,4	66,5	0,84	19,8	8,7	3,01	2,16	2,30	2,84	0,10	0,02
10,7	90,8	0,58	18,6	6,5	2,01	2,56	2,22	2,50	0,09	0,13
11,6	87,0	0,64	17,7	7,1	2,30	2,59	2,22	2,55	0,09	0,08
11,8	71,4	0,78	18,6	7,6	2,75	2,49	2,32	2,79	0,09	0,03
12,3	59,6	0,86	17,4	7,7	3,16	2,20	2,50	3,12	0,10	0,02
12,8	69,1	0,74	18,7	9,1	2,42	2,14	2,04	2,45	0,09	0,02
13,1	71,1	0,90	21,5	9,2	3,02	2,58	2,80	3,06	0,11	0,03
13,7	66,4	0,84	19,1	8,2	2,82	2,27	2,37	2,86	0,10	0,02
14,0	62,8	0,88	17,9	7,8	2,93	2,38	2,30	2,94	0,10	0,02
14,2	59,9	0,90	18,5	7,9	3,28	2,45	2,65	3,09	0,10	0,01
14,6	55,1	0,90	20,7	9,4	3,36	2,45	2,98	3,40	0,12	0,01
14,9	66,7	0,81	18,6	8,6	2,80	2,22	2,28	2,75	0,10	0,02
15,3	67,4	0,83	20,3	8,6	2,76	2,23	2,56	2,89	0,10	0,02
15,5	65,5	0,75	17,8	7,5	2,49	2,08	2,32	2,66	0,09	0,02
16,6	73,1	0,84	16,5	9,1	2,65	1,95	2,21	2,53	0,10	0,02
16,9	96,3	0,59	12,7	6,3	2,02	2,23	1,84	2,22	0,09	0,04
17,0	82,3	0,86	18,1	7,2	2,59	2,94	2,47	2,66	0,10	0,04
17,6	55,6	0,89	20,3	9,1	3,27	2,35	2,92	3,30	0,10	0,01
17,9	58,5	0,90	20,1	8,8	2,91	1,97	2,26	2,89	0,09	0,02
18,2	56,0	0,90	19,9	10,4	2,92	2,02	2,20	2,78	0,09	0,01
18,8	66,3	0,84	19,7	8,2	2,61	1,97	2,24	2,80	0,09	0,02
19,6	92,9	0,72	17,0	7,7	2,67	2,80	2,25	2,69	0,11	0,05
20,0	85,2	0,65	12,9	7,9	2,26	1,92	1,61	2,06	0,09	0,03
20,6	57,8	0,88	19,5	8,1	3,03	1,79	2,22	2,90	0,09	0,02
21,0	55,5	0,95	20,9	8,9	3,34	2,32	2,63	3,14	0,11	0,01
21,4	55,9	0,89	21,8	7,9	2,87	1,86	2,20	2,87	0,10	0,02
21,9	79,4	0,78	17,9	7,3	2,67	2,33	2,29	2,68	0,10	0,03
22,2	81,7	0,75	17,3	7,6	2,69	2,39	2,22	2,52	0,10	0,02
22,4	78,4	0,71	16,4	7,1	2,60	2,31	2,15	2,47	0,10	0,03
23,7	61,1	0,83	20,2	8,2	2,99	2,03	2,40	2,97	0,10	0,02

Таблица 1. Продолжение.

Глубина, м	SiO <sub>2</sub> общ.	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Ba+Ce	Zr
23,9	59,7	0,88	20,9	8,3	3,00	1,98	2,13	2,83	0,10	0,02
24,2	58,2	0,85	19,8	9,4	2,84	2,08	2,25	2,82	0,10	0,01
24,6	99,8	0,45	13,2	5,4	2,12	2,22	1,70	2,23	0,09	0,09
24,9	96,7	0,66	15,2	6,8	2,36	2,15	2,24	2,64	0,10	0,04
25,3	58,8	0,91	20,2	9,0	3,02	2,05	2,08	3,03	0,09	0,02
25,4	58,1	0,90	21,0	9,5	3,11	1,97	2,37	3,05	0,10	0,01
25,9	57,8	0,88	21,1	8,3	3,03	2,15	2,48	2,94	0,10	0,02
26,0	57,1	0,87	20,7	8,6	3,28	2,46	2,89	3,15	0,12	0,02
26,2	79,7	0,70	15,3	7,7	2,48	1,96	1,85	2,41	0,09	0,02
26,3	84,5	0,81	17,7	8,6	2,93	2,38	2,24	2,84	0,11	0,03
26,7	57,9	0,90	20,9	8,4	3,34	2,25	2,49	3,21	0,11	0,02
27,1	58,4	0,89	20,3	9,6	2,85	1,98	2,31	2,93	0,09	0,02
28,3	77,2	0,80	17,5	8,6	2,73	2,15	2,32	2,62	0,10	0,02
28,5	89,2	0,74	15,4	8,4	2,48	2,15	2,10	2,51	0,10	0,03
29,3	85,6	0,69	15,6	7,1	2,45	2,39	2,25	2,58	0,10	0,03
30,1	56,3	0,90	19,9	8,8	3,29	2,25	2,47	3,14	0,10	0,01
30,3	55,7	0,89	20,4	8,7	3,39	2,29	2,72	3,37	0,11	0,01
30,4	54,9	0,92	20,3	9,1	3,58	2,37	2,89	3,39	0,12	0,01
30,6	68,6	0,79	18,1	8,9	2,73	2,22	2,40	2,67	0,10	0,02
30,8	64,6	0,77	18,5	9,4	2,46	1,78	2,50	2,76	0,09	0,02
31,1	58,0	0,93	20,5	8,3	2,91	1,88	2,21	3,00	0,09	0,02
31,3	55,3	0,88	20,5	9,2	3,19	2,37	2,76	3,16	0,11	0,02
31,5	54,1	0,95	20,8	9,5	3,51	2,25	2,63	3,14	0,11	0,01
32,2	77,4	0,80	18,1	8,8	2,67	2,31	2,32	2,67	0,10	0,02
32,3	87,4	0,74	17,3	7,4	2,31	2,45	1,98	2,44	0,09	0,04
32,5	71,1	0,87	18,3	8,4	2,94	2,54	2,34	2,73	0,11	0,02
33,1	56,2	0,91	20,5	8,9	3,15	2,18	2,32	2,97	0,10	0,01
33,3	57,4	0,89	20,4	9,1	3,07	2,26	2,49	2,93	0,10	0,02
33,9	82,4	0,64	15,6	6,8	2,39	2,11	1,94	2,53	0,10	0,04
34,0	80,6	0,71	16,2	7,4	2,54	2,32	2,05	2,61	0,10	0,03
34,1	67,3	0,63	15,7	8,0	2,36	2,01	2,04	2,40	0,09	0,03
34,9	55,5	0,94	20,2	10,1	3,38	2,38	2,70	3,35	0,11	0,01
35,2	57,5	0,90	20,5	8,5	3,00	2,15	2,36	3,00	0,10	0,02
35,8	55,6	0,93	20,7	9,5	3,50	2,37	2,47	3,00	0,11	0,02
35,9	62,5	0,86	19,1	8,0	3,10	2,73	2,45	2,80	0,11	0,02
36,2	63,0	0,83	19,7	8,0	2,99	2,26	2,59	2,97	0,10	0,02
36,4	57,1	0,95	20,5	9,0	3,18	2,26	2,48	3,12	0,10	0,02
36,7	55,6	0,90	20,9	9,5	3,37	2,27	2,71	3,20	0,11	0,01
37,5	77,8	0,81	17,3	8,3	3,03	2,75	2,27	2,65	0,11	0,03
37,6	93,1	0,64	14,6	7,7	2,40	2,35	2,00	2,47	0,10	0,04
37,8	100,9	0,72	15,1	7,9	2,63	2,70	1,93	2,60	0,11	0,03
38,1	91,3	0,71	14,1	7,8	2,57	2,50	1,96	2,48	0,10	0,03
38,5	58,4	0,87	19,6	9,0	3,20	1,92	2,53	3,00	0,10	0,02
40,6	57,2	0,88	19,8	8,6	3,17	2,17	2,38	2,94	0,10	0,02



Таблица 1. Продолжение.

Глубина, м	SiO <sub>2</sub> общ.	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Ba+Ce	Zr
40,8	72,2	0,79	18,0	7,7	2,91	2,24	2,43	2,76	0,10	0,02
41,1	65,1	0,83	18,9	7,9	3,02	2,33	2,66	2,85	0,10	0,02
41,3	65,9	0,81	19,1	8,0	2,94	2,31	2,72	2,95	0,10	0,02
41,8	54,2	0,89	20,6	8,9	3,17	1,68	2,13	2,93	0,09	0,02
41,9	55,2	0,90	20,7	8,6	3,28	2,18	2,42	3,02	0,10	0,02
42,6	54,4	0,91	20,9	9,9	3,43	2,27	2,84	3,29	0,12	0,01
42,9	92,8	0,61	14,0	6,8	2,38	2,15	1,70	2,30	0,09	0,05
43,1	100,3	0,54	12,9	6,7	2,38	2,22	1,58	2,26	0,10	0,09
43,3	83,0	0,72	12,9	7,7	2,39	2,54	1,61	2,17	0,09	0,03
43,8	56,3	0,88	21,0	8,3	3,17	2,33	2,44	3,06	0,10	0,02
44,1	54,5	0,90	20,4	9,6	3,45	2,34	3,04	3,37	0,12	0,01
44,9	56,2	0,89	20,0	9,1	3,32	2,65	2,85	3,00	0,11	0,02
45,4	55,0	0,94	21,2	9,2	3,41	1,93	2,10	2,98	0,09	0,02
45,8	73,4	0,77	17,0	11,1	2,55	2,22	2,12	2,51	0,10	0,02
46,1	91,8	0,73	16,3	7,9	2,49	2,56	2,26	2,60	0,11	0,03
46,3	87,1	0,76	16,4	7,6	2,60	2,46	2,29	2,57	0,11	0,02
47,3	72,4	0,81	17,3	7,7	2,76	2,33	2,20	2,62	0,10	0,02
47,4	73,0	0,84	17,6	7,6	2,86	2,60	2,29	2,73	0,10	0,02
47,5	66,8	0,82	17,0	7,7	2,75	2,24	2,45	2,65	0,10	0,02
47,7	60,7	0,89	18,1	8,1	3,08	2,49	2,39	2,78	0,10	0,02
47,8	59,7	0,91	18,5	8,2	3,05	2,28	2,53	2,93	0,10	0,02
48,0	50,8	0,79	17,4	13,5	3,11	2,18	2,76	2,77	0,10	0,01
48,5	82,2	1,03	19,9	10,5	3,44	3,16	2,67	3,35	0,12	0,03
48,6	96,4	0,63	13,0	6,8	2,21	2,33	1,94	2,29	0,10	0,03
48,9	93,5	0,71	13,0	7,8	2,33	2,27	1,88	2,34	0,10	0,02
49,3	57,7	0,86	18,5	8,0	3,33	2,45	2,90	3,22	0,11	0,02
49,8	59,4	0,84	17,5	8,9	2,99	2,32	2,37	2,80	0,10	0,02
50,0	62,2	0,86	17,1	8,0	3,09	2,11	2,52	2,85	0,10	0,02
50,2	67,7	0,92	16,3	8,7	3,15	2,20	2,23	2,73	0,10	0,02
50,3	76,2	0,85	14,7	7,7	2,88	2,48	2,18	2,68	0,10	0,02
50,5	76,0	0,81	15,7	7,1	2,75	2,44	2,12	2,52	0,09	0,02
50,7	57,4	0,87	19,4	7,8	3,15	2,59	2,66	3,04	0,10	0,02
50,8	70,7	0,74	16,5	7,7	2,51	1,78	1,92	2,55	0,09	0,02
51,0	85,8	0,70	15,3	7,0	2,58	2,16	1,92	2,41	0,09	0,03
51,3	79,3	0,76	16,7	7,8	2,58	2,00	2,28	2,65	0,09	0,02
51,6	61,3	0,84	18,7	8,2	2,98	2,18	2,10	2,80	0,09	0,02
51,7	59,8	0,83	19,0	7,7	3,06	2,35	2,29	2,89	0,10	0,02
51,8	57,5	0,88	19,9	7,9	3,22	2,48	2,37	2,92	0,10	0,02
52,1	53,5	0,91	21,1	9,5	3,34	2,28	2,93	3,38	0,12	0,01
52,2	69,9	0,87	18,5	7,8	2,88	2,55	2,29	2,64	0,10	0,02
52,4	55,7	0,87	20,2	8,6	3,39	2,93	2,93	3,13	0,12	0,02
52,6	64,6	0,86	19,3	7,7	3,04	2,37	2,43	2,90	0,10	0,02
52,8	54,3	0,89	21,3	8,8	3,31	2,50	3,01	3,28	0,12	0,01
53,1	94,7	0,59	13,6	7,4	2,14	2,39	1,77	2,26	0,09	0,05

Таблица 1. Продолжение.

Глубина, м	SiO <sub>2</sub> общ.	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Ba+Ce	Zr
53,5	85,8	0,73	15,3	7,4	2,47	2,56	2,07	2,45	0,10	0,02
54,1	55,6	0,90	21,0	8,2	3,41	2,36	2,69	3,24	0,11	0,02
54,2	54,3	0,89	20,9	8,7	3,36	2,41	2,94	3,35	0,12	0,02
54,3	54,7	0,96	20,5	9,4	3,20	2,10	2,28	3,05	0,10	0,01
54,6	71,0	0,85	17,3	7,4	2,71	2,44	2,20	2,54	0,10	0,02
54,7	71,6	0,77	16,0	8,1	2,63	1,90	2,16	2,53	0,09	0,02
55,2	59,1	0,91	18,8	8,0	2,81	2,14	2,22	3,38	0,10	0,02
55,5	65,9	0,94	16,9	7,3	3,16	2,87	1,98	2,78	0,09	0,02
55,8	58,3	0,97	18,7	8,7	2,90	2,13	1,98	3,15	0,10	0,01
56,0	74,2	0,92	16,6	7,3	3,13	2,66	2,03	2,65	0,08	0,02
56,3	59,4	0,94	18,2	8,4	2,96	2,47	2,21	3,04	0,10	0,02
56,6	70,3	0,94	17,3	7,3	3,10	2,62	2,02	2,77	0,08	0,02
56,9	58,5	0,91	18,5	8,9	3,01	2,60	2,35	3,15	0,11	0,01
57,1	66,2	0,93	17,4	7,7	3,18	2,54	2,01	2,84	0,10	0,02
57,3	58,2	0,91	18,6	8,4	3,08	2,51	2,53	3,31	0,12	0,01
57,7	69,2	0,92	16,3	7,9	3,07	2,26	1,91	2,64	0,08	0,02
58,2	62,5	0,91	17,7	7,8	2,97	2,61	2,20	2,88	0,09	0,02
58,3	68,1	0,92	16,6	7,5	2,99	2,43	1,95	2,65	0,09	0,02
58,6	60,8	0,94	17,4	6,8	3,04	2,86	2,19	2,80	0,09	0,02
58,9	72,9	0,88	16,2	7,3	3,08	2,44	1,93	2,60	0,09	0,02
59,6	57,7	0,94	18,1	7,9	2,83	2,29	2,05	2,91	0,09	0,02
59,7	63,9	0,93	17,5	7,8	3,19	2,47	2,15	2,95	0,09	0,02
60,1	57,5	0,94	18,4	8,9	3,27	2,42	2,59	3,64	0,12	0,01
60,3	62,8	0,91	16,7	7,8	3,26	2,61	2,19	2,87	0,09	0,02
60,7	57,0	0,87	17,5	10,1	3,16	2,53	2,47	3,38	0,12	0,01
61,5	71,8	0,89	15,9	7,1	3,13	2,29	1,88	2,51	0,10	0,02
62,1	58,3	0,90	18,5	8,5	3,23	2,48	2,70	3,59	0,12	0,01
62,6	72,0	0,89	17,0	7,8	3,26	2,68	2,23	2,77	0,10	0,01
63,8	58,0	0,92	18,7	8,8	2,94	2,29	2,49	3,41	0,11	0,01
64,7	76,3	0,82	15,4	7,6	2,91	2,20	1,97	2,44	0,08	0,01
66,4	58,4	0,94	18,7	9,0	2,83	2,15	2,23	3,44	0,11	0,01
67,0	79,3	0,85	16,6	7,6	3,03	2,30	2,13	2,60	0,09	0,02
68,2	58,1	0,98	19,0	8,4	2,78	1,68	1,90	3,11	0,09	0,01
69,4	87,6	0,86	14,9	7,1	2,93	2,28	1,89	2,26	0,07	0,02
69,7	61,5	0,94	18,9	8,2	2,75	2,11	1,87	2,92	0,09	0,01
70,3	86,0	0,80	15,0	7,6	2,76	2,17	2,00	2,31	0,08	0,02
71,2	79,8	0,80	15,8	7,4	2,77	2,14	2,02	2,49	0,08	0,02
72,3	59,4	0,91	18,1	9,1	2,99	2,36	2,47	3,43	0,11	0,01
72,9	76,3	0,87	16,0	6,9	2,96	2,50	2,03	2,63	0,09	0,02
73,8	59,8	0,88	18,3	8,4	2,94	2,30	2,59	3,56	0,12	0,01
74,3	85,6	0,80	14,1	7,6	2,99	1,93	1,70	2,36	0,07	0,01
75,3	59,7	0,90	18,4	8,0	2,69	2,20	2,07	2,95	0,10	0,01
75,9	81,7	0,87	16,3	7,1	3,09	2,47	1,93	2,57	0,09	0,02
76,7	58,9	0,87	18,0	9,2	2,73	2,33	2,58	3,55	0,12	0,01

Таблица 1. Продолжение.

Глубина, м	SiO <sub>2</sub> общ.	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Ba+Ce	Zr
77,7	89,7	0,81	15,1	7,3	2,57	2,10	1,93	2,38	0,07	0,01
78,7	58,3	0,89	18,8	8,2	2,71	2,15	2,32	3,48	0,10	0,01
79,5	88,5	0,81	14,7	6,6	2,65	2,04	1,84	2,27	0,08	0,01
80,5	61,7	0,88	18,1	8,3	2,76	2,22	2,18	2,98	0,10	0,01
81,2	88,6	0,78	14,3	6,7	2,62	2,07	1,82	2,25	0,08	0,01
83,0	59,1	0,89	18,9	8,4	2,86	2,36	2,57	3,55	0,11	0,01
83,8	91,3	0,80	14,7	7,3	2,95	1,87	1,73	2,24	0,07	0,01
84,5	61,5	0,92	19,3	8,0	2,50	2,03	1,76	2,86	0,09	0,01
85,2	89,1	0,81	15,0	7,5	2,80	1,89	1,79	2,22	0,08	0,02
86,9	92,5	0,84	14,3	7,2	2,85	2,21	1,69	2,29	0,07	0,02
87,6	60,5	0,91	17,9	9,0	2,92	2,42	2,29	3,11	0,11	0,01
88,1	80,0	0,86	16,4	7,0	2,94	2,33	1,92	2,58	0,09	0,02
88,6	58,5	0,89	18,7	8,3	2,73	2,12	2,38	3,52	0,11	0,01
89,2	78,4	0,85	15,9	7,2	2,93	1,95	1,77	2,58	0,08	0,01
89,8	58,2	0,90	18,9	8,4	2,64	2,25	2,35	3,39	0,10	0,01
90,5	92,5	0,69	13,4	6,1	2,28	1,74	1,56	1,96	0,06	0,01
91,4	78,9	0,80	15,1	7,4	1,99	1,79	1,82	2,63	0,09	0,02
91,7	95,0	0,69	13,6	6,7	1,56	1,63	1,56	2,44	0,11	0,01
92,1	85,6	0,78	14,2	7,9	1,95	1,78	1,77	2,61	0,11	0,01
92,5	79,2	0,87	15,4	8,3	2,30	1,53	1,94	2,71	0,10	0,02
92,9	62,3	0,92	16,6	8,8	2,96	1,99	2,32	2,79	0,11	0,02
93,8	62,4	1,24	22,4	11,9	3,68	2,21	2,55	3,54	0,13	0,02
94,1	83,4	1,04	19,9	9,5	2,55	2,21	2,26	3,30	0,13	0,02
94,4	88,8	0,74	13,9	6,3	1,74	1,70	1,57	2,45	0,10	0,02
94,7	76,1	0,61	10,8	5,1	1,30	1,37	1,25	1,89	0,08	0,01
95,0	60,7	0,85	15,4	7,8	2,36	1,81	1,81	2,40	0,10	0,02
95,4	82,0	0,84	15,0	7,2	1,96	1,78	1,64	2,48	0,10	0,02
95,6	85,1	0,83	15,0	7,1	1,83	1,80	1,59	2,53	0,09	0,02
95,9	70,0	0,90	15,3	7,5	2,20	1,97	1,67	2,48	0,10	0,02
96,2	58,3	0,98	16,9	8,7	2,87	1,89	1,96	2,67	0,09	0,02
96,5	56,5	0,97	18,6	10,0	3,06	1,98	2,42	3,03	0,12	0,01
96,8	64,7	0,96	17,1	8,7	2,67	2,01	2,04	2,72	0,09	0,02
97,0	64,3	0,98	18,1	8,5	2,50	2,01	1,87	2,70	0,10	0,02
97,4	55,0	0,95	17,8	9,4	2,24	1,51	1,53	2,32	0,08	0,02
97,8	70,8	0,83	15,0	7,4	1,89	1,69	1,41	2,14	0,08	0,02
98,2	76,3	0,78	14,3	7,7	1,70	1,57	1,42	2,17	0,08	0,01
98,6	68,8	0,85	15,6	7,9	1,89	1,70	1,65	2,41	0,08	0,02
98,9	74,0	0,79	14,2	9,3	1,63	1,12	1,39	2,17	0,08	0,02
99,5	78,7	0,75	13,5	6,6	1,65	1,54	1,31	2,13	0,08	0,01
99,9	66,8	0,82	15,1	7,8	1,97	1,87	1,78	2,45	0,09	0,02
100,2	62,3	0,89	17,5	8,5	2,00	1,64	1,51	2,43	0,10	0,02
102,3	83,9	0,71	15,7	6,0	1,64	1,38	1,49	2,08	0,07	0,02
102,8	68,1	0,84	19,9	7,6	2,18	1,86	2,19	2,64	0,08	0,02
103,1	78,6	0,71	15,7	5,7	1,63	1,41	1,48	2,01	0,07	0,01

Таблица 1. Продолжение.

Глубина, м	SiO <sub>2</sub> общ.	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Ba+Ce	Zr
104,0	60,2	0,81	19,0	8,4	2,53	1,86	2,55	2,87	0,09	0,01
104,5	82,4	0,73	16,8	6,1	1,75	1,44	1,32	2,07	0,07	0,02
105,9	82,5	0,78	16,9	6,0	1,81	1,48	1,37	2,15	0,07	0,02
106,9	68,4	0,79	18,9	7,0	2,02	1,70	1,80	2,43	0,07	0,02
107,6	59,0	0,84	19,0	9,3	2,63	1,91	2,28	2,78	0,09	0,01
108,2	65,6	0,88	19,4	7,2	2,22	1,74	2,00	2,65	0,08	0,02
108,6	57,8	0,80	19,6	8,2	2,50	1,83	2,42	2,84	0,09	0,01
109,9	76,5	0,72	15,8	5,9	1,57	1,35	1,38	1,95	0,06	0,01
110,8	80,7	0,75	16,9	5,9	1,61	1,53	1,55	2,25	0,07	0,02
111,3	70,0	0,88	19,2	6,8	2,07	1,74	1,80	2,46	0,08	0,02
112,3	71,1	0,80	18,4	6,4	1,79	1,56	1,67	2,30	0,07	0,02
112,5	59,9	0,81	19,7	7,7	2,25	1,73	2,14	2,59	0,08	0,01
113,6	78,4	0,72	16,0	6,6	1,55	1,35	1,24	1,87	0,06	0,01
115,1	82,1	0,73	16,2	6,4	1,57	1,45	1,32	1,93	0,07	0,02
117,0	77,8	0,75	18,2	6,7	1,74	1,50	1,55	2,16	0,07	0,01
117,4	80,4	0,77	18,0	7,5	1,85	1,58	1,56	2,16	0,07	0,02
119,1	85,3	0,74	16,6	6,6	1,74	1,45	1,28	1,96	0,07	0,02
121,6	76,8	0,88	18,5	7,3	2,02	1,73	1,65	2,30	0,08	0,02
122,7	70,2	0,78	18,1	7,0	1,76	1,58	1,65	2,20	0,07	0,02
123,5	83,4	0,73	16,3	6,0	1,59	1,42	1,24	1,94	0,07	0,02
124,3	66,3	0,75	18,8	7,1	1,76	1,52	1,74	2,33	0,07	0,02
124,6	55,9	0,82	21,5	8,5	2,14	1,66	1,91	2,46	0,08	0,02
125,3	79,9	0,76	17,9	6,5	1,75	1,46	1,37	2,04	0,07	0,01
125,6	84,5	0,67	15,8	5,8	1,47	1,23	1,13	1,80	0,06	0,01
126,0	84,8	0,75	17,5	6,8	1,65	1,45	1,32	2,05	0,07	0,02
126,7	73,9	0,88	19,0	8,0	2,05	1,78	1,72	2,26	0,08	0,02
126,9	80,3	0,69	14,9	6,6	1,59	1,34	1,12	1,80	0,06	0,01
127,2	69,5	0,89	20,4	8,4	2,14	1,75	1,80	2,33	0,08	0,02
127,4	68,8	0,88	21,0	8,1	2,16	1,86	1,99	2,46	0,08	0,02
127,9	57,6	0,86	23,8	7,7	1,94	1,70	2,14	2,46	0,09	0,02
128,8	86,5	0,72	16,0	6,2	1,52	1,31	1,04	1,81	0,06	0,01
129,9	85,5	0,60	13,9	5,6	1,20	1,22	0,97	1,57	0,06	0,01
130,2	75,0	0,99	23,6	8,9	2,16	1,96	2,12	2,55	0,09	0,02
131,2	77,4	0,48	11,0	4,1	0,94	0,97	0,69	1,22	0,05	0,01
131,5	63,3	0,92	24,6	9,0	2,20	1,97	2,22	2,68	0,09	0,02
132,4	70,5	0,78	17,5	7,8	1,87	1,54	1,39	1,96	0,07	0,02
132,9	67,5	0,74	17,8	6,8	1,67	1,48	1,67	2,01	0,07	0,01
133,3	60,3	0,80	19,6	8,1	2,00	1,72	2,02	2,22	0,08	0,02
134,3	89,4	0,66	16,0	5,6	1,42	1,31	1,11	1,76	0,07	0,01
135,0	88,8	0,70	16,1	6,0	1,44	1,32	1,00	1,76	0,07	0,01
136,0	71,7	0,84	17,8	8,1	2,04	1,54	1,36	2,14	0,07	0,02
136,3	74,0	0,82	18,4	8,7	2,04	1,55	1,32	2,25	0,07	0,02
136,7	71,4	0,75	18,0	8,3	1,87	1,58	1,46	2,04	0,07	0,02
139,4	80,5	0,75	16,7	6,6	1,64	1,42	1,13	1,86	0,07	0,01

Таблица 1. Продолжение.

Глубина, м	SiO <sub>2</sub> общ.	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Ba+Ce	Zr
140,1	69,9	0,79	19,1	6,5	1,72	1,56	1,66	2,16	0,07	0,02
143,1	73,6	0,79	17,9	6,7	1,73	1,46	1,33	2,01	0,07	0,02
143,3	77,2	0,80	17,4	5,9	1,60	1,53	1,43	2,09	0,07	0,02
143,6	67,3	0,78	19,5	6,2	1,73	1,36	1,65	2,26	0,07	0,01
143,9	63,4	0,83	20,3	7,4	1,88	1,45	1,79	2,35	0,08	0,02
144,2	77,9	0,78	18,4	6,2	1,64	1,48	1,50	2,03	0,07	0,01
144,8	85,8	0,73	16,8	5,9	1,52	1,41	1,25	1,92	0,07	0,01
145,9	78,3	0,73	16,9	6,2	1,57	1,35	1,21	1,96	0,07	0,01
146,6	58,6	0,82	20,0	8,2	2,27	1,71	2,05	2,69	0,09	0,01
147,2	77,8	0,78	17,0	6,1	1,60	1,41	1,19	1,89	0,07	0,02
147,7	78,3	0,79	17,5	6,5	1,67	1,44	1,27	1,99	0,07	0,02
148,8	65,8	0,88	20,3	7,6	2,10	1,76	2,07	2,46	0,08	0,02
149,5	71,7	0,82	18,5	6,4	1,70	1,54	1,60	2,11	0,07	0,02
150,2	67,3	0,78	19,3	6,6	1,75	1,51	1,73	2,13	0,07	0,02
151,2	76,2	0,73	17,2	5,8	1,53	1,29	1,29	1,93	0,07	0,02
151,4	68,3	0,79	19,1	6,6	1,78	1,50	1,65	2,14	0,07	0,02
151,7	69,7	0,79	19,3	6,4	1,71	1,50	1,75	2,18	0,07	0,02
152,6	66,7	0,95	24,9	8,0	2,10	1,71	2,21	2,62	0,09	0,02
152,8	75,4	0,83	19,1	7,0	1,78	1,53	1,42	2,05	0,07	0,02
153,5	78,7	0,81	18,7	6,7	1,78	1,55	1,41	2,04	0,07	0,02
154,2	71,9	0,76	17,8	6,0	1,66	1,42	1,49	2,06	0,07	0,01
155,2	75,0	0,79	19,7	6,7	1,62	1,52	1,76	2,19	0,08	0,01
155,9	72,8	0,87	19,5	7,2	1,92	1,65	1,65	2,27	0,08	0,02
156,6	80,0	0,75	17,7	6,1	1,60	1,46	1,39	1,96	0,07	0,02
157,5	73,1	0,80	18,1	6,4	1,72	1,46	1,38	2,09	0,07	0,01
157,7	69,3	0,89	21,2	7,8	2,07	1,64	1,78	2,54	0,07	0,02
158,0	71,6	0,80	18,4	6,2	1,68	1,56	1,42	2,14	0,07	0,02
158,7	76,6	0,74	17,8	6,6	1,59	1,46	1,37	1,92	0,07	0,01
158,8	79,1	0,74	17,8	6,3	1,59	1,44	1,47	2,05	0,07	0,01
159,7	81,8	0,77	18,2	6,4	1,62	1,45	1,26	1,96	0,07	0,02
160,9	76,5	0,82	19,5	7,0	1,78	1,61	1,51	2,11	0,07	0,02
161,2	74,8	0,73	17,6	6,4	1,63	1,37	1,34	1,96	0,07	0,01
161,7	67,6	0,78	18,8	6,5	1,81	1,61	1,69	2,09	0,07	0,01
163,8	77,2	0,73	18,0	6,2	1,60	1,40	1,37	1,91	0,07	0,01
164,1	78,2	0,76	18,8	6,6	1,67	1,50	1,35	1,96	0,07	0,02
165,7	63,3	0,73	20,9	7,7	1,68	1,57	1,52	2,02	0,07	0,01
166,6	75,5	0,78	18,7	6,9	1,77	1,56	1,44	2,04	0,07	0,02
166,6	83,8	0,63	13,7	5,5	1,44	1,25	1,24	1,67	0,06	0,01
167,4	75,7	0,80	19,5	6,9	1,78	1,60	1,47	2,08	0,07	0,02
167,7	79,4	0,81	19,1	7,2	1,81	1,55	1,44	2,11	0,07	0,02
168,0	80,1	0,73	16,9	6,0	1,53	1,41	1,29	1,87	0,07	0,01
168,7	81,0	0,77	18,1	6,6	1,64	1,48	1,36	1,98	0,07	0,01
169,4	77,7	0,77	18,2	6,5	1,60	1,50	1,39	1,96	0,07	0,02
170,4	74,7	0,73	17,6	6,3	1,56	1,43	1,41	1,88	0,07	0,01

Таблица 2.

Петрохимический состав осадков Посольской банки,  
Селенгино-Бугульдейская перемычка (скважина ВДР-99)

Глубина, см	SiO <sub>2</sub> общ.	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
63	64,9	0,77	13,2	5,8	1,2	1,92	1,83	1,77	2,10
68	60,3	0,82	14,5	6,2	1,0	2,21	1,94	2,1	2,30
83	59,7	0,85	14,9	6,6	1,3	2,4	1,91	2,17	2,42
88	58,2	0,85	14,9	4,4	1,8	2,3	2,00	2,35	2,56
120	58,2	0,83	15,2	4,6	2,2	2,3	2,07	2,45	2,72
1605	53,0	0,92	17,9	6,0	2,9	2,7	1,48	2,02	2,95
1758	62,1	0,82	13,3	4,3	2,1	2,1	1,90	2,26	2,29
6434	54,4	0,97	17,3	8,2	1,7	3,01	1,69	1,78	2,93
6494	53,7	0,98	17,2	8,4	2,2	3,04	1,87	2,22	3,05
8818	58,6	0,91	16,2	4,0	2,6	2,3	1,80	2,32	2,58
9261	55,8	0,92	17,1	4,5	2,7	2,7	1,50	2,04	2,92
10036	53,9	0,92	18,0	4,7	3,1	3	2,07	1,86	2,97
11152	59,3	0,91	16,2	5,8	1,4	2,64	2,15	2,74	2,75
11237	55,3	0,93	17,3	7,8	1,8	2,98	1,81	2,33	2,98
11812	55,9	0,93	16,9	8,1	1,5	2,71	1,77	2,06	2,70
12418	57,5	0,92	16,9	8,0	1,9	2,96	1,94	2,59	3,11
12635	58,3	0,93	16,0	6,6	1,7	2,59	1,96	2,48	2,66
12833	56,1	0,94	16,7	7,4	2,1	2,85	1,91	2,18	2,77
13174	57,4	1,01	17,1	5,1	1,9	2,77	2,09	2,34	2,83
13204	56,0	1,06	17,4	5,2	2,1	2,88	1,79	2,13	2,88
13209	56,2	1,02	17,8	4,9	2,3	2,73	1,58	2,13	2,87
13248	60,6	0,99	16,1	4,5	1,5	2,34	2,39	2,81	2,83
13303	54,7	1,01	18,7	5,1	2,5	3,05	1,57	2,16	3,26
13308	55,3	1,03	18,5	5,1	2,6	3,05	1,57	1,95	3,06
13313	54,7	0,99	18,4	5,5	2,2	3,05	1,71	2,3	3,05
13344	55,6	1,01	17,1	5,1	2,5	3,11	1,82	2,06	2,83
13348	54,6	1,02	17,9	5,1	2,5	3,09	1,59	1,96	3,06
13372	54,3	1,01	18,3	5,4	2,4	3,15	1,60	1,93	3,06
13392	53,8	1,06	18,1	5,7	2,4	3,19	1,77	1,93	3,00
13407	54,6	1,02	17,9	5,1	2,5	3,09	1,59	1,96	3,06
13412	54,8	1,07	17,8	5,2	2,4	3,24	1,61	1,93	3,00
13418	54,7	1,03	18,0	5,5	2,3	3,05	1,61	1,93	3,00
13468	58,2	0,96	16,4	4,4	2,7	2,77	2,31	2,56	2,76
13498	56,7	0,96	17,2	6,1	1,6	2,77	1,96	2,38	2,86
13503	56,2	0,96	17,4	5,5	2,2	2,77	2,14	2,24	2,81
13560	58,6	1,03	16,3	4,9	1,9	2,65	2,22	2,94	2,73
13565	60,8	1,02	16,0	4,2	1,9	2,46	2,70	2,76	2,65
13585	58,5	0,99	16,7	4,6	2,1	2,7	2,19	2,72	2,78
13591	57,7	1,03	16,8	5,0	2,0	2,75	2,15	2,52	2,80
14010	60,4	0,87	15,8	6,8	1,7	2,48	1,94	2,5	2,74
14215	59,1	0,91	16,1	7,0	1,8	2,72	2,14	2,68	2,81
14424	58,7	0,87	16,5	7,4	2,2	2,68	1,83	2,6	3,02
14841	54,4	0,93	16,9	9,0	3,2	3,02	2,43	2,11	2,96
15055	56,6	0,92	16,8	6,8	2,2	2,91	1,97	2,31	2,94
15565	55,7	0,98	17,1	7,8	2,5	3,07	2,01	2,2	2,96
15616	57,4	0,98	17,4	3,7	3,2	2,8	1,97	2,24	2,80
15896	57,3	0,95	16,7	7,1	2,2	2,99	1,89	2,54	2,96

Таблица 2. Продолжение.

Глубина, см	SiO <sub>2</sub> общ.	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
16067	57,1	0,97	16,9	6,8	2,1	2,95	2,06	2,39	2,86
16261	56,3	0,96	17,3	7,6	2,2	3,13	1,81	2,25	3,04
16705	56,6	0,97	19,4	7,7	2,2	3,03	1,80	2,48	3,12
16964	55,5	1,02	19,8	7,8	2,2	3,1	1,64	1,91	2,99
17068	55,3	0,95	18,8	7,7	1,9	2,98	1,94	2,32	2,91
17420	56,3	0,92	17,7	8,3	2,3	2,74	1,99	2,27	2,69
17856	56,4	1,01	18,7	7,2	2,4	3,16	1,86	2,39	3,04
18173	55,3	1,03	20,1	8,3	2,7	3,31	1,54	2,03	3,23
18653	56,5	0,98	18,9	7,3	2,4	3,07	1,83	2,51	3,05
18964	52,0	0,95	19,3	10,3	4,5	3,22	1,97	2,23	3,04
19210	56,7	0,94	18,0	7,6	2,3	2,98	1,97	2,44	2,93
19420	57,0	0,92	17,6	7,4	2,2	2,82	2,15	2,74	2,87
19465	55,5	0,93	17,5	7,6	2,3	2,92	2,24	2,59	2,83
19636	54,7	0,96	18,3	9,2	3,0	3,06	2,14	2,33	2,93
19858	53,5	1,00	19,7	8,2	2,7	3,28	1,50	2,07	3,10
19966	58,3	0,96	17,8	6,2	4,1	2,8	2,06	2,6	2,76
20039	53,3	0,89	18,6	8,6	2,3	2,9	2,09	2,45	2,91
20174	52,8	0,99	19,1	8,6	2,0	3,14	1,93	2,05	2,92
20294	57,5	0,97	17,9	6,6	2,0	2,94	2,13	2,51	2,81
20458	54,3	0,95	19,3	8,4	2,8	3,19	1,81	2,44	3,16
20652	54,6	0,96	19,1	7,0	1,9	3,12	1,75	2,4	3,00
22076	57,9	0,88	16,0	4,0	3,0	2,5	2,10	2,44	2,66
22630	52,9	0,91	17,7	3,9	4,9	2,8	1,81	2,21	2,92
22764	53,5	0,94	17,9	4,0	4,1	2,9	1,51	1,83	2,85
22977	61,7	0,91	15,6	2,8	2,3	2,2	2,32	2,78	2,60
24827	60,1	0,95	16,1	3,3	2,7	2,4	2,22	2,72	2,68
27117	60,8	0,87	15,3	3,6	2,3	2,2	2,02	2,59	2,50
32564	55,4	0,92	16,7	4,4	3,3	2,8	1,71	2,34	2,83

Усредненные макро- и микроэлементные характеристики комплексов пород  
обрамления и донных осадков озера Байкал.

Таблица 3.

комплекс	SiO <sub>2терр.</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3общ.</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	71,59	0,29	14,73	1,67	0,03	0,38	1,51	3,98	4,65	0,08
2	62,70	0,76	16,92	4,79	0,09	1,75	3,30	4,01	3,82	0,35
3	73,48	0,16	13,61	1,30	0,05	0,23	0,86	3,91	5,47	0,05
4	58,67	0,89	18,37	4,60	0,11	1,49	3,17	4,82	5,81	0,26
5	56,62	0,95	17,25	8,53	0,09	2,82	1,91	2,30	2,86	0,25
6	53,65	0,82	17,93	7,76	0,10	2,52	2,02	2,04	2,61	0,21

Таблица 4.

комплекс	Ba	Rb	Sr	Nb	Hf	Zr	Y	Th	U	Cr
1	0,62	0,84	0,41	1,48	1,00	0,85	3,23	1,12	0,81	22,20
2	0,52	1,44	0,25	1,71	0,82	0,69	1,62	1,19	0,82	3,65
3	1,93	0,73	1,25	0,76	0,96	0,99	1,53	0,96	0,68	25,89
4	0,31	1,30	0,24	1,11	2,10	0,85	1,64	2,25	1,42	33,64
5	419,05	58,01	58,01	12,88	3,92	140,97	23,93	11,15	10,79	73,68
6	713,90	154,73	208,07	18,74	5,22	173,95	29,53	19,54	2,44	125,57

Таблица 4. Продолжение.

комплекс	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	La	Ce	Pr	Nd
1	12,24	0,68	9,21	21,70	0,58	2,64	1,61	1,73	1,99	2,26
2	6,91	1,73	2,12	2,66	0,55	1,91	1,15	1,42	1,26	1,48
3	17,28	0,56	11,34	11,24	1,36	2,55	1,27	1,29	1,52	2,30
4	12,46	5,00	2,03	12,38	0,66	1,75	1,14	1,28	1,21	1,07
5	53,72	20,15	146,40	62,48	20,77	131,62	36,58	101,41	8,06	29,23
6	86,41	28,69	157,23	71,38	29,48	120,58	59,96	120,58	13,24	49,80

Таблица 4. Продолжение.

комплекс	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	3,09	2,15	2,37	2,36	3,56	3,44	0,52	3,28	3,29	2,87
2	1,68	0,94	1,54	1,40	1,50	1,53	1,73	1,66	1,60	1,54
3	1,99	2,37	2,03	1,73	1,77	1,70	1,60	1,51	1,39	1,48
4	1,29	0,81	1,40	1,22	1,58	1,50	1,63	1,56	1,65	1,53
5	5,43	1,19	5,18	0,80	4,10	0,86	2,33	0,38	2,33	0,38
6	8,91	1,59	7,85	0,93	5,78	1,06	3,16	0,44	3,01	0,42

Таблица 5.

BDP-98	SiO <sub>2терр.</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3общ.</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Sr	Zr
ледниковые	52,83	0,87	18,98	8,23	0,11	2,77	2,08	2,26	2,86	0,04	0,016
межледниковые	54,36	0,78	16,85	7,31	0,10	2,28	1,97	1,84	2,38	0,04	0,022

Цифрами обозначены (таблицы 3, 4): 1 – Баргузинский комплекс, известково щелочные граниты, Ангаро-Витимский батолит, 2 – Чивыркуйский комплекс, высококалийные известково щелочные кварцевые монциты и сиениты, 3 –



Зазинский комплекс, субщелочные граниты, 4 – Нижнеселенгинский комплекс, монцониты, сиениты.

Таблица 3. 5 – средний валовый состав скважина BDP-99 (Селенгино-Бугульдейская перемычка), 6 – средний валовый состав скважина BDP-98 (Академический хребет).

Таблица 4. 5 – средний валовый состав скважина BDP-98 (Академический хребет), 6 – средний состав пелитовой фракции скважина BDP-99 (Селенгино-Бугульдейская перемычка).

Таблица 5. Средний валовый состав по интервалам соответствующим ледниковым и межледниковым периодам в разрезе скважины BDP-98.

Таблица 6.

комплекс	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	71,02	0,31	14,74	2,77	0,05	0,53	1,69	3,34	4,70	0,11
2	73,05	0,41	12,43	3,72	0,05	0,39	1,51	2,83	4,87	0,10
3	68,10	0,53	14,32	5,10	0,08	1,81	2,55	2,68	3,90	0,17
4	51,56	0,70	12,18	5,77	0,11	4,71	13,23	2,40	1,61	0,13
5	47,90	0,62	12,47	5,97	0,12	4,70	15,32	2,69	1,48	0,14
6	62,70	0,68	14,20	7,30	0,10	3,25	4,85	2,50	3,12	0,17
7	36,39	0,39	7,75	4,02	0,07	9,08	27,07	1,65	1,22	0,35

Таблица 7.

комплекс	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Ge	Rb
1	0,93	18,30	101,15	111,61	17,24	55,11	40,99	16,37	94,84	0,07	77,49
2	0,96	23,34	124,68	105,18	21,85	49,78	32,31	13,19	113,04		46,30
3	0,93	13,38	62,71	59,85	9,89	28,67	12,45	6,64	64,50		27,20
4	0,60	30,48	110,70	145,96	38,17	52,28	10,38	7,25	61,34	0,40	31,31
5	5,99	6,58	24,39	8,48	3,27	3,16	14,93	28,63	49,79		129,34
6	2,93	11,54	19,34	14,91	6,49	7,71	11,25	39,84	47,71		252,93
7	1,32	14,88	72,22	109,99	12,60	43,40	25,58	23,05	65,98		95,08

Таблица 7. Продолжение.

комплекс	Sr	Y	Th	U	Zr	Nb	Mo	Sn	Cs	Ba	La
1	229,58	35,64			156,66	4,67	1,67	2,13	0,77	900,84	48,34
2	421,25	16,67			103,62		1,74	3,92	0,18	576,14	18,56
3	382,78	13,85			103,34	0,10	1,47	1,62	1,85	530,69	23,53
4	594,54	10,93			112,33		1,05	2,41	0,47	659,22	11,41
5	386,01	16,32	9,65	2,20	226,89	11,45	0,64	4,47	2,56	1324,83	41,73
6	152,34	48,22			290,03	20,75	2,23	7,07	6,87	1194,74	110,12
7	245,63	31,83	6,15	0,25	188,01	11,02	2,09	2,40	0,80	1038,97	57,32

Таблица 7. Продолжение.

комплекс	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
1	86,52		39,87							4,19	
2	31,71	0,04	15,05	0,05	0,01	0,05	0,199	0,014	0,029	2,12	0,005
3	32,58		12,97	0,14	0,01	0,03	0,001	0,000	0,001	2,03	0,000
4	22,29	0,03	10,60	1,57	0,58	0,22	0,012	0,002	0,005	1,74	0,000
5	82,32	18,50	38,42	13,00	6,00	11,50	7,800	1,500	4,200	1,80	0,600
6	179,56	13,50	81,56	7,90	0,48	10,85	9,150	2,050	4,800	5,42	0,490
7	100,15		41,01	4,65	1,00	3,46			1,350	4,53	0,166

Цифрами обозначены:

Таблица 6. 1 – Саянский комплекс, граниты, 2 – Приморский комплекс, граниты, 3 – Шарыжалгайский комплекс, граниты, 4 – метаморфические, Ольхонский комплекс, 5 – метаморфические, Святоносский комплекс, 6 – метаморфические, Шарыжалгайский комплекс, 7 – метаморфические, Слюдянский комплекс.

Таблица 7. 1 – метаморфические, Шарыжалгайский комплекс, 2 – метаморфические, Ольхонский комплекс, 3 – метаморфические, Слюдянский комплекс, 4 – метаморфические, Святоносский комплекс, 5 – Саянский комплекс, граниты, 6 – Приморский комплекс, граниты, 7 – Шарыжалгайский комплекс, граниты.