

Министерство образования и науки РФ
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«Иркутский государственный университет»
(ФГБОУ ВО «ИГУ»)
Российская академия наук
Сибирское отделение
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт земной коры
(ИЗК СО РАН)

На правах рукописи

Хассан Абдулмонем Иссаевич



**КАЙНОЗОЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ОСЕВЫХ
БАРГУЗИНСКОЙ И ТУНКИНСКОЙ ДОЛИНАХ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ
СИСТЕМЫ**

Специальности:
25.00.06 – Литология
25.00.01 – Общая и региональная геология

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата геолого–минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого–минералогических наук,
профессор
Рассказов Сергей Васильевич

Научный консультант:
кандидат биологических наук
Усольцева Марина Владимировна

Иркутск, 2022

Оглавление

| | |
|--|-----------|
| Оглавление | 2 |
| Введение | 4 |
| Глава 1. Обзор предшествующих работ | 10 |
| 1.1. Угленосная (танхойская) свита | 11 |
| 1.2. Дотанхойские отложения | 13 |
| 1.3. Охристая (аносовская) свита | 13 |
| 1.4. Туфогенно-осадочная (ахаликская) свита..... | 14 |
| 1.5. Мощные песчаные толщи и полифациальные четвертичные отложения | 15 |
| 1.6. Представления о строении и развитии впадин байкальского типа | 18 |
| Глава 2. Объекты и направления исследований..... | 21 |
| 2.1. Объекты исследований | 21 |
| 2.2. Направления исследований | 21 |
| 2.2.1. Литологические исследования | 21 |
| 2.2.2. Изучение химического состава осадочных отложений | 24 |
| 2.2.3. Анализ микрофлоры..... | 26 |
| 2.2.4. Статистический анализ данных | 27 |
| Глава 3. Общая характеристика долин | 29 |
| 3.1. Баргузинская долина | 29 |
| 3.1.1. Геоморфология и неотектоника Баргузинской долины | 29 |
| 3.1.2. Докайнозойский фундамент Баргузинской долины..... | 34 |
| 3.2. Тункинская долина | 36 |
| 3.2.1. Геоморфология и неотектоника Тункинской долины | 36 |
| 3.2.2. Докайнозойский фундамент Тункинской долины | 39 |
| Глава 4. Разрезы осадочных отложений в Баргузинской долине | 42 |
| 4.1. Разрез Уро | 42 |
| 4.1.1. Дотанхойская толща..... | 42 |
| 4.1.2. Танхойская свита..... | 46 |
| 4.1.3. Аносовская свита..... | 47 |
| 4.1.4. Четвертичные полифациальные отложения | 49 |
| 4.2. Разрез Бодон | 49 |
| 4.2.1. Танхойская свита..... | 49 |
| 4.2.2. Аносовская свита..... | 52 |
| 4.2.3. Четвертичные полифациальные отложения | 53 |
| 4.3. Разрез Борогол-Аргада | 53 |

| | |
|---|-----|
| 4.4. Петрографическая характеристика пород | 57 |
| 4.4.1. Дотанхойская толща..... | 60 |
| 4.4.2. Танхойская свита..... | 65 |
| 4.4.3. Аносовская свита..... | 78 |
| 4.5. Геохимическая характеристика пород | 83 |
| 4.6. Палеонтологическое обоснование возраста | 95 |
| 4.6.1. Палинокомплексы | 95 |
| 4.6.2. Диатомовые зоны | 112 |
| 4.7. Плейстоценовая смена ритмичных песчано-алевритовых отложений однородными песками: данные гранулометрического анализа..... | 122 |
| Глава 5. Разрез осадочных отложений в Тункинской долине | 131 |
| 5.1. Разрез Тунка 13 | 131 |
| 5.2. Петрографическая характеристика пород | 133 |
| 5.3. Геохимическая характеристика пород | 144 |
| 5.4. Палеонтологическое обоснование возраста | 152 |
| 5.4.1. Палинокомплексы | 152 |
| 5.4.2. Диатомовые зоны | 157 |
| Глава 6. Корреляции..... | 163 |
| 6.1. Дотанхойский этап (поздний эоцен-поздний олигоцен)..... | 164 |
| 6.2. Раннетанхойский этап (ранний-средний миоцен)..... | 176 |
| 6.3. Среднетанхойский и позднетанхойский этапы (средний-поздний миоцен и ранний плиоцен) | 178 |
| 6.4. Аносовский этап (поздний плиоцен-ранний плейстоцен) | 183 |
| 6.5. Послеаносовский этап (средний плейстоцен-голоцен) | 185 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ | 191 |
| СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ | 193 |

Введение

Актуальность. Байкальская рифтовая система – классическая кайнозойская континентальная структура растяжения. Центральное положение в ней занимает озерная Южно-Байкальская впадина, образующая ядро рифтовой системы [Логачев, 1974, 2001]. Строение разреза донных отложений впадины изучалось сейсмическим профилированием с использованием результатов бурения в краевых частях и на поднятиях в акватории озера [Levi et al., 1997; Mats et al., 2000; Акулов и др., 2015]. Наиболее глубокой 600-метровой скважиной ВДР-98, пройденной на подводном Академическом хребте, были вскрыты отложения верхней части разреза с возрастными оценками до 11, 7.2 и 8.4 млн лет [Кашик, Ломоносова, 2006; Кузьмин и др., 2014; Kravchinsky, 2017]. Более древние отложения, не имеющие прямого отношения к вскрытым донным отложениям, фрагментарно представлены в обнажениях о-ва Ольхон и Танхойской тектонической ступени [Логачев, 1974; Мац и др., 2001; Машук, Акулов, 2012; Рассказов и др., 2014]. Для понимания полной осадочной летописи центральной части Байкальской рифтовой системы первостепенное значение имеет сравнительное изучение разрезов осадочных отложений в сухих Баргузинской и Тункинской долинах – дистальных структурах Южно-Байкальской впадины. Баргузинская долина относится к Байкальской рифтовой зоне, в которую объединяются структуры растяжения оз. Байкал и впадин северо-восточной части рифтовой системы. Тункинская долина входит в состав Хангай-Бельской орогенной зоны, которая, в отличие от Байкальской, развивалась в условиях общего сжатия литосферы с фрагментарным проявлением рифтовых сегментов [Чувашова, Рассказов, 2014]. Актуальность работы определяется необходимостью палеотектонических реконструкций центральной части рифтовой системы на основе изучения строения разреза осадочного наполнения дистальных сухих долин Южно-Байкальской котловины и идентификации в них отложений трансгрессий вод палеоозер с использованием ископаемой диатомовой флоры.

Цель исследования – определить характер развития центральной части Байкальской рифтовой системы по соотношению осадконакопления в осевых Баргузинской и Тункинской долинах как дистальных структурах Южно-Байкальской впадины.

Задачи:

1. Изучить строение разрезов осадочных отложений долин с использованием керна скважин.
2. Дать литологическую характеристику осадочных стратонов, построить литологические колонки, провести петрографические исследования осадочных пород.

3. Дать геохимическую характеристику стратонов, выявить временные вариации степени выветривания материала по содержаниям петрогенных оксидов и микроэлементов осадочных отложений и определить источники обломочного материала.
4. Уточнить возраст стратонов по результатам палинологического анализа, определить динамику растительности и палеоклиматические условия осадконакопления.
5. Выполнить исследование ископаемых диатомей.
6. Изучить условия аккумуляции отложений аквального парагенетического ряда осадочных образований плейстоцена Баргузинской долины.
7. Провести сравнительный анализ осадконакопления в Баргузинской и Тункинской долинах.

Научная новизна. С использованием керна новых буровых скважин впервые охарактеризован полный разрез осадочного наполнения Баргузинской долины центральной части Байкальской рифтовой системы – танхойский, аносовский и послеаносовский комплексы отложений. Обнаружен и изучен фрагмент дотанхойских олигоценовых отложений, которые коррелируются с отложениями Селенгино-Витимского прогиба. В осадочных отложениях танхойской свиты Баргузинской и Тункинской долин с помощью световой и сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) проведены исследования ископаемых диатомей с выделением локальных диатомовых зон. В отложениях Баргузинской долины диатомеи исследованы впервые. На основе детальных корреляций осадочных отложений показано сходство и различие структурного развития Баргузинской и Тункинской долин. Впервые обозначены литотипы стратонов впадин байкальского типа. По полученным литологическим, палеонтологическим и литогеохимическим данным определены региональные палеотектонические, палеогеографические и палеоклиматические события позднекайнозойской истории Байкальской рифтовой зоны.

Практическая значимость. Результаты комплексного литолого-геохимического и палеонтолого-стратиграфического изучения разрезов с обоснованием дотанхойского стратона и подсвит танхойской и аносовской свит могут использоваться для геологического картирования и корреляций осадочных комплексов наполнения впадин байкальского типа, а также для поиска строительных материалов.

Соответствие результатов работы научной специальности. Результаты работы соответствуют специальностям 25.00.06 – литология и 25.00.01 – общая и региональная геология. «Объектами рассмотрения диссертации являются породно-слоевые тела и их ассоциации, их вещественно-структурная организация, форма проявления, природа и механизм их образования, а также причины, обуславливающие их свойства и практическое значение». «Разработка

структурно-формационной зональности на основе анализа возраста, стратиграфического расчленения, состава и строения выделяемых в регионе вещественных комплексов».

Фактический материал и методы исследования. В работе использован керн 11-ти скважин, вскрывших осадочные отложения в Баргузинской долине, и одной скважины, пройденной в Тункинской долине. В литологические исследования вовлечено более 2500 образцов. Выполнено изучение структуры и минерального состава осадочных пород под бинокуляром. Изучено 150 шлифов представительных образцов из разновозрастных толщ. Составлены литологические колонки керна скважин и разрезы осадочных толщ. Выполнен гранулометрический анализ 350 образцов плейстоценовых отложений, количественный и качественный анализ диатомовых водорослей из отложений восьми скважин. Для расчета геохимических и литохимических модулей проинтерпретированы результаты 450 новых силикатных и микроэлементных анализов отложений.

Определения петрогенных оксидов в породах выполнены в ИЗК СО РАН комплексом методов классического химического анализа. Микроэлементный состав пород определен методом индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрии (ИСП МС). Изучение состава глинистых пород проводилось рентгенометрическим методом. Состав диатомовых водорослей и вивианита изучался на световом микроскопе и сканирующем электронном микроскопе. Для определения возраста осадочных пород, динамики растительности и климатических условий в районах работ выполнен анализ спор и пыльцы. Полученные данные обрабатывались с использованием метода факторного анализа в программе «Статистика» и кластерного анализа (Q-тип). При изучении плейстоценовых отложений выполнен гранулометрический анализ.

Личный вклад автора. Автор принял участие в полевых работах 2016–2019 гг. в Баргузинской и Тункинской долинах, на Танхойской тектонической ступени и в долине Праманзурки. Под руководством С.В. Рассказова описал образцы керна 12 скважин Баргузинской и Тункинской долин из коллекции лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН (Иркутск). Отобрал ключевые образцы для петрографических исследований. С консультациями Т.А. Корниловой выполнил описание и фотографирование шлифов. По результатам петрографического изучения пород (150 шлифов) выделил литотипы стратонов во впадинах байкальского типа. Провел подготовку и истирание 450 проб для определений содержаний петрогенных оксидов и микроэлементов. С консультациями В.Л. Коломийца выполнил гранулометрический анализ отложений в лаборатории геологии кайнозоя ГИН (Улан-Удэ). С консультациями М.В. Усольцевой провел подготовку проб из 8 скважин для диатомового анализа в отделе ультраструктуры клетки ЛИН СО РАН (Иркутск). Освоил методику работы на световом и сканирующем электронном микроскопах. Провел количественный учет диатомей в пробах озерных отложений, дал интерпретацию полученных данных. Выполнил синтез всех

результатов, провел статистический и факторный анализ количественной информации с визуализацией в виде графического материала (схемы, графики, диаграммы). С учетом комплекса полученных данных провел литолого-фациальный анализ, корреляцию разрезов осадочных толщ и составил литолого-стартиграфические схемы. Подготовил к публикации полученные материалы.

Достоверность результатов работы. Основу работы составляет новый представительный фактический материал, полученный по скважинам: просмотренные шлифы осадочных пород, полученные данные гранулометрического анализа, состав петрогенных оксидов и микроэлементов проб, результаты диатомовых и палинологических исследований. Данные получены современными аналитическими методами с использованием уникального оборудования центра коллективного пользования ЛИН СО РАН (г. Иркутск), а также оборудования специализированных лабораторий ИЗК СО РАН (г. Иркутск), ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) и ФГБОУ ВО (г. Воронеж).

Защищаемые положения

1. В опорном разрезе Уро пространственно совмещены олигоценовые отложения Селенгино-Витимского прогиба и неоген-четвертичные отложения Байкальской рифтовой системы.

2. Ранние отложения впадин центральной части Байкальской рифтовой системы включают озерные фации с ископаемой диатомовой флорой раннего миоцена, среднего-позднего миоцена и позднего миоцена-раннего плиоцена. В раннем миоцене и позднем миоцене-раннем плиоцене озерные отложения имели локальный характер, в среднем-позднем миоцене распространялись от Баргузинской долины до Витимского плоскогорья.

3. В Баргузинской долине последовательно сменяются ранние-поздние аносовские и ранние-поздние послеаносовские фациальные комплексы отложений. Тункинская долина отличается от Баргузинской долины резко полифациальным характером послетанхайского осадконакопления, отражающим ее более дифференцированные тектонические движения.

Апробация работы и публикации. Основные положения работы докладывались на конференции «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (ИЗК СО РАН, Иркутск, 2016), конференции студентов и молодых ученых по наукам о Земле (ИГУ, Иркутск, 2016), Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика» (ИЗК СО РАН, Иркутск, 2016 и 2019), Международной конференции «Пресноводные экосистемы – современные вызовы» (ЛИН СО РАН, Иркутск, 2018), Всероссийской научно-практической конференции «Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии» (ГИН БНЦ СО РАН, Улан-Удэ, 2018), XII Российской-Монгольской международной конференции (Иркутск, ИГУ, 2018), European

Geosciences Union General Assembly (Вена, Австрия, 2019), Всероссийском литологическом совещании "Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей" (КФУ, Казань, 2019), Всероссийском симпозиуме с международным участием, посвященном 90-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева «Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы» (ИЗК СО РАН, Иркутск, 2019), 4-th International Conference on Paleolimnology of Northern Eurasia, VII-th Vereshchagin Baikal Conference (ЛИН СО РАН, Иркутск, 2020), конференции «Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы» (ИЗК СО РАН, Иркутск, 2021), Байкальской молодежной научной конференции по геологии и геофизике (ГИ СО РАН, Улан-Удэ, 2021), Юбилейной мемориальной научной сессии, посвященной 110-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР Владимира Николаевича Сакса (ИНГГ СО РАН, Новосибирск, 2021), XVII Международной научной конференции «Диатомовые водоросли: морфология, биология, систематика, флористика, экология, палеогеография, биостратиграфия» (Беларусь, г. Минск 2021). По теме диссертации опубликовано 35 работ, в том числе, 2 статьи в международных журналах первой и второй квартiles и 5 статей в журналах из списка ВАК.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 6 глав, заключения и списка литературы из 192 наименований. Общий объем 207 страниц. Работа включает 97 рисунков и 4 таблицы.

В первой главе приведен обзор предшествующих литостратиграфических исследований в Баргузинской и Тункинской долинах, во второй – сведения об объектах и методах исследования, в третьей – общая характеристика долин, в четвертой и пятой – результаты литологических, литогеохимических, диатомовых и палинологических исследований осадочных отложений, в шестой дан синтез полученных материалов и обозначен характер структурного развития Баргузинской и Тункинской долин в сопоставлении с развитием Южно-Байкальской впадины.

Благодарности. Работа выполнялась в рамках Совместной лаборатории современных методов исследований в динамической и инженерной геологии ИГУ и ИЗК СО РАН при аспирантской подготовке на кафедре динамической геологии ИГУ и завершалась в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН. Использовался керн скважин Байкальского филиала «Сосновгеология» ФГУГП «Урангеологоразведка» и керн скв. Тунка-13, пройденной за счет средств РФФИ. Аналитические исследования проводились с использованием масс-спектрометра Agilent 7500ce, сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) Quanta-200 FEI Company с ЭДС-спектрометром ЦКП «Ультрамикроанализ» ЛИН СО РАН и рентгеновского дифрактометра ДРОН-3.0 ЦКП «Геохронология и геодинамика» ИЗК СО РАН. Автор выражает глубокую и искреннюю благодарность научному руководителю д.г.-м.н., профессору С.В. Рассказову и научному консультанту по диатомовым водорослям к.б.н. М.В. Усольцевой (ЛИН СО РАН), а также И.С. Чувашовой (ИЗК СО РАН, ИГУ) – за предоставленные материалы и обсуждение

полученных результатов, Л.А. Титовой (ЛИН СО РАН) – за результаты диатомового анализа, В.Л. Коломийцу, Р.Ц. Будаеву (ГИН СО РАН) – за предоставленную возможность гранулометрического анализа, материалы и обсуждение полученных результатов, Т.А. Ясныгиной и М.Е. Марковой (ИЗК СО РАН) – за выполненные аналитические определения микроэлементов в породах методом ИСП-МС, химикам-аналитикам Г.В. Бондаревой и М.М. Самойленко (ИЗК СО РАН) – за выполненные аналитические определения петрогенных оксидов в породах, палинологам Н.В. Кулагиной (ИЗК СО РАН), С.А. Решетовой (ИГХ СО РАН) и Т.Ф. Трегуб (ФГБОУ ВО) – за выполненные анализы спор и пыльцы, Г.Н. Александровой (ГИН РАН) за консультативную помощь, В.В. Акуловой и М.Н. Рубцовой (ИЗК СО РАН) – за выполненные рентгенометрические анализы, Т.А. Корниловой (ИЗК СО РАН) – за консультации и ценные замечания при петрографическом исследовании терригенных пород и С.А. Сасиму (ИГУ) – за помощь в фотографировании шлифов. Особую признательность автор выражает д.г.-м.н., профессору А.Ю. Казанскому (МГУ; ГИН РАН) и к.г.-м.н., А.С. Тесакову (ГИН РАН) за подробный анализ работы и конструктивную критику. Работа проводилась с дополнительным финансированием грантами РФФИ № 18-35-00417 мол_а и № 19-04-00746А.

Глава 1. Обзор предшествующих работ

В исследованиях осадочных отложений Баргузинской, Тункинской долин (рис. 1.1.) и сопредельных территорий Прибайкалья и Забайкалья значительное внимание привлекало распространение песков большой мощности (песчаной толщи) в самой верхней части разреза. Осадочные отложения, залегающие во впадинах байкальского типа стратиграфически ниже плейстоценовых песков, изучались по фрагментарным обнажениям с использованием скважин. Были отчетливо обозначены угленосные преимущественно тонкозернистые отложения, выделенные в виде угленосной (танхойской) свиты. Между песчаной толщей и угленосной свитой были выделены отложения охристой (аносовской) свиты, сложенной песками, гравелитами и галечниками.

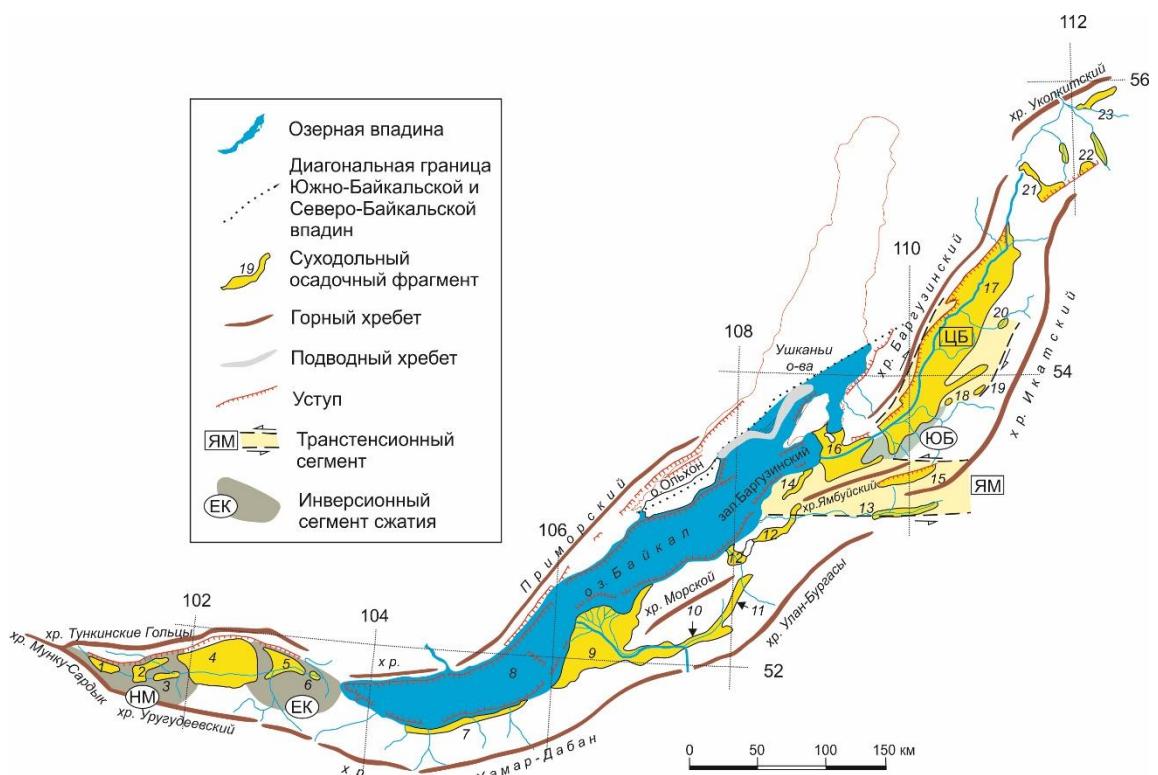


Рис. 1.1. Бассейны и хребты центральной части Байкальской рифтовой системы.

Впадины: 1 – Мондинская, 2 – Хойтогольская, 3 – Туранская, 4 – Тункинская, 5 – Торская, 6 – Быстринская, 7 – Танхойская, 8 – Южно-Байкальская, 9 – Усть-Селенгинская, 10 – Итанцинская, 11 – Хамская, 12 – Котокельская, 13 – Туркинская, 14 – Максимишинская, 15 – Ямбуйская, 16 – Усть-Баргузинская, 17 – Баргузинская, 18 – Яссская, 19 – Богундинская, 20 – Гаргинская, 21 – Амутская, 22 – Тураки, 23 – Нироконская. Транстенсионные сегменты: ЦБ – Центрально-Баргузинский, ЯМ – Ямбуйский. Инверсионные секторы сжатия: ЕК – Еловско-Култукский, НМ – Ниловско-Мондинский, ЮБ – Южно-Баргузинский. В качестве основы

использован фрагмент схемы центральной части Байкальской рифтовой системы из работы [Флоренсов, 1960] с изменениями и дополнениями.

Легенда стратиграфических подразделений во впадинах байкальского типа была разработана в 1950-х годах при составлении геологической карты масштаба 1:1 000 000 листа М–48 и объяснительной записки к ней составленной Налетовым в 1956 г. Во впадинах центральной части Байкальской рифтовой зоны был обозначен единый процесс осадконакопления угленосной свиты миоцена–нижнего плиоцена ($N_1-N_2^1tn$), охристой свиты верхнего плиоцена–эоплейстоцена (N_2^2-Qean) и вышележащих охристой, туфогенно-осадочной и песчаной свит (рис. 1.2). Обсуждался также вопрос о возможном развитии впадин байкальского типа до накопления угленосной свиты.

1.1. Угленосная (танхойская) свита

Стратотип угленосной свиты выделен на южном побережье Байкала. Свое название «танхойская» свита получила по железнодорожной станции Танхой, но фактически в ее окрестностях имеются лишь фрагментарные выходы угленосных неогеновых отложений и к тому же слабо палеонтологически охарактеризованные.

Сначала угленосные глинисто-алевролитовые отложения были отмечены на Танхойской тектонической ступени южного побережья Байкала и в узких опущенных зонах территории Бурятии [Мазилов и др., 1972]. В Баргузинской долине возраст отложений этого типа был определен по спорово-пыльцевым спектрам как среднеплиоценовый в работах С.М. Замараева 1952–1954 гг. Позже эти спектры были сопоставлены со спектрами отложений угленосной формации других впадин байкальского типа с изменением возраста на миоценовый [Логачев, 1958а, б].

Отложения угленосной свиты были вскрыты скважинами в юго-восточной части Баргузинской долины. Выходы на поверхность этих отложений отмечались в районе пос. Курумкан. Вблизи села Бодон были обнаружены горельники, образовавшиеся в результате самовозгорания углей при экспонировании и окислении на земной поверхности [Рассказов и др., 2016а]. Близко к дневной поверхности угленосная свита вскрыта скважинами у сел Бодон и Алга (соответственно, на глубинах 4 и 17 м в скв. 2, 5) [Шаронов, 1954].

Наиболее представительные данные получены по скв. 1-Р, пройденной в центральной части Баргузинской долины у с. Могоито на глубину 1420 м [Конева, 1955]. На коре выветривания метапород докембрия, представленной дресвянисто-глинистым материалом (20 м) с размывом залегают углистые песчано-глинистые сланцы, алевролиты, глины с включениями растительных остатков и панцирей диатомовых водорослей, отмеченных в интервале 1268–1267 м и 1178–1202 м, слюдистые и глинистые песчаники с гравием, галькой и подчиненными

прослойми бурых углей (до 15 см), песчанистых известняков и ожелезненных песчаников (1395–1115 м). Мощность свиты 280 м. Выше по разрезу лежат песчано-глинистые отложения, отнесенные к миоцену-плиоцену, мощностью 300 м и осадки верхнего плиоцена-плейстоцена мощностью 820 м.

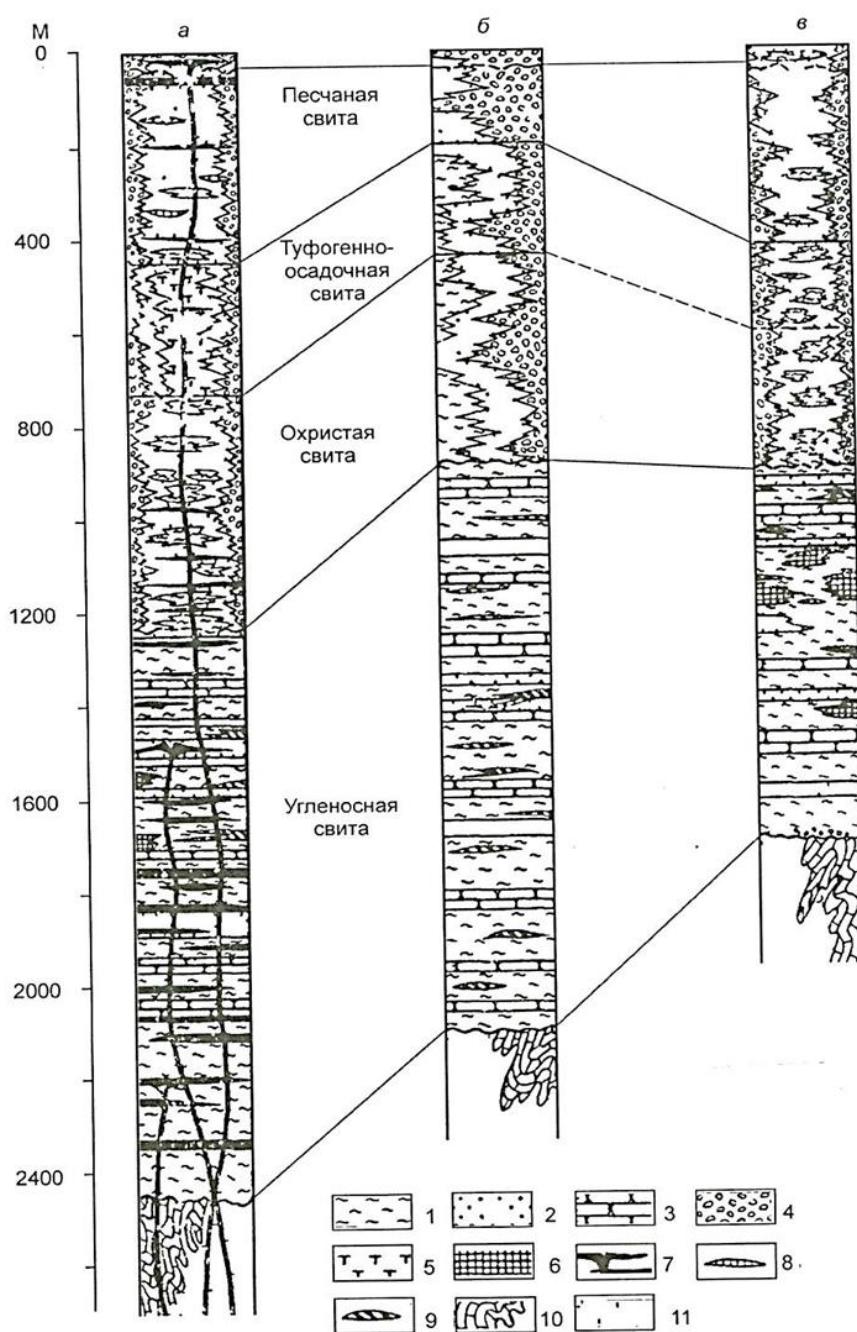


Рис. 1.2.

Сопоставление разрезов кайнозойских отложений Тункинской долины (а), юго-восточного побережья оз. Байкал (б) и Баргузинской долины (в) [Логачев, 1958а].

1 – глины, алевролиты, алевролиты; 2 – пески; 3 – песчаники; 4 – конгломераты, галечники, брекчии, гравийные пески; 5 – туфы, туффиты; 6 – диатомиты, диатомовые глины; 7 – базальты; 8 – торфяники; 9 – бурые угли; 10 – паропороды докембрия; 11 – ортопороды докембрия.

В Тункинской долине угленосная (танхойская) свита сложена слаболитифицированными алевролитами, аргиллитами, гравелитами, песчаниками с пластами бурых углей, в средней части отмечаются горизонты оливиновых базальтов [Логачев, Кравченко 1955]. Грубообломочные фации для свиты не характерны. В ограниченном количестве в ней встречаются лишь гравелиты и мелко- и среднегалечные конгломераты, фиксирующие положение речных русел, дельт и береговых линий ископаемых озер [Логачев, 1974].

Существенную долю средней части танхойской свиты составляют базальтовые потоки и их серии мощностью от 5 до 80 м. Базальтовые лавы извергались на всем протяжении Тункинской долины, преимущественно на ее южном плече (хребты Мунку-Сардык, Ургудеевский, Хамар-Дабан). В угленосных отложениях Тункинской впадины были определены характерные спорово-пыльцевые комплексы сочетания хвойных и широколиственных растений при участии теплолюбивых форм. В ряде работ [Журалева, 1936; Жузе, 1952; Черемисинова, 1968, 1973; Попова, 1964; Попова и др., 1989; Палибин, 1936 и др.] охарактеризованы пресноводные миоцен-плиоценовые ископаемые диатомовые водоросли. По сравнительному исследованию их состава выделены комплексы временных интервалов от среднего до позднего миоцена и позднего плиоцена [Черемисинова, 1973].

С целью определения палеоклиматических изменений во внутренних континентальных условиях в 1993–1999 гг. проводились работы по международному проекту «Байкал-бурение». Были вскрыты донные отложения Байкала временного интервала последних 8 млн лет [Кузьмин и др., 2009]. Нижележащая часть разреза осталась неизученной.

1.2. Дотанхойские отложения

Вопрос о нижней части разреза осадочных отложений во впадинах байкальского типа решался неоднозначно. В обобщении по стратиграфии осадочного наполнения впадин Н.А. Логачев [1974, с. 90] писал: «Одно время казалось, что нижний ярус, соответствующий раннему орогенному этапу, начинается отложениями миоцена..., но позже выяснилось, что в ряде мест разрез кайнозойского заполнения наращивается к низу более древними слоями».

При изучении отложений Танхойского третичного поля на южном побережье Байкала предполагалось, что нижние слои угленосной свиты, залегающие на горизонте «синих глин», имеют сравнительно древний возраст (не древнее среднего или верхнего олигоцена) [Рябухин, 1935; Попова, 1964; Логачев, 1974]. Отложения верхнего олигоцена были вскрыты Жемчугской скважиной в южной части Тункинской впадины в основании разреза угленосной (танхойской) свиты [Мазилов и др., 1993]. Слой «синих глин» Танхойского третичного поля, датированных по палинологическим данным верхним олигоценом, и одновозрастный слой в глубокой части Тункинской впадины рассматривались как сохранившиеся фрагменты дотанхойского стратона [Рассказов и др., 2014].

1.3. Охристая (аносовская) свита

Стратотип охристой (аносовской) свиты верхнего плиоцена-эоплейстоцена принят для отложений р. Аносовка южного побережья Байкала. Опорные разрезы охарактеризованы по рекам Шанхаиха и Осиновка-Кедровская [Мац и др., 2001].

В Баргузинской долине красноцветные плиоценовые отложения, впервые отмеченные В.В. Ламакиным (1952) в районе Алгинских соленых озер, были охарактеризованы как глины буровато-красного, бурого и серого цвета с окристыми песками и ярко-окристыми алевритами.

В спорово-пыльцевом спектре алгинских глин, изученном Е.Д. Заклинской (1951), преобладает пыльца хвойных, представленных разнообразными соснами. В большом количестве встречается пыльца ольхи. Содержание пыльцы тсуги достигает 8 %. Широколиственные представлены лапиной, грабом, ильмом, лещиной, орехом и другими породами.

Отложения аносовской свиты пролювиально-делювиального генезиса отмечены в предгорных котловинах Улюн, Журавлиха, Шаманка. Образования верхнего плиоцена-эоплейстоцена, как правило, лежат на дезинтегрированных породах фундамента либо на красноцветной коре выветривания. Наиболее представительный разрез свиты вскрыт в бассейне р. Шаманка.

В керне скв. 531, пройденной вблизи дер. Бодон, в 1 км от юго-восточного борта Баргузинской долины, смена угленосных озерно-болотных отложений танхойской свиты окристыми аллювиальными отложениями аносовской свиты была установлена в глубинном интервале 124.5 м [Рассказов и др., 2016а].

Отложения окристой свиты между угленосной свитой и песчаной толщой фиксировались в верхней части разреза Тункинской впадины. Отчетливо выделялось три толщи (снизу вверх) [Логачев, 1958а,б; Флоренсов, 1960; Равский, Голубева, 1960; Голубева, Равский, 1962]:

- 1) грубообломочная толща мощностью до 500 м (окристая свита, по Н.А. Логачеву), соответствующая китайскому виллафранку (верхнему плиоцену и нижнему плейстоцену);
- 2) туфогенно-осадочная толща мощностью до 80 м;
- 3) песчаная свита мощностью до 500 м и озерно-болотные и аллювиальные образования мощностью до 18 м.

В Тункинской долине свита сложена чередующимися слоями грубообломочных конгломератов, брекчий, гравийников, грубозернистых песков и песчаников. Характерной чертой описываемых осадков является их интенсивное ожелезнение, причем гидроокислы железа присутствуют как в терригенной, так и в аутогенной формах в виде конкреций, корок и разводов лимонита.

1.4. Туфогенно-осадочная (ахаликская) свита

Стратотип свиты находится в районе Ахаликского месторождения бурого угля, а ее наиболее полные разрезы установлены по р. Хобок [Решения..., 1981]. Отложения этой свиты развиты локально в Тункинской впадине и в сопредельной части Еловского отрога. Ахаликская свита перекрывает и сменяет по латерали аносовскую свиту и датируется верхним плиоценом –

эоплейстоценом (aN_2^3 –Qeah). Свита сложена базальтовыми туфами и туффитами, содержащими остатки мелких млекопитающих и диатомовых водорослей. Спорово-пыльцевой комплекс характеризуется главным образом пыльцой хвойных растений – сосны, ели, лиственницы и пихты [Геология..., 1964].

1.5. Мощные песчаные толщи и полифациальные четвертичные отложения

С начала изучения песков их накопление связывалось с высоким стоянием байкальских вод. Уровень оз. Байкал определялся на 337 м выше современного, а возраст отложений оценивался как постплиоценовый [Черский, 1873–1886 гг.]. Предполагалось их отложение в системе «многоозерья» – цепи относительно небольших и неглубоких отдельных водоемов, расположенных ступенями на разной высоте и соединенных протоками речного облика, стекавшими в Байкал [Обручев, 1914, 1937]. Пески Верхнеангарской, Баргузинской и Тункинской долин интерпретировались как отложения раннечетвертичной трансгрессии вод «Великого Байкала» [Рябухин, 1935]. Допускалось некоторое участие в накоплении осадков этого типа эоловых и склоновых процессов [Олюнин, 1961; Шевченко, Иванова-Радкевич, 1976]. Подчеркивался полигенетический характер песков [Базаров и др., 1981; Базаров, 1986; Резанов, 1988] либо утверждалось, что пески имеют чисто эоловую природу [Кривоногов, 2010]. Наиболее твердая аргументация в пользу озерно-проточного генезиса мощных песчаных толщ была представлена В.В. Ламакиным, Н.А. Флоренсовым, Н.А. Логачевым и В.Л. Коломийцем.

В.В. Ламакиным [1952, 1957] пески рассматривались как отложения озер межледниковой (между максимальным и пост-максимальным оледенениями) ингрессии вод Байкала в бассейны рек байкальского направления стока (Тункинская, Баргузинская долины, р. Селенга). Допускалось совпадение этой ингрессии по времени с общим опусканием территории Забайкалья и проникновение байкальских вод на его обширную территорию. Морфологическое выражение куполообразного песчаного массива Бадар в Тункинской впадине и песчаных куйтунов в Баргузинской долине объяснялось их тектоническим поднятием.

Н.А. Флоренсовым [1960] были охарактеризованы детали строения песчаных толщ. Пески характеризовались как однородный светлый желтовато-серый материал, единообразный разнозернистый, реже сортированный по механическому и минеральному составу, с низким содержанием (не более 15%) алевро-пелитовых частиц и наличием линз гравия, щебня, галечника при отсутствии прослоев глин. Текстура песков описывалась как параллельная, слоистая, тонкая, фрагментарно косая и волнистая, с характерной прямолинейностью слоевых и серийных швов. Предполагалось накопление песков в суровых климатических условиях – холодных водах мелких озер и спокойных рек, что подтверждалось спорово-пыльцевым и диатомовым анализами, находками моллюсков и холодолюбивой мамонтовой фауны. На основе литолого-фациальных

особенностей песчаных толщ делалось заключение о том, что «накопление песков шло в мелких, быстро заносившихся осадками озерах, на поймах и в руслах мигрировавших флювиогляциальных потоков в условиях не менявшегося сурового климата» [там же, с. 101]. Куйтуны Баргузинской впадины рассматривались как «... части мощного плаща зандровых песков и галечников, вовлеченного совместно с фундаментом в общее поднятие...» [там же, с. 143]. Максимальная мощность песков оценивалась в 500 м. Представление о трансгрессии вод Байкала в соседние впадины считалось «совершенно излишним» [Флоренсов, 1960, с. 100]. Позже осадкообразование во впадинах байкальского типа объяснялось быстрым их заполнением речными разливами ввиду временной задержки транзита наносов поднимающимися междувпадинными перемычками [Флоренсов, 1968].

Н.А. Логачевым [1958а, 1958б, 1964, 1974] гипотеза водно-ледникового генезиса мощных песчаных толщ поддерживалась и последовательно развивалась. Накопление песков связывалось с внутристоловинными зандровыми равнинами, возникшими и существовавшими благодаря продолжительным и мощным среднеплейстоценовым оледенениям на хребтах, обрамлявших впадины, и рассматривалось как процесс, происходивший в «... мелких, быстро заносившихся озерах и мигрировавших потоках, которые питались в основном за счет таяния ледников в подножьях и внутри горных хребтов» [Логачев 1974, с. 140]. Предполагалось, что «...Пески межгорных впадин Прибайкалья парагенетически связаны с оледенениями и являются в основном лимно- и флювиогляциальными отложениями внутренних полей впадин, не занимавшихся ледниками» [там же, с. 140]. Отрицалась какая-либо связь между ингрессией Байкала в межледниковую эпоху и вызванным ею существованием во впадинах крупных озерных водоемов. Допускалось повышение уровня вод Байкала в связи с усилением дифференцированных тектонических движений вследствие поднятия западного борта впадины в конце эоплейстоцена и в среднем плейстоцене, в эпоху самаровского оледенения. Подпор конца эоплейстоцена, сопровождавшийся прекращением стока озерных вод через долину пра-Манзурки в Лену, рассматривался как результат колебаний регионального базиса эрозии при накоплении «теплых» (досамаровских) песчаных толщ Западного Забайкалья и впадин байкальского типа. Предполагалось, что контроль аккумуляции песчаного материала поднятием базисов эрозии продолжался до формирования ангарского стока Байкала.

В.Л. Коломийцем [2008, 2010] отмечалась приуроченность песчаных толщ главным образом к крупным впадинам байкальского типа, в то время как в мелких впадинах фиксировался только грубообломочный моренный и валунно-галечный флювиогляциальный материал. Разновозрастные озерные песчаные комплексы крупных впадин рифтовой зоны, дифференцированные по высотному положению, обозначались как результат четырех тектонически-обусловленных ингрессий вод Байкала в окружающее горное обрамление.

В.Л. Коломийцем и Р.Ц. Будаевым песчаная толща увала Верхний Куйтун Баргузинской долины (высота 190–200 м) была исследована в обнажениях участка Борогол-Аргада. На правобережье р. Аргада были получены радиотермолюминесцентные датировки песков по пробам, отобранным на разных высотах обнажений над тальвегом долины: 171 м – 140 ± 20 тыс. л. (ГИН СО РАН-587), 168 м – 234 ± 23 тыс. л. (ГИН СО РАН-584), 42 м – 300 ± 28 тыс. л. (ГИН СО РАН-589), 34 м – 310 ± 28 тыс. л. (ГИН СО РАН-591), 29 м – 380 ± 32 тыс. л. (ГИН СО РАН-592), 24 м – 460 ± 40 тыс. л. (ГИН СО РАН-593), 19 м – >830 тыс. л. (ГИН СО РАН-594) и 6 м – >790 тыс. л. (ГИН СО РАН-595) [Kolomietz, 2015]. Эти датировки свидетельствовали о последовательном накоплении песчаной толщи. По общему диапазону датировок >830 тыс. л.–140 тыс. л., соответствующему в пределах погрешности измерений среднему плейстоцену (Q_{II}), сделан вывод о длительном последовательном накоплении песков увала Верхний Куйтун, прерванном Тыйской тектонической фазой перестройки рельефа, обозначенной В.Д. Мацем [2001].

Полифациальные четвертичные отложения Баргузинской долины, развитые преимущественно в ее прибрежных частях, расчленяются на нижне-, среднечетвертичные, верхнечетвертичные и современные [Логачев, 1958б, 1968]. Грубообломочные нижнечетвертичные отложения относятся к аллювиально-пролювиальным, тонкообломочные осадки считаются озерно-болотными [Логачев, 1968]. Среди отложений среднечетвертичного возраста (Q_{II}) выделяются водно-ледниковые и озерные фации. Верхнечетвертичные отложения (Q_{III}) по происхождению делятся на аллювиальные, ледниковые, водно-ледниковые, пролювиальные и озерные. Современные отложения (Q_{IV}) представлены аллювиальными, озерно-болотными, пролювиальными и делювиальными, а также эоловыми образованиями [Исаев, 2006].

Четвертичные полифациальные отложения Тункинской долины представлены преимущественно речными накоплениями и осадками временных водотоков, в меньшей степени – эоловыми, водно-ледниковыми и ледниковыми и склоновыми отложениями. В литологическом отношении эти осадки сгруппированы в три комплекса: валунногалечный, песчаный и покровный лессовидный. В рельфе выделяются вулканические конусы и останцы лавовых потоков. Возраст вулканических построек, датированных K–Ar методом в интервале 1,6–0,8, млн лет [Рассказов и др., 2000], соответствует возрасту ахаликской свиты. Вдоль р. Иркут отложения песчаной и алевритовой фракций перевиваются господствующими ветрами в юго-восточном направлении, формируя эоловые формы рельефа. Эоловые отложения хорошо выделяются на аэрофотоснимках по характерным струйчатым формам и светлому фототону. Мощность отложений превышает 10 м.

1.6. Представления о строении и развитии впадин байкальского типа

Мощность осадочных толщ впадин байкальского типа определялась с использованием геофизических методов, начиная с 1951 года. В комплекс методов входили: гравимагнитные, сейсморазведочные работы методом отраженных волн (МОВ) и преломленных волн (КМПВ), электроразведочные работы методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ). По результатам интерпретации геофизических данных А.П. Булмасова [1959] Ю.А. Зориным [1971] были составлены структурные схемы Байкальской впадины и сухих долин Байкальской рифтовой зоны. В связи с поисками углеводородного сырья были пройдены скважины в наиболее глубоких частях Тункинской и Баргузинской долин [Конева, 1955; Повышев, 1956] и в дельте Селенги [Замараев, Самсонов, 1959]. Во впадинах проводились специализированные гидрогеологические работы [Пиннекер и др., 1966; Замана, 1988]. В последние годы в Баргузинской долине, как наиболее перспективной структуре на обнаружения залежей углеводородов, был выполнен комплекс дополнительных геофизических исследований, направленных на уточнение ее структуры [Исаев, 2006; Исаев, 2016].

По характеру осадконакопления во впадинах Байкальской рифтовой зоны различалось два этапа тектонического развития территории: раннеорогенный (дабайкальский) и позднеорогенный (необайкальский) [Флоренсов, 1960; Логачев, 1958а, 1968, 1974]. Предполагалось, что на раннеорогенном этапе в условиях влажного и теплого климата накапливалась угленосная (танхойская) свита при спокойном опускании впадин. На позднеорогенном этапе происходила аридизация и похолодание климата с переходом к накоплению «охристой» (аносовской) свиты при резком поднятии горных хребтов и опускании впадин. Было выдвинуто предположение о том, что во впадинах байкальского типа присутствует литостратиграфический комплекс конца мела (маастрихта) и палеогена [Мац, 1987, 2010; Mats, 1993; Мац и др., 2001, 2010б; Mats et al., 2004]. Однако на южном побережье Байкала осадочных отложений древнее эоценовых по-прежнему не известно [Аль Хамуд и др., 2021]. Предположительно, палеоценовая 60-метровая вулканогенно-осадочная толща, вскрытая скважинами на Ахаликском буроугольном месторождении (Еловский отрог в Тункинской долине) [Логачев, 1974], представляет собой единичный фрагмент этого возраста с неясной структурной принадлежностью.

О времени образования глубоководной Байкальской впадины выдвигались разные гипотезы. Предполагалось ее зарождение на границе среднего и верхнего плейстоцена [Аносов, 1964] (т.е. около 126 тыс. лет назад). По скорости отложения осадков время накопления дельтовых толщ рек Верхняя Ангара и Кичера оценивалось в 560 тыс. лет [Гурулев, 1959]. Допускался возраст Байкала около 100 тыс. лет [Лопатин, Томилов, 2004]. Kaygorodova et al.

[2007] был определен род *Lamprodrilus wagneri*, появившийся на оз. Байкале 3.3–4.3 млн л. н. Этот род обитает только в холодной воде и на глубинах от 400 до 900 м, что свидетельствует о существовании глубоководного бассейна в пределах современной впадины озера уже 3.5 млн л. н. Данные молекулярно-биологических исследований позволяют отслеживать корни, в частности хирономид – эндемичных видов (Baikolian) *Sergentia*, для которых установлена исходная дата порядка 25–26 млн л. н., что позволяет предполагать наличие крупных и достаточно глубоких озерных бассейнов уже в миоцене [Kaygorodova et al., 2007; Кононов, 2012; Кононов, Хлыстов, 2017].

Исследования антецентенного отрезка долины р. Селенга показали отсутствие здесь отложений древнее эоплейстоценовых [Логачев, 1974]. Скоростной разрез авандельты р. Селенга интерпретировался, исходя из средней скорости накопления отложений 17 см за 1000 лет. Клиноформные пачки перемежаемости отложений авандельты с пелагическими осадками были идентифицированы в верхней 2-километровой части разреза. Сделан вывод о том, что депоцентр дельты развивался в последние 3–2 млн лет [Scholz, Hutchinson, 2000]. Для образования глубокого Байкала такие оценки можно считать реальными.

Морфология подводной части Байкальской впадины зависела от соотношения прогибания дна и привноса осадочного материала. Первые подсчеты осадконакопления в Байкале для удаленных от берегов участков дали оценку скорости 4.2 см за 1000 лет [Вотинцев и др., 1965]. По палеомагнитным данным получены оценки скорости накопления осадков в Северном Байкале на порядок меньше – 0.2–0.7 см за 1000 лет [Кравчинский и др., 1971].

О быстром опускании котловины Байкала свидетельствует состав отложений центральных частей Северного и Среднего Байкала, в которых под 2–3-метровым слоем пелитовых илов залегает песок и гравий. Вскрытая мощность грубоозернистых отложений достигает 7 м. Следовательно, в недавнем геологическом прошлом осадки, вскрытые ныне на глубине 1000 м и более, накопились на мелководье вблизи суши – источника грубоозернистого материала. Медленное накопление осадков не компенсировало быстрое позднеплейстоценовое прогибание котловины Байкала [Логачев, 1974].

Предшествующими исследованиями осадочных отложений Баргузинской долины начало осадконакопления танхойской свиты ограничено миоценом, а в Тункинской долине, наряду с миоценовыми отложениями, был вскрыт фрагмент отложений верхнего олигоцена. В качестве показательных для финальных тектонических движений в долинах приняты мощные песчаные толщи их центральных частей, для которых комплексом данных обоснован водно-ледниковый

озерно-проточный генезис. Наряду с песчаными отложениями, в Тункинской долине зарегистрированы мощные накопления грубообломочного аллювия аносовской свиты, которая датирована верхним плиоценом и нижним плейстоценом. По характеру осадконакопления во впадинах Байкальской рифтовой зоны различается два этапа ее тектонического развития: раннеорогенный (добайкальский) и позднеорогенный (необайкальский).

Из обзора результатов предшествующих работ следует, что для реконструкции развития рифтовых долин центральной части Байкальской системы впадин основополагающее значение имеет определение условий накопления отложений их основного стратона – танхойской свиты и выделение факторов, отличающих ее от нижележащих и вышележащих осадочных слоев.

Глава 2. Объекты и направления исследований

2.1. Объекты исследований

Объектом исследования настоящей работы являются кайнозойские стратифицированные осадочные образования Баргузинской и Тункинской долин, вскрытые скважинами с суммарной длиной вовлеченного в работу керна 2613 м.

В Баргузинской долине при совместных полевых работах 2013 г. сотрудников ИЗК СО РАН, ЛИН СО РАН и ГИН СО РАН задокументирован и отобран керн одиннадцати скважин, вскрывших осадочные отложения в Баргузинской долине. Бурение проводилось Байкальским филиалом «Сосновгеология» ФГУПП «Урангеологоразведка». Для Баргузинской долины два из четырех участков расположены в Джидинской (Джидотойской) котловине: 1) район пос. Уро (скв. 507, 513, 517, 508 и 545), 2) район пос. Бодон (скв. 524, 531, 532 и 533). Третий находится на погребенном продолжении во впадину Аргадинского отрога, район пос. Борогол (скв. 537), четвертый – в Хонхинской котловине, район пос. Аргада (скв. 538) (рис. 2.1).

В Тункинской долине было выбрано место бурения в юго-восточной части Тункинской впадины (у с. Никольское), исходя из результатов предшествующих фрагментарных данных о керне скв. 73, пройденной в 1980-х гг. ПГО «Сосновгеология». Новое целевое бурение проводилось для идентификации озерных отложений той же группой в 2013 г. с наймом буровой компании ООО «КАСКАД-М». Была пройдена скв. Тунка-13 (координаты GPS: 51°43'45" с.ш.; 102°34'35" в.д.) (рис. 2.2).

2.2. Направления исследований

Выполнены междисциплинарные исследования осадочной летописи по четырем направлениям работ: 1) литологические исследования; 2) изучение химического состава осадочных отложений; 3) анализ микрофлоры и 4) статистический анализ данных.

2.2.1. Литологические исследования

При литологических исследованиях определяются фации отложений по их окраске, составу, структурным и текстурным признакам, характеру обломочного материала, минеральным включениям, включениям органического материала (детрита), контактам между слоями, а также по смене этих признаков в разрезах. Определяется принадлежность литотипов пород к группам фаций (аллювиальным, озерным и болотным). В каждой из групп выделяются фациальные обстановки по типу гидродинамического режима в бассейне седиментации. Реконструируются палеогеографические и фациальные условия осадконакопления на территориях.

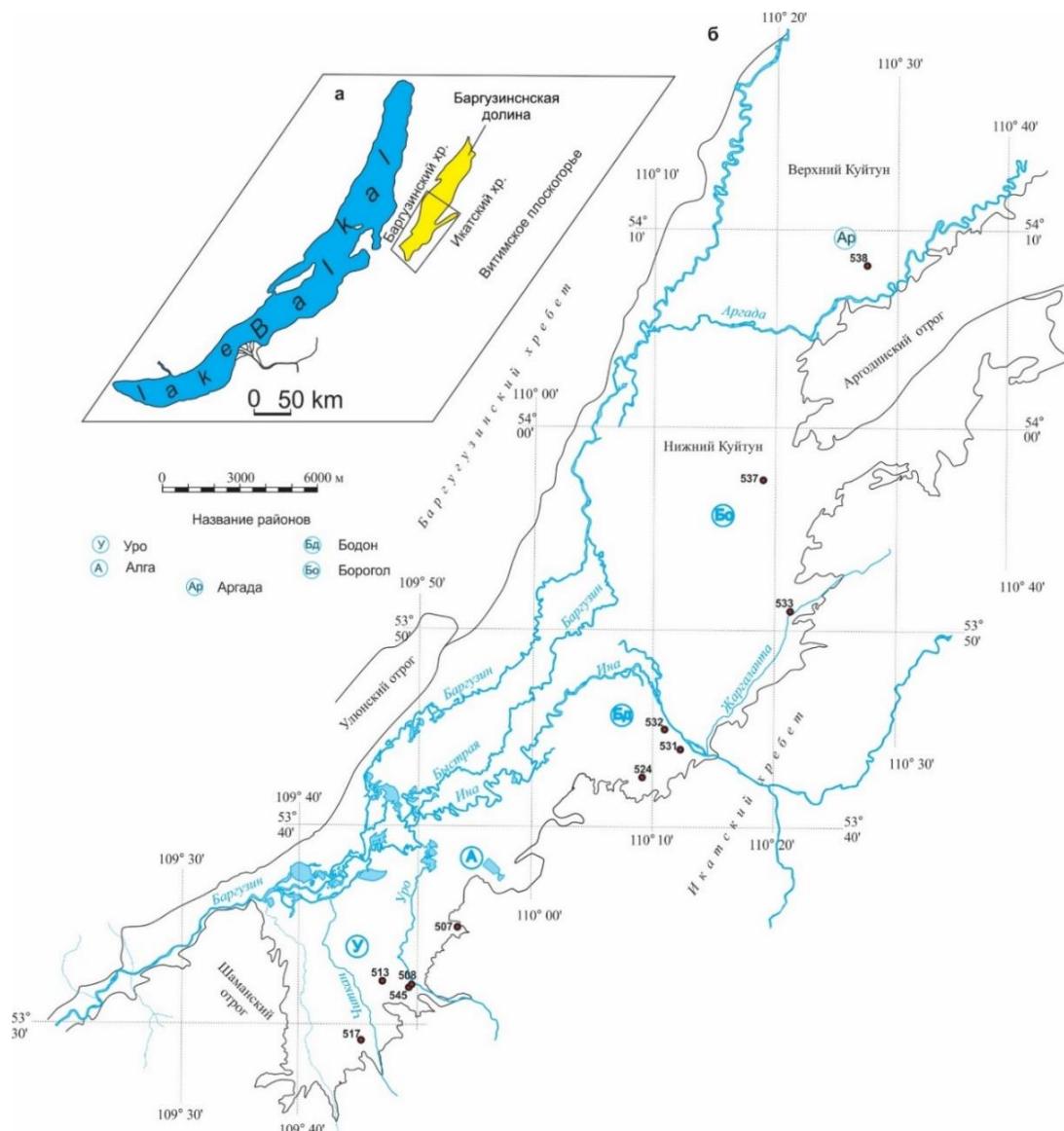


Рис 2.1. Местоположение района исследований в Баргузинской долине относительно оз. Байкал (а) и местоположение скважин (б).



Рис 2.2. Простирание Тункинской рифтовой долины между озерными Байкальской и Хубсугульской впадинами (а) и местоположение скважины Тунка-13 в наиболее крупной Тункинской впадине центральной части рифтовой долины (б). Контуры впадин показаны по

распространению осадочных отложений. Составлена с использованием схемы [Arzhannikova et al., 2018] с упрощениями и дополнениями.

На первом этапе документируется керн скважин с литологическим изучением осадочных пород, их вещественного состава, структурных и текстурных особенностей, имеющих генетическое значение. На втором этапе реконструируются фациальные ряды отложений и проводится их стратиграфический анализ, определяются масштабы и типы слоистости, выявляется характер чередования слоев разного состава, идентифицируются контакты толщ разного литологического состава. Установлению фациальных обстановок предшествует выделение литологических типов пород в разрезе с учетом стратиграфических, минералогопетрографических, структурно-текстурных признаков осадочного материала, характера микрофлоры, минеральных и органических включений. Затем определяется принадлежность литотипов пород к группам континентальных фаций.

Петрографический метод применяется главным образом для изучения сцементированных пород. Для петрографического анализа образцы керна отбираются исходя из макроскопического описания пород. Выбираются наиболее характерные образцы, отражающие смену литологии пород в разрезе, а также образцы, явно отличающиеся своими характеристиками от других пород. Изготавливаются петрографические шлифы. Выполнено описание, фотографирование шлифов под руководством Т.А. Корниловой в лаборатории геологии месторождений ИЗК СО РАН.

Наиболее надежным индикатором динамики среды осадконакопления служит структура осадочных отложений стратона [Шишлов, 2010]. В Баргузинской долине выделяются литотипы с обозначением буквенно-цифровыми индексами по классификации, предложенной Н.В. Логвиненко [1984]. В наименовании литотипа с окончанием «ый» или «во» учитываются частицы, составляющие более 25 %. В наименовании литотипа с окончанием «истый» или «истая» обозначаются частицы, образующие примесь от 5 до 25 %. Незначительная примесь обозначается сочетанием двух слов (например, песок с галькой) [Рухин, 1953].

Проводятся петрографические исследования образцов в шлифах на поляризационном микроскопе OLYMPUS–BX53 Р с целью:

1) уточнения названия породы. Различались обломки разной величины и окатанности, оценивалась степень сортировки обломочного материала, определялся характер текстуры с выделением первичных генетических признаков пород, позволяющих восстанавливать историю осадконакопления (характер переслаивания, включения микрофауны);

2) определения минерального состава породы. В шлифе идентифицировались главные, второстепенные и акцессорные обломочные минералы, и состав цемента. Выделялись отдельные

минералы по их диагностическим признакам. Проводилась количественная оценка обломочных минералов и цемента;

3) выявления характера вторичных изменений породы. Определялись признаки растворения, замещения, перекристаллизации, минеральных новообразований, последовательности заполнения минералами пустот и трещин;

4) описания типа цемента. Изучался состав цементирующего материала, его соотношение с обломками, структура, степень равномерности распределения и ориентировка составляющих его минералов относительно обломков.

Для изучения галечно-гравийно-песчано-алевритовых отложений верхней части разреза осадочных отложений в Баргузинской долине проводится их гранулометрический анализ с использованием строительных сит КСИ – 40; 20; 10; 5; 2.5; 1.25; 0.63; 0.315; 0.14. Просеиваются пробы песчаников и алевролитов весом не менее 500 граммов. По результатам расситовки уточняется название породы. Фракционирование проводится энергичной 15-минутной встряской материала породы на колонне сит. Затем каждая фракция породы взвешивается и вычисляются процентные соотношения фракций [Коломиец, 2010].

Величина средневзвешенного размера частиц (x) позволяет перевести неудобную громоздкую систему фракций и их процентного содержания в единое значение, позволяющее сравнивать самые разнообразные типы осадков [Коломиец, 2010]. Средневзвешенный размер частиц (x) вычисляется по методу первых четырех центральных моментов распределения ($\mu_1\text{--}4$) [Шарапов, 1965; Коломиец, 2010].

Коэффициент вариации v отражает турбулентность в среде седиментации и указывает на величину (разность) разброса средних показателей энергии, которая существует в той или иной фациальной обстановке. Чем выше параметр v , тем в более динамической обстановке происходило осадконакопление. Для озерных отложений $v=0.2\text{--}0.8$, для речных $v=0.4\text{--}2.0$. Коэффициент вариации рассчитывается по формуле $v=\sigma/x^*$, где ($\sigma=\mu_2^{1/2}$) – стандартное отклонение [Коломиец, 1998, 2010; Рассказов и др., 2022]. Выполнен гранулометрический анализ отложений под руководством В.Л. Коломийца в лаборатории геологии кайнозоя ГИН, г. Улан-Удэ.

2.2.2. Изучение химического состава осадочных отложений

Концентрации петрогенных оксидов определены в аналитическом центре ИЗК СО РАН классическими методами «мокрой химии» (химики-аналитики: Г.В. Бондарева и М.М. Самойленко). Просушиванием пробы при температуре 105 °С удалялась гигроскопическая вода (H_2O^-) и прокаливанием при температуре 950 °С – другие летучие компоненты (ППП).

Высокотемпературным прогревом из осадочных пород извлекалась конституционная вода минералов (в том числе глинистых) и отжигался детритовый органический материал [Сизых, 1985; Рященко, Ухова, 2008; Рассказов и др., 2012]

Микроэлементный состав пород определен методом ИСП-МС на приборе Agilent 7500ce в Центре коллективного пользования «Микроанализ» (ЛИН СО РАН) с пробоподготовкой в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН (пробоподготовка М.Е. Марковой, обработка данных Т.А. Ясныгиной). Методика охарактеризована в работах [Ясныгина и др., 2003; Ясныгина и др., 2015].

При переходе от отложений танхойской свиты к отложениям аносовской свиты в Баргузинской впадине было отмечено также резкое возрастание окисленности железа с граничным значение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 3$ [Рассказов и др., 2016а]. Для характеристики источников материала использовались диаграммы редкоземельных элементов (РЗЭ) и Th/Co-La/Sc, [Cullers, 2002] и $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ [Pettijohn, 1975]. При выделении геохимических критериев условий осадконакопления, наряду с концентрациями оксидов и микроэлементов, рассчитывался химический индекс выветривания (Chemical Index of Alteration), $\text{CIA}=100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [Nesbitt, Young, 1982] (расчет в мас. %). Заметное снижение значений этого показателя было определено в верхней части разреза отложений, вскрытых скв. BDP-96 и BDP-98 на подводном Академическом хребте оз. Байкал [Кашик, Ломоносова, 2006]. Рассчитывались другие показатели. Степень химического выветривания оценивалась с использованием индекса изменения плагиоклаза (Plagioclase Index of Alteration) $\text{PIA}=[(\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O})/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O})] \times 100$ [Fedo et al., 1995]. Степень зрелости исходных пород и поступление тонкой аллюмосиликокластики в бассейн седиментации оценивалась по индексу зрелости осадков ICV (Index of Compositional Variation) $\text{ICV}=(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)/\text{Al}_2\text{O}_3$ [Cox et al., 1995]. Определялась механическая сортировка кластического материала по титановому модулю $\text{TM}=\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ [Мигдисов, 1960], вариации которого зависят от 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. Рассчитывался гидролизатный модуль $\text{GM}=(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2+\text{P}_2\text{O}_5+\text{FeO}+\text{MnO})/\text{SiO}_2$ как показатель степени выветривания горных пород. Определялся модуль общей нормативной щелочности $\text{HKM}=\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, который, наряду с щелочным модулем $\text{ЩМ}=\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, характеризует интенсивность процессов химического выветривания в области источника сноса. Высокие значения HKM свидетельствуют об осадках, содержащих обломки щелочных полевых шпатов из пород области сноса. Повышению ЩМ способствует увеличение поступления зерен плагиоклаза в область осадконакопления [Юдович, Кетрнс, 2000].

Изучение состава глинистых минералов в осадочных породах проводилось рентгенометрическим методом (аналитик: М.Н. Рубцова, ИЗК СО РАН). Для достоверной идентификации проводилась рентгеновская съемка трех препаратов одного и того же образца, подготовленных различны способами:

- 1) исходного, в воздушно–сухом состоянии (ВС);
- 2) насыщенного этиленгликолем или глицерином (ЭГ);
- 3) прокаленного в муфельной печи при температуре до 600 °C (Т).

В результате расшифровки дифрактограмм получен фазовый состав образцов. По результатам проведенного исследования выявлялась смена состава глинистых минералов по разрезу. Проводился полуколичественный анализ фаз с расчетами методом RIR по корундовым числам минеральных фаз из кристаллографической базы данных PDF-2 [Hubbard, Snyder, 1988].

2.2.3. Анализ микрофлоры

Возраст осадочных отложений Баргузинской и Тункинской долин обосновывался по результатам палинологического анализа, обеспечивающего определение относительного возраста слоев по динамике растительности и климатических условий территории. Спорово-пыльцевые определения проводились в лабораториях геологии мезозоя и кайнозоя ИЗК СО РАН и экологической геохимии и эволюции геосистем ИГХ СО РАН им. А.П. Виноградова (палинологи Н.В. Кулагина и С.А. Решетова) по стандартной методике [Berglund and Ralska-Jasiewiczowa, 1986]. Образцы из скв. 545 Баргузинской долины проанализированы в лаборатории ВГУ (палинолог Т.Ф. Трегуб) и обрабатывались по сепарационному методу Гричука, который включает: обработку 10% соляной кислотой (HCl), щелочью (NaOH), плавиковой кислотой (HF) и тяжелой жидкостью (KJ+CdJ+H₂O). После обогащения мацерат просматривался под микроскопом с увеличением x400-x600. Принадлежность спор и пыльцы к секциям, родам и видам определялась по признакам морфологического строения экзины, энтины, апертурного аппарата, пор и наличия борозд.

Проведен также качественный и количественный анализ диатомовых водорослей. Исследования выполнены в ЛИНе СО РАН при участии автора (диатомист М.В. Усольцева). Диатомовые водоросли исследовались с помощью световой и сканирующей электронной микроскопии (СЭМ). Для исследования на световом микроскопе готовились постоянные препараты с помощью смолы Naphrax. Изучение и фотографирование створок выполнялось с помощью светового микроскопа Axiovert 200 (Zeiss, Германия) с фотокамерой Pixera Penguin 600CL. Для сканирующей электронной микроскопии образцы обрабатывались 30% перекисью водорода при 75°C в течение трех часов и трехкратно отмывались дистиллированной водой с последующим центрифугированием. Для изучения ультраструктуры панцирей створки диатомей

ломались раздавливанием капли с материалом между двумя покровными стеклами, которые затем разъединялись и приклеивались к столику для СЭМ, напылялось золото в вакуумной установке SDC 004 (BALZERS) и проводились исследования с помощью SEM Quanta 200. Диатомовый анализ проведен по классификации, принятой большинством российских и зарубежных исследователей [Glezer et al., 1974; Houk, 2003; Houk & Klee, 2007; Кузьмин и др., 2009; Usoltseva & Tsou, 2010], с учетом последних таксономических изменений, указанных в диатомовых базах (Algaebase и EDD). Исследование направлено на выявление видового состава и характерных комплексов ископаемых диатомей для определения времени, и условий осадконакопления.

2.2.4. Статистический анализ данных

В обработке полученных материалов использовался факторный анализ как статистический инструмент классификации объектов, выявления их сходства и отличий [Белонин и др., 1982]. Основной смысл факторного анализа заключается в выделении из всей совокупности переменных только небольшого числа латентных независимых друг от друга группировок, внутри которых переменные связаны сильнее, чем переменные, относящиеся к разным группировкам. Результаты факторного анализа выражаются в наборе одноименных нагрузок – значения коэффициентов корреляции каждого из исходных признаков с каждым из выявленных факторов. Чем теснее связь данного признака с рассматриваемым фактором, тем выше значение факторной нагрузки. Положительный знак факторной нагрузки указывает на прямую связь данного признака с фактором. Объекту с большим значением факторного веса присуща большая степень проявления свойств, определяемых данным фактором. Положительный факторный вес соответствует степени проявления свойств больше средней, а отрицательные – объектам со степенью проявления свойств меньше средней [Чувашова, 2012].

Таким образом, данные о факторных нагрузках позволяют сформулировать выводы о наборе исходных признаков, отражающих тот или иной фактор, и об относительном весе отдельного признака в структуре каждого фактора. В свою очередь, данные о факторных весах определяют ранжировку объектов по каждому фактору. Значения факторных весов можно рассматривать как значения индекса, характеризующего уровень развития объектов в рассматриваемом аспекте.

Расчеты проводились по программе Statistica 12 методом главных компонент без ротации по петрогенным оксидам, спорово-пыльцевым спектрам и сообществам диатомовых водорослей. При исследовании химического состава осадочных пород в керне скважин по результатам факторного анализа выявлялись взаимосвязи между переменными и выделялись наиболее значимые переменные факторов. Эти сильно связанные между собой переменные выделялись в

матрицу, по которой делался новый расчет. Как следствие происходило сокращение дисперсии компонентов и получалась максимально простая и наглядная структура факторов.

Программа «Стандартная статистика Microsoft EXCEL», которая применялась при изучении глинистых минералов, позволяет получить основные статистические параметры для каждой пробы. Были рассчитаны следующие показатели: $X_{ср.}$ – среднее значение содержания, %; σ – стандартное отклонение; V – коэффициент вариации. Коэффициент вариации (V) отражает степень однородности распределения глинистых минералов, при V менее 0.33 распределение их однородное, при V более 0.33 - преимущественно разнородное [Гильманова и др., 2020].

Одним из статистических методов изучения состава пород является кластерный анализ. Кластерный анализ Q-типа исследует связь между разными объектами (пробами) по совокупности признаков. Дендрограмма Q-типа представляет собой группирование проб по степени сходства минералогического состава. На дендрограмме по вертикали указываются номера проб, по горизонтали – евклидово расстояние, отражающее меру близости (подобия, сходства) объектов (от 0 до 1), чем выше его значение, тем ниже уровень близости между исследуемыми образцами. Оценивается мера близости проб внутри выделенных групп и между ними: значительная (евклидово расстояние до 0.3), существенная (до 0.6) и незначительная (более 0.6). Авторская программа [Данилов, 2001] установлена на персональном компьютере в EXCEL.

Для решения поставленных задач в работе используется комплекс геологических, литологических, литогеохимических, палеонтологических и статистических методов.

Глава 3. Общая характеристика долин

3.1. Баргузинская долина

3.1.1. Геоморфология и неотектоника Баргузинской долины

Баргузинская долина относится к центральной части Байкальской рифтовой зоны. Она расположена северо-восточнее п-ова Святой Нос и Баргузинского залива оз. Байкал и отделена от озера Баргузинским хребтом (рис. 3.1). Длина долины составляет почти 200 км при ее максимальной ширине севернее Аргадинского отрога до 35 км. Отметки днища плавно повышаются вдоль долины с юго-запада на северо-восток от 470 до 600 м.

Баргузинский хребет, высота которого превышает 2700 м, к долине круто обрывается. От его осевой части в сторону долины ответвляются два продольных отрога – Улюнский и Сахулинский. Оба приурочены к участкам кулисного строения разломов, образующих основной Баргузинский сброс. Еще один, но более короткий выступ, связанный с осложнением основного сброса, находится вблизи с. Курумкан.

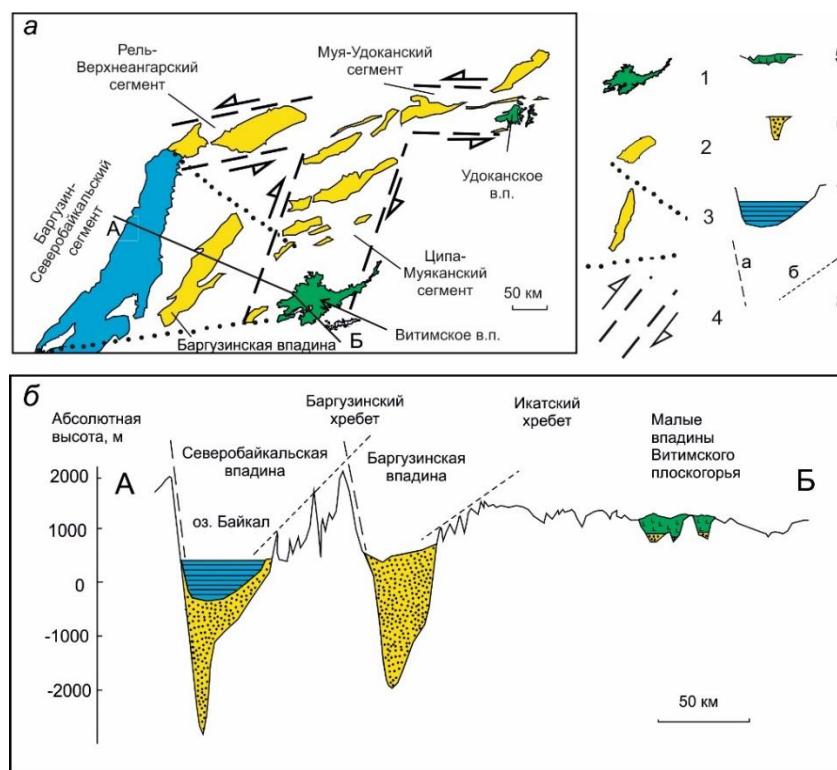


Рис. 3.1. Расположение Баргузинской долины в раздвиговом сегменте Байкальской рифтовой зоны в плане (а) и на профиле АБ (б) [Рассказов и др., 2016а].

На схеме а: 1 – контур вулканического поля; 2 – впадина; 3–4 – сегменты: раздвиговый (3) и транстенсионный (4). На профиле б: 5 – вулканическая толща; 6 – осадочные отложения впадины; 7 – крутой (а) и пологий (б) борта впадины. Баргузинская впадина расположена в центральной части Баргузин-Северобайкальского раздвигового сегмента, протягивающегося от

Северобайкальской впадины до малых впадин Витимского плоскогорья, погребенных под вулканическими породами Витимского вулканического поля (в.п.).

По характеру строения Баргузинского и Икатского бортов Баргузинская долина разделяется на три сегмента [Хассан и др., 2021а]: Южный, Центральный и Северный (рис. 3.2). Центральный сегмент выделяется по кулисообразному расположению отрогов Улюнского, Сахулинского Баргузинского хребта и Аргадинского, Гаргинского Икатского хребта. Борта впадины в северном сегменте имеют простое строение, за исключением промежуточной среднегорной ступени, обособленной на северном окончании основного Баргузинского разлома. Южный сегмент образуют тектонические ступени прикатского борта с миоценовыми отложениями и остатками подстилающей их коры выветривания. Эти ступени пространственно сочетаются с Болонским и Алгинским отрогами, имеющими меридиональное простирание.

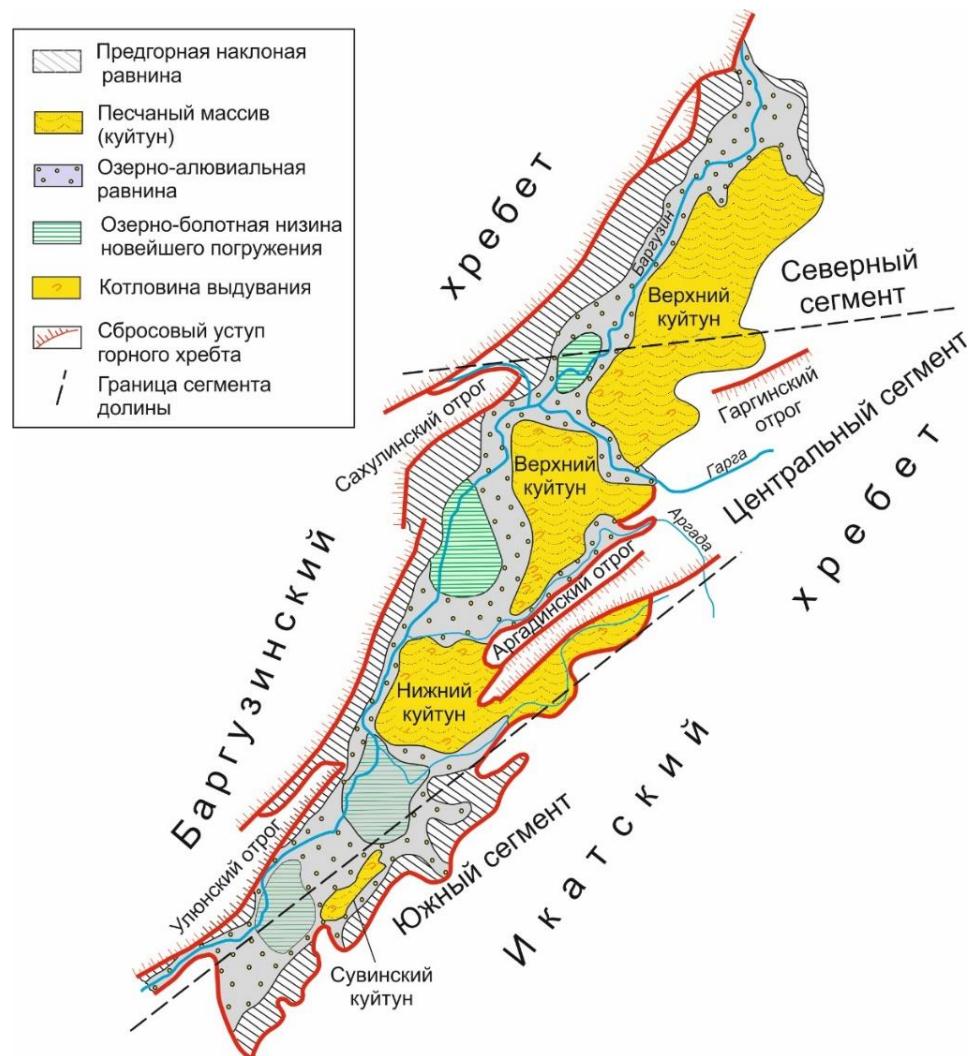


Рис. 3.2. Главные морфологические элементы Баргузинской долины [Хассан и др., 2021а]. В качестве основы использованы схемы Н.А. Флоренсова [1960] и Н. А. Логачева [1974] с изменениями и дополнениями.

Внутри Баргузинской долины обособляются аккумулятивные поверхности трех типов: наклонная предгорная равнина, развитая вдоль уступа Баргузинского хребта, комплекс широких аллювиальных террас и пойм с крупными озерно–болотными низинами и плоские песчаные возвышенности – «куйтуны». Равнины первого и второго типов переходят одна в другую постепенно, песчаные массивы обособлены.

Центральная аллювиальная равнина распадается на три расширения, соединенныхуженной полосой поймы р. Баргузин. Самое северное из них обозначает малую зону опускания в месте слияния рек Баргузин, Гарга и Шаманка. Два более южных расширения крупнее. Самая высокая степень заболоченности характерна для четвертого (южного) расширения, образовавшегося у Шаманского порога.

Куйтуны (Верхний, Нижний и Сувинский) занимают почти половину территории впадины (рис. 3.2). Самый крупный Верхний Куйтун отделен от склона Икатского хребта долиной р. Аргада, русло которой вскрывает контакт песчаного покрова с кристаллическим фундаментом. Пески обнажены в 100–140-метровом уступе, протягивающемся почти вдоль всего северо-восточного отрезка реки. На водоразделе рек Гарга и Аргада песчаный массив причленяется к склону Икатского хребта. Нижний Куйтун имеет изометричную форму (20×20 км) и возвышается над плоским дном впадины на 150 м в виде пологого горба. С трех сторон он ограничен молодым аллювием рек Аргада, Баргузин и Улан-Бурга, а на северо-востоке прислонен к окончанию Аргадинского отрога. Невысокий Сувинский Куйтун (7×4 км) вытянут параллельно Икатскому хребту, от которого отделен узкой заболоченной низиной, обозначенной цепочкой Алгинских сульфатных озер и пятен солончаков. Поверхность «куйтунов» осложнена эоловым рельефом – системой гряд, ложбин и ниш выдувания, ориентированных в целом вдоль долины на северо-восток (50°).

Локализация в Центральном сегменте Баргузинской долины озерно-болотных низин новейшего погружения, компенсированного отложением четвертичного аллювия, свидетельствует о позднем (в основном четвертичном) формировании структур этого сегмента. В условиях транстенсии, деформировался блок, образующий в целом форму трапеции. Северо-западное растяжение привело к западному движению Баргузинского хребта относительно Икатского хребта одновременно с его относительным движением к северу. На Северный сегмент боковые движения не распространялись. В Южном сегменте сохранились черты предшествующей (дочетвертичной) структуры.

Юго-западное окончание Баргузинской долины ограничено Шаманской перемычкой высотой около 1000 м, образующей среднегорный массив, отделенный от Баргузинского хребта антецедентной долиной р. Баргузин. Блок Шаманского поднятия имеет форму тупого клина,

вдающегося в Усть-Баргузинскую тектоническую ступень и расщепляющего ее на собственно Усть-Баргузинскую и Гусихинскую части.

Судя по непрерывному прослеживанию морфологических элементов из Баргузинской долины в Южно-Байкальскую впадину, эти структуры развивались взаимосвязано. В результате движений земной коры исходная поверхность деформировалась либо в виде ступеней, либо в виде изгибов кристаллического ложа. Северо-западный борт долины резко ограничен сбросом, ответвляющимся от Главного Байкальского (Обручевского) разлома. Юго-восточный борт переходит в прогиб, разорванный малоамплитудными сбросами. Предполагалось, что на этом борту преобладали изгибовые деформации [Флоренсов, 1960; Ламакин, 1968].

Северо-восточная часть Баргузинской долины упирается в широкое поднятие, за которым на значительном удалении слабо намечаются малые котловины (Амутская и Тураки), расположенные в области сочленения северных хребтов (Баргузинского, Уколитского, Северо-Муйского) и южных (Икатского, Южно-Муйского). Фактически через эти структуры северо-восточная часть Баргузинской долины продолжается по простиранию крупными осевыми структурами северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны – Муяканской и далее Муйской. В отличие от впадин байкальского типа, малые впадины Амутская и Тураки ограничены крутым сбросом с южной стороны и имеют пологие склоны с северной [Флоренсов, 1960]. Такая же асимметрия характеризует в целом структуры Ципа-Муяканского транстенсионного сегмента, образованного кулисообразной системой впадин, протягивающейся в субмеридиональном направлении от Витимского плоскогорья до Северо-Муйского хребта [Рассказов и др., 2007].

Баргузинской долине свойственна асимметрия впадин Байкальского типа. По северо-западной стороне она проваливается по мощному сбросу-ответвлению Главного Байкальского (Обручевского) сброса. Юго-восточный борт долины образован прогибом земной коры, который разорван второстепенными сбросами [Ламакин, 1968]. Сбросы, имеющие максимальные амплитуды, ограничивают долину с севера и северо-запада, что и обуславливает «байкальскую» асимметрию. Вертикальные смещения исходной поверхности от вершин поднятий к днищу долины осуществляются либо ступенчато по нескольким сбросам, либо с участием пластических дислокаций фундамента. На южных и юго-восточных бортах долины часто преобладают пологие изгибы кристаллического ложа. Амплитуды сбросов здесь не превышают первых сотен метров, не нарушая общую картину плавного изменения мощности отложений [Саркисян, 1958]. К юго-восточному борту долины толщина осадочных отложений постепенно уменьшается. Максимальная вертикальная амплитуда смещения днища Хонхинской впадины относительно поднятых бортов долины превышает 5 км.

Активные разломы, ограничивающие долину, имеют северо-восточное, субширотное, северо-западное и субмеридиональное простирание [Сейсмотектоника..., 1968; Сейсмогеология..., 1981; Чипизубов и др., 2000; Лунина и др., 2009, Лунина, 2010 и др.]. Главную рельефообразующую роль играют северо-восточные разломы, ограничивающие долину с северо-запада и юго-востока [Ламакин, 1968; Замараев и др., 1979; Лунина и др., 2009]: Баргузинский, Гаргинский, Аргадинский и Улан-Бургинский.

Баргузинский разлом выражен в рельефе северо-западного борта долины в виде резкого тектонического уступа Баргузинского хребта высотой до 1500 м. Приуроченность к нему сейсмодислокаций, источников термальных вод и невыработанность продольного профиля рек, дренирующих юго-восточный склон Баргузинского хребта, свидетельствуют о развитии разлома в настоящее время. Разлом состоит из трех кулисообразных нарушений (кулис): Улюнской (юго-запад), Саранхурской (центр) и Шаманской (северо-восток) [Логачев, 1974]. К третьей кулисе приурочены палеосейсмогенные структуры «Шаманка», «Алла», «Сухотке», «Дырен» [Сейсмотектоника..., 1968; Сейсмогеология..., 1981].

Улан-Бургинский, Аргадинский и Гаргинский разломы находятся на юго-восточном борту долины и отделяют ее от Икатского хребта, сопряженного с долиной низким предгорьем, состоящим из отрогов, выступов, останцовых гор и малых впадин общего северо-восточного направления. Улан-Бургинский разлом протягивается на расстояние 40 км вдоль юго-восточных отрогов Аргадинского хребта. На юго-западе, по геофизическим данным, отрог прослеживается под кайнозойскими отложениями Баргузинской долины. Разлом отчетливо выражен в современном рельефе уступом высотой до 400 м [Исаев, 2006]. Аргадинский разлом расположен на северо-западном склоне одноименного отрога и выделяется по цепи тектонических седловин, протягивающихся на 30 км. Северо-западное крыло разлома опущено и освоено долиной р. Аргада. Высота отдельных уступов в зоне разлома достигает 50 м [Исаев, 2006]. Разлом сейсмоактивен и рассматривается как совокупность многочисленных зияющих тектонических разрывов [Флоренсов, 1964]. Гаргинский разлом представляет собой зону мелких нарушений с простирианием 60–85° протяженностью 50 км и шириной более 1 км. К разлому и оперяющим структурам пространственно приурочены Гаргинские горячие источники.

Второстепенные разрывные нарушения в системе региональных разломов в предгорье Икатского хребта контролируют заложение долин малых рек и выходы трещинных вод, которые отражаются в развитии верховых болот и долинных наледей. Верховые разломные болота распространены на плоских водоразделах междуречья Аргады и Улан-Бургасы, Улан-Бургасы и Богунда, в верховьях р. Правый Суво и на других участках.

Малые впадины Икатского предгорья образуют ромб (Жаргаланта–Яссинская, размер 6×5 км) или резко вытянуты (Богундинская, размер 12×4 км). Днища впадин занимают лугово-

болотные, степные, кустарниковые и таежные сообщества. В них развиваются термокарстовые озера, в которых формируются алосоподобные ландшафты среди горной тайги.

В днище долины выделяются разрывные нарушения, отражающиеся в ландшафтах ее аккумулятивной поверхности выходами термальных вод, теплых и соленых озер, тепловых и газовых аномалий [Исаев, 2006].

3.1.2. Докайнозойский фундамент Баргузинской долины

Баргузинская долина заложилась вдоль одноименного террейна, сопредельного с Байкало-Муйским палеоконтинентом [Беличенко и др., 2006]. Баргузинский террейн был обозначен как Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс [Руженцев и др., 2012; Минина, 2014].

Метаморфические породы фундамента Баргузинской долины были закартированы и отнесены к архею [Руднев, 1961]. Возраст этих образований слабо обоснован. Они включались в гаргинскую серию нижнего протерозоя (PR₁gr). Породы обнажены в среднем течении р. Гарга (рис. 3.3) и представлены биотит-мусковитовыми, биотитовыми, амфибол-биотитовыми, амфибол-пироксеновыми гнейсами, кристаллическими сланцами, содержащими прослои мраморизованных известняков и кварцитов. Породы претерпели глубокий метаморфизм. Широко развиты процессы мигматизации и контактового метасоматоза. Мощность гаргинской серии около 4000 м.

Рифейская няндонинская свита (R₂nn), выделенная Л.И. Салопом [1964], представлена кристаллическими сланцами, песчаниками полимиктовыми, вулканомиктовыми и известковистыми гравелитами, метапесчаниками, метаалевролитами с прослоями известняков, эфузивов андезитового состава и их туфов. В Баргузинском хребте мощность свиты составляет более 3000 м. Баргузинская свита (R₂br), выделенная В.В. Домбровским [1940], включает преимущественно кристаллические известняки с подчиненными прослоями кристаллических сланцев и гнейсов. Возраст баргузинской свиты определен по находкам в известняках средне-верхнерифейских микрофиллит [Дольник и др., 1986]. Ее мощность в Баргузинском хребте превышает 2000 м и варьируется от 500 м в Верхне-Ангарском хребте до 4000 м в бассейне р. Котера.

Более молодая кембрийская давыкшинская свита (E₁dv) сложена доломитами, известняками и конгломератами. Породы свиты закартированы в Икатском хребте.

Магматические породы представлены небольшими телами габбро, габбро-диоритов и диоритов ордовикского атарханского интрузивного комплекса (vPZ₁at) и имеющими более широкое распространение каменноугольными интрузиями витимканского сиенит-гранодиорит-гранитового комплекса. Этот комплекс имеет две фазы. К первой фазе, распространенной на

участке Уро, относятся крупно- и среднезернистые, нередко порфировидные, биотитовые, биотит-роговообманковые, роговообманковые граниты, граносиениты, сиениты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты ($\gamma\zeta C_{2-3}V_1$). Ко второй фазе ($\gamma\zeta C_{2-3}V_2$), распространенной вдоль юго-западного борта долины, относятся средне- мелкозернистые граносиениты, лейкократовые с биотитом граниты, сиениты, гранит-порфиры, аплиты, пегматиты (рис. 3.3).

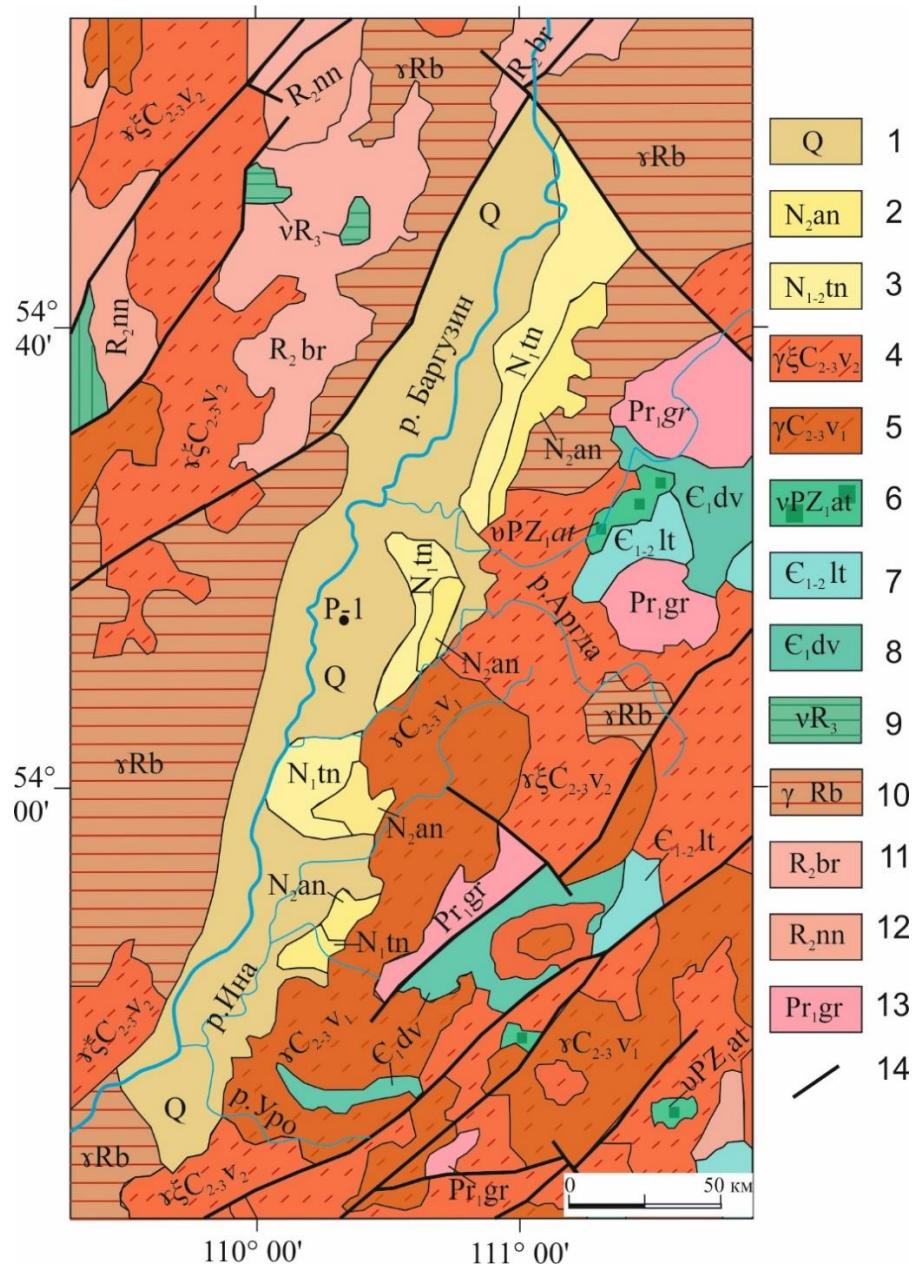


Рис. 3.3. Фрагмент геологической карты района Баргузинской долины (масштаб 1:2500000) [Геологическая карта, 2012].

1–3 – осадочные отложения: 1 – четвертичные отложения (аллювиально-озерные отложения, аллювий надпойменных террас, эоловые пески), 2 – аносовская свита (озерно-аллювиальные пески, алевролиты, глины), 3 – танхойская свита (озерные песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослойями бурых углей); 4–5 – витимканский интрузивный комплекс: 4 – вторая фаза (граносиениты, лейкократовые граниты, сиениты, гранит-порфиры, аплиты, пегматиты), 5

– первая фаза (граниты порфировидные, граносиениты, сиениты, граносиениты); 6 – атарханский интрузивный комплекс (габбро, габбродиориты, диориты); 7 – литвинцевская свита (алевролит, известняки, глинистые доломиты и глинисто-карбонатные брекчи); 8 – давыкшинская свита (доломиты, известняки, конгломераты); 9 – дovskyренский и икатский комплексы (габбро, габбронориты, нориты, диабазы); 10 – баргузинский интрузивный комплекс (гнейсовые граниты, гранодиориты); 11 – баргузинская свита (мраморизованные известняки с прослоями кристаллических сланцев); 12 – няндонинская свита (кристаллические сланцы с горизонтами известняков); 13 – гаргинская толща (гнейсы, кристаллические сланцы, мраморизованные известняки, кварциты); 14 – разломы.

3.2. Тункинская долина

3.2.1. Геоморфология и неотектоника Тункинской долины

Среднее звено долины – собственно Тункинская впадина – является ее своеобразным центром, обладает наиболее крупными размерами (65×32 км) и имеет максимальное погружение фундамента (до 2500 м ниже уровня моря). К востоку и западу от нее, за Еловским и Ниловским отрогами, располагаются более мелкие и менее глубокие впадины: к востоку – Торская, за ней – Быстринская, к западу – Туранская и Хойтогольская, за ними – Мондинская. Впадины разделяются поднятыми перемычками кристаллического фундамента.

Горное обрамление Тункинской долины контрастно. На севере цепь Тункинских гольцов достигает 3300 м и состоит из узких скалистых гребней и пиков, разделенных глубокими цирками, караами и троговыми долинами. К долине она круто обрывается. В Тункинской впадине крутой борт переходит в предгорную равнину, наклоненную к югу. С юга впадину ограничивают пологие склоны массивных хребтов (с запада на восток): Мунку-Сардык, Ургудеевский и Хамар-Дабан, частично покрытые миоценовыми базальтами.

Южные хребты на 500–700 м ниже Тункинских гольцов и достигают максимальных отметок на расстоянии 20–25 км от впадины. В Тункинских гольцах, наоборот, высоты нарастают очень быстро до максимальных на расстоянии нескольких километров от края впадины. В соответствии с этим размещаются и элементы ледниковой морфоскульптуры. Ледниковые цирки и троговые долины придают альпинотипную выразительность Тункинским гольцам. На хребтах южного обрамления долины ледниковые формы сдвинуты от долины.

Эта разница в морфологии, впервые замеченная еще в 19-м веке А.Л. Чекановским, объяснялась в работах В.В. Ламакина и Н.А. Флоренсова в связи со структурной асимметрией впадин байкальского типа. В данном случае имело немаловажное значение раннее поднятие южного борта долины и более позднее – северного, отразившееся в смене источников осадочного материала, вскрытого Жемчугской скважиной [Мазилов и др., 1993; Kashik, Mazilov, 1994]. Лавы

возрастом 16–15 млн лет заполняли глубокие эрозионные врезы. Благодаря накоплению лавовых толщ на территории от стыка хребтов Ургудеевский и Хамар-Дабан до осевой части Тункинской долины к позднему миоцену произошла существенная планация рельефа. Образовалась лавовая равнина, подобная лавовой равнине Витимского плоскогорья. По ее поверхности развивались меандры рек Зун-Мурин и Маргасан, которые оказались врезанными в лавовую толщу, венчавшуюся покровами возрастом 10–9 млн лет [Рассказов и др., 1990]. Хр. Тункинские Гольцы начал возвышаться в это время или несколько позже. Поднятие хребта сопровождалось образованием главного Тункинского разлома листрического типа, определившего захват кристаллического материала базальтовыми расплавами из-под долины с последовательным увеличением его глубины от этого разлома в южном направлении. Ксенолиты мантии захватывались базальтовыми расплавами и выносились на поверхность на расстоянии 30 км от Тункинских гольцов и на большем расстоянии [Рассказов и др., 2010].

Максимальная ширина Тункинской впадины сочетается с изгибанием к северу фронта Тункинских гольцов. Длина этой впадины в пределах контура осадочных отложений (включая западную часть Еловского отрога) в 2 раза превосходит ширину. Дно расположено на высоте около 720 м. Аккумулятивное дно Тункинской впадины состоит из предгорных наклонных равнин, обширных озерно-болотных низин с затрудненным дренажем, представляющих собой зоны активного современного осадконакопления, аллювиальной террасированной равнины р. Иркут и крупного, почти изолированного со всех сторон песчаного массива Бадар, занимающего всю центральную часть западной половины впадины.

Равнины первого типа представляют собой область накопления пролювиальных и речных отложений, перемежающихся с ледниковыми и флювиогляциальными отложениями. Аллювиальная равнина Иркута, отделяющая массив Бадар от наклонной равнины южного склона долины, образована широкой поймой и низкими (до 14 м) речными террасами р. Иркут и правых притоков этой реки. Над равнинной поверхностью дна впадины и сопредельной частью Еловского отрога выступают вулканические постройки – небольшие единичные конусы, холмы и гряды. Возраст построек не моложе конца эоплейстоцена. Их экспонирование в днище Тункинской впадины обусловлены ее вовлечением в инверсионные движения вместе с Еловским отрогом и сопредельной частью Тункинских гольцов [Рассказов и др., 2010].

В рельефе дна Тункинской впадины выделяется обширная внутренняя возвышенность Бадар (урочище Сосновый бор) – песчаный куполообразный массив овальных очертаний, возвышающийся над окружающими равнинами на 130–150 м (рис. 3.4). На севере его поверхность плавно снижается и переходит в озерно-болотную низину, которая отделяет его от наклонной равнины предгорий Тункинских гольцов. На юге склон массива обнажен в крутых обрывах р. Иркут высотой 60–80 м. Происхождение этого грядово-ложбинного рельефа на

поверхности массива связано с эоловыми процессами и накоплением лессовидных отложений. На востоке массив переходит в узкую возвышенность, которая отделяет пойму Иркута от центральной озерно–болотной низины. Возвышенность прорезана р. Тунка, восточнее которой толща песков с грядово-ложбинной поверхностью переходит на склон Еловского отрога и частично переслаивается с эоплейстоценовыми базальтами.

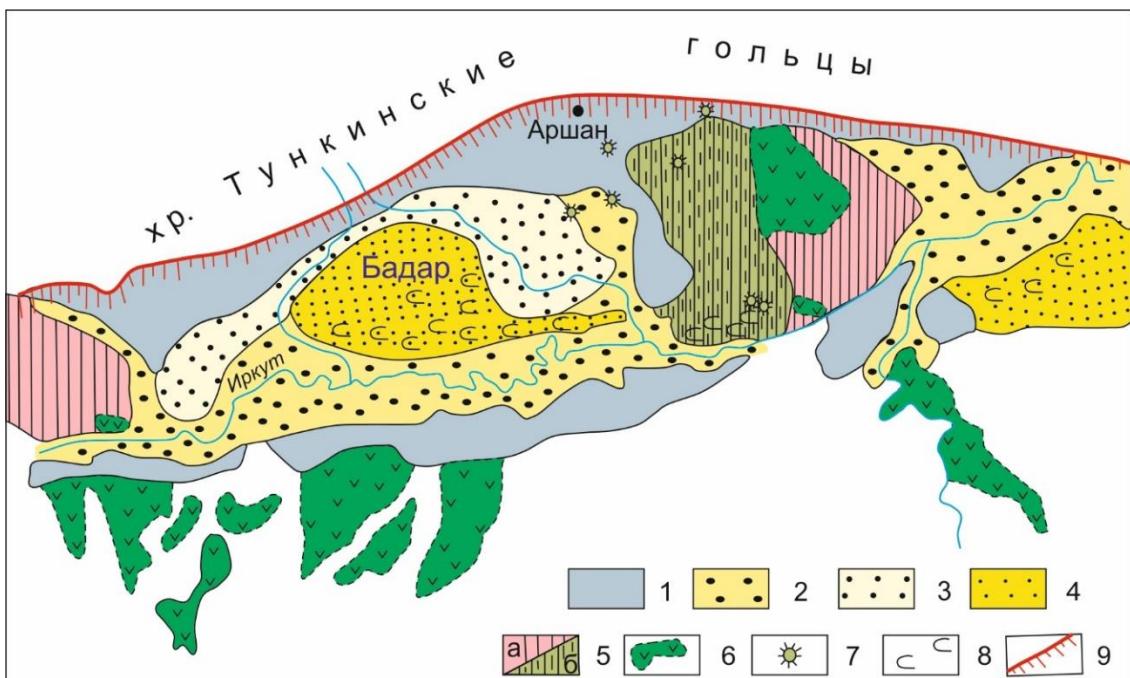


Рис. 3.4. Схема главных морфологических элементов центральной части Тункинской долины. Составлена с использованием схем Н.А. Флоренсова [1960] и Н.А. Логачева [1974] с упрощениями и дополнениями.

1 – предгорная наклонная равнина; 2 – аллювиальная равнина; 3 – озерно-болотная низина зоны новейшего относительного погружения; 4 – песчаный массив–увал; 5 – междуувпадинная перемычка, сложенная породами кристаллического фундамента (а) и перекрытая неоген-четвертичной и вулканогенно-осадочной толщей (б); 6 – фрагмент базальтового плато; 7 – эоплейстоценовый вулканический конус; 8 – котловина выдувания; 9 – сбросовый фас Тункинских гольцов.

Другие впадины Тункинской долины претерпели инверсию движений, эффект которой увеличивается от Тункинской впадины и к востоку, и к западу. Мондинская впадина, несмотря на малые размеры (6×15 км), обнаруживает типичный для большинства впадин байкальского типа характер асимметрии: крутой северный борт со стороны Тункинских гольцов и относительно плавный переход ее дна в южный склон. Северный склон террасирован. Специальное изучение «террас», показало наличие мелких сбросовых ступеней, возникших в последниковое время [Медведев, Клейн, 1967]. Существенную инверсию претерпела

Быстринская впадина, в которой находятся поднятые фрагменты миоценовых озерных отложений и плейстоценового аллювия, маркирующего сток из оз. Байкал через р. Иркут [Кононов, 2005].

В долине преобладают активные разломы северо-восточного и северо-западного направлений. Среди них основное значение имеют Главный Саянский и Тункинский разломы.

Главный Саянский разлом представляет собой краевой шов Сибирской платформы. Он представляет собой длительно существующую тектоническую зону северо-западного направления шириной от 2 до 10 км. В рельефе разлом слабо выражен. По наиболее молодой тектонической трещиноватости в зоне разлома реконструируется левостороннее сдвиговоедвижение при субгоризонтальной северо-восточной ориентировке сжатия и северо-западной ориентировке растяжения [Замараев и др., 1979; Шерман, Днепровский, 1989; Саньков и др., 1996; San'kov et al., 1997; Зоненшайн и др., 1995; Delvaux et al., 1995, 1997].

Тункинский разлом, сочленяющийся с Главным Саянским разломом, выражен в рельефе уступом с перепадом высот 1500–2000 м. Морфологически это сброс, фиксируемый сравнительно неширокой (250–400 м) зоной катаkläзитов. Суммарная вертикальная амплитуда смещения по нему в кайнозое составляет до 5000 м [Флоренсов, 1960].

3.2.2. Докайнозойский фундамент Тункинской долины

Тункинская долина заложилась вдоль Слюдянского коллизионного метаморфического пояса, который образовался между Хамар-Дабанским террейном и Ильчирской зоной Тувино-Монгольского палеоконтинента, причлененного к краю Сибирского палеоконтинента [Шафеев, 1970; Беличенко, 1985; Беличенко и др., 2006].

На территории распространены стратифицированные образования от архея до кайнозоя (рис. 3.5). На южной окраине Сибирской платформы породы относятся к шарыжалгайской серии (AR_2^1Sr), сложенной кристаллическими сланцами и гнейсами двупироксеновыми, амфиболитовыми, гранат-пироксен-биотитовыми, гранат-силлиманит-биотитовыми с прослоями амфиболитов и железистых кварцитов. Для метаморфических пород получены датировка по цирконам U–Pb-методом 2560 ± 40 млн лет [Бибикова и др., 1981] и датировка Rb–Sr методом 2530 ± 35 млн лет [Крылов и др., 1980], что соответствует концу архея.

Более молодые стратифицированные образования слюдянской серии Хамардабанского террейна отнесены к верхнему архею-протерозою ($PR_1^1?sl$). Они широко развиты по южному побережью оз. Байкал, в нижнем течении рек Слюдянка, Большая Быстрая, Безымянная и на южном склоне Тункинских Гольцов. Слюдянская серия представлена мраморами, гнейсами биотитовыми, гранат-биотитовыми, кристаллическими сланцами, апатит-диопсид-кварцевыми

породами. В районе Слюдянки в составе серии выделяются култукская и перекрывающая ее перевальная свиты.

Хангарульская серия сложена мраморами и гнейсами биотитовыми, гранат–биотитовыми и диопсидовыми, с прослойми кварц–рогообманково–магнетитовых пород. Серия включает две согласно залегающие свиты: харагольскую и вышележащую безымянскую. А.А. Шафеевым [1970] харагольская свита относилась к слюдянской, а безымянская свита – к хангарульской подсерии хамардабанской серии.

Хамардабанская серия разделена на две свиты. Нижняя корниловская ($R_1?kr$) представлена филлитовидными, двуслюдяными, хлорит–серицит–биотитовыми сланцами. Верхняя шубутуйская ($R_1?Sb$) сложена кристаллическими известняками, микросланцами биотитовыми, серицит–биотитовыми, местами метаалевролитами и метапесчаниками [Шафеев, 1970].

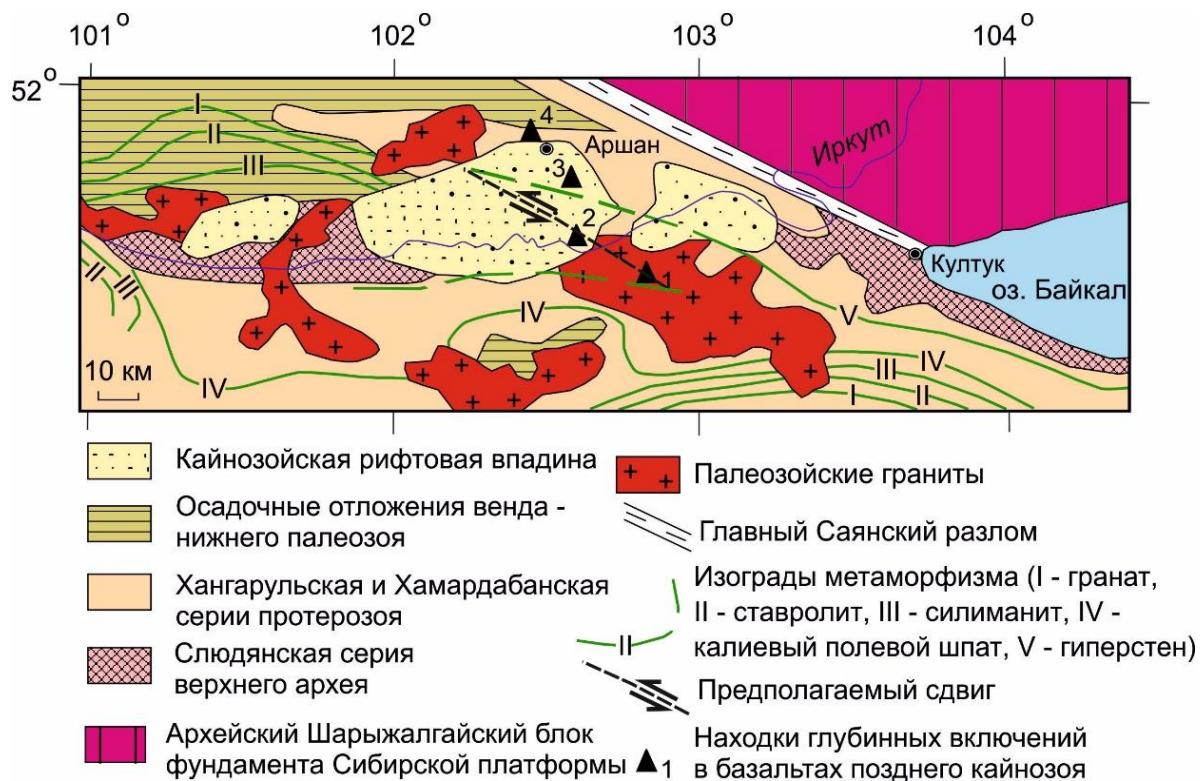


Рис. 3.5. Геологическая схема Тункинской долины и сопредельных территорий [Чувашова, Рассказов, 2014]. Террейн пород слюдянской серии, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, прослеживается по глубинным включениям от оз. Байкал до точки 3 (р. Хобок) в северной части Тункинской впадины. Глубинные включения точек 1 и 2 («Козья Шейка», р. Иркут) находятся в зоне сдвигового разлома, по которому произошло левостороннее смещение южного края Слюдянского террейна. Сдвиговый разлом протягивается субпараллельно Главному Саянскому разлому, который в докайнозойской геологической истории испытывал неоднократные сдвиговые смещения. Сдвиговому разлому соответствует центральная часть гранитного массива. В.Г. Беличенко [Беличенко, 1985] предполагала, что

центральная часть Тункинской долины унаследовала палеозойскую термальную аномалию. Схема из работы, составлена с использованием работ А.А. Шаффеева [1970] и Л.З. Резницкого и др. [1998].

Породы венд-палеозойского возраста Хамардабанского террейна представлены джидинской ($\epsilon?$) и зунмуринской свитами (ϵ - $\Omega?$), сложенными полимиктовыми песчаниками, карбонатными сланцами и известняками. В Тункинских Гольцах породы венд-палеозойского возраста объединены в автохтонный, аллохтонный и неоавтохтонный структурно-вещественные комплексы [Боос, 1991]. Автохтонный комплекс подразделяется на три свиты: верхнешумакскую ($V?$), горлыкскую (V - ϵ) и арашайскую ($OS?$). Аллохтонный комплекс включает две свиты: уртагольскую (ϵ - $\Omega?$) и толтинскую (S). Неоавтохтонный структурно-вещественный комплекс сложен сагансайской свитой (D - C), представленной песчаниками, гравелитами и красноцветными конгломератами.

Кроме того, в Тункинских Гольцах на водоразделе рек Шумак и Билюта известны породы мезозойских отложений нарингольской свиты (J), сложенной конгломератами, песчаниками и алевролитами, переслаивающимися с углистыми и углисто-глинистыми сланцами. В мезозое и раннем кайнозое сформировалась кора выветривания, фрагментарно сохранившаяся в ложе Тункинской долины [Логачев, 1974; Мац, 1985].

Баргузинская и Тункинская долины унаследовали сходные между собой коллизионные метаморфические пояса, образовавшиеся в раннем палеозое. В районах обеих долин распространены стратифицированные метаморфизованные и менее метаморфизованные осадочные толщи, а также интрузивные породы.

В днищах обеих долин находятся песчаные увалы (Куйтуны и Бадар). Массивы выполнены толщами алевритово-песчаного материала комплексного озерно-речного и речного происхождения с примесью фаций пролювиального, делювиального и эолового генезиса. На территории Тункинской долины развиты позднекайнозойские базальтовые покровы (средний-поздний миоцен, плиоцен). В четвертичное время лавы заполняли узкие речные долины.

Глава 4. Разрезы осадочных отложений в Баргузинской долине

В главе приводятся литологические, петрографические, литогеохимические, гранулометрические и палеонтологические данные об осадочных отложениях Баргузинской долины, вскрытых на четырех участках: Уро, Бодон, Борогол и Аргада.

4.1. Разрез Уро

4.1.1. Дотанхойская толща

Отложения дотанхойской толщи олигоценового возраста вскрыты только на участке Уро (Читканская депрессия) в скв. 545, 508, 517 и 513. Отложения толщи залегают на кристаллическом фундаменте, сложенном гранитом, серым, среднезернистым, неизмененным, состоящим из белого полевого шпата и дымчатого кварца с редкими зернами биотита, за исключением скв. 513. Для отложений характерна яркая желтая либо охристая окраска. Нередко образуются пятна гидроокислов железа. Преимущественно аллювиальные осадки накапливались в условиях слабо расчлененного рельфа [Хассан и др., 2017; 2018; 2019б]. Вверх по разрезу наблюдается уменьшением размера обломков и возрастание количества заполнителя, иногда образующего самостоятельные тонкозернистые прослои. В верхней части толща крайне изменчива даже на коротких интервалах.

По крену выделяются ритмы чередования песчаников и алевролитов, обогащенных растительным детритом. В скв. 545 и скв. 508 и скв. 517 толща расчленяется на три литологические пачки, в скв. 513 – составляет одну пачку (рис. 4.1).

Пачка 1 (скв. 545, интервал 248.0–209.0 м, скв. 508, интервал 240.0–209.8 м, скв. 517 интервал 249.7–230.5 м и скв. 513, интервал 288.5–282.0 м) сложена хлидолитом – неокатанными, несортированными обломками разного состава размером от 60 до 1 см с наполнителем, состоящим из песчано-алевролитово-глинистого материала, темно-коричневого до охристого цвета, с включениями неокатанных обломков кварца и белого полевого шпата размером от первых мм до 2 см. В верхнем интервале дотанхойской толщи наблюдаются песчаники, алевролиты с равномерно рассеянными обломками такого же состава размером до 0.5 см. В составе неокатанного обломочного материала основной массы хлидолита преобладают зерна белого полевого шпата и дымчатого кварца, редко встречаются зерна амфибола. В скв. 513 наблюдается песчаник серый, от гравелистого до крупнозернистого с глинисто-алевритовым заполнителем. Обломочный материал плохо окатан, в основной массе заполнителя преобладают зерна полевого шпата и кварца.

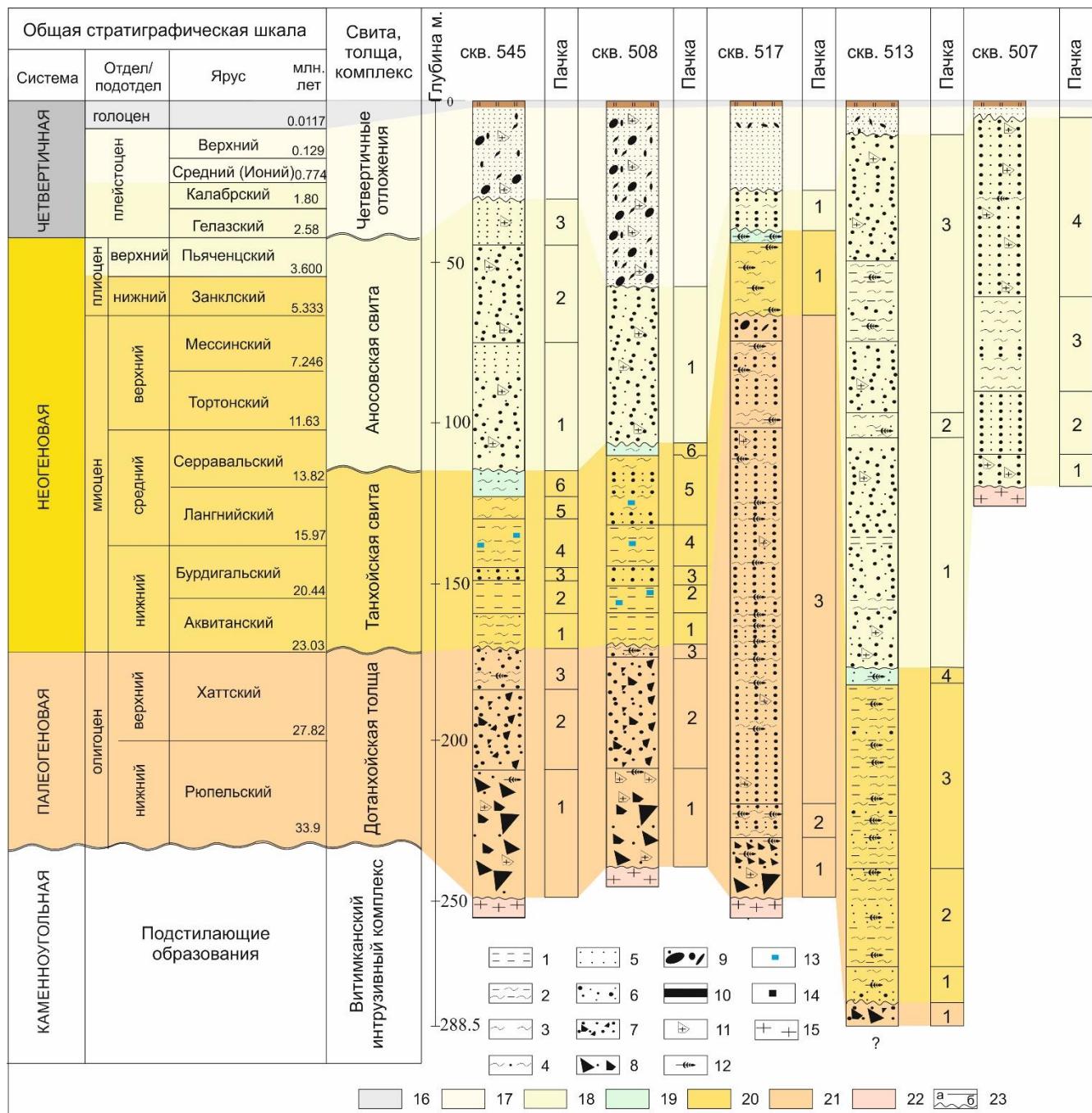


Рис. 4.1. Литологические колонки составлены автором на основе изучения керна скв. 545, 508, 517, 513 и 507. Местоположение скважин см. рис. 2.1. Использована Международная хроностратиграфическая шкала [Cohen et al., 2020].

Литологическая характеристика (1–15): 1 – аргиллит; 2 – алевро-аргиллит; 3 – алевролит; 4 – алевропесчаник; 5 – песчаник средне-мелководнистый; 6 – песчаник разнозернистый; 7 – песчаник от гравелистого до разнозернистого; 8 – хлидолит; 9 – галечник; 10 – бурый уголь; 11 – обломок гранита; 12 – дегрит; 13 – вивианит; 14 – пирит, марказит; 15 – гранит фундамента.

Стратиграфическая характеристика (16–22): 16 – четвертичные отложения (Q_{III-IV}); 17 – четвертичные отложения (Q_V); 18 – аносовская свита; 19 – переходный слой от танхойской к

аносовской свите; 20 – танхойская свита; 21 – дотанхойская толща; 22 – витимканский интрузивный комплекс; 23 – стратиграфическая граница: а – согласная, б – несогласная.

Пачка 2 (скв. 545, интервал 209.0–184.5 м, скв. 508, интервал 209.8–174.1 м, скв. 517, интервал 230.5–220.0 м) представлена песчаником, серым, от гравелистого до крупнозернистого, с равномерно рассеянными обломками дымчатого кварца и белого полевого шпата размером до 0.5 см, с глинисто-алевролитовым заполнителем желтовато-белого цвета (7–10 %). В составе неокатанного обломочного материала основной массы осадка преобладают зерна полевого шпата и кварца, редко встречаются зерна амфиболя.

В скв. 517 пачка 2 характеризует переслаивание песчаников серых, слюдистых, среднезернистых с алевролитами черными, темно-серыми, с глинистым заполнителем (15–20 %) с включениями детритового материала, в интервале 221.5–222.5 м находится прослой бурого угля.

Пачка 3 (скв. 545, интервал 184.5–170.0 м, скв. 508, интервал 174.1–170.8 м, скв. 517, интервал 220.0–66.8 м) состоит из песчаника разнозернистого с прослоями алевролита, голубовато-серого и аргиллита черного, обогащенного органическим материалом. Присутствуют обломки полевого шпата и кварца размером до 2 см. Верхняя часть пачки сложена охристым песчаником, крупно-мелкозернистым, с черными прослоями до 15 см. Встречаются прослои, обогащенные слюдой. Кварцевые зерна часто уплощены и имеют остроугольный облик.

В скв. 517 пачка разделяется на три слоя: нижний, в интервале 220.0–102.0 м, представлен переслаиванием песчаников серых, темно-серых, желтоватых, желтовато-бурых, слюдистых, разнозернистых и алевритов черного цвета мощностью до 1 м, обогащенных органическим материалом; средний, в интервале 102.0–75.0 м, характеризуется переслаиванием алевритов, черных, обогащенных органическим материалом, и песков, серых, темно-серых, крупнозернистых с прослой бурого угля в интервале глубины 97–95 м, и верхний, в интервале 75.0–66.8 м – охристыми песчаниками, местами желтоватыми, желтовато-бурыми, крупнозернистыми, с примесью мелкой галки. Верхняя часть слоя обогащена пластинками слюды.

Самостоятельное (дотанхойское) значение пограничных слоев дотанхойской толщи подчеркивается резким несоответствием мощности отложений этого стратона мощностям перекрывающих слоев осадочного наполнения долины (танхойской, аносовской свит и четвертичных отложений) (рис. 4.2).

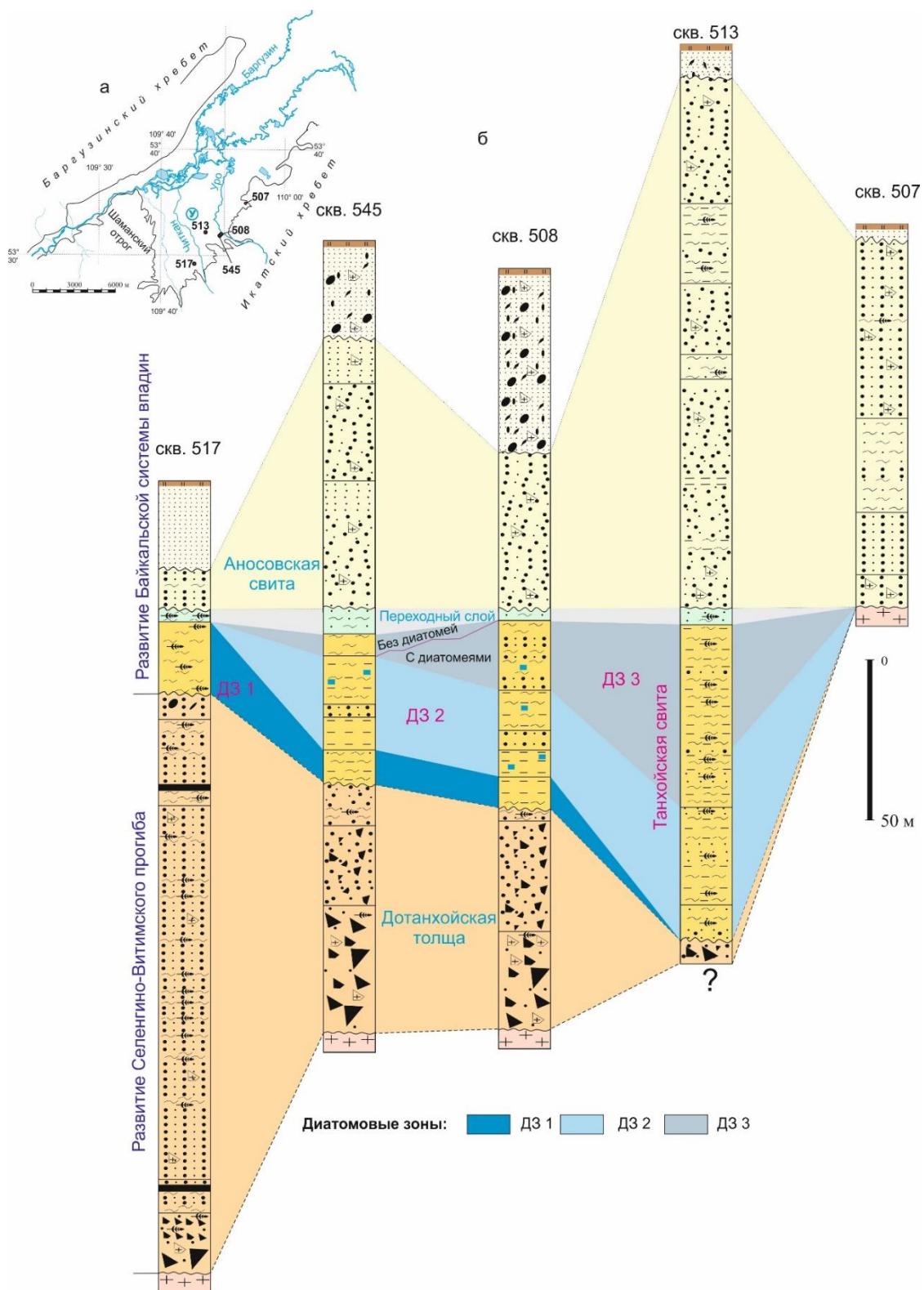


Рис. 4.2. Местоположение скважин участка Уро (а) и литологические колонки (б), иллюстрирующие резкое несоответствие мощности дотанхойской толщи и с танхойским и другими стратонами осадочного наполнения Баргузинской долины – танхойской и аносовской свит. Усл. обозн. см. рис. 4.1. Корреляционная схема составлена автором.

При максимальной мощности дотанхойской толщи мощность танхойской свиты минимальна. Верхнеолигоценовые-нижнемиоценовые отложения скв. 517 превышают по мощности одновозрастные отложения скв. 545 и 508, соответственно, на 104.9 и 113.7 м. И наоборот, чем больше мощность танхойской свиты в разрезе Уро, тем больше суммарная мощность аносовской свиты и четвертичной толщи.

В скв. 513 получена максимальная мощность стратонов наполнения Баргузинской долины и только 6.5 м пройдено по дотанхойской толще (без вскрытия подошвы). В скв. 507 дотанхойский стратон отсутствует. Такие соотношения мощностей свидетельствуют о дотанхойско-танхойской инверсии движений кристаллического ложа, вскрытого скв. 517, относительно ложа, не вскрытого скв. 513: блок скв. 517 опускался в позднем олигоцене-раннем миоцене с накоплением дотанхойской толщи, но в раннем-среднем миоцене был вовлечен в поднятие с одновременным погружением блока скв. 513.

4.1.2. Танхойская свита

Эта свита с несогласием залегает на отложениях дотанхойской толщи и расчленяется в скв. 545 и 508 на 6 литологических пачек, в скв. 513 – на 4 пачки и в скв. 517 представлена единственной пачкой (рис. 4.1):

Пачка 1 (скв. 545, интервал 170.0–160.0 м, скв. 508, интервал 170.8–160.0 м, скв. 517, интервал 66.8–40.3 м) представлена алевро-аргиллитом в нижней части и песчанистым алевролитом – в верхней. В основной массе породы равномерно рассредоточены зерна белых полевых шпатов, кварца и биотита (редко амфибола), не соприкасающиеся между собой. В скв. 508 отложения представлены алевро-аргиллитом в нижней части и однородным аргиллитом – в верхней. В скв. 517 наблюдается слой алевролитов, светло-серых, однородных и плотных, необычайно легких в интервале 62.0–44.5 м (с диатомеями). В нижней и верхней частях слоя (в интервалах 66.8–62.0 м и 44.5–40.5) алевролиты становятся тяжелыми, темно-серыми (диатомеи отсутствуют).

Пачка 2 (скв. 545, интервал 160.0–152.0 м, скв. 508, интервал 160.0–152.0 м) сложена однородным аргиллитом, кремовым, с зеленоватым оттенком (присутствует хлорит), легким (с диатомеями). В скв. 508 в этой пачке присутствуют включения вивианита.

Пачка 3 охристая (скв. 545, интервал 152.0–144.6, скв. 508, интервал 152.0–145.0 м), в отличие от вышележащих и нижележащих алевролитовых пачек, имеет грубозернистое сложение и представляет собой аномальный горизонт в однородной озерной алевролитовой толще. Пачка сложена песчаником, разнозернистым, с отдельными хорошо окатанными кристаллами белого полевого шпата размером до 2 см и дымчатого кварца.

Пачка 4 (скв. 545, интервал 144.6–130.0, скв. 508, интервал 145.0–133.0 м) состоит из монотонных алевро-аргиллитовых прослоев кремового цвета. Присутствуют включения вивианита от 1 до 4 мм. Его наибольшее скопление наблюдается в скв. 545 в интервале глубин 137–135 м.

Пачка 5 (скв. 545, интервал 130.0–123.0, скв. 508, интервал 133.0–110.4) в скв. 545 сложна однородным алевролитом серого цвета, а в скв. 508 представлена чередованием разнозернистых песчаников и алевролитов.

Пачка 6 (скв. 545, интервал 123.0–115.5 м, скв. 508, интервал 110.4–107.2 м) образована песчанистым алевролитом и мелкозернистым песчаником буровато-серого цвета. Содержит большое количество мелких зерен биотита и отдельные включения зерен кварца до 0.3 мм. Эти слои являются переходными от отложений танхойской свиты к отложениям аносовской свиты.

В скв. 513 танхойская свита расчленяется на 3 пачки и венчается пачкой переходных слоев (см. рис. 4.1):

Пачка 1 (интервал 282.0–270.8 м) представлена переслаиванием алевролитов, серых, с диатомеями и песчаников, темно-серых, мелкозернистых, с зеленоватым оттенком, без диатомей.

Пачка 2 (интервал 270.8–240.0 м) отличается переслаиванием алевро-аргиллитов, зеленоватых и песчаников, мелкозернистых или разнозернистых, с косой слоистостью.

Пачка 3 (интервал 240.0–183.5 м) имеет строение, подобное пачке 2, но отличается от нее отчетливой ритмичностью и кремовым цветом.

Пачка 4 скв. 513 (интервал 183.5–178.7 м) подобна по составу переходным слоям от отложений танхойской свиты к отложениям аносовской свиты пачки 6 скв. 545.

В целом, отложения танхойской свиты скв. 513 обогащены дегритовым материалом и, в отличие от отложений других скважин разреза Уро, не содержат вивианита.

4.1.3. Аносовская свита

Аносовская свита вскрыта скв. 545, 508, 513, 517 и 507.

В скв. 545 свита мощностью 84.5 м расчленяется на 3 пачки (см. рис. 4.1).

Пачка 1 (115.5–76.1 м) представлена песчаником, разнозернистым в нижней части разреза до мелкозернистого – в верхней, охристого цвета, с примесью дресвы и щебня белых полевых шпатов, дымчатого кварца и темноцветных минералов (биотит, амфибол). В интервалах глубин 101.5–100.0 м и 95.5–93.4 м встречены прослои песчаника, крупнозернистого, желтовато-белого цвета.

Пачка 2 (76.1–45.6 м) сложена песчаником, желтовато-бурым (лимонитизированным), разнозернистым, с глинисто-алевритовым заполнителем (5–7 %). В нижней и верхней частях

пачки находятся прослои (до 5 см) темно-серого цвета с тонкодисперсным органическим материалом. В интервале 62.7–64.0 м встречены прослои серого песка.

В пачке 3 (45.6–31.0 м) переслаиваются пески серые, с желтоватым оттенком, мелкозернистые, с песками, желтовато-бурыми, разнозернистыми. Заполнитель – глинистый алеврит (15–20 %) с примесью дресвы и гравия.

В скв. 508 отложения аносовской свиты мощностью 166.2 м сильно лимонитизированы. Они с несогласием перекрывают отложения танхойской свиты и сопоставляются с нижней частью пачки 1 скв. 545.

В скв. 513 отложения аносовской свиты с такой же мощностью расчленяются на 3 литологические пачки.

Пачка 1 (178.7–105.0 м) представлена чередованием песчаников серых, с желтоватым оттенком, разнозернистых и песчаников желтовато-бурых, охристых, мелкозернистых, с глинисто-алевритовым заполнителем (7–10 %) с примесью дресвы и щебня белых полевых шпатов, дымчатого кварца, обломками гранитного состава. В интервалах 160.0–155.0 и 137.0–137.8 м встречаются прослои светло-серого алевролита. Породы пачки лимонитизированы.

Пачка 2 (105.0–98.2 м) сложена алевропесчаниками, темно-серыми, с зеленоватым оттенком, с включениями черного детритового материала.

Пачка 3 (98.2–12.0 м) разделяется на три слоя. В нижнем слое (98.2–75.0 м) она представлена песчаником, охристым, разнозернистым, в среднем (75.0–50.0 м) состоит из зеленовато-серых алевро-аргиллитов с включениями органического детритового материала, с прослоем разнозернистого песчаника, в верхнем слое (50.0–12.0 м) сложена песчаником, светло-коричневым (лимонитизированным) и светло-серым (слабо лимонитизированным), разнозернистым, с глинисто-алевритовым заполнителем (5–7 %). Породы слоя включают обломки гранитного состава.

В скв. 517 аносовская свита имеет мощность 12.5 м и составляет интервал 40.5–28.0 м. Она залегает на породах танхойской свиты и сложена песчаником, охристым, желтовато-бурым (лимонитизированным), разнозернистым, с заполнителем глинисто-алевритовым (до 20 %). В интервале 31.5–33.5 м находится прослой алевролита желтоватого цвета (см. рис. 5.1).

В скв. 507 аносовская свита имеет мощность 114 м. Она залегает на гранитоидах фундамента (см. рис. 4.2). В ее разрезе различаются четыре пачки.

Пачка 1 (119.0–110.0 м) представлена песчаниками охристыми, желтоватыми крупнозернистыми, лимонитизированными, включает обломки гранитного состава.

Пачка 2 (110.0–91.0 м) – песчаник охристый, желтоватый, желтовато-серый разнозернистый, лимонитизированный.

Пачка 3 (91.0–61.5 м) сложена алевропесчаным материалом желтоватого цвета, лимонитизированным. В интервале 80.0–78.0 м находится прослой крупнозернистых песчаников охристого цвета.

Пачка 4 (61.5–5.0 м) представлена разнозернистыми песчаниками серыми, желтоватыми, к верху по разрезу охристыми, бурыми до коричневого цвета. Включают обломки гранитного состава. В интервале 30.0–30.5 м находятся прослой алевролита с фрагментами растительности.

4.1.4. Четвертичные полифациальные отложения

Отложения верхней части разреза представлены слоями небольшой мощности в скв. 545, 508, 513, 517 и 507 [Хассан и др., 2017].

Скв. 545 и 508 вскрыты плотные песчаники, буровато-серые, мелкозернистые, с примесью дресвы и гравия. Встречены обломки гранитов размером до 8 см. Буроватый цвет и цементация осадочных пород обусловлены их пропиткой гидроокислами железа. В верхней части толщи наблюдается карбонатизация.

В скв. 513 разрез венчается песками серыми, разнозернистыми, рыхлыми, полимиктовыми, с темноцветными минералами биотитом и амфиболом. Встречается полуокатанная галька гранитного состава разного размера (до 8 см).

В скв. 517 и 507 отложения представлены однородным песком, желтовато-бурым, мелкозернистым, полимиктовым, алевритистым в нижней части разреза до разнозернистого – в верхней. В интервале 8.2–7.9 м скв. 517 встречены гальки гранитов (см. рис. 4.1). Эти отложения относятся к Сувинскому и Нижнему песчаным кийтунам.

4.2. Разрез Бодон

4.2.1. Танхойская свита

В разрезе Бодон отложения танхойской свиты залегают на кристаллическом ложе. В ее разрезе выделяются отложения двух фаций. Нижняя представлена слабосортированными коллювиальными, аллювиальными и местами стариично-болотными угленосными отложениями, верхняя – тонкозернистыми озерными отложениями [Рассказов и др., 2016а; Hassan et al., 2019; Хассан и др., 2019б].

Угленосная фация

В скв. 524 эта толща составляет 115.8 м. В ее основании (глубина 127.0–118.7 м) на гранитах фундамента залегают хлидолиты, глинисто-гравийные и песчаники, разнозернистые, зеленовато-серые (рис. 4.3). Эти отложения имеют аллювиально–пролювиальный генезис. Выше (интервал 118.7–5.0 м) толща представлена переслаиванием песчаников, средне-мелкозернистых и разнозернистых, светло-серых, темно-серых и буро-серых, а также алевропесчаников и

алевролитов, с диатомеями и маломощными поропластами растительного детрита черного цвета. В интервалах 76.1–75.5 м и 43.3–42.7 м наблюдается существенная примесь глинистого материала. В верхней части толщи (интервалы 35.9–32.4 м и 23.2–11.2 м) возрастает роль слоев, обогащенных детритом. Отложения темно-серого, темно-бурого цвета содержат примесь глинистого материала и тонкозернистого песка.

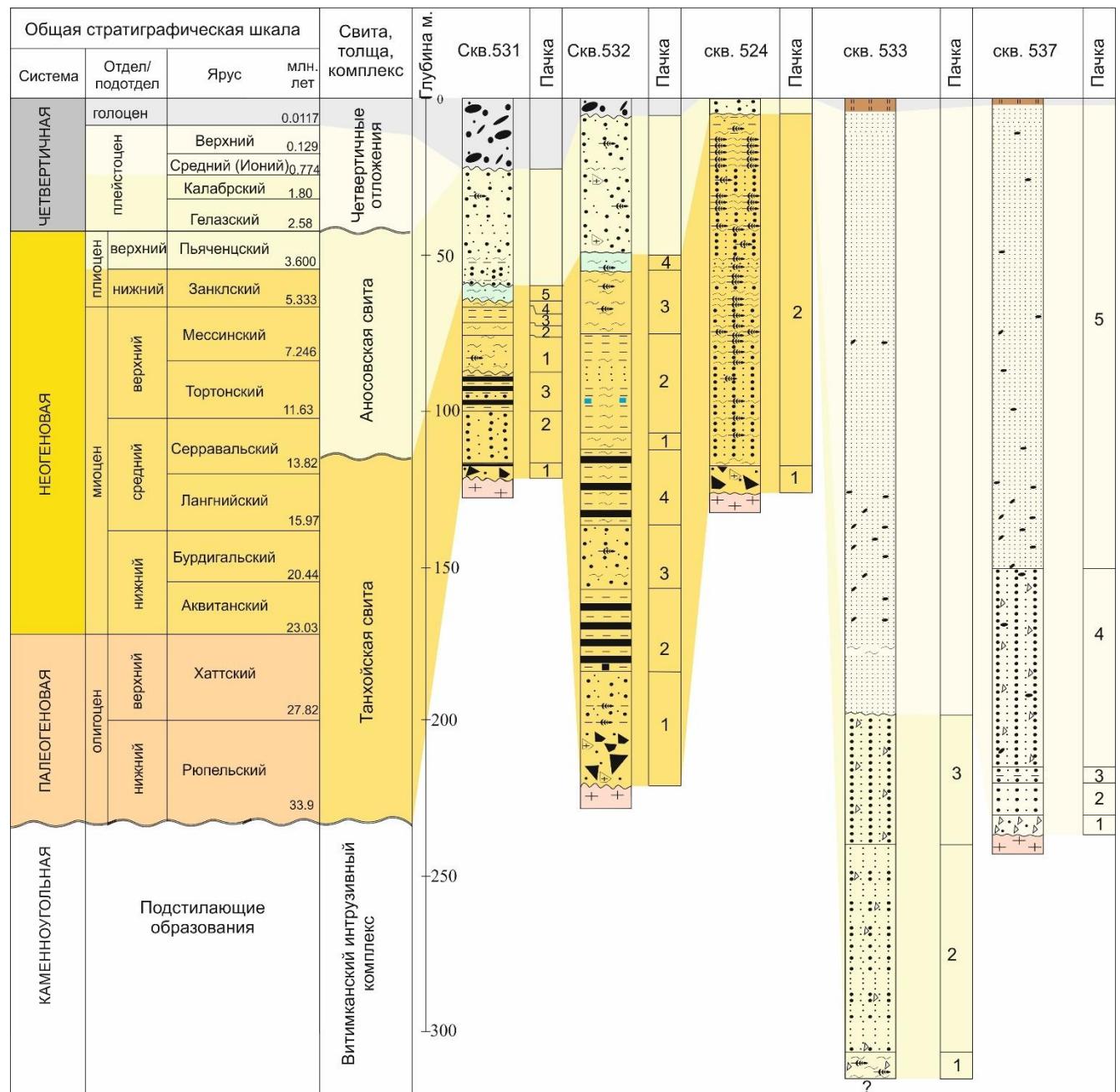


Рис. 4.3. Литологические колонки керна скв. 531, 532, 524, 533 (участок Бодон) и 537 (участок Борогол). Использована Международная хроностратиграфическая шкала [Cohen et al., 2020]. Местоположение скважин см. рис. 2.1. Усл. обозн. см. рис. 4.1. Схема составлена автором.

Отложения скв. 532 мощностью 112 м расчленяются на 4 литологические пачки (см. рис. 4.3) [Hassan et al., 2019].

Пачка 1 (интервал 222.5–185.0 м) сложена хлидолитами и гравелистым песчаником, образовавшимися по поверхности эрозии пород фундамента. Выше залегает песчаник серый, от гравелистого до крупнозернистого, с линзами аргиллита, с органическим материалом.

Пачка 2 (интервал 185.0–152.5 м) представлена переслаиванием серых аргиллитов и аргиллитов со слоями темно-коричневых алевролитов (местами насыщены диатомовыми водорослями) и бурых углей.

Пачка 3 (интервал 152.5–137.5 м) сложена песчаником, серым, от гравелистого до крупнозернистого, с обломками кварца и полевого шпата, с глинисто-алевролитовым заполнителем.

Пачка 4 (интервал 137.5–113.5 м) представлена переслаиванием алевро-аргиллитов серых, зеленовато-серых, местами полосчатых со слоями бурых углей.

Отложения толщи в скв. 531 расчленяются на 3 литологические пачки (см. рис. 4.3).

Пачка 1 (интервал 124.3–118.2 м) хлидолитовая, подобна по составу пачке 1, вскрытой в скв. 532. В верхней части содержится органический материал и бурые угли.

Пачка 2 (интервал 118.2–98.0 м) сложена гумусированными, темно-коричневыми (до черных) песками и алевролитами, местами «мусорными», с рассеянными включениями белых измененных зерен полевого шпата размером 1–2 мм.

В пачке 3 (интервал 98.0–89.8 м) восьмикратно чередуются слои (0.2–0.8 м) серых аргиллитов и аргиллитов со слоями темно-коричневых алевролитов, песчаников и бурых углей.

Озерная фация

Материал толщи песчано-алевритовый, алевритово-диатомовый, темно-серого, серого или кремового цвета, местами с зеленоватым оттенком. В основной массе пород равномерно рассеяны зерна белых полевых шпатов, дымчатого кварца и темно-коричневого биотита, реже амфибала. Зерна не соприкасаются между собой. Встречается хлорит. Рассеян черный органический материал [Hassan et al., 2019].

В скв. 532 озерная толща мощностью 63.5 м разделяется на 4 пачки (рис. 4.3).

Пачка 1 (интервал 113.5–107.5 м) представлена алевролитом, однородным, серым, кремовым, с зеленоватым оттенком.

Пачка 2 (интервал 107.5–76.0 м) включает разные литологические типы отложений. Нижнюю часть пачки составляет алевро-аргиллит, черный, темно-серый, с примесью мелкозернистого песчаника и включениями черного органического материала. В интервале глубин 98.0–96.0 м присутствуют включения вивианита размером от 1 до 4 мм. Среднюю часть

пачки, в интервале глубин 93.0–86.0 м, образует слой мелкозернистого песчаника серого цвета. В верхней части залегает слой серого аргиллита.

Пачка 3 (интервал 76.0–55.0 м) сложена алевролитом, серым, до светло-серого, местами черным, темно-серым, с примесью мелкозернистого песчаника и включениями черного дегритового материала.

Пачка 4 (интервал 55.0–50.0 м) сложена алевропесчаником, светло-серым, серым, обогащенным дегритовым материалом, с прослойми песчаника, мелко-среднезернистого, темно-серого.

В скв. 531 озерная толща мощностью 28.8 м разделяется на 5 пачек (рис. 4.3).

Пачка 1 (интервал 89.8–76.0 м) состоит из алевролита, светло-серого с прослойми мелкозернистого песчаника, серого, насыщенного черным органическим материалом в интервалах 85.2–86.5 и 80.0–83.1 м.

Пачка 2 (интервал 76.0–72.0 м) сложена алевролитом, серым, зеленовато-серым, местам полосчатым.

Пачка 3 (интервал 72.0–67.0 м) представлена микрослоистым аргиллитом и однородным алевролитом, черным, темно-серым, обогащенным органическим материалом.

Пачка 4 (интервал 67.0–66.0 м) имеет строение, подобное пачке 2.

Пачка 5 (интервал 66.0–61.0 м) сложена алевропесчаником, серым, с включениями зерен белого полевого шпата, кварца и пластинок биотита. Этот слой является переходным от отложений танхойской свиты к аносовской.

4.2.2. Аносовская свита

Аносовская свита с несогласием перекрывает танхойскую свиту. Она вскрыта скв. 524, 532, 531 и 533 (рис. 4.3). Эти отложения формировались преимущественно в аллювиальной фации, хотя могли накапливаться и в малых проточных озерах [Hassan et al., 2019; Хассан и др., 2019б]. В скв. 524 слой аносовской свиты, составляющий 5 м, сложен песчаником, разнозернистым, охристо-желтовато-коричневым. В скв. 532 (интервал 50.0–7.2 м) и в скв. 531 (интервал 61.0–24.0 м) отложения этого стратона представлены песчаниками, от крупнозернистых до мелкозернистых, охристо-коричневыми, зеленовато-бурыми, с примесью дресвы дымчатого кварца и темноцветных минералов биотита и амфибола.

В скв. 531 (интервал 53.8–52.5 м) находится прослой алеврита, тонкозернистого, светло-серого, с органическим материалом. В скв. 532, этот же прослой наблюдается в интервале 24.0–21.0 м.

В скв. 533 фундамент не вскрыт (рис. 4.3). Опробованная 117-метровая часть аносовской свиты расчленяется на 3 литологические пачки.

Пачка 1 (интервал 315.0–306.0 м) представлена алевролитом черным, темно-серым тонкозернистым, с примесью мелкозернистого песчаника и включениями черного детритового материала. Отложения толщи местами насыщены диатомовыми водорослями.

Пачка 2 (интервал 306.0–240.3 м) представлена чередованием песчаников, серых, с желтоватым оттенком, мелкозернистых и песчаников, желтовато-бурых, разнозернистых, с глинисто-алевритовым заполнителем (15–20 %), с примесью дресвы и щебня белых полевых шпатов, дымчатого кварца. В интервале 252.8–255 м встречаются прослои песка, бурого, охристого, пропитанного гидроокислами железа.

Пачка 3 (интервал 240.3–198.0 м) представлена переслаиванием песчаников охристого, рыже-желтоватого (лимонитизированного), разнозернистого с заполнителем глинисто-алевритовым (до 20%), с примесью дресвы и щебня белых полевых шпатов, дымчатого кварца и темноцветных минералов (биотит, амфибол).

4.2.3. Четвертичные полифациальные отложения

В скв. 532 и 531 отложения с размывом залегают на аносовской свите и включают смешанные аллювиальные, пролювиальные и делювиальные образования, сложенные слабо окатанным галечно-глыбовым и песчано-щебнистым материалом. В гальке находится кварц и граниты витимканского, баргузинского интрузивных комплексов. Песок имеет полимиктовый состав. Органические включения редки (рис. 4.3) [Hassan et al., 2019]. Отложения скв. 533, вскрытые в интервале 198.0–4.5 м, имеют песчаный состав, серый, светло-коричневый, средне-мелкозернистый и тонко-мелкозернистый с редким мелким гравием и мелкими гальками гранитного состава. На глубинах 177.0–178.0 м встречен прослой серого алевролита (см. рис. 4.3).

4.3. Разрез Борогол-Аргада

На участках Борогол и Аргада, соответственно, скв. 537 и 538 вскрыты четвертичные отложения. В скв. 537 (участок Борогол) четвертичные отложения имеют мощность 237 м. Они залегают на гранитоидах фундамента витимканского комплекса и расчленяются на 5 литологических пачек (рис. 4.3).

Пачка 1 (интервал 237.0–231.0 м) сложена дресвианником, светло-серым, кремовым, желтовато-серым, с примесью разнозернистого песка и щебня гранитового состава. Заполнитель алеврито-глинистый (7–10 %).

Пачка 2 (интервал 231.0–220.5 м) представлена переслаиванием песчаников серо-зеленоватого цвета, разнозернистых, с обломки гранитного состава.

Пачка 3 (интервал 220.5–216.5 м) сложена песчаником, зеленоватым, крупнозернистым, лимонитизированным. В интервале 219.8–218.7 м находится слой глины, состоящий из трех

прослоев: прослой 0.2 м глины, темно-коричневой, плотной, сменяется вверх по разрезу прослоем 0.6 м глины, серовато-коричневой и еще выше – прослоем 0.3 м глины, темно-коричневой, с тонкими черными слойками.

Пачка 4 (интервал 216.5–151.0 м) образована песком, разнозернистым, светло-коричневым с небольшой примесью разноразмерной гальки (до 5 % от общего объема). По степени окатанности обломочный материал соответствует 1 классу по шкале Хабакова. Галька разного петрографического состава (гранодиорит, гранит, мелкозернистый диорит). Песок хорошо промыт. слабо лимонитизирован. В глубинном интервале 204.0–203.5 м встречена глыба измененного гранодиорита (0.2 м).

Пачка 5 (интервал 151.0–0.6 м) представлена отложениями песка, серового, светло-коричневого, средне-мелкозернистого и тонко-мелкозернистого с редким мелким гравием и мелкими гальками (до 3 см) 2–3 класса окатанности, гранитного состава. Выше (интервал 0.6–0 м) находится современный почвенно-растительный слой.

Скв. 538 (участок Аргада) вскрыты отложения, подстилающие осадочную толщу увала Верхний Куйтун и наращивающие нижнюю часть разреза, составленного для песчаной толщи В.Л. Коломийцем и Р.Ц. Будаевым [Kolomiets, 2015] (рис. 4.4). При общей документации материала скв. 538 пески, подобные толще куйтуна, были определены до глубины 100.7 м. Ниже наметился переход к песчано-алевритовой толще с резковыраженной ритмичностью [Хассан и др., 2019а]. В интервале 355.0–100.7 м фиксировались аллювиальные ритмы, отразившие изменение динамики водного потока речной долины. Каждый ритм начинался слоем песка различной зернистости, от крупной до мелкой, иногда переходившей в гравелитовую и мелкогалечниковую размерность, и сменялся слоем сероцветного однородного алеврита. Вскрытая толща насчитывает 18 ритмов и по характеру их смены снизу вверх по разрезу подразделяется на четыре интервала. Первый интервал (355.0–302.9 м) представлен пятью ритмами чередующейся мощности от минимальной (5 м) к максимальной (19 м). Второй интервал (302.9–244.0 м) включает 6 ритмов, мощность отложений которых последовательно увеличивается снизу вверх по разрезу от 1.7 до 18.5 м. Третий интервал (244–170 м) объединяет 3 ритма: начальный и завершающий с мощностью отложений 12–14 м, средний с мощностью отложений 43 м. Четвертый интервал (170–109 м) включает 4 ритма приблизительно с одинаковой мощностью отложений 15–18 м. Ритмичная толща венчается переходным слоем 109.0–100.7 м с неравномерной слоистостью (рис. 4.5).

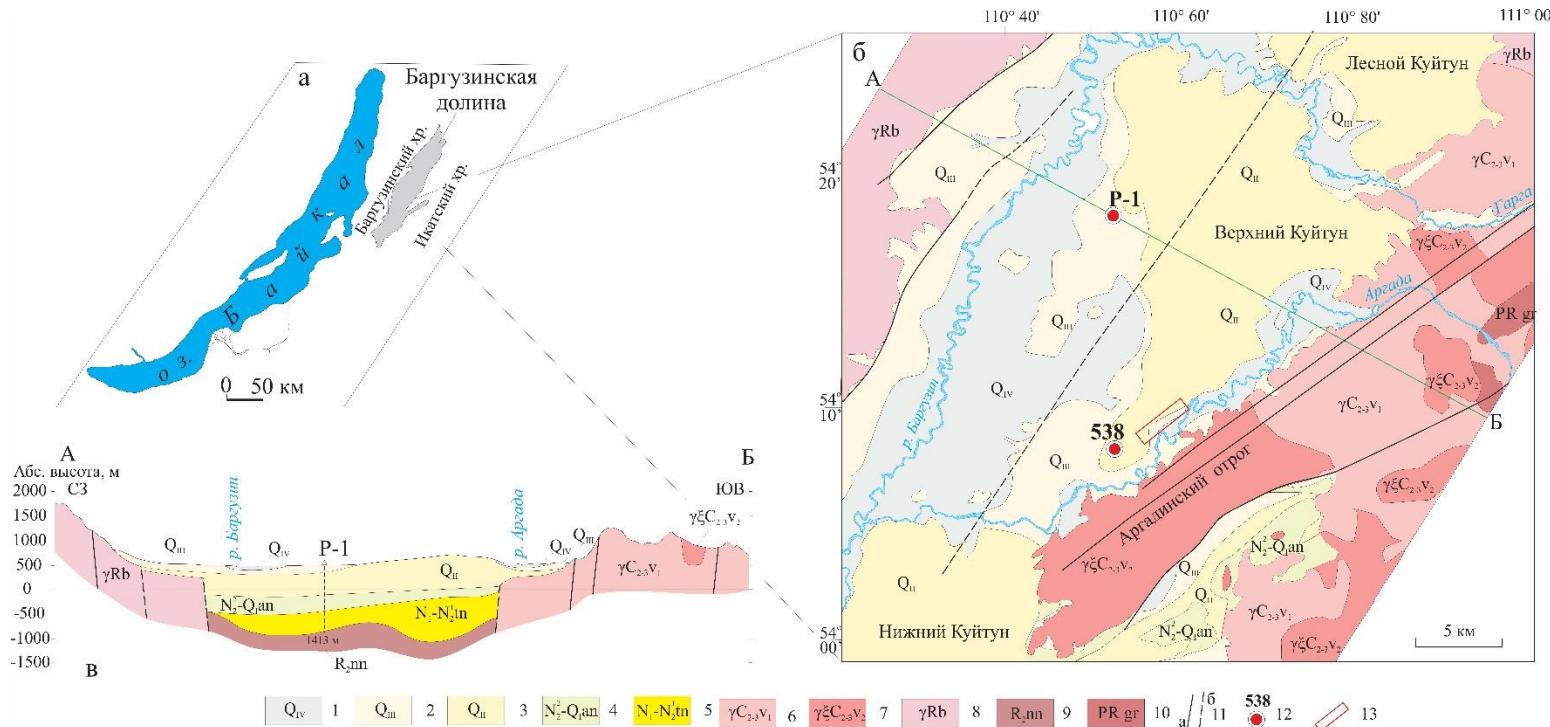


Рис. 4.4. Местоположение района исследований в Баргузинской долине относительно оз. Байкал (а), геологическая схема участка Аргадинского отрога (б) и геологический разрез по линии АБ (в) (на основе геологической карты из отчетов «Сосновгеология» с изменениями автора) [Хассан и др., 2019а].

1–3 – четвертичные осадочные отложения: 1 – пойменные, 2 – аллювий надпойменных террас, 3 – аллювиально-озерные; 4 – аносовская свита, 5 – танхойская свита; 6–10 – породы фундамента: 6–7 – витимканский интрузивный комплекс первой (6) и второй (7) фаз, 8 – баргузинский интрузивный комплекс, 9 – няндонинская свита; 10 – гаргинская свита; 11 – крупный разлом, выраженный в рельефе (а) и скрытый под чехлом четвертичных отложений (б); 12 – номер и местоположение скважины; 13 – местоположение расчистки песчаного уступа.

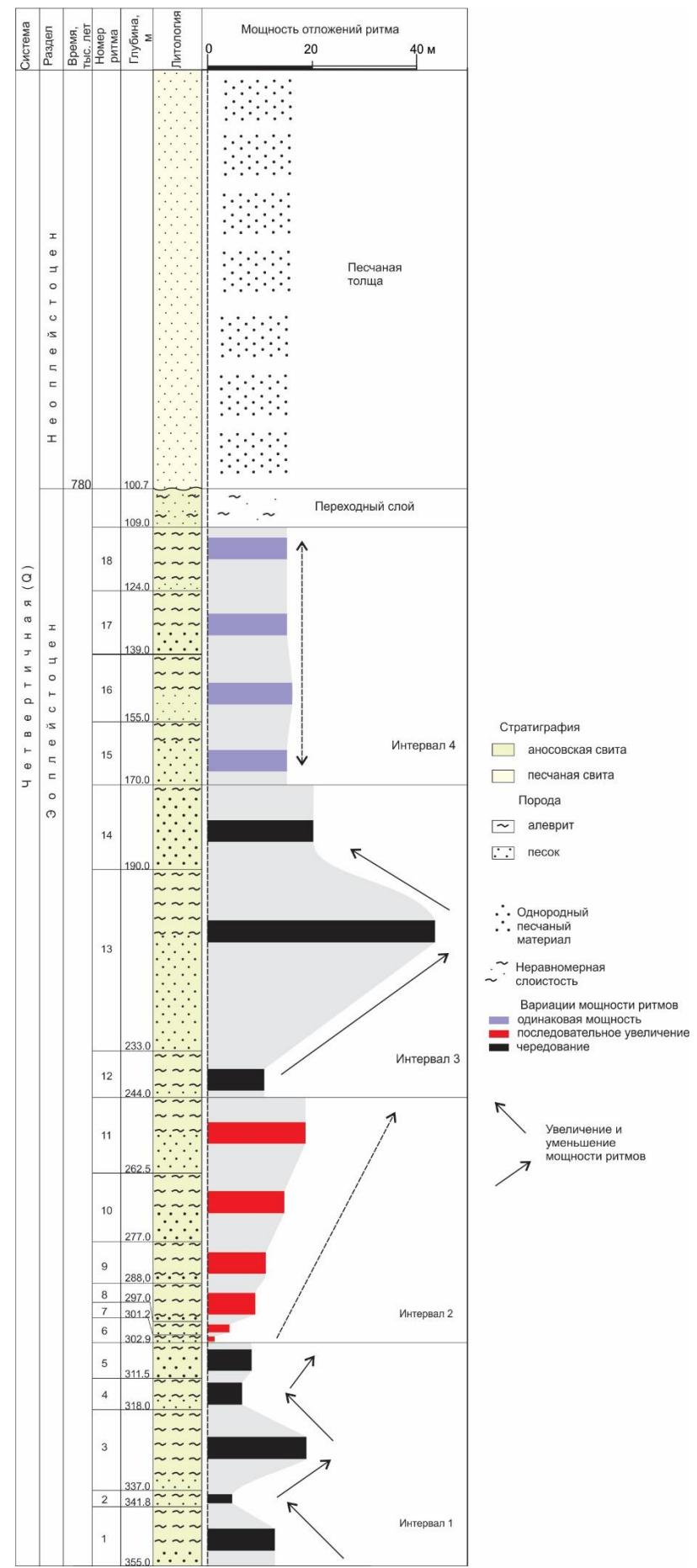
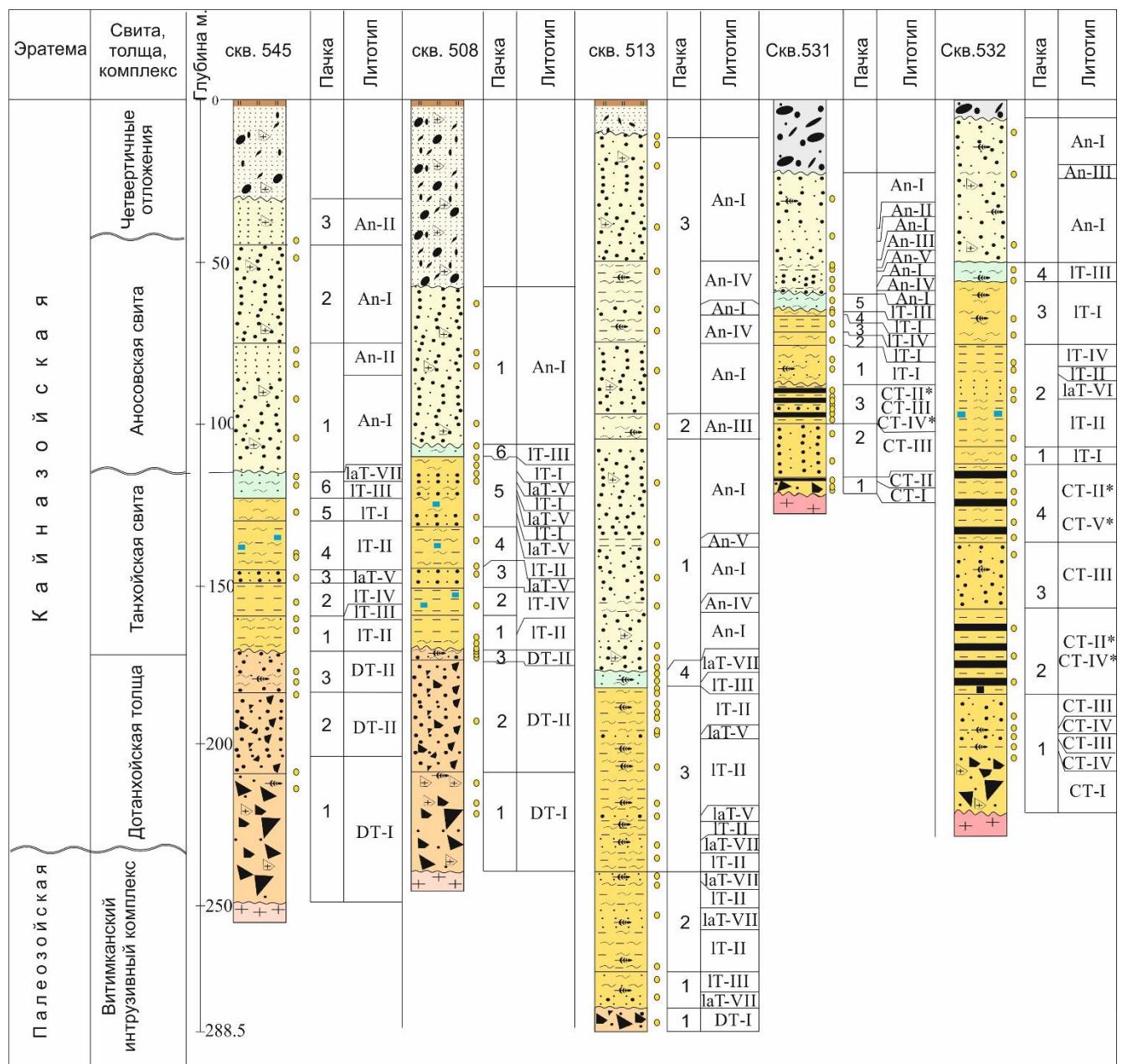


Рис. 4.5. Смена ритмов песчано-алевритовой толщи однородной песчаной толщой. Схема составлена автором на основе изучения керна скв. 538.

4.4. Петрографическая характеристика пород

В ходе петрографических исследований ключевых образцов осадочных пород (дотанхойской толщи, танхойской и аносовской свит) с использованием шлифов выявляются разные литотипы, характеризующие условия осадконакопления в Баргузинской долине (рис. 4.6). В основу минералогической классификации песчаных пород положен состав обломочных зерен с использованием диаграмм В.Н. Шванова [1987], Н.В. Логвиненко [1974] и Ф.Дж. Петтиджона [Pettijohn, 1975].



На классификационной диаграмме Н.В. Логвиненко (рис. 4.7 а) фигуративные точки исследуемых пород расположены в поле аркозов, аркозограувакк, кварцевополевошпатовых и литоидных аркозов.

На рис. 4.7 б фигуративные точки исследуемых пород попадают в поле полевошпатовых и полевошпатовых граувакк, в меньше степени в поле аркозов, за исключением одной пробы танхойской свиты (обр. 508/110.4), которая относится к группе кварцевых граувакк, а на диаграмме Ф.Дж. Петтиджона (рис. 4.7 в) – в поле аркозов и аркозовых аренитов.

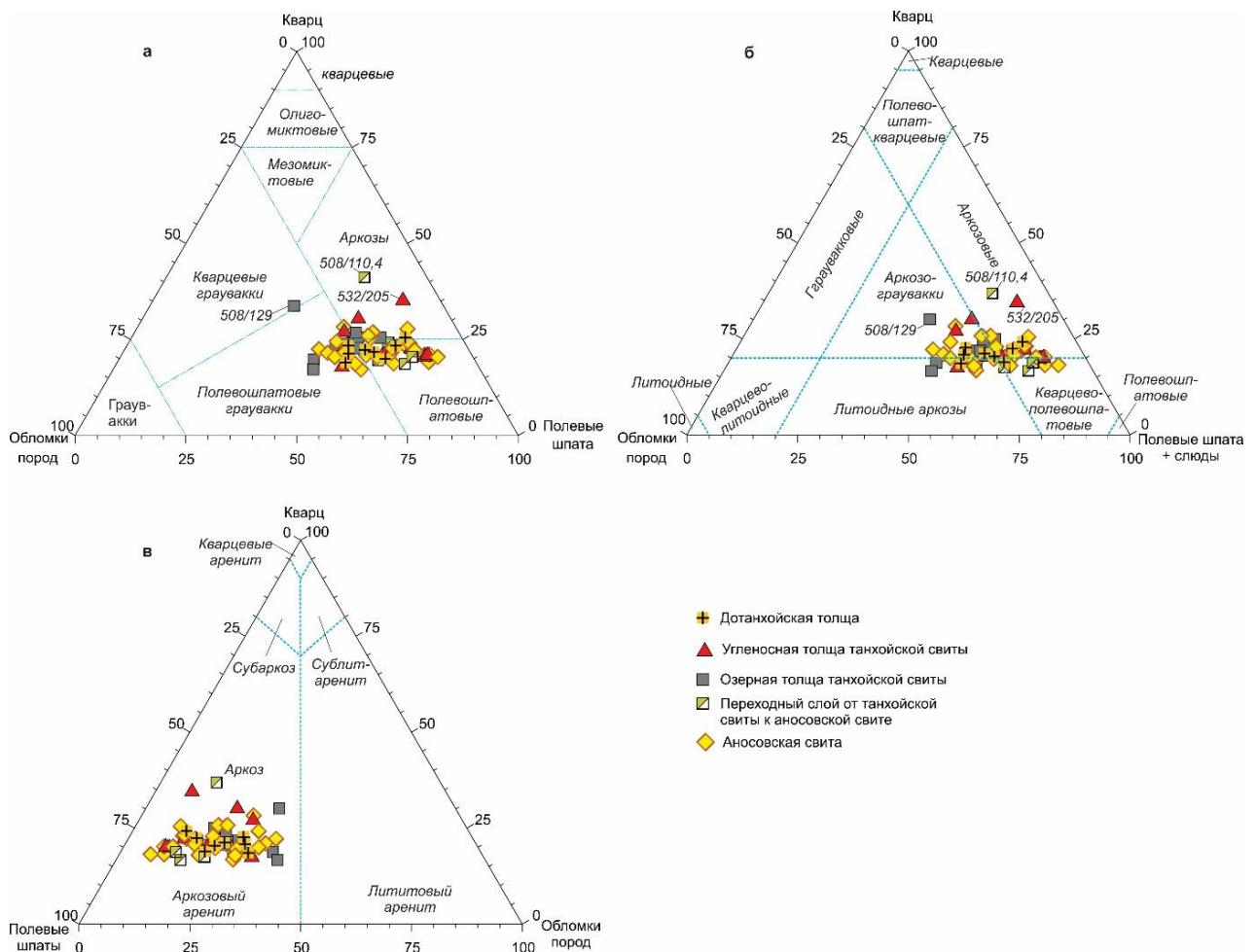


Рис. 4.7. Классификация песчаных пород дотанхойской толщи, танхойской и аносовской свит (участки Бодон и Уро): а – по Н.В. Логвиненко [Logvinenko, 1974] б – по В. Н. Шванову [1987]; в – по Ф.Дж. Петтиджону [Pettijohn, 1975].

Соотношения минералов, определенные рентгенофазовым анализом в разновозрастных отложениях Баргузинской долины приведены в табл. 4.1. Общей особенностью исследуемых отложений является существенное преобладание в минеральном составе полевых шпатов (среднее значение 45.56 %; коэффициент вариации – 0.13), характеризующихся однородным распределением (табл. 4.1).

Средние содержания остальных минералов составляют (%): 21.67 (кварц), 15 (каолинит), 6.72 (гидрослюдя), 4.17 (смектит), 1.22 (хлорит), 1.44 (смешанослойные). Распределение их преимущественно разнородное (коэффициенты вариации более 0.40).

Минеральный состав отложений приведен в табл. 4.2 (снизу вверх). Озерные образования раннего миоцена танхойской свиты характеризуются повышенным содержанием полевых шпатов. При этом кварц и глинистые материалы присутствуют практически в равном количестве (23.33 % и 24.67 %). Среди глинистых минералов преобладают каолинит (среднее содержание 15 %) и гидрослюдя (5.67 %). Данная толща отличается однородным распределением содержаний всех основных минералов.

Таблица 4.1

Результаты статистической обработки данных минерального состава отложений

| Толща | | № образца | Кв | П.шп. | К | Гс | См | Х | Гс-См | |
|--|--------------------------------------|------------------|-------|-------|-------|------|------|------|-------|--|
| Верхняя толща танхойской свиты (озерная фация) | Аносовская свита | 531/43 | 25 | 55 | 10 | 5 | 5 | 0 | 2 | |
| | | 531/53.5 | 15 | 45 | 25 | 15 | 0 | 0 | 0 | |
| | | 531/59 | 20 | 50 | 10 | 5 | 5 | 2 | 5 | |
| | | 531/61 | 10 | 40 | 25 | 10 | 5 | 2 | 5 | |
| | | 532/10 | 5 | 35 | 15 | 5 | 15 | 0 | 0 | |
| | | 532/23 | 35 | 50 | 5 | 5 | 0 | 5 | 0 | |
| | | 545/45 | 30 | 55 | 10 | 5 | 2 | 2 | 0 | |
| | | 545/96 | 20 | 50 | 15 | 10 | 2 | 0 | 0 | |
| Нижняя толща танхойской свиты | Аллювиальные и озерно-болотные фации | 531/63 | 35 | 40 | 10 | 10 | 0 | 0 | 0 | |
| | | 532/58 | 20 | 40 | 25 | 10 | 2 | 5 | 0 | |
| | | 532/82 | 20 | 40 | 15 | 10 | 10 | 0 | 5 | |
| | | 531/111.5 | 35 | 45 | 10 | 5 | 5 | 0 | 0 | |
| | | 531/121 | 15 | 45 | 10 | 5 | 2 | 2 | 0 | |
| | | 532/131 | 20 | 55 | 10 | 2 | 10 | 0 | 2 | |
| | | 532/201 | 15 | 40 | 30 | 2 | 10 | 0 | 5 | |
| | | 545/125 | 35 | 45 | 5 | 5 | 2 | 0 | 2 | |
| Озерная фация | | 545/144.4 | 20 | 50 | 20 | 2 | 0 | 2 | 0 | |
| | | 545/167 | 15 | 40 | 20 | 10 | 0 | 2 | 0 | |
| | | X _{ср.} | 21,67 | 45.56 | 15.00 | 6.72 | 4.17 | 1.22 | 1.44 | |
| σ | | | 8.82 | 5.98 | 7.26 | 3.52 | 4.30 | 1.62 | 2.03 | |
| V | | | 0.41 | 0.13 | 0.48 | 0.52 | 1.03 | 1.32 | 1.41 | |

Примечание: X_{ср.} – среднее значение содержания, %; σ – стандартное отклонение; V – коэффициент вариации; минералы: Кв – кварц, П.шп. – полевой шпат, К – каолинит, Гс – гидрослюдя, См – смектит, Х – хлорит, Гс-См – смешанослойный минерал гидрослюдя-смектит.

Угленосные отложения нижней толщи танхойской свиты (участок Бодон) имеют максимальное содержание полевых шпатов (46.25 %) и среднее – кварца и глинистых минералов.

Распределение содержаний глинистых минералов носит разнородный характер (коэффициент вариации 0.58). В основном они представлены каолинитом (15 %) и смектитом (6.75 %).

Озерные отложения верхней толщи танхойской свиты (участок Бодон) характеризуются максимальным содержанием кварца (среднее значение 27.5 %; коэффициент вариации 0.26) и повышенным – глинистых минералов (29.75 %), которые представлены каолинитом (15 %) и гидрослюдой (8.75 %).

Отложения аносовской свиты отличаются максимальным содержанием глинистых минералов (среднее значение 30.71 %; коэффициент вариации 0.33) и минимальными – кварца (17.86 %) и полевых шпатов (41.14 %). Глинистые минералы представлены каолинитом (15.71 %), гидрослюдой (7.86 %) и смектитом (4.86 %).

Таблица 4.2

Результаты статистической обработки данных минерального состава

| Статистические параметры | Содержание минералов, % | | |
|---|-------------------------|---------------|--------------------|
| | Кварц | Полевые шпаты | Глинистые минералы |
| Аносовская свита (n=7) | | | |
| X _{ср.} | 17.86 | 41.14 | 30.71 |
| σ | 8.01 | 6.74 | 10.05 |
| V | 0.45 | 0.14 | 0.33 |
| Верхняя подсвита танхойской свиты (озерная фация) (n=4) | | | |
| X _{ср.} | 27.5 | 42.5 | 29.75 |
| σ | 7.18 | 4.73 | 11.58 |
| V | 0.26 | 0.11 | 0.39 |
| Нижняя подсвита танхойской свиты (угленосная фация) (n=4) | | | |
| X _{ср.} | 21.25 | 46.25 | 24.75 |
| σ | 3.29 | 6.24 | 14.41 |
| V | 0.15 | 0.13 | 0.58 |
| Нижняя подсвита танхойской свиты (озерная фация) (n=3) | | | |
| X _{ср.} | 23.33 | 45 | 24.67 |
| σ | 4.19 | 5 | 5.04 |
| V | 0.18 | 0.11 | 0.20 |

Примечание: n – количество образцов.

4.4.1. Дотанхойская толща

Анализ разрезов верхнего олигоцена дотанхойской толщи позволил установить два структурно-генетических типа слоев – псефито-псаммитового (включает DT-I и DT-II) и алевропелитового (DT-III).

Отложения *литотипа DT-I* составляют основание разреза дотанхойской толщи и представлены полимиктовым гравелитом (размер фракций: 0.3–0.6–1 мм; 1.5–2.1–3 мм), песчанистым гравелитом (размер фракций: 0.001–0.1–0.3–1–8.5 мм, единичные 10.3 мм и 12 мм) или гравийным песчаником (размер фракций: 0.001–0.1; 0.1–1.0 мм; 1.2–4.8 мм), которые сложены не сортированным полуокатанным (до 10 %), и остальные – угловатым, не окатанным обломочным материалом. Для гравелитов, отмечается средняя степень сортировки гравийных обломков. Среди них различаются окатанные (единичные), полуокатанные (85 %) и неокатанные (15 %) обломки. В целом, для породы характерна псефитовая, реже псефито-псаммитовая структура и пятнистая текстура (рис. 4.8). Цемент (18–28 %) глинистый, железисто-глинистый, базально-поровый, в обр. 513/287 (18 %) – смешанный, поровый, халцедоновый. В составе обломочного материала преобладают калиевые полевые шпаты (27–38 %), плагиоклаз (14–24 %) и кварц (18–25 %). Второстепенные минералы – амфибол (1–4 %) и биотит (2–6 %), рудный минерал (магнетит) – 1 %. Аксессорные минералы: титанит, лейкоксен, циркон и апатит. Кроме того, присутствуют обломки (18–25 %) в основном гранита. Иногда обломки сильно изменены. Встречен обломок, состоящий из реликтов роговой обманки.

Часть обломков полевых шпатов серицитизирована и пелитизирована. Калишпат в основном представлен микроклином. Чешуйки биотита деформированы, частью хлоритизированы, гидратированы. Их края расщеплены. Глинистый цемент обогащен гидроокислами железа. Отмечается также ильменит в лейкоксеновом агрегате. В гравелитах (обр. 513/287) цементирующий компонент распределен неравномерно. Значительная часть пор в породе выполнена халцедоном, образующим также крустикационные прерывистые оболочки.

В дотанхойской части разреза распространены остроугольные обломки пород размером до 60 см. Под микроскопом виден гранитный состав обломков с содержанием кварца до 30 %. В составе обломков определяются: полевые шпаты (калишпат – 40 %, плагиоклаз – 27 %), кварц – 30 %, биотит – 2 % и рудный минерал – 1 % (рис. 5.8 д и е). Аксессорные минералы: циркон и мусковит. Калишпат трещиноват. В нем почти везде отмечается микроклиновая двойниковая решетка. В приконтактовых зонах с калишпатом в плагиоклазе отмечаются мirmекитовые вростки кварца. Плагиоклаз трещиноват, слабо зонален и слегка серицитизирован.

В плагиоклазе отмечены единичные включения зерн роговой обманки. Кварц ксеноморфен, выполняет промежутки между другими минералами породы. Он так же трещиноват и содержит включения рудного минерала – магнетита. Магнетит, кроме того, выполняет межзерновые пространства. Биотит, как и плагиоклаз, образует относительно

идиоморфные зерна. Он частично хлоритизирован. В единичных чешуйках биотита отмечаются включения циркона. Порода слабо катализирована, калишпат пелитизирован, плагиоклаз серицитизирован, биотит хлоритизирован.

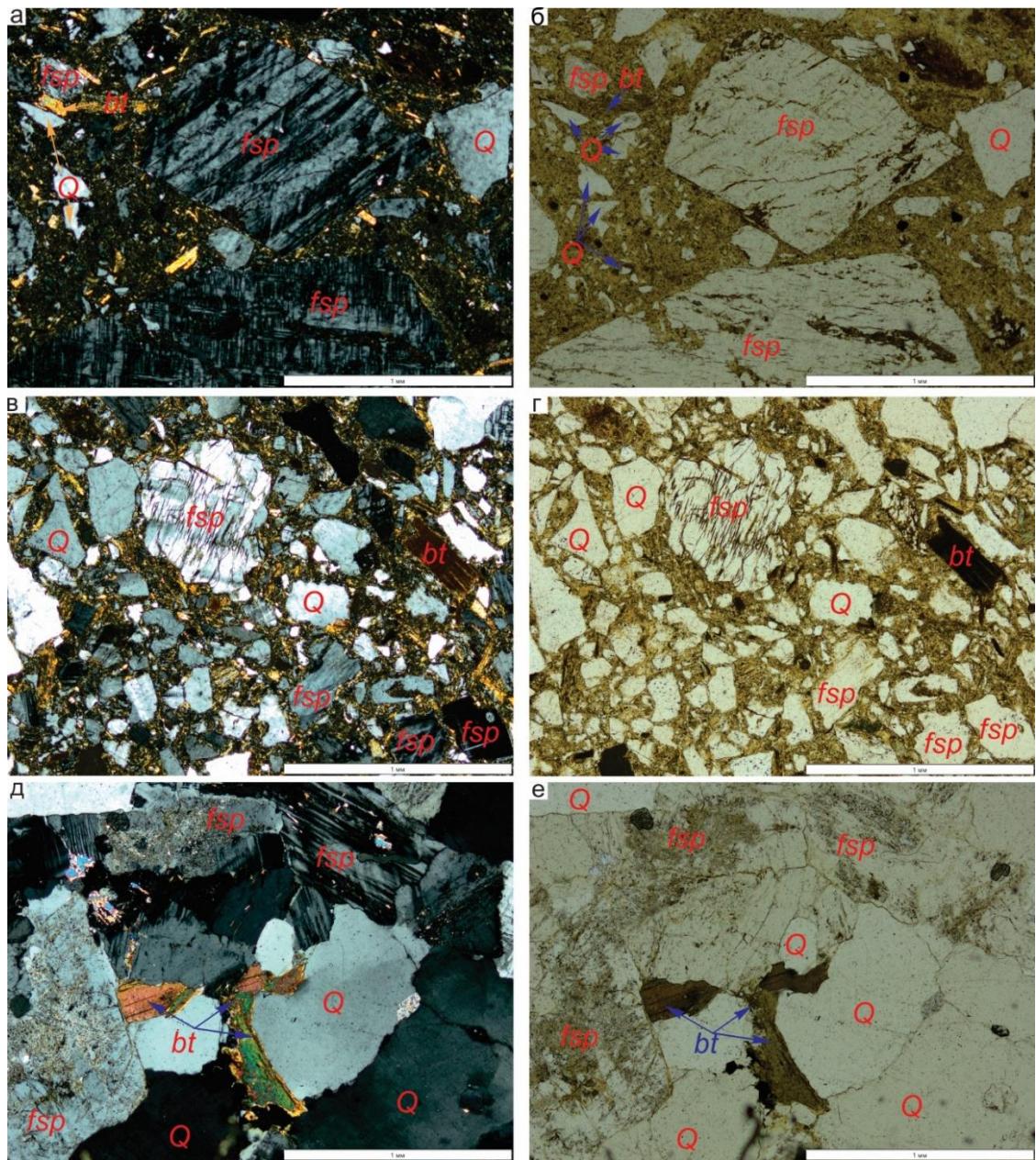


Рис. 4.8. Микрофотографии шлифов пород дотанхайской толщи, литотип DT-I: а–б—508/222; в–г—508/219 и д–е—508/212 (обломок гранитного состава). На микрофотографиях а–г отмечаются катализ породы, пелитизация калишпата, серицитизация плагиоклаза. На микрофотографиях д–е наблюдается конформность границ зерен. Обозначения: ам – амфибол; бт – биотит; фсп – калиевый и полевой шпат; са – кальцит; Q – кварц; ми – мусковит; рх – пироксен; пл – плагиоклаз; сп – полевой шпат; спх – титанит; зр – циркон; ер – эпидот; ф.р – обломок породы. Вид в шлифах а, в, д со скрещенными николями, вид в шлифах б, г, е – с параллельными николями.

Литотип DT-II представлен гравелистым песчаником (рис. 4.9). В породе отмечается псевфито-псаммитовая структура и не ясно выраженная слоистая текстура, которая проявляется в чередовании слоев разного гранулометрического состава (гравелит и песчаник разнозернистый). Плохо окатанные обломки гравелита (1.2–3.6 мм) состоят из плагиоклаза, кварца и калишпата, а также обломков гранита и кварцита. Цементом является глинистый материал.

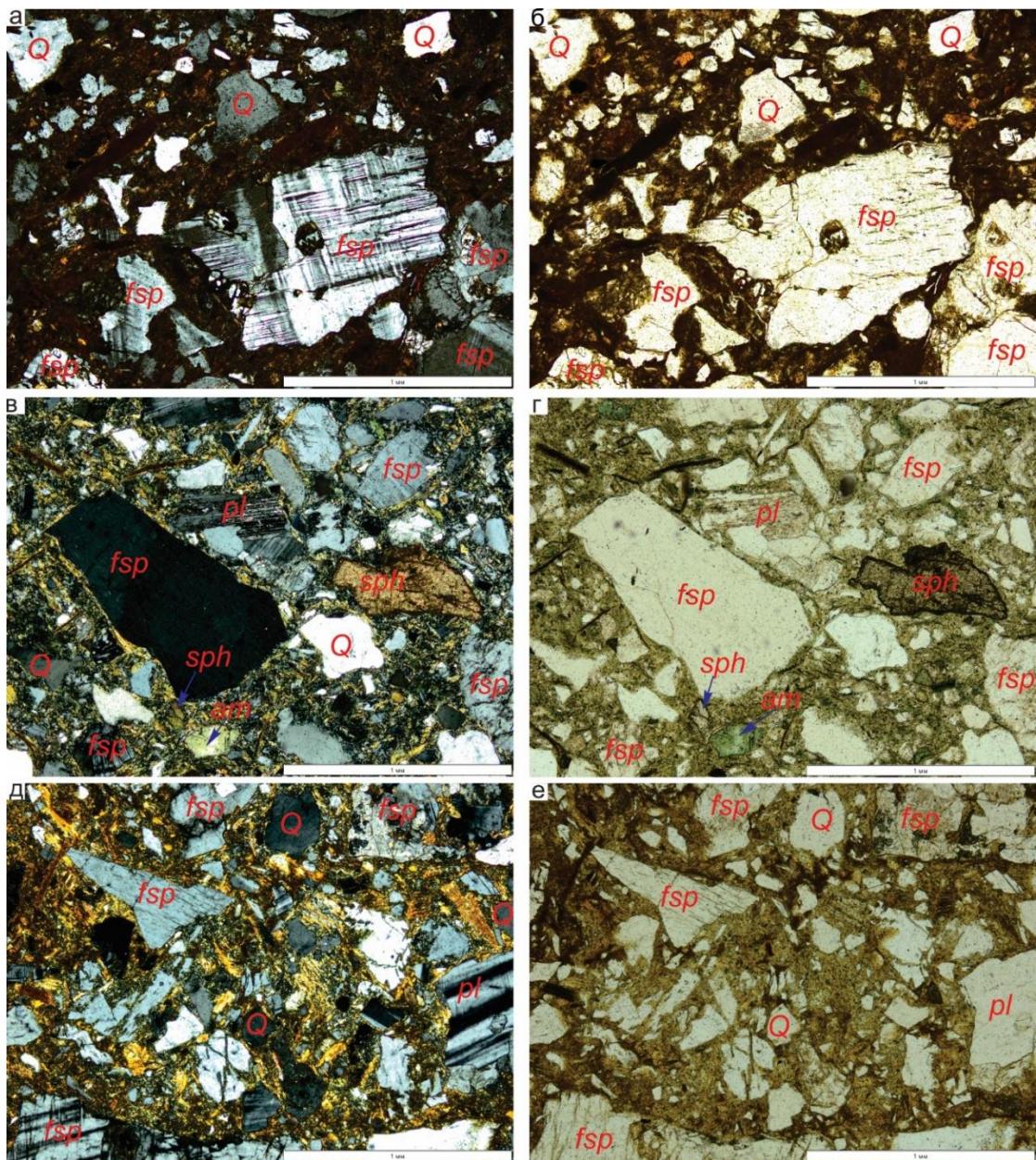


Рис. 4.9. Микрофотографии шлифов дотанхойской толщи, литотип DT-II: а–б – 545/209; в–г – 508/193 и д–е – 508/173. Обломочный материал не сортирован. Цемент обогащен гидроокислами железа. Вид в шлифах а, в, д со скрещенными николями, вид в шлифах б, г, е – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

В гравелитовом слойке присутствует псевфитовый заполняющий материал кварц–полевошпатового состава. Слоек гравелита чередуется со слойком песчаника. Песчаник

разнозернистый (0.1–1 мм). Обломки не окатанные, не сортированные. Цемент глинистый, поровый. Среди обломков (12–28 %) преобладает плагиоклаз (17–30 %), калишпат (28–32 %) и кварц (18–24 %). Второстепенные минералы представлены биотитом (2–5 %) и амфиболом (1–4 %). Из акцессорных минералов встречаются титанит, лейкоксен, циркон и эпидот (в обр. 508/173 до 1 %).

В целом, обломки трещиноваты, давлены. Полевые шпаты интенсивнее других пигментированы окислами железа. Микровключениями гидроокислов железа пронизана вся цементирующая глинистая масса. Чешуйки биотита деформированы, гидратированы. Отмечается небольшое количество обломков зеленого амфибала (роговой обманки). В обр. 545/209 определены единичная мелкая галька величиной 12 мм. В обр. 508/173 отмечаются единичные обрывки—обломки органической (?) ткани, похожие на диатомовые водоросли. Длина обрывка (обломка) 1.5 мм, ширина – 3–7 мм. Органическая форма пропитана (псевдоморфно замещена) кремнеземом и гидроокислами железа и деформирована.

Литотип DT-III – алевропелитовая порода, с микрослоистой текстурой (рис. 4.10). Текстура обусловлена параллельной и субпараллельной ориентировкой листочеков биотита относительно плоскости наслоения. Выделяется неясное чередование микрослойков, в которых биотит отсутствует. Структура алевритовая, алевропелитовая с размером зерен 0.001–0.03–0.06–0.1 мм, редко, 0.1–0.3–0.9 мм и 1.5–2.7 мм.

Обломки полевых шпатов (34–38 %) скементированы глинистыми минералами. Цемент базальный, смешанного состава, вероятно присутствие гидрослюды до 39 %. Второстепенные минералы: кварц (9 %), биотит (6–9 %), хлорит (4 %) и амфибол (до 3 %). Акцессорные минералы: циркон и титанит. Среди обломков (2–3 %) присутствуют зеленые осколки роговой обманки. Отмечаются единичные гранитные обломки до 2.7 мм, полуокатанные, состоящие из перлитового калишпата и кварца, а также реликтового плагиоклаза. Слоистость породы подчеркивается послойным обогащением гидроокислами железа. Биотит в породе слабо деформирован и хлоритизирован. Кроме того, в обр. 508/170.8 присутствуют обожренные обрывки растительного детрита (?) и микрофоссилии 0.06 мм в диаметре. Микрофоссилии черные, непрозрачные, овальной формы, образуют скопления. Чешуйки биотита частично хлоритизированы, деформированы. Различаются обломки гранита.

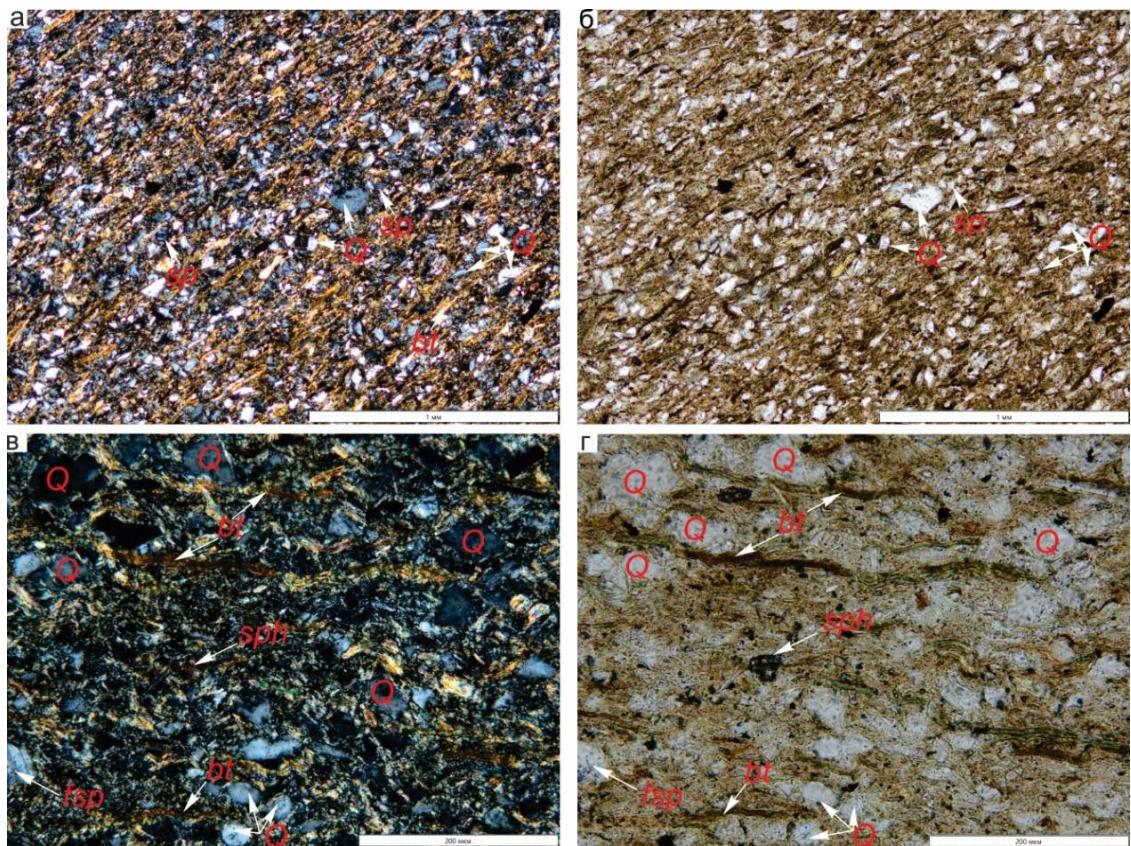


Рис. 4.10. Микрофотографии шлифов дотанхойской толщи, литотип DT-III: а–б – 508/171.5; в–г – 508/170.8. Вид в шлифах а, в со скрещенными николями, вид в шлифах б, г – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

4.4.2. Танхойская свита

В нижнетанхойской угленосной фации (участок Бодон) определяются литотипы: псефитово-псаммитовый (CT-I и CT- III), бурого угля (CT-II), алевропелитовый (CT-IV и CT-V). В ранней, средней и верхней танхойской озерных фациях выделяются доминирующие литотипы: алевропелитовый (IT-I, IT-II и IT-IV) и псаммоалевритовый (IT-III и laT-VI), а также литотипы, играющие подчиненную роль: псефитово-псаммитовый (laT-V) и псаммитовый (laT-VII).

Угленосная фация танхойской свиты (участок Бодон)

Для этой подсвиты в керне скв. 531 и 532 определяются пять литотипов: CT-I, CT-II, CT-III, CT- IV и CT-V.

Литотип CT-I – гравийный песчаник, сложенный обломочным материалом плохо отсортированным, не окатанным (85–95 %), полуокатанным (5–15 %), изредка окатанным (не более 1 %). Размер зерен в песчаниках от 0.1 до 3 мм. Редко встречаются обломки 3.0–7.5 мм. Структура породы псефито-псаммитовая (рис. 4.11).

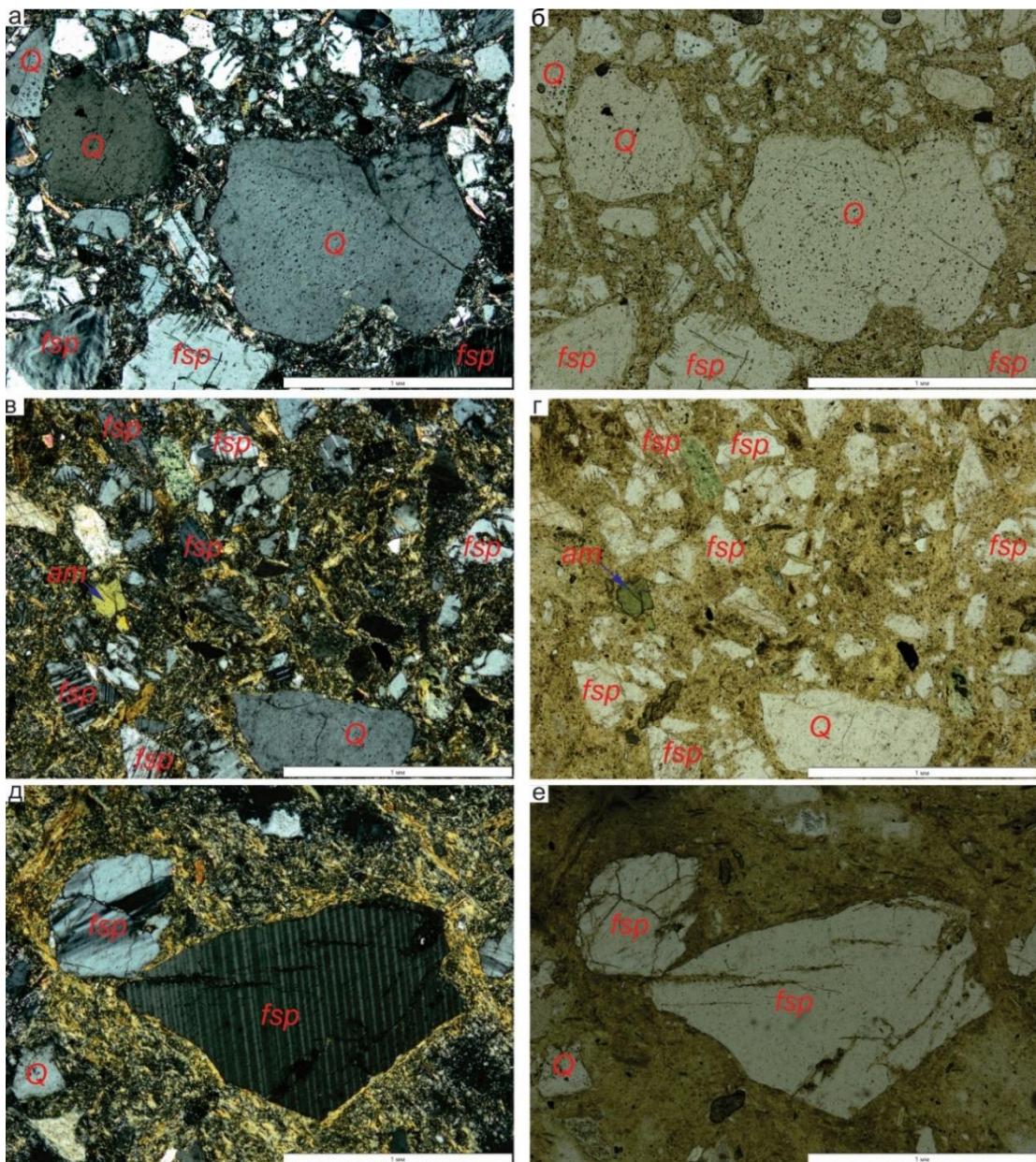


Рис. 4.11. Микрофотографии шлифов отложений нижней подсвиты танхойской свиты, литотип СТ-I: а–б – обр. 532/205; в–г – обр. 532/192.8 и д–е – обр. 532/195.3. Края зерен неровные, реакционные, замещаются (разъедаются) глинистыми минералами цемента. Вид в шлифах а, в, д со скрещенными николями, вид в шлифах б, г, е – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 5.8.

Текстура пятнистая, массивная. Реже наблюдаются однонаправленно-ориентированные чешуйки гидрослюды или слоистая текстура, обусловленная чередованием прослоев различного гранулометрического состава. Цемент базальный, порово-базальный, смешанного глинисто-гидрослюдистого состава, иногда смешанный обломочно-глинистый. Количество цемента варьируется от 12 до 38 %. Распределение цемента неравномерное.

В составе обломочного материала песчаников преобладают калиевые полевые шпаты (28–45 %), плагиоклаз (20–35 %) и кварц (18–20 %). Второстепенный минерал – биотит (2–5 %). Иногда встречаются полуокатанные зерна амфиболя от единичных до 3 %, гидроокислы железа до 2 % и рудные минералы до 1%.

Аксессорные минералы: циркон, титанит, титанит–лейкоксен, апатит, ильменит заместился лейкоксеном. Содержание обломков гранитоидов (иногда, эфузивов кислого состава) – 9–10 %, реже до 30 %. Обломки трещиноваты, катализированы. По трещинам развивается гидрослюдя. Наблюдаются отдельные зерна серicitизированного плагиоклаза. Кварц имеет волнистое погасание и неравномерно оскольчатые контуры обломков.

Отмечен пертитовый микроклин (альбит). Эпигенетические изменения выражены хлоритизацией биотита и аргиллизацией калиевых полевых шпатов, а также лимонитизацией, развитием гидрослюдистого компонента в цементирующем матриксе, раздавленностью и трещиноватостью амфиболя. Предположительно, рудные минералы замещены лейкоксеном. В обр. 531/124.5 гидроокислы железа псевдоморфно замещают органическое (?) вещество овальной формы с диаметром 2.7 мм.

Литотип СТ-II – бурый уголь со значительной примесью обломочного материала (рис. 4.12). В составе обломочного материала преобладают зерна размером от 0.06 до 0.6 мм. В минеральном составе обломков, в основном: кварц, плагиоклаз и калиевый полевой шпат. Края обломков неровные, выражена регенерация зерен. Отмечаются прожилки кварца от 0.03 мм до 0.2 мм. Угли достаточно разнообразны и должны быть разделены на ряд литолого-генетических типов. Однако эта работа требует использования специальных методов в области углепетрографии.

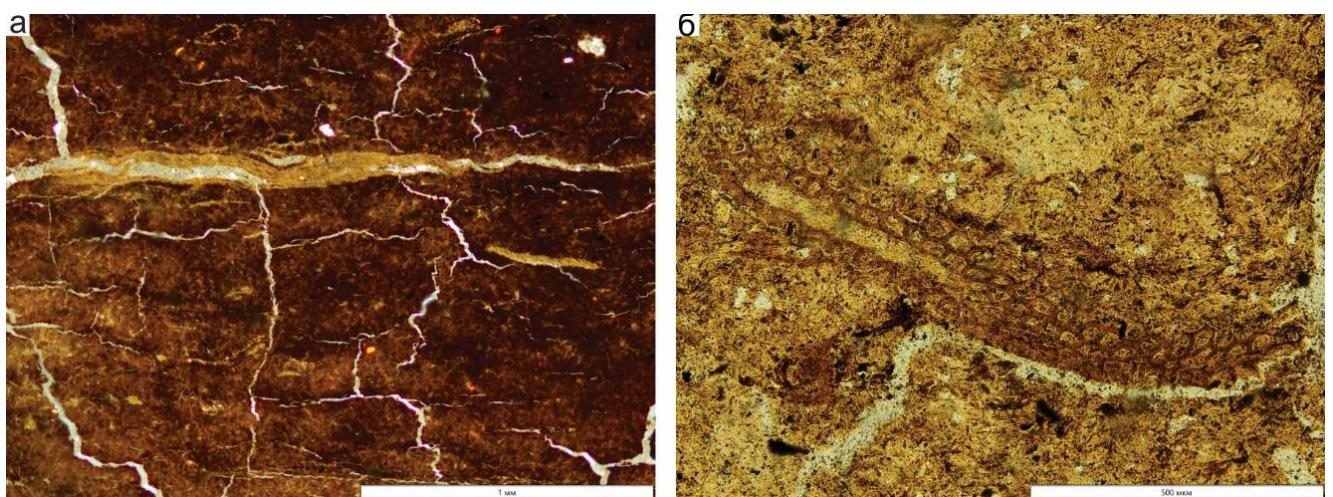


Рис. 4.12. Микрофотографии шлифов танхайской толщи литотипа СТ-II: а–б – 531/92.5 (прожилки кварца); в–г – 532/121 (клеточное строение растительной ткани). Ноколи параллельны. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

Литотип СТ-III представлен песчаниками разнозернистыми, иногда гравелистыми, которые сложены плохо отсортированным полуокатанным (10–18 %), неокатанным (80–90 %) и редко окатанным (до 2 %) обломочным материалом. Размер зерен в песчаниках изменяется от 0.1–0.6 до 0.9–1.5 мм, иногда встречаются зерна 0.06 мм и 3 мм. Для песчаников характерна псефитовая, псаммитовая структура и массивная, реже ориентированная (по чешуйкам слюды) текстура (рис. 4.13).

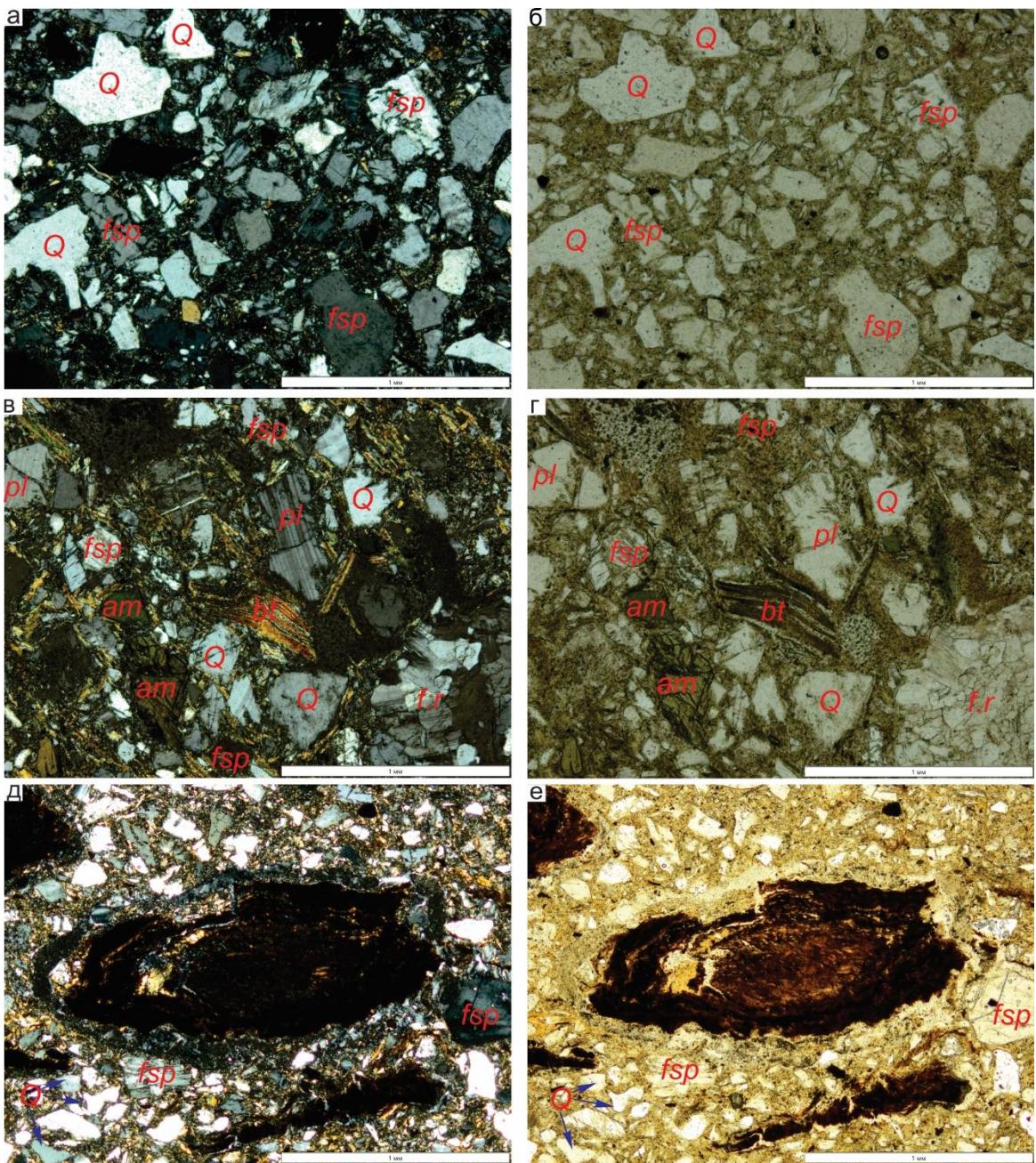


Рис. 4.13. Микрофотографии шлифов танхойской толщи литотипа СТ- III: а–б – обр. 532/205; в–г – 532/140 (деформация листочка слюды под давлением близлежащих более твердых зерен в результате уплотнения осадка); д–е – обр. 531/111.5 (гидроокислы железа псевдоморфно замещают органическое (?) вещество овальной формы диаметром 2.7 мм). Вид в шлифах а, в, д

со скрещенными николями, вид в шлифах б, г, е – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

Цемент базальный, смешанный, глинисто-обломочный, либо смешанного глинисто-гидрослюдистого состава. Его количество варьируется от 30 до 38 %. Распределение неравномерное. В составе обломочного материала песчаников преобладают калиевые полевые шпаты (25–35 %), плагиоклаз (20–30 %) и кварц (20–35 %), второстепенные минералы – биотит (до 5 %) и рудный минерал (до 1 %).

В отдельных пробах присутствует амфибол (3 %), единичные зерна хлорита и мусковита. Аксессорные минералы: циркон, титанит, титанит–лейкоксен, изредка эпидот.

Содержание обломков гранитоидных пород, сложенных микроклином, плагиоклазом и кварцем, в пределах 8–25 %. Контур зерен неровный, реакционный. С краев они замещаются (разъедаются) глинистыми минералами цемента.

В минеральных обломках и обломках пород по трещинам отмечаются скопления вторичных жидких и газово-жидких микровключений гидроокислов железа. Калиевые полевые шпаты по трещинам и с краев зерен замещаются глинистыми минералами. Биотит хлоритизован, чешуйки смяты. Амфибол раздроблен. Отмечается увеличение гидрослюды в цементирующем матриксе. Рудный минерал замещен лейкоксеном.

Литотип CT-IV представлен аргиллитом (рис. 4.14). В его составе преобладают глинистые минералы с незначительной примесью (<1 %) разнозернистого кварца (от 0.1 до 0.4 мм), биотита и калиевого полевого шпата (до 0.4 мм).

Основной глинистый матрикс обогащен гидрослюдой. Обломки минералов не окатаны. Их контур неровный, реакционный, "разъедается" глинистыми минералами.

В обломках пород и минералов по трещинам скапливаются вторичные жидкие и газово-жидкие микровключения гидроокислов железа.

Калиевые полевые шпаты по трещинам и с краев зерен замещаются глинистыми минералами. Отмечается хлоритизация биотита и аргиллизация калиевых полевых шпатов. В отдельных пробах отмечаются линзовидно-полосчатые обособления гидрослюды и кварца.

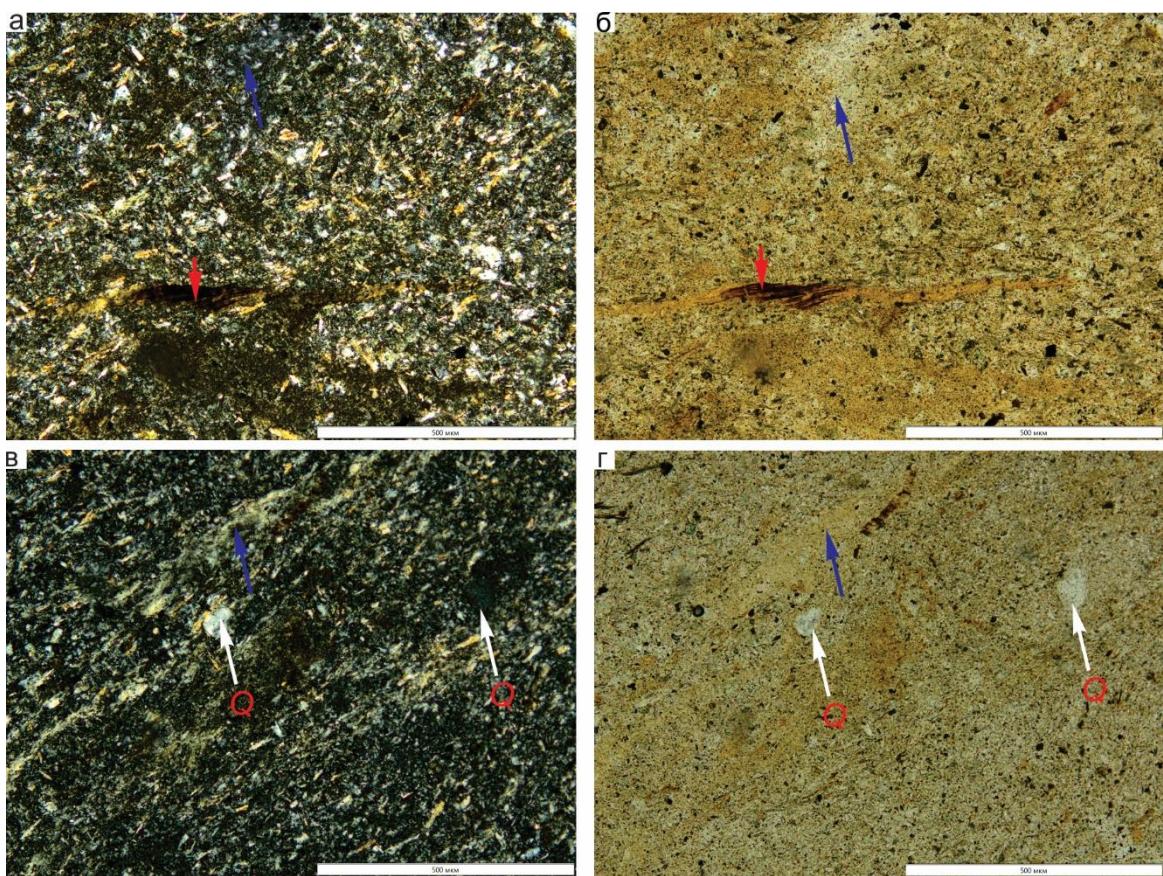


Рис. 4.14. Микрофотографии шлифов танхойской толщи литотипа СТ-IV: а–б – обр. 532/194.5; в–г – обр. 532/201. Отмечаются линзовидно-полосчатые обособления гидрослюды (красная стрелка) и кварца (синяя стрелка). Вид в шлифах а, в со скрещенными николями, вид в шлифах б, г – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

Литотип CT-V – алевритистый аргиллит. Размер зерен: 0.001–0.01–0.025 мм, 0.025–0.05–0.1 мм, редко 0.25 мм. Литотип характеризуется алевропелитовой структурой и микрослоистой текстурой (рис. 4.15).

Основная масса породы тонкопелитовая, состоящая из глинистого вещества, в том числе, тонкочешуйчатого агрегата гидрослюды (79–80 %). Алевритовая примесь состоит из кварца (5–10 %) и полевых шпатов (6–11 %), а также хлоритизированного биотита (3–8 %).

Встречаются рудные минералы (до 1 %). В небольшом количестве в алевритовых (?) слойках присутствует зеленый амфибол (роговая обманка). Агрегаты тонкодисперсных глинистых частиц и реликты растительного детрита располагаются параллельно и субпараллельно относительно плоскости наслоения, обуславливая микрослоистую текстуру.

Глинистые минералы и реликты растительных остатков окрашены гидроокислами железа. Среди основной массы глинистых минералов присутствуют единичные обломки аргиллита (0.3 мм). По плоскостям напластования в микротрещинах выделяются гидроокислы железа. Все обломки имеют реакционные контуры.

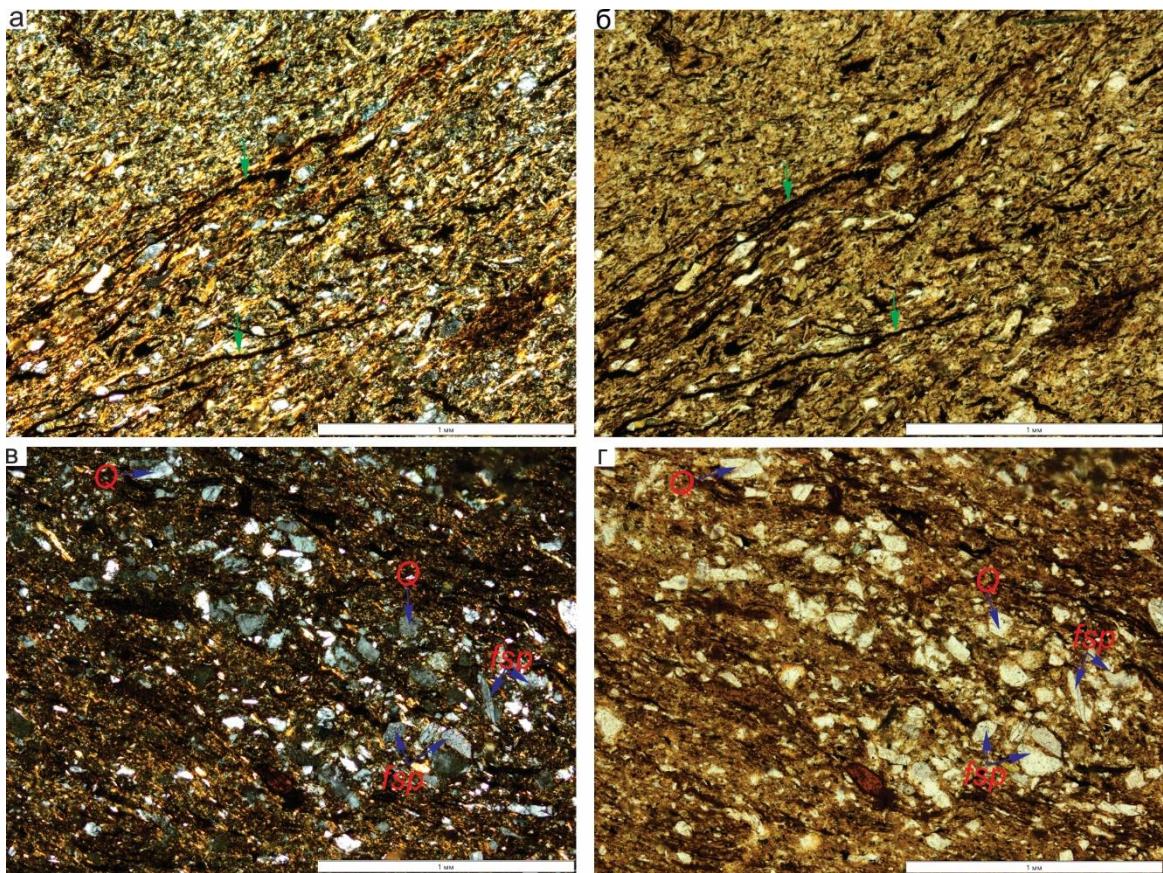


Рис. 4.15. Микрофотографии шлифов танхойской толщи литотипа СТ-В: а–б – обр. 532/135 (слоистость подчеркивается ориентировкой обрывков растительного детрита параллельно плоскости наслоения); в–г – обр. 532/131 (отмечается чередование микрослоев с обломками разного размера). Вид в шлифах а, в со скрещенными николями, вид в шлифах б, г – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

Озерная фация танхойской свиты (участки Уро и Бодон)

Литотип IT-I сложен алевролитом (0.01–0.06–0.1 мм) с редкими обломками размером 0.3 и 0.6 мм и с включениями единичных обломков размером до 4 мм, реже до 6.6 мм. Структура алевролитовая со слоистой текстурой (рис. 4.16). Цемент глинистый, базальный, до 40 % породы. Минеральный состав обломков: кварц (10–40 %), полевые шпаты (от 40 до 81 %), биотит (5–10 %), и амфибол (14 %), иногда хлорит (5 %) и кальцит (1 %). Встречаются единичные зерна циркона и титанита. В обр. 508/112 отмечается лейкококсен (3 %).

Эпигенетические изменения выражены аргиллизацией полевых шпатов, а по трещинам "разъедается" глинистыми минералами, и слабой неоднородной лимонитизацией. Биотитовые чешуйки деформированы, частично хлоритизированы. В обр. 531/84 отмечается прожилок мощностью до 0.3 мм, заполненный кристаллическим кремнеземом. Кроме того, в обр. 531/70 отмечается местами тонкая микроритмичная текстура, представленная переслаиванием

алевролита и аргиллита мощностью (0.6–1.0 мм). В обр. 545/170.0 микрослоистая текстура обусловлена чешуйками биотита, ориентированных параллельно плоскости наслоения.

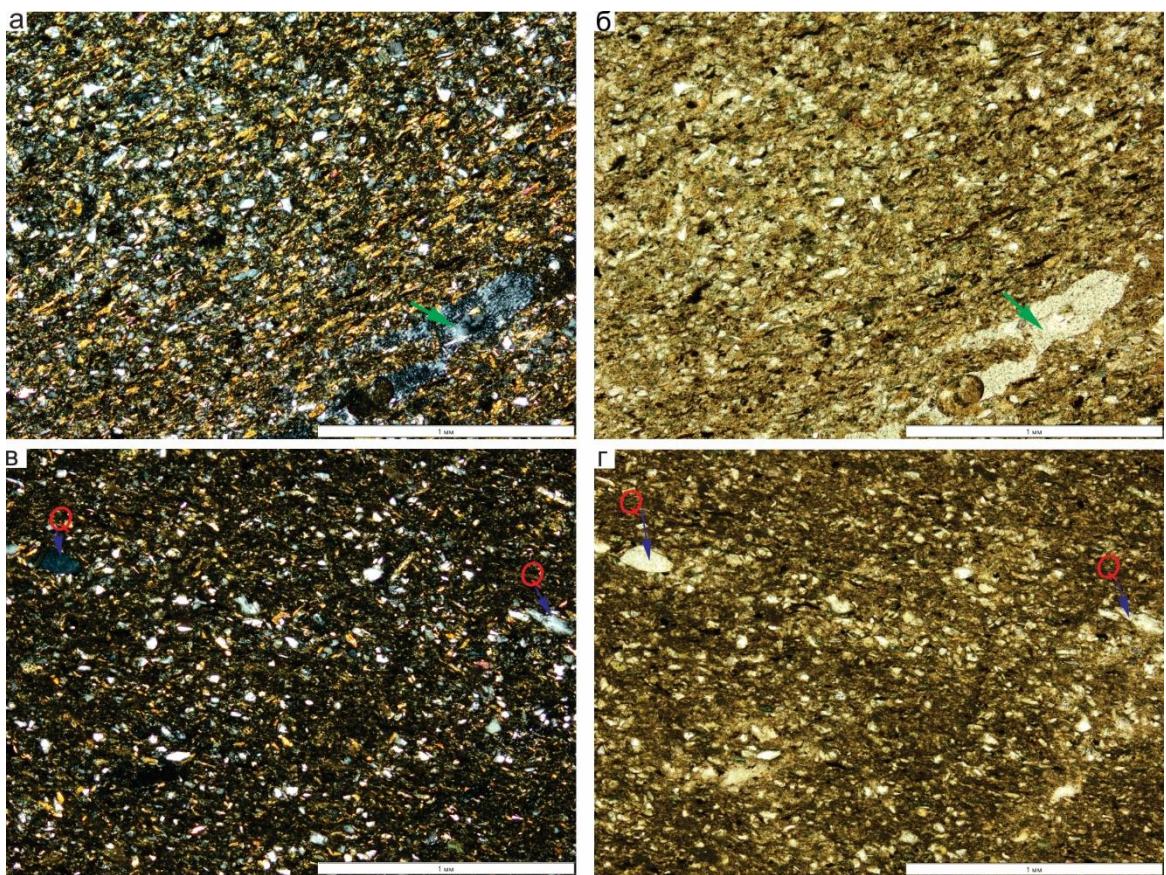


Рис. 4.16. Микрофотографии шлифов озерной толщи танхойской свиты литотипа IТ-I: а–б – обр. 531/84; в–г – обр. 531/65. Зеленая стрелка – прожилок, заполненный кристаллическим кремнеземом. Вид в шлифах а, в со скрещенными николями, вид в шлифах б, г – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

Породы *литотипа IТ-II* представлены алевритистым аргиллитом (частицы 0.001–0.06–0.02 мм с редкими полуокатанными обломками 0.1–0.6 мм) и/или алевритовым аргиллитом (0.001–0.03–0.06 мм, 0.1–0.3 мм). Встречаются единичные гранитоидные обломки (до 1.9 мм, в обр. 513/197 до 2.4 мм), а также эфузивов кислого состава (до 2 мм, обр. 545/141.5). Основная масса представлена глинистыми минералами (35–60 % для алевритовых аргиллитов и 60–89% – для алевритистых аргиллитов). Для породы характерна пелитовая, алевропелитовая структура и слоистая, реже пятнистая текстура (рис. 4.17).

Гидрослюда в ассоциации с биотитом имеет односторонне направленное расположение своих чешуек, чем обуславливает слоистую текстуру породы. Среди алевритовой части различается кварц (1–12 %), полевые шпаты (2–29 %) и хлоритизированный биотит (1–9 %), встречается хлорит (2–7 %) и амфибол (до 4 %). Аксессорные минералы: циркон, титанит, лейкоксен и иногда апатит. Отмечаются единичные гранитоидные обломки.

В обломках пород и минералов по трещинам отмечается скопление вторичных жидких и газово-жидких микровключений гидроокислов железа. Калиевые полевые шпаты по трещинам и краям зерен замещаются глинистыми минералами. Отмечается хлоритизация биотита, аргиллизация калиевых полевых шпатов. Наблюдается слабая неоднородная лимонитизация. Рудный минерал замещается лейкоксеном.

В обр. 513/242 и 513/197 выражена гидрослюдизация и окварцевание. В шлифе обр. 513/185 различаются две разности обрывков биотита по характеру их замещения вторичными минералами: одна – хлоритизированная, вторая – интенсивно лейкоксенизированная. В обр. 508/169 согласно плоскости наслоения располагаются микрофоссилии (диатомовые водоросли?) (0.01–0.06 мм). Они черные, непрозрачные, овальной формы, образуют скопления.

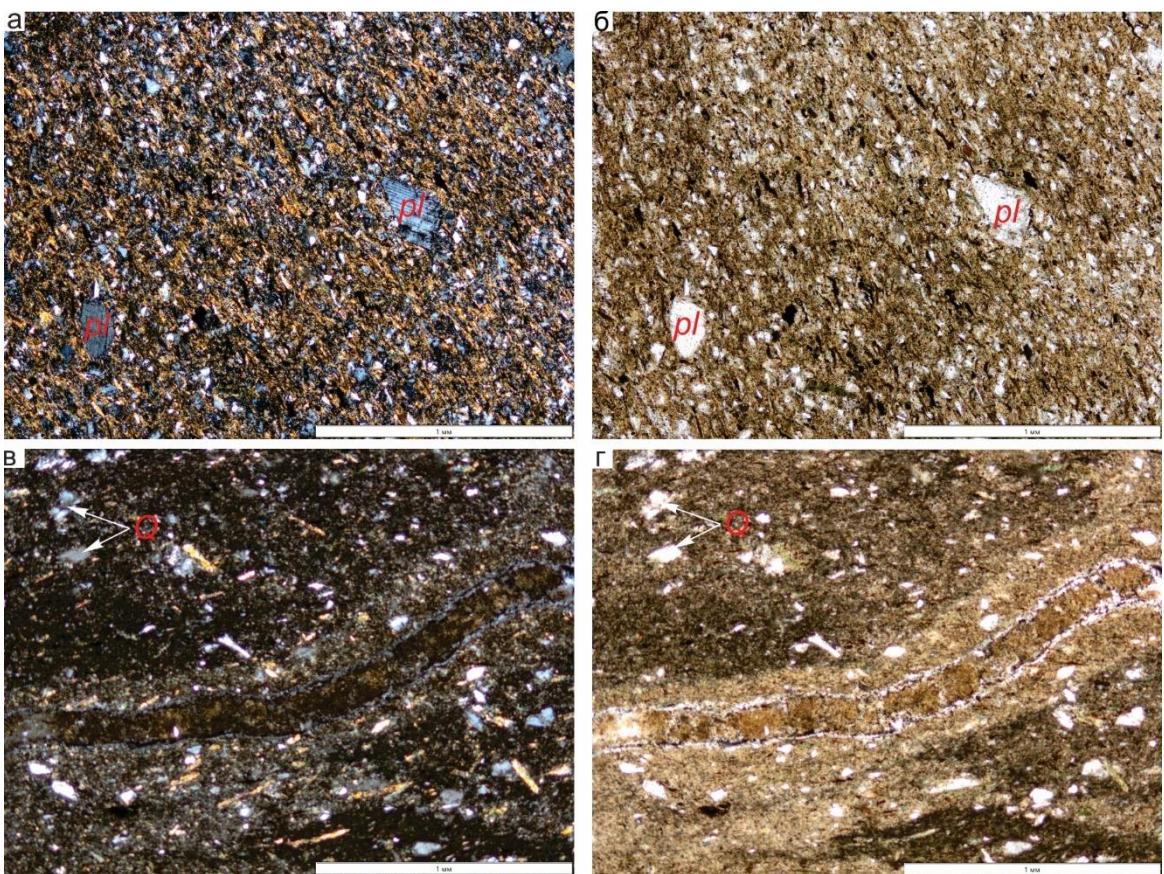


Рис. 4.17. Микрофотографии шлифов озерной толщи танхойской свиты литотипа IТ-II: а–б – обр. 508/167 (алевритовый аргиллит); в–г – обр. 513/242 (алевритистый аргиллит). На фото в–г – субпараллельно алевритовым слойкам расположены опаловидно-кремниевые прожилки невыдержанной мощности 0.03–0.3 мм. Вид в шлифах а, в со скрещенными николями, вид в шлифах б, г – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

Литотип IТ-III представлен песчанистыми алевролитами (0.001–0.06–0.1 мм до 0.2–0.4–0.6 мм, редко до 1.5 мм). Этот литотип встречается редко. Для него характерна в основном псаммоалевритовая структура и микрослоистая текстура (рис. 4.18). Слоистость обусловлена,

помимо ориентированного расположения чешуек биотита, чередованием микрослойков различного гранулометрического состава. Алевритовые слойки (0.01–0.1 мм) чередуются с песчанисто-алевритовыми, в которых обломки полевых шпатов и кварца достигают 0.2–0.4 мм. Цемент везде глинистый. В составе песчанистых алевролитов количество глинистых минералов достигает 20–38 %. Преобладают плагиоклаз и калиевый полевой шпат (38–44 %) и кварц (9–10 %). Второстепенные минералы: биотит (5–8 %) и амфибол (2–4 %), иногда хлорит (до 5 %). Аксессорные минералы: титанит, циркон. Обломки пород (8–10 %) представлены гранитоидами. Обломки зеленого амфиболя (роговой обманки) присутствуют повсеместно.

В обр. 545/161 отмечается послойное обогащение обугленными нитевидными обрывками органической ткани (обрывки растений?). В единичных случаях наблюдаются черные, непрозрачные, овальной формы микрофоссилии (до 0.06 мм). Отмечаются единичные гравийные обломки калишпата и гранита (до 1.2–1.5 мм). Вторичные изменения выражены хлоритизацией биотита, лимонитизацией, иногда аргиллизацией.

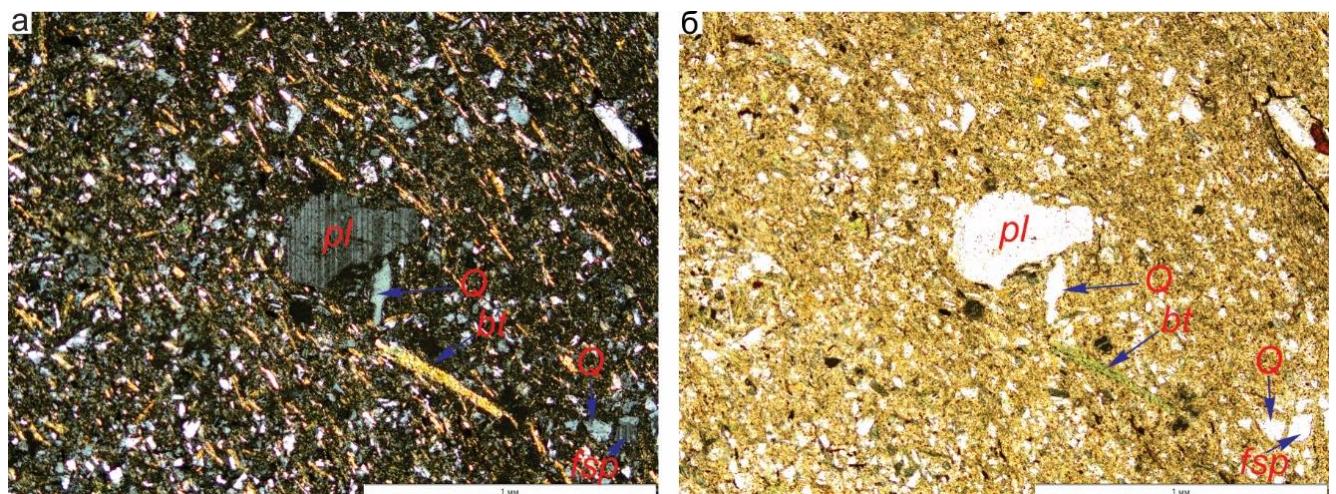


Рис. 4.18. Микрофотографии шлифа озерной толщи танхойской свиты литотипа IТ-III: а – б – 545/161. Ориентированное расположение чешуек биотита, неясное чередование микрослойков различного гранулометрического состава. Вид в шлифе а со скрещенными николями, вид в шлифе б – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

Литотип IТ-IV – аргиллит, в основной массе представлен глинистыми минералами с незначительной примесью обломков (0.001–0.1 мм, редко до 0.8 мм): полевые шпаты (1–6 %), кварц (1–5 %), биотит (1–7 %) и амфибол (от единичных зерен до 7 %). Биотит хлоритизирован. Обломки минералов не окатаны, их контур неровный реакционный, края "разъедаются" глинистыми минералами. Для них характерна пелитовая, алевропелитовая структура и микрослоистая текстура (рис. 4.19).

Вся глинистая масса породы “пропитана” микровключениями гидроокислов железа. Текстура породы обусловлена послойным обогащением гидроокислами железа (местами слабой лимонитизацией). Отмечаются в отдельных пробах прожилки халцедона мощностью до 0.1 мм.

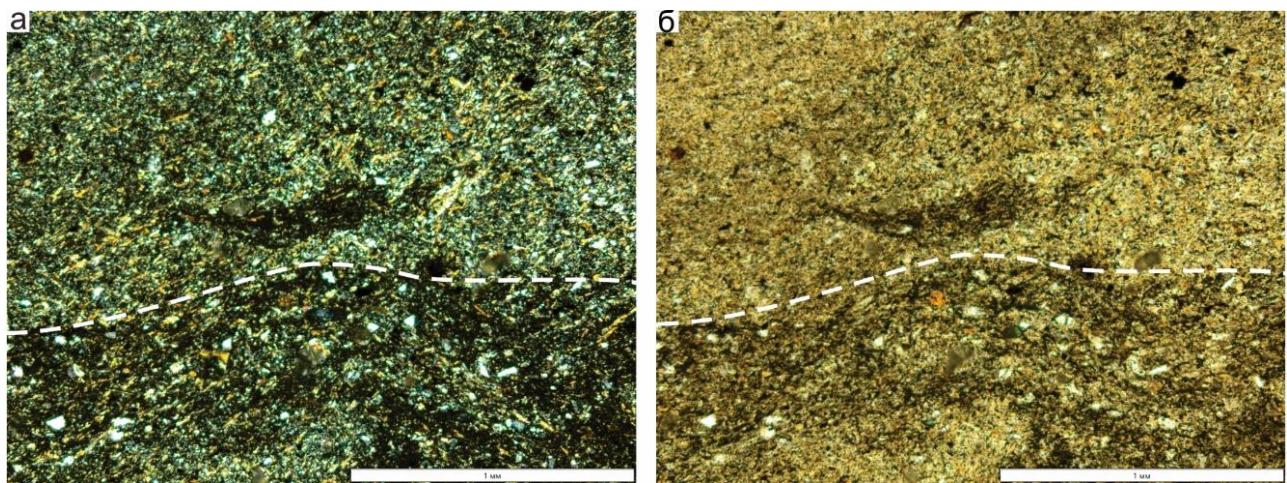


Рис. 4.19. Микрофотографии шлифа озерной толщи танхойской свиты, литотип IТ-IV: а – б – обр. 545/156.5. Слоистость обусловлена чередованием микрослойков различного гранулометрического состава (граница показана на фотографии). Вид в шлифе а со скрещенными николями, вид в шлифе б – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

Породы *литотипа IaT-V* представлены полимиктовыми гравелитами или песчаниками разнозернистыми, гравийными. Структура пород псевдо-псаммитовая, разнозернистая, реже псевдооолитовая. Текстура – микрослоистая, пятнистая (рис. 4.20). Гравелиты сложены полуокатанными (55 %) и неокатанными частицами. Заполнитель – кварц-полевошпатовый песчаный материал. Размер обломочных зерен меняется: 0.001–0.06–0.1–0.3–0.6–1 мм, 1.5–2.1–3 мм, иногда 1–10 мм, единичные – 11.4 мм. Цемент порово-базальный, глинистый (36 %). Глинистое вещество распределено неравномерно, послойно окрашено окислами железа.

В гравийных песчаниках размер зерен меняется (0.001–0.06–0.1–0.25 мм; 0.3–1–1.5 мм редко 5.7 мм). Цемент глинистый, базально поровый (25–28 %). Обломочный материал не сортированный. Различаются полуокатанные (40 %), окатанные (25 %) и неокатанные (35 %) частицы. В минеральном составе гравийных песчаников и гравелитов преобладают кварц (16–30 %) и полевые шпаты (27–44 %). Второстепенные минералы: биотит (3–10 %) и амфибол (до 4 %). Аксессорные минералы: апатит, титанит и циркон. Обломки пород представлены гранитоидами и аргиллитами (до 35 %). Плагиоклаз в обломках серицитизирован. Калиевый полевой шпат трещиноват и пелитизирован. Кварц также трещиноват, давлен, трещины заполнены оксидом железа. Обломки биотита хлоритизированы.

В обр. 508/129, 508/118 и 508/116 присутствуют оoids (?) гравийной размерности (1.0–3.3 мм, иногда до 8.4 мм) состоящие из глинистых (?) минералов, окрашенных гидроокислами

железа (см. рис. 4.20 а б). Ооиды похожи на бобовины или закатыши, иногда просматривается концентрически-зональное строение. Их состав не однороден. Отмечаются фоссилизированные обрывки растений (?), изогнутые в полудуги или кольца, в том числе, внутри ооидов. В этих образцах обломки биотита частично гидратированы, частично замещены лейкоксеновым агрегатом.

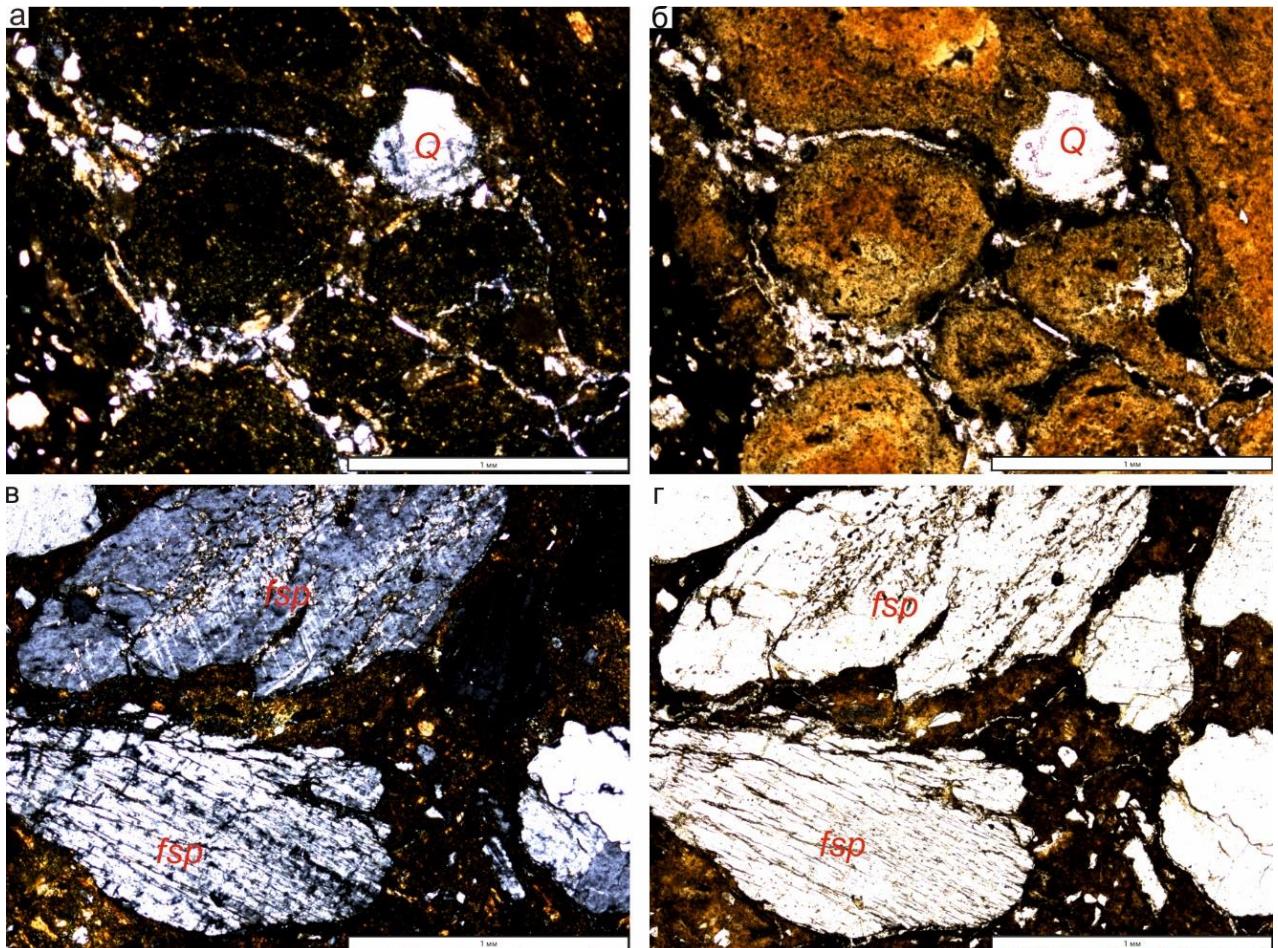


Рис. 4.20. Микрофотографии шлифов озерной толщи танхойской свиты, литотип IaT-V: а–б – обр. 508/116 (основная масса породы представлена разнозернистым песчаником с ооидами из глинистых минералов); обр. 508/146 (отмечаются катаклазированные породы). Вид в шлифах а, в со скрещенными николями, вид в шлифах б, г – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

Литотип IaT-VI встречается в переходном интервале от танхойской свиты к аносовской и сложен песчаным алевритом, состоящим из зерен величиной 0.01–0.1 мм, иногда 0.3–0.6 мм, редко – 0.9–1.2 мм. Текстура микрослоистая, структура псаммоалевритовая, разнозернистая (рис. 4.21). Цемент смешанный, поровый, базально-поровый, глинистый (15–28 %).

В составе этих песчаных алевритов преобладают кварц (16–35 %) и полевые шпаты (плагиоклаз и калиевый полевой шпат) (30–58 %). Второстепенные минералы: биотит (8–10 %), рудный минерал (1–3 %), иногда амфибол (2–4 %) и эпидот (до 1 %). Аксессорные минералы:

циркон, титанит и лейкоксен. Среди обломков пород (12–23 %) отмечаются гранитоиды и алевро-аргиллиты. В шлифе отмечается чередование микрослоев различного гранулометрического состава. В песчано-алевритовых прослоях среди алевритовой основной массы беспорядочно располагаются обломки песчанистого материала.

Песчаные кварц-полевошпатовые зерна не окатаны (90–95 %) и полуокатаны (5–10 %). Обрывки биотита деформированы и смяты. По ним развиваются гидроокислы железа с псевдоморфным замещением. Кроме того, по биотиту развивается гидрослюдя с выделением лейкоксенового агрегата. Биотит слабо хлоритизирован. Слойки аргиллита прерывистые, имеют пелитовую структуру и сложены глинистым материалом. В них отмечаются единичные песчанистые обломки кварца. Микрослоистость подчеркивается послойным обогащением породы гидроокислами железа. Обломки зеленого амфибола (роговая обманка) трещиноваты.

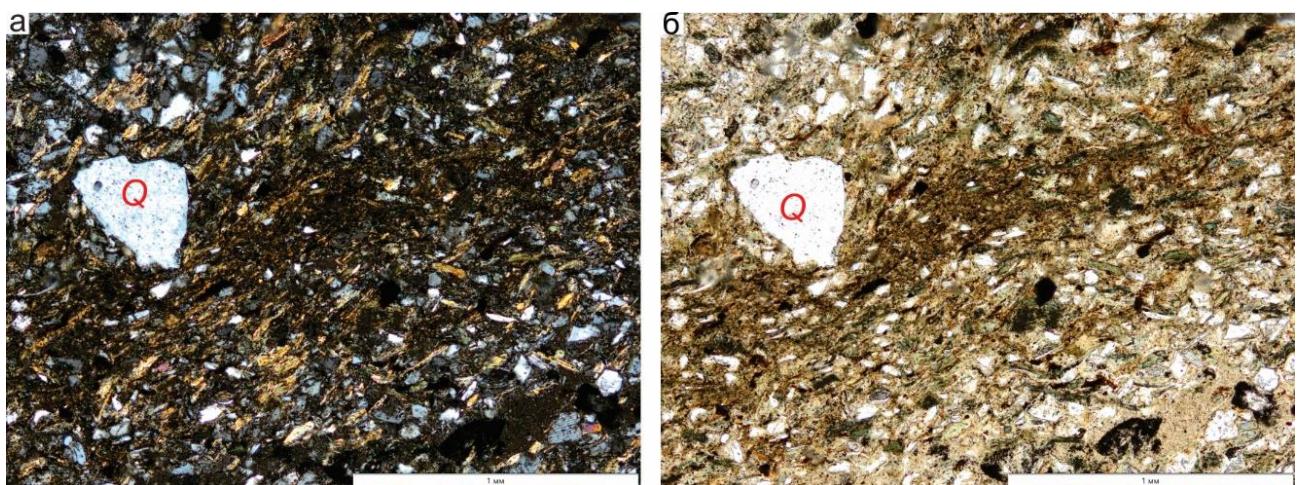


Рис. 4.21. Микрофотографии шлифа верхней (озерной) подсвиты танхойской свиты, литотип laT-VI: а–б – обр. 513/183. Отмечаются единичные кварцевые песчинки. Вид в шлифе а со скрещенными николями, вид в шлифе б – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

Литотип laT-VII обнаружен в переходном интервале (от танхойской к аносовской свите), а также в озерной толще танхойской свиты из скв. 513 (ритмичные пачки). Он представлен полимиктовым песчаником, мелкозернистым (0.1–2.5 мм, единичные до 1.5 мм), мелко-среднезернистым (0.1–0.3 мм, редко 0.6–0.9 мм). Обломки хорошей и средней степени сортировки. Среди них отмечаются неокатанные (65–93 %) и полуокатанные (7–35 %) частицы. Для породы характерна псаммитовая структура и слоистая, реже, ориентированная текстура. Отмечается неравномерное распределение чешуек биотита, деформированных, смятых, интенсивно обогащенных микровключениями гидроокислов железа (рис. 4.22). Они повсеместно, но в разной степени, замещаются хлоритом. Длина отдельных чешуек смятого биотита достигает 0.9 мм.

Цемент поровый, порово-контактовый, состав глинистый (до 19 %). В составе обломочного материала песчаников преобладают полевые шпаты (43–58 %), биотит (8–10 %) и кварц (17–23 %). Второстепенные минералы сложены рудным минералом (до 2 %) и амфиболом (до 5 %). Аксессорные минералы: циркон и титанит. Обломки пород представлены гранитоидами, редко аргиллитами (19–25 %). Полевые шпаты трещиноваты, аргиллизированы, обогащены микровключениями гидроокислов железа. Кроме того, встречаются обломки серицитизированного плагиоклаза. Рудный минерал – пирит. Обломки амфиболя трещиноваты, давлены. Эпигенетические процессы проявлены слабым катализмом, лимонитизацией, аргиллизацией. Отмечается хлоритизация биотита.

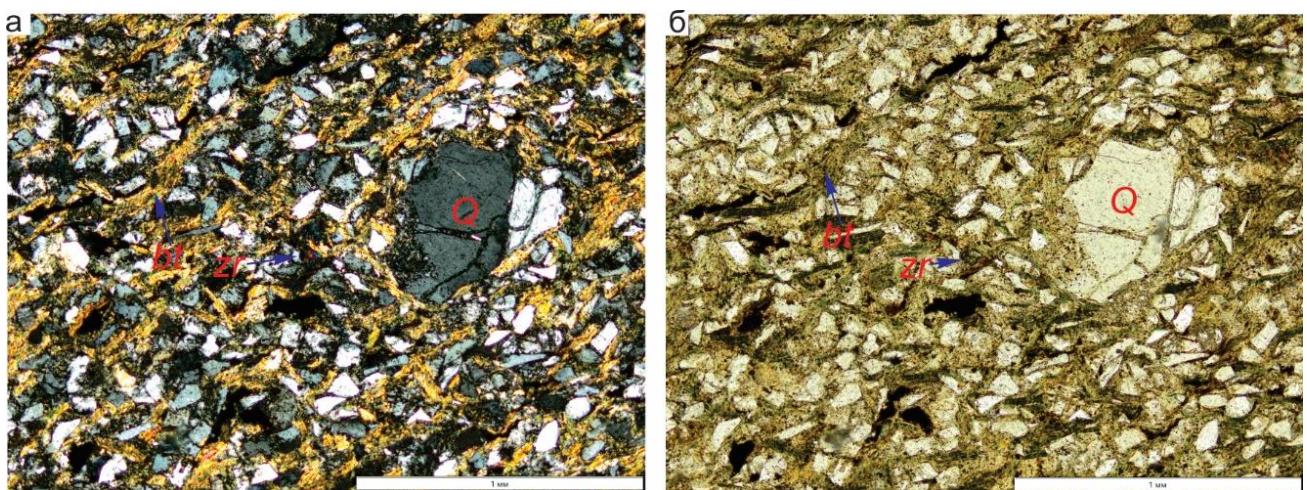


Рис. 4.22. Микрофотографии шлифа верхней (озерной) подсвиты танхойской свиты, литотип 1aT-VII: а–б – обр. 545/115.8. Степень сортировки средняя. Вид в шлифе а со скрещенными николями, вид в шлифе б – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

4.4.3. Аносовская свита

Аносовская свита объединяет породы, накопившиеся в аллювиальной обстановке с высоким энергетическим уровнем. Это фауна характеризуется в основном псефито-псаммитовой (An-I) и псаммитовой структурой (An-II), в меньшей степени псаммитово-алевропелитовой (An-III) и алевропелитовой (An-IV и An-V).

Литотип An-I – полимиктовый разнозернистый песчаник гравийный, сложен плохо отсортированным неокатанным (55–90 %), полуокатанным (8–45 %), реже окатанным (до 2 %) обломочным материалом. Размер зерен в песчаниках изменяется от 0.001–0.01 мм, 0.1–0.3–0.6 мм до 1–9 мм. Для породы характерна псефито-псаммитовая, разнозернистая структура, пятнистая, массивная, реже слабо ориентированная текстура (за счет гидрослюды) (рис. 4.23).

Цемент порово-базальный, смешанного состава, пленочный железистый (лимонитизированный), глинистый, глинисто-обломочный, в редких случаях кремнеземистый, неоднородный, количество его варьирует от 10 до 35 %, распределение неравномерное.

В составе обломочного материала песчаников преобладают калиевые полевые шпаты (22–38 %), плагиоклаз (12–35 %) и кварц (16–28 %). Второстепенные минералы: биотит (1–9 %), амфибол (до 4 %), магнетит (до 2 %) и глауконит (?). Аксессорные минералы: титанит, лейкоксен и циркон, изредка эпидот и апатит. Циркон имеет полуокатнную и окатанную форму. Среди обломков пород (10–30 %) отмечаются граниты, алевропесчаники, песчанистые алевриты.

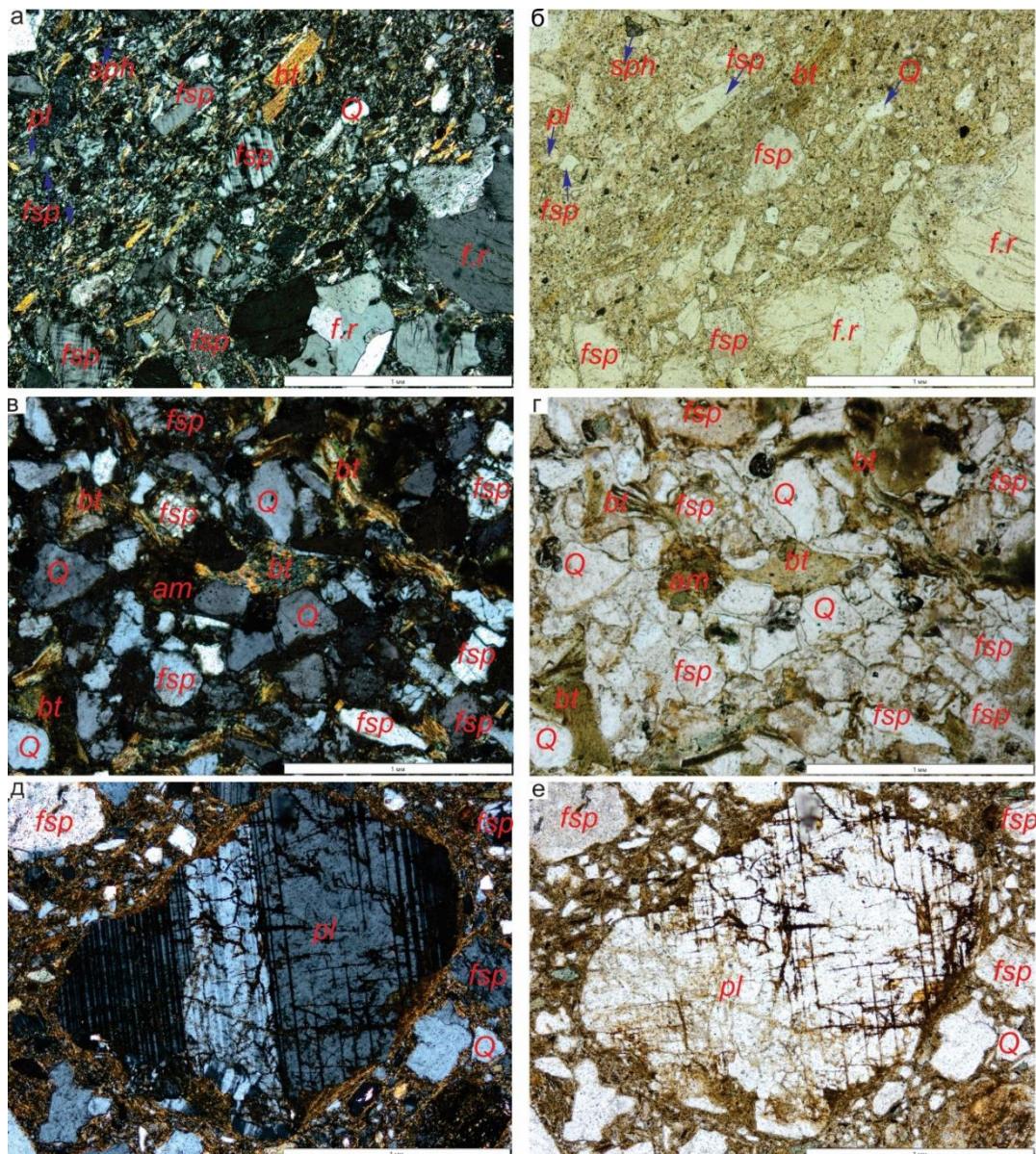


Рис. 4.23. Микрофотографии шлифов аносовской свиты, литотип An-I: а–б – обр. 545/93.4 (цемент порово-базальный, смешанного глинисто-обломочного состава, распределен неравномерно); в–г – обр. 513/178.5 (текстура породы обусловлена послойным обогащением чешуйками биотита, который деформирован, смят); д–е – обр. 513/21.5 (обломки плагиоклаза катаклизированы, по трещинкам и краю выделяются гидроокислы железа). Вид в шлифах а, в, д со скрещенными николями, вид в шлифах б, г, е – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

Обломки трещиноваты, катализированы, имеют реакционные края. Плагиоклаз в разной степени серицитизирован и пелитизирован (глинистый агрегат иллит?), а калиевые полевые шпаты только пелитизированы. Кварц в обломках давлен, имеет волнистое погасание. Обломки неровные и остроугольные, встречаются слаженные и полуокатанные.

Эпигенетические изменения выражены аргиллизацией калиевых полевых шпатов, а также лимонитизацией, реже слабой хлоритизацией биотита. Глинистый матрикс цемента окрашен гидроокислами железа, что обуславливает охристый цвет породы. Плагиоклаз серицитизирован, скорее всего, до образования осадочной породы. Важно отметить, что на участке Уро встречаются обломки нетзмененного плагиоклаза и сильно серицитизированные. Циркон окатан и полуокатан, что свидетельствует о его разных источниках.

Литотип An-II – полевошпатовый аркозовый песчаник, мелко-среднезернистый, сложен обломками средней степени сортировки, неокатанными (92 %), полуокатанными (8 %). Размер зерен в песчаниках изменяется (0.1–0.3–0.6 мм). Для породы характерна псаммитовая структура, неясная ориентированная текстура (рис. 4.24). Цемент поровый, глинистого состава (до 12 %), распределен равномерно. В составе обломочного материала песчаника преобладают калиевые полевые шпаты (35–40 %), плагиоклаз (23–28 %), кварц (18–20 %). Второстепенные минералы: биотит (4–9 %), иногда мусковит (до 2 %), встречаются единичные зерна амфибола и редко – глауконита (?). Аксессорные минералы: циркон, титанит, иногда лейксен и эпидот. Содержание обломков гранитоидов и аргиллитов до 18 %. Обломки трещиноваты, катализированы. Эпигенетические изменения выражены аргиллизацией полевых шпатов, лимонитизацией, слабым катализом, деформированностью чешуек биотита.

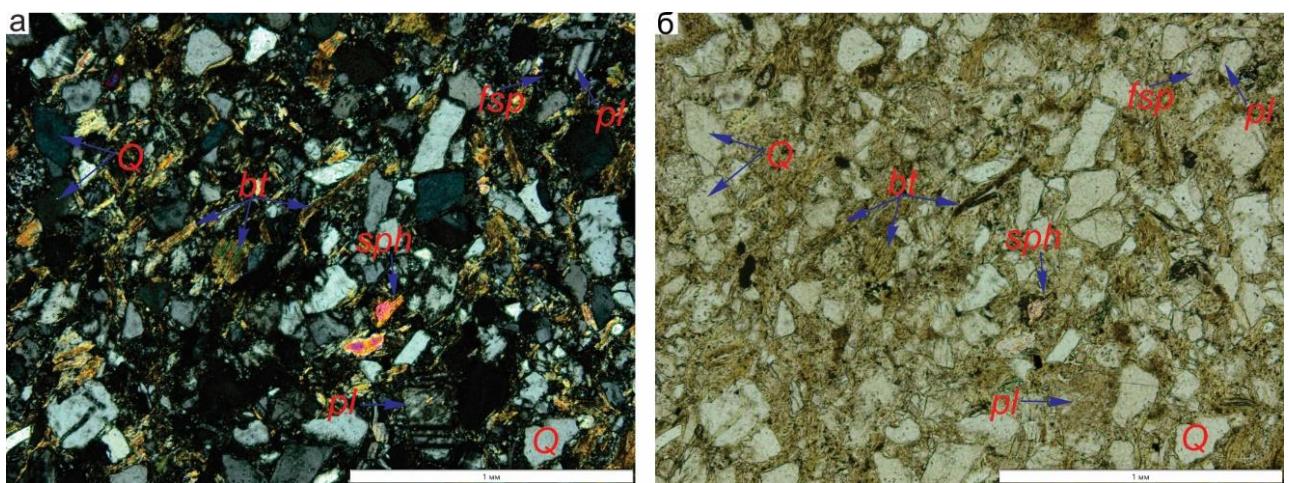


Рис. 4.24. Микрофотографии шлифов аносовской свиты, литотип An-II: а–б – обр. 531/43.4. Отмечается средняя степень сортировки. Вид в шлифе а со скрещенными николями, вид в шлифе б – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

Литотип An-III – песчанистый алевролит. В нем преобладают обломки алевритовой фракции (0.001–0.01–0.3 мм, редко до 1.6 мм). Иногда выявляется псаммоалевроаргиллитовая фракция (размер обломков 0.001–0.01 мм, 0.01–0.1–0.6–1.3 мм, редко 3 и 6.1 мм). В целом, структура неоднородная, псаммо-алевропелитовая (рис. 4.25). Цемент алевролита глинистый, смешанный, базальный, базально-поровый, порово-базальный.

Текстура слоистая. Чередуются микрослойки разного гранулометрического состава. Наблюдается послойное обогащение пород гидроокислами железа, реже, пятнистая, неясно слоистая текстура. Отмечается неясное чередование разнозернистого алевритового и песчаного материала, сцементированного глинистыми минералами.

В составе обломочного материала преобладают полевые шпаты (18–68 %), кварц (12–20 %, в обр. 532/23 до 45 %). Второстепенные минералы: биотит (4–11 %), амфибол (до 6 %) и рудный минерал (до 2 %). Аксессорные минералы: циркон и титанит, реже, эпидот и апатит. Среди обломков (до 12 %) различаются угловатые гранитоиды, иногда полуокатанные и окатанные аргиллиты и алевро-аргиллиты (обр. 513/102). Эпигенетические изменения проявлены катаклизом, лимонитизацией, гидрослюдизацией.

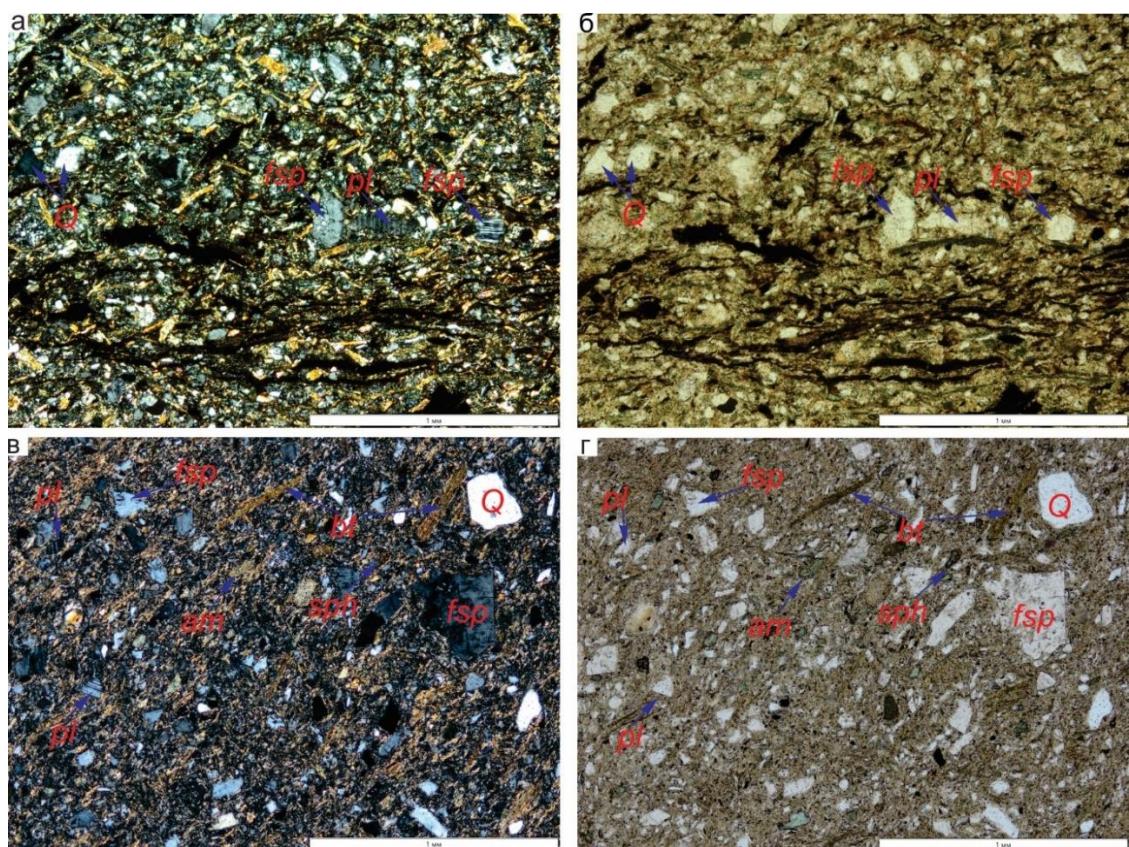


Рис. 4.25. Микрофотографии шлифов аносовской свиты, литотип An-III: а–б – обр. 532/23 (песчанистый алевролит); в–г – обр. 513/102 (песчанистый алевроаргиллит). Вид в шлифах а, в со скрещенными николями, вид в шлифах б, г – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

Литотип An-IV представлен алевритовым аргиллитом (0.001–0.01–0.03–0.06 мм, редко 0.3–1.3 мм), либо алевритистым аргиллитом (0.001–0.01 мм, редко до 0.02 мм). Породы имеют алевропелитовую, пелитовую структуру и слоистую, ориентированную текстуру. Однонаправленное расположение чешуек биотита обуславливает ориентированную текстуру породы. Слоистость образуется переслаиванием частиц разного гранулометрического состава (рис. 4.26).

Основная масса породы тонкопелитовая, сложена микрочешуйчатым агрегатом гидрослюды (?) с примесью микролитового глинистого компонента. Алевритовая примесь состоит из кварца (4–16 %), и аргиллизированных полевых шпатов (5–20 %), биотита (5–9 %). Иногда встречаются зерна амфиболя (до 1 %). Аксессорные минералы: титанит, циркон. Редко встречается эпидот. Отмечаются слабо хлортанизированные чешуйки биотита. По биотиту развивается гидрослюда. В породе присутствуют единичные обломки песчаного материала, которые представлены кварцем и полевыми шпатами, а также гранитного состава, неокатанные, с реакционными краями. По микротрещинкам в обломках отмечаются микровключения гидроокислов железа. Эпигенетические изменения проявляются лимонитизацией, аргиллизацией, слабой хлоритизацией, гидрослюдизацией. В обр. 513/53.5 отмечено окремнение и различаются микропрояжилки халцедоновидного кварца размером до 0.12 мм.

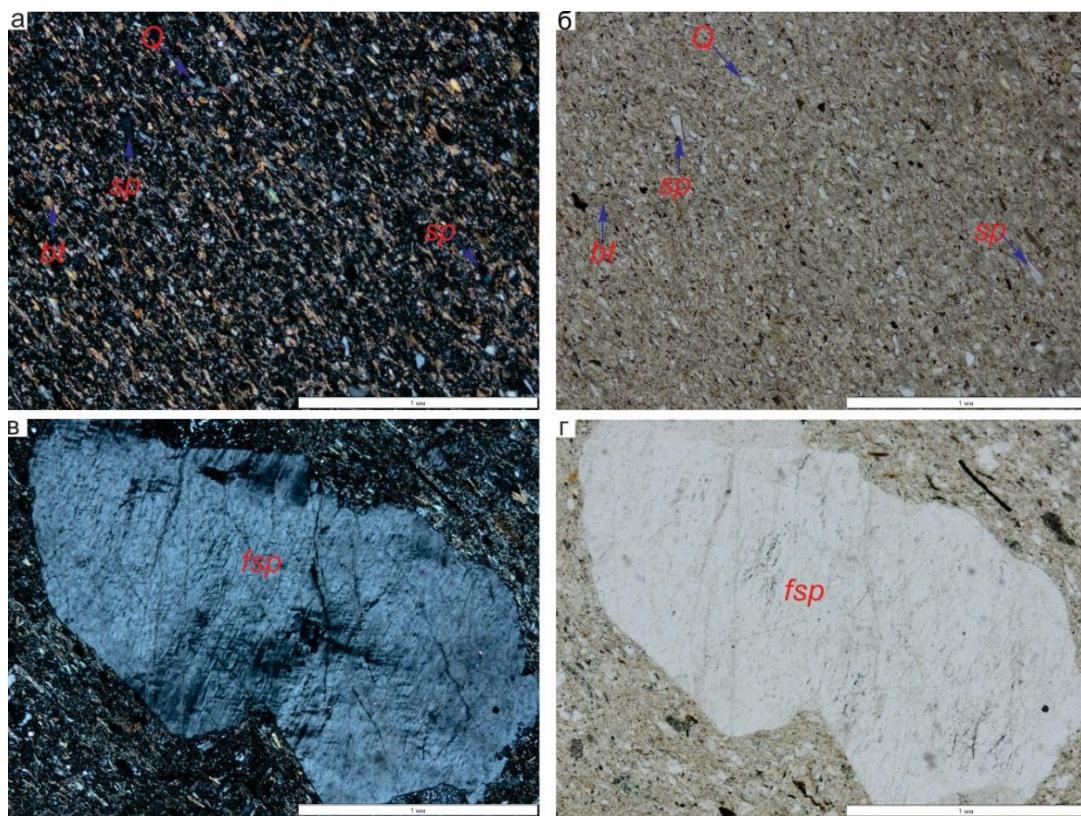


Рис. 4.26. Микрофотографии шлифов пород аносовской свиты литотипа An-IV: а–б –обр. 513/53.5 (однонаправленное расположение чешуек биотита обуславливает ориентированную

текстуру алевритистого аргиллита); в–г –обр. 513/157 (неокатанные, катализированные обломка песчаного калишпата, отмечаются реакционные края). Вид в шлифах а, в со скрещенными николями, вид в шлифах б, г – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

Литотип An-V – аргиллит. Основная масса породы представлена глинистыми минералами, среди которых присутствуют чешуйки биотита. Размер обломков: 0.001–0.01 мм, иногда 0.2–0.6 мм, редко до 3.1 мм. Структура – пелитовая с ориентированной, микрослоистой, реже, пятнистой текстурой (рис. 4.27). На фоне однообразия аргиллитовой массы различаются обломки кварца, полевого шпата. Аксессорные минералы: титанит и эпидот. Текстура породы обусловлена послойным обогащением окислами железа (местами слабой лимонитизацией). Отмечаются чешуйки смятого биотита.

В обр. 513/137 отмечается серия взаимопересекающихся микропроявленных мощностью от 0.02 мм до 0.2 мм. Они заполнены глинистым минералом в ассоциации с гидроокислами железа.

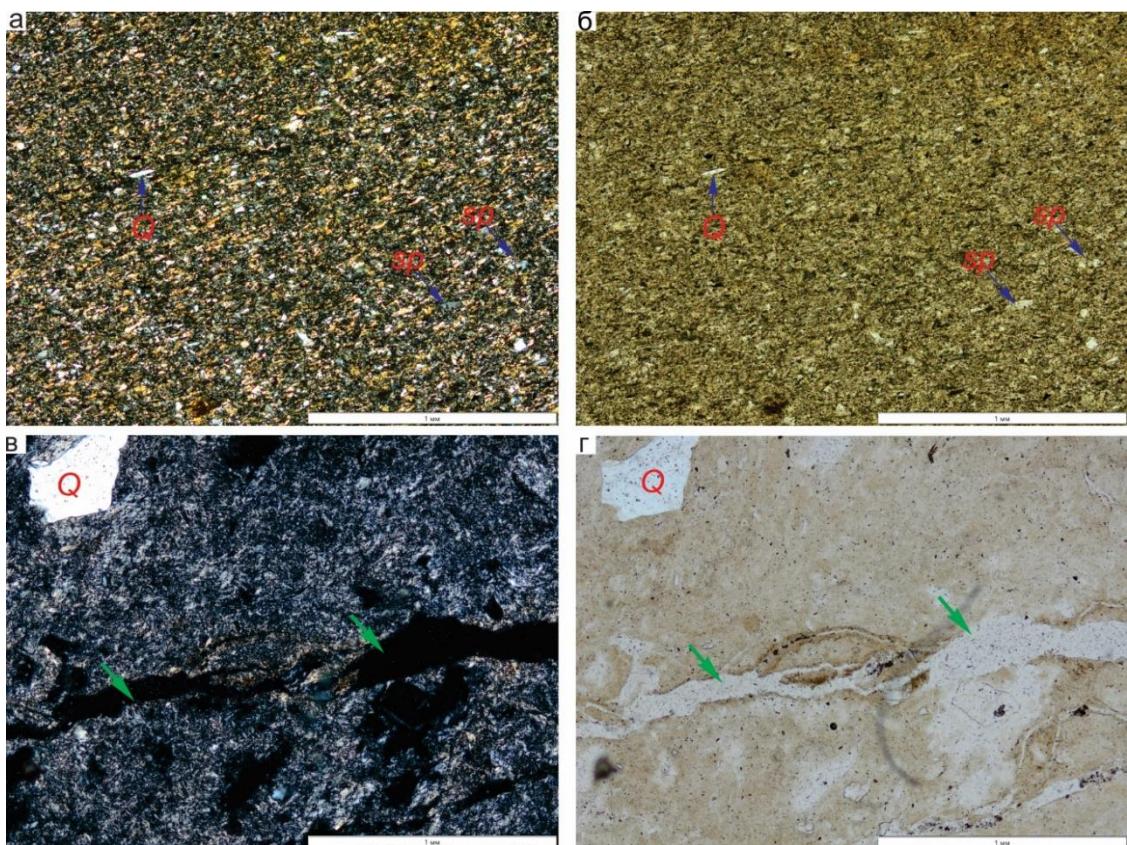


Рис. 4.27. Микрофотографии шлифов аносовской свиты литотипа An-IV: а–б – 531/53.5; обр. 513/137. Зеленая стрелка показывает микропроявленные глинистые минералы в ассоциации с гидроокислами железа. Вид в шлифах а, в со скрещенными николями, вид в шлифах б, г – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

4.5. Геохимическая характеристика пород

Литологическая идентификация стратонов дополняется их петрохимическими и микроэлементными составами, полученными по материалам из скв. 545, 508, 513, 531, 533, 537 и 538. По химическому составу изученная совокупность отложений весьма неоднородна.

Отложения дотанхойской толщи подразделяются на две группы, характеризующиеся повышенными и высокими значениями $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (от 1.6 до 7.6 и от 10.8 до 22.5). С повышением окисленности железа содержания SiO_2 снижаются от 76.0 до 56.0 мас. %. Значения CIA варьируют в интервале 65.2–80.7.

Установлено, что в озерных отложениях танхойской свиты значения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в целом низкие и изменяются в интервале от 0.1 до 3.0. Исключение составляют образцы 545/168, 508/169 и 508/168 из основной части разреза танхойской свиты (граница с дотанхойской толщой), обогащенные хлоритом ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ от 3.2 до 8.5), образец 545/149.5 из охристого прослоя ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}=13.9$), а также образцы от переходной пачки (от озерной толщи танхойской свиты к охристой аносовской свите) 508/110.4 и 508/109 ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ от 6.5 до 34.6). В сероцветной верхней (озерной) подсвите установлена только маломощная зона поверхностного окисления, без признаков развития пластовых зон окисления. По-видимому, во время перерыва в осадконакоплении произошло окисление в приповерхностной зоне. С относительным уменьшением окисленности железа содержания SiO_2 уменьшаются от 74.9 до 48.0 мас. % на участке Уро и от 69.1 до 44.6 мас. % на участке Бодон. Значения CIA на участке Уро меняются от 70.5 до 83.1. Пониженные значения этого параметра (от 64.8 до 69.8) в связи с изменениями в осадконакоплении определены в обр. 513/179, 513/181, 513/183 и 508/109, относятся к пачке, переходной от танхойской к аносовской свите, и в образцах 508/113 и 508/120 относящихся к пачке номер 5 (чередование песчаников и алевролитов). В отложениях участка Бодон значения этого индекса меняются от 68.5 до 89.2.

Отложения угленосной части танхойской свиты характеризуются низкими значениями $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (от 0.3 до 3.0), при низких содержаниях SiO_2 (от 63.8 до 3.5 мас. %) и высоких CIA (от 70.0 до 89.2). Пониженные значения последнего параметра определены в образце 531/92.5 (38.6). Низкие содержания SiO_2 в некоторых образцах этой части танхойской свиты обусловлены присутствием прослоев бурого угля.

Исследования вивианитов выполнялись на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) с ЭДС-спектрометром в Лимнологическом институте СО РАН. Проба 545/137 сильно отличается от других проб танхойской свиты ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}=0.51$, $\text{SiO}_2=0.19$ мас. % и CIA=54.0), это связано с присутствием вивианита (рис. 4.28). Вивианитовые включения находятся в алевролитовой озерной толще с примесью дегритового материала. Большое содержание органики во вмещающих породах послужило источником фосфора для образования вивианита.

В Баргузинской долине для озерной толщи содержание железа, которое служит источником для образования вивианита, во вмещающих породах не велико ($\text{Fe}_2\text{O}_3=1.8\text{--}7.6$; $\text{FeO}=0.3\text{--}5.7$ (мас. %)). В соответствии с этим можно предположить, что локализация процесса образования вивианита в Баргузинской долине объясняется накоплением остатков высшей растительности, которые создавали благоприятные условия для развития микроорганизмов, восстанавливающих железо.

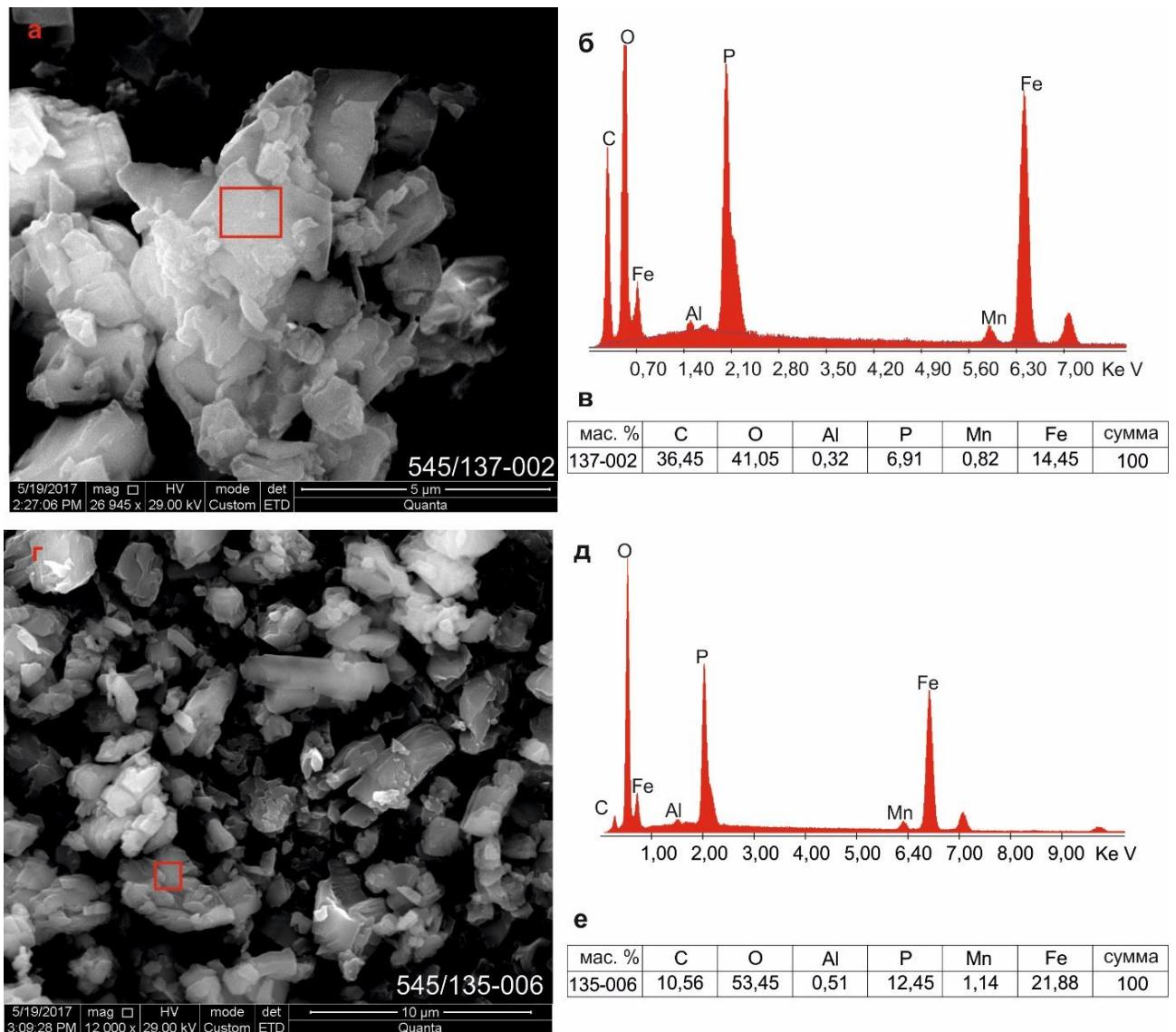


Рис. 4.28. Общий вид частиц вивианита озерной толщи танхойской свиты Баргузинской долины (а и г). а, б и в – обр. 545/137-002, г, д и е – обр. 545/135-006; б–д – интенсивности пиков элементов; в–е – процентные соотношения элементов.

Для отложений аносовской свиты характерны широкие вариации отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (1.5–56.0). С повышением окисленности железа содержания SiO_2 снижаются от 74.7 до 45.8 мас. %. Наиболее окисленная порода, обогащенная лимонитом (обр. 545/115.6) при $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}=56.0$, $\text{Fe}_2\text{O}_3=42.56$ мас. % и $\text{FeO}=0.76$ мас. %, содержит 29.0 мас. % SiO_2 . Значения CIA в отложениях

аносовской свиты изменяются в интервале от 57.2 до 77.5. В обр. 531/52.5, 545/96 и 513/137 определены повышенные значения этого показателя (82.3–90.3). В целом, эпигенетическое окисление аносовской свиты имело пластовый характер, так как развивалось по проницаемым породам.

В четвертичных отложениях отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ низкое (0.3–1.6). С повышением окисленности железа содержания SiO_2 и значения CIA поникаются и варьируются в интервалах от 72.5 до 50.6 мас. % и от 66.0 до 44.2, соответственно. Повышенное для четвертичных отложений отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ определено в обр. 513/11 и 508/38 участка Уро (соответственно, 3.0 и 5.5).

Отложения танхойской свиты имеют максимальную степень выветривания, четвертичные отложения – минимальную. Отложения дотанхойской толщи и аносовской свиты характеризуются промежуточной степенью выветривания между осадками танхойской свиты и четвертичных отложений (рис. 4.29 б). Согласно данным [Рассказов и др., 2016а], резкий переход от красноцветной дотанхойской толщи к сероцветным отложениям танхойской свиты и к красноцветным отложениям аносовской свиты, выражен в снижении значений $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ от интервала 3.1–22.5 к интервалу 0.1–3.0, а затем в возрастании до 3.0–56.0 (рис. 4.29 а).

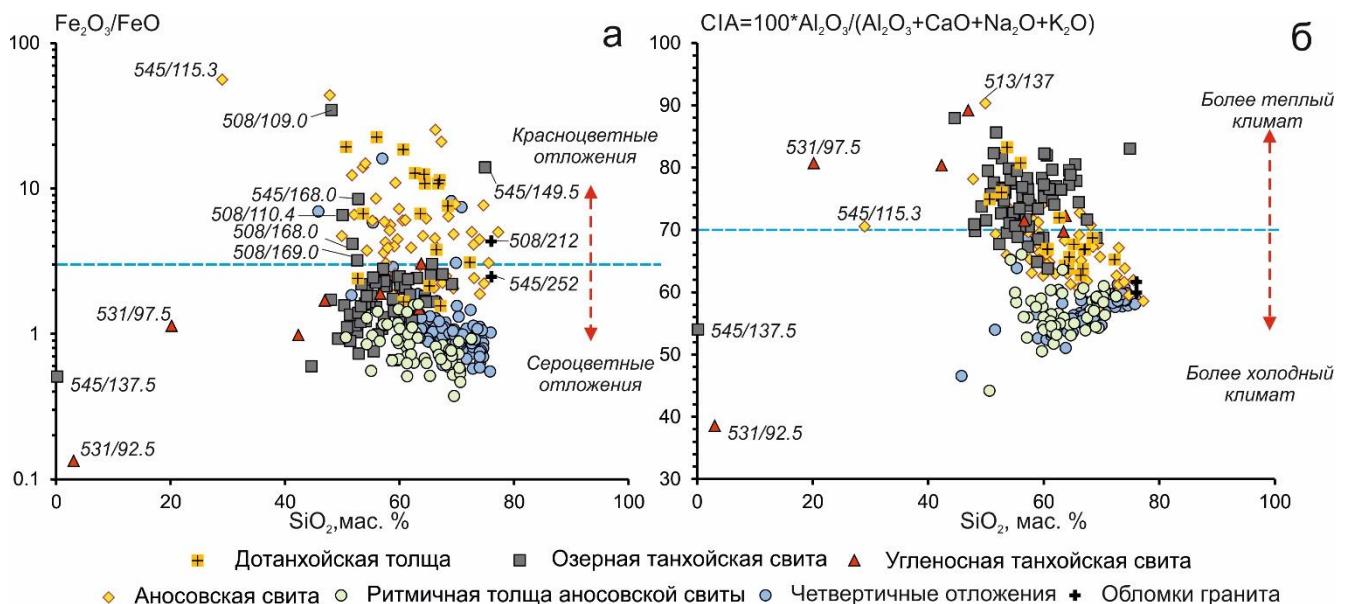


Рис. 4.29. Соотношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ – SiO_2 (а), CIA– SiO_2 (б) в отложениях из стратонов Баргузинской долины полученными по материалу из скв. 545, 508, 513, 531, 533 и 538. Исследователи определяют границу между сероцветными и красноцветными отложениями $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}=3$ [Рассказов и др., 2016а], между холодным и теплым климатом по значению CIA = 70 [Nesbitt, Young, 1982].

На диаграмме (рис. 4.30 а), с увеличением содержания SiO_2 значения потерь при прокаливании (ППП) уменьшаются из-за снижения содержания кристаллизационной H_2O , входящей в состав глинистых минералов.

Наиболее высокие значения ППП обнаружены в слоях озеро-болотной толщи танхойской свиты, содержащих бурый уголь: 531/97.5 (53.9 мас. %), 531/92.5 (84.2 мас. %). В озерных отложениях танхойской свиты содержания ППП в основном варьируются в интервале от 5.8 до 15.7 мас. %, что обусловлено чередованием прослоев с различным насыщением диатомовыми водорослями, глиной и растительным детритом. Исключение составляют обр. 545/149.5 (1.8 мас. %) и обр. 513/179 (3.2 мас. %) (рис. 4.30 б).

Для дотанхойской толщи в целом наблюдается тренд увеличения содержания ППП снизу вверх. ППП изменяется в интервале от 0.5 до 10.4 мас. %, в среднем 4.4 мас. %. Значения ППП максимальны на границе между дотанхойской толщей и танхойской свитой. В отложениях аносовской свиты ППП изменяются в интервале 0.9–14.1 мас. %, в среднем 5.0 мас. %. Увеличение значения этого индекса, скорее всего, связано с увеличением количества детритового материала.

В скважине 538 (ритмичная толща) наблюдается чередование слоев с высоким и низким ППП. Это связано с ритмичностью осадконакопления в Баргузинской долине. Для четвертичных осадков скв. 533 и 537, значение ППП в целом меньше 5.2 мас. %. В целом, для всех четвертичных отложений ППП изменяется от 0.5 до 12.9 мас. %.

Значения ICV отражают степень зрелости тонкого терригенного материала поступающего в область осадконакопления и могут использоваться для определения источника сноса материала. Незрелые глинистые сланцы, с высоким процентом неглинистых силикатных минералов, имеют значения ICV более 1. Зрелые глинистые породы с большим количеством собственно глинистых минералов, напротив, имеют более низкие значения ICV [Cox et al., 1995].

В отложениях дотанхойской толщи, танхойской и аносовской свит значения этого индекса в основном не превышают 1, что является свидетельством о зрелости материала. Максимальные значения ICV определены в образцах: 545/209 (1.5), 545/115.6 (5.3), 508/170.8 (1.0), 531/61 (1.7) и 531/92.5 (2.0).

В большей части образцов из четвертичных отложений значение ICV превышают 1, что указывает на незрелость осадков, отсутствие седиментационного рециклиинга и существенное снижение роли глинистого материала. Обратная тенденция характерна для значения индекса PIA (плагиоклазовый индекс изменения), при уменьшении степени выветривания с ростом значений ICV уменьшаются значения PIA (см. рис. 4.30 в).

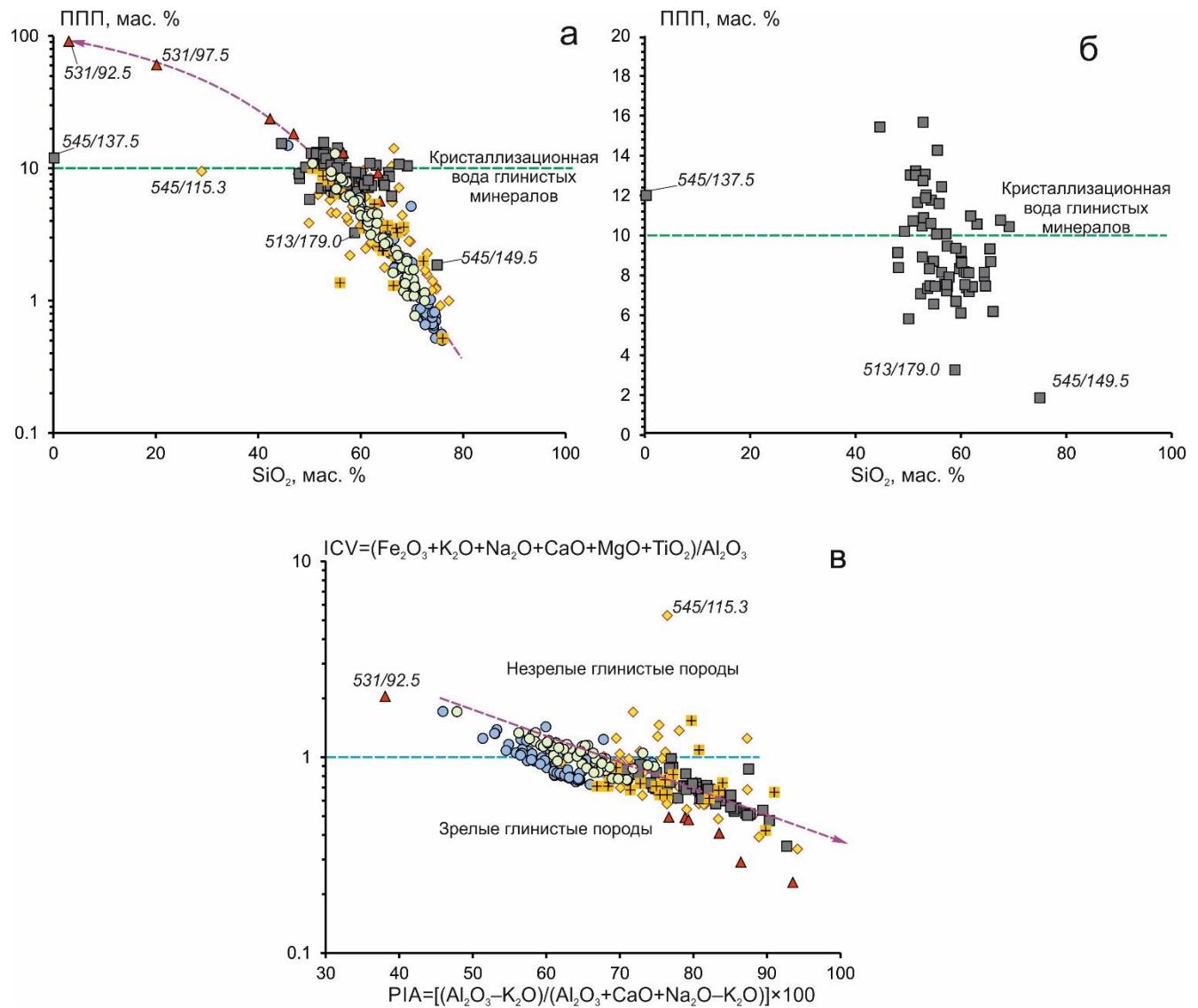


Рис. 4.30. Диаграмма ППП – SiO₂ всего изученных разрезов (а), его озерных толщ (б) и ICV – PIA (в) для отложений Баргузинской долины (скв. 545, 508, 513, 531, 533, 537 и 538). Усл. обозн. см. рис. 4.29.

Общая щелочность (Na₂O+K₂O) для дотанхойской толщи меняется в интервале от 4.2 до 8.2 мас. %. В отложениях танхойской свиты (Na₂O+K₂O) изменяется в интервале от 2.4 до 7.4 мас. %, низкое значение этого индекса определено в образце 545/137 (0.02 мас. %).

Отложения охристой части разреза аносовской свиты по общей щелочности подобны отложениям дотанхойской толщи (Na₂O+K₂O=4.5–8.3 мас. %), за исключением обр. 545/115.3 (2.5 мас. %) и обр. 513/137 (1.7 мас. %). В угленосной толще танхойской свиты значения этого параметра близки к таковым в отложениях озерной части разреза (Na₂O+K₂O=2.4–6.4 мас. %), исключение составляют образцы 531/97.5 (1.04 мас. %) и 531/92.5 (0.26 мас. %).

Для четвертичных отложений все пробы имеют значения $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}>5.1$ мас. %. В целом, содержание щелочей в отложениях из скважин Баргузинской долины, за исключением образцов части танхойской свиты, довольно высокое для осадочных пород (рис. 4.31 а).

Значения щелочного модуля ($\text{ЩМ}=\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$) для охристых отложений дотанхойской толщи колеблются в широких пределах – главным образом от 0.3 до 1.3. Для танхойской (угленосной и озерной части) и аносовской свит значения ЩМ, как правило, меньше единицы, за исключением образца 531/92.5 из угленосной толщи танхойской свиты ($\text{ЩМ}=1.9$). Четвертичные пески, как правило, имеют значения ЩМ больше единицы (рис. 4.31 б).

Континентальные осадки холодного и умеренно холодного климата имеют значения ГМ (0.31), а для осадков жаркого и влажного тропического климата ГМ (0.63) [Ронов, Хлебникова, 1961]. В целом можно сделать вывод о том, что на рассматриваемой нами территории нет заметных различий по величине ГМ между отложениями различных стратонов. Наиболее гумидному климату соответствуют породы танхойской свиты, наименее – четвертичные осадки (рис. 4.32 а). Высокие значения ЩМ, и невысокие – ГМ характеризуют породу, содержащую натрий в основном в составе плагиоклаза при низком содержании глинистых минералов. Следовательно, можно говорить о том, что, по крайней мере, четвертичные пески содержат натровые плагиоклазы.

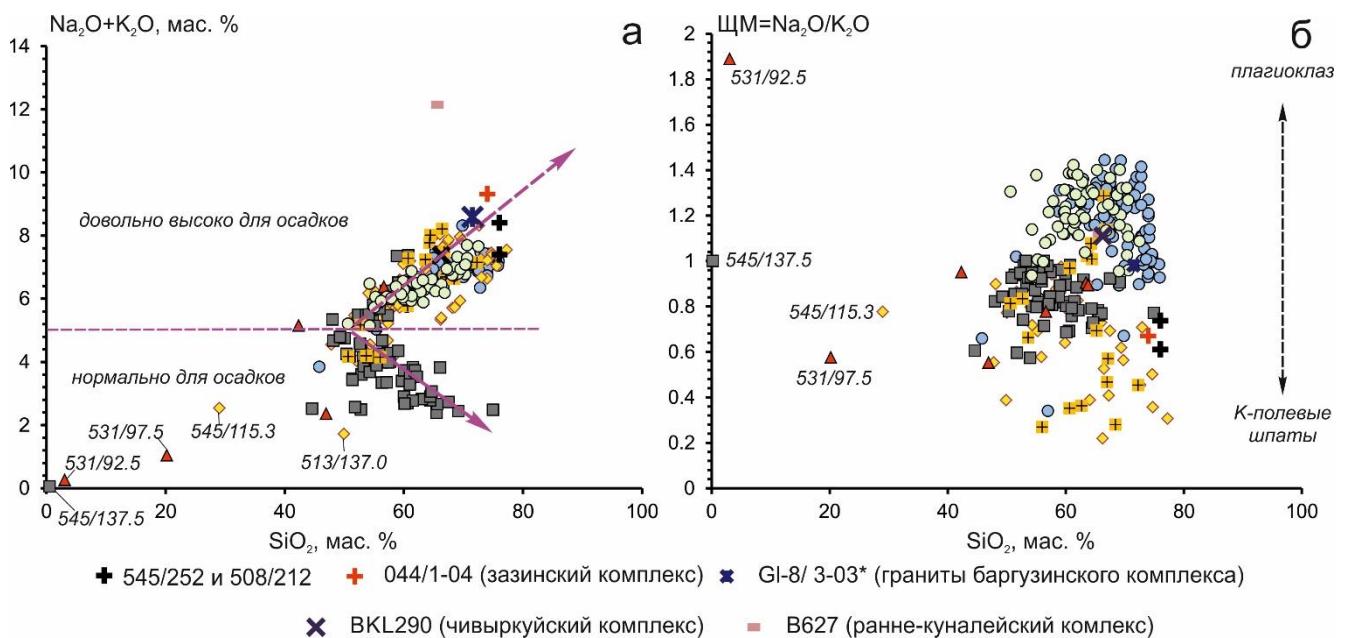


Рис. 4.31. Соотношения $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – SiO_2 (а) и ЩМ – SiO_2 (б) в породах Баргузинской долины. Для сравнения показаны фигуративные точки гранитов разных типов в пределах территории по данным из работы [Litvinovsky et al., 2011]. Усл. обозн. см. рис. 4.29.

На диаграмме (4.32 б), разделяющей породы по K_2O и Na_2O , в соответствии с классификацией [Pettijohn, 1975], все стратоны относятся в основном к аркозам. Исключение

составляют четвертичные отложения, которые попадают главным образом в поле граувакковых, что объясняется вкладом магматических пород с натриевым типом щелочности.

Этот вывод согласуется с данными, полученными по Th/Co – La/Sc , Yb/Th – La/Th и Eu – аномалиями. Диаграмма Th/Co – La/Sc позволяет получить информацию о более тонких вариациях состава пород в источнике сноса [Cullers, 2002]. Для отложений всех выделенных стратонов источникам сноса соответствуют магматические породы кислого состава (рис. 4.32 в). Диаграмма La/Th – Th/Yb использовались для разграничения фельзических и мафических пород источника сноса [McLennan et. al. 1980; Bhatia and Crook, 1986]. На этой диаграмме (рис. 4.32 г) большинство образцов четвертичных отложений показывают фельзические характеристики исходных пород (по высоким La/Th и низким Th/Yb), в то время как в исходных породах аносовских и дотанхойских отложений повышенна доля темноцветных минералов биотита и амфибола (сравнительно низкие La/Th и высокие Th/Yb).

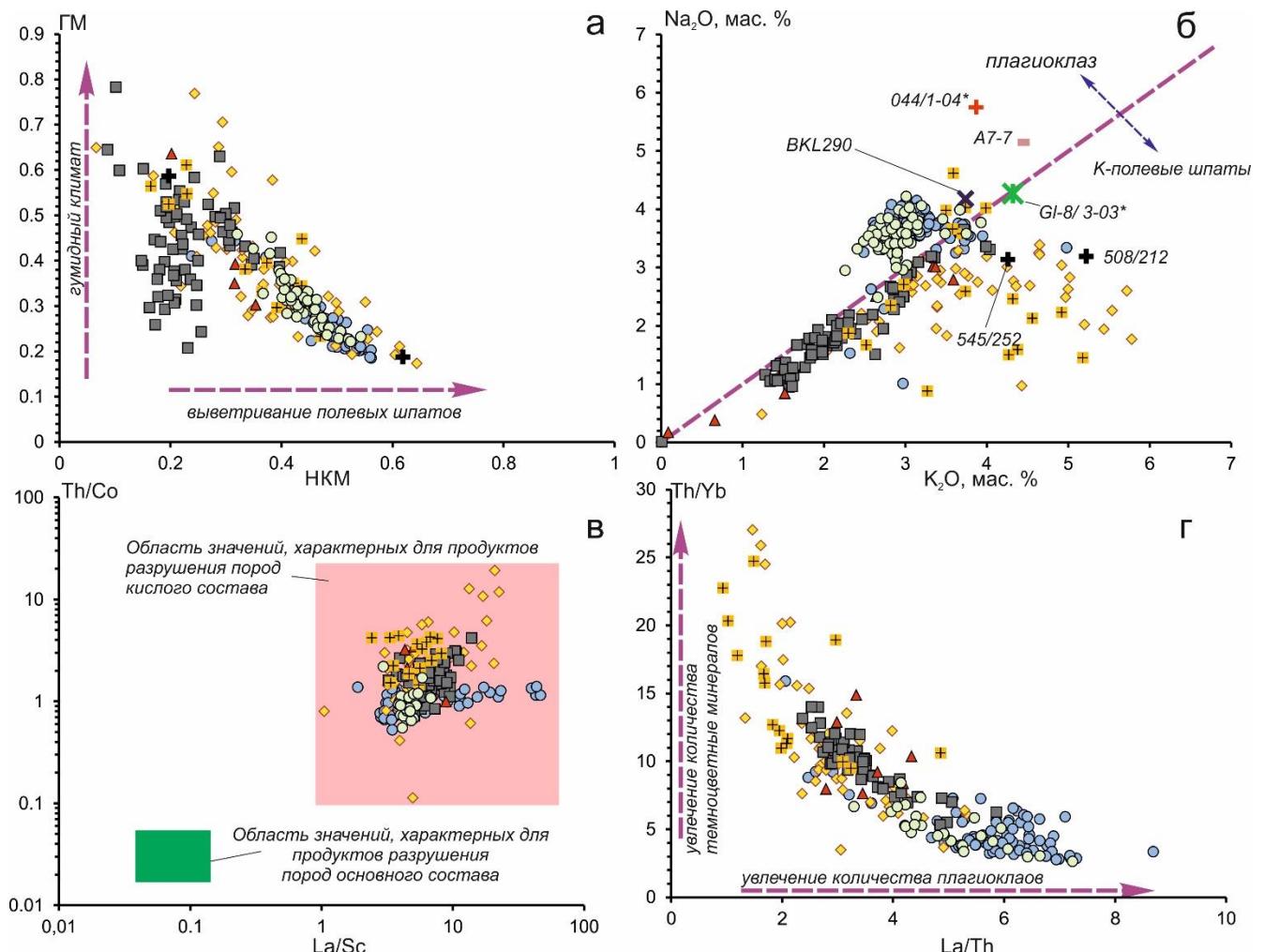


Рис. 4.32. Соотношения ГМ – НКМ по Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [2000] (а); Na_2O – K_2O по [Pettijohn, 1975] (б); Th/Co – La/Sc [Cullers, 2002] (в) и Th/Yb – La/Th [McLennan et. al. 1980; Bhatia and Crook, 1986] (г) для отложений Баргузинской долины. Усл.об. см. рис. 4.29.

Осадочные толщи состоят из обломочных пород, среди которых часто встречаются песчаники, обогащенные полевыми шпатами. В составе породообразующих минералов преобладают калиевые полевые шпаты, кислый плагиоклаз и кварц, в небольшом количестве встречается биотит и амфибол. Аксессорные минералы представлены цирконом, титанитом, титанит-лейксеном, апатитом, ильменит заместился лейкосеном. Минералогия пород и состав толщи свидетельствуют о том, что размывались магматические породы гранитоидного типа (граниты, гранодиориты и др.). В целом, по геохимическим составам породы имеют высокое содержание Al_2O_3 , K_2O и Na_2O обусловленное присутствием полевых шпатов.

После баргузинских гранитов одновременно происходило формирование двух гранитоидных ассоциаций: а) высококалиевых кварцевых монцонитов и кварцевых сиенитов (чивыркуйский комплекс) и б) переходных от высококалиевых известково-щелочных к субщелочным кварцевым сиенитам и лейкогранитам (зазинский комплекс) [Цыганков и др., 2010, 2014]. Для обоих комплексов характерны сопутствующие базиты, представленные синплутоническими габброидными интрузиями, комбинированными дайками [Литвиновский и др., 1995; Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011] и мafическими включениями [Литвиновский и др., 1993; Бурмакина, Цыганков, 2013].

На основе анализа систематики петрогенных и малых элементов с использованием ряда дискриминационных диаграмм установлено, что для отложений разных стратонов соответствуют источники сноса магматических пород кислого состава.

Рассматриваемые толщи имеют преимущественно аллювиальное, озерное и озерно-болотное происхождение и включают различные фракции: глинистые, алевритовые, песчаные, гравелистые, поэтому зависимость содержания РЗЭ от условий осадконакопления слабо выражена (рис. 4.33).

Спектры редкоземельных элементов пород аллювиальных пачек дотанхойской толщи расположены в верхней части поля всех спектров РЗЭ исследуемых осадков Баргузинской долины ($\Sigma\text{РЗЭ}$ от 111 до 586 мкг/г, в среднем 243 мкг/г) (рис. 4.33 а). Три образца из этой толщи отличаются пониженными содержаниями РЗЭ ($\Sigma\text{РЗЭ} < 100$ мкг/г). Спектры характеризуются высокой степенью фракционирования ($\text{La/Yb}=21-56$). Пониженные значения этого параметра определены в образце 508/212 (7). В спектрах имеется отрицательная европеевая аномалия от слабой до очень существенной (рис. 4.34), значения Eu/Eu^* изменяются в интервале от 0.53 до 0.93 ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=\text{Eu}_n/(\text{Sm}_n \times \text{Gd}_n)^{1/2}$).

Отложения озерного происхождения танхойской свиты также характеризуются высокими содержаниями РЗЭ ($\Sigma\text{РЗЭ}$ от 180 до 532 мкг/г, в среднем 321 мкг/г), что в основном связано с преобладающей долей частиц фракций глины (рис. 4.33 б). По соотношениям легких и тяжелых лантаноидов они не отличаются от осадков дотанхойской толщи ($\text{La/Yb}=18.0-40.7$ в среднем

32.4; Eu/Eu* от 0.6 до 0.7). Один образец 545/149.5 из нетипичной пачки танхойской свиты (окристого слоя озерной толщи) имеет положительную европиевую аномалию ($\Sigma\text{РЗЭ}=63.3 \text{ мкг/г}$; La/Yb=37.0; Eu/Eu*=1.36) (рис. 4.33).

Породы угленосной формации танхойской свиты отличаются в целом широким диапазоном содержаний РЗЭ (от 74.1 до 388.4 мкг/г, в среднем 152.4 мкг/г) при (La/Yb=22.2–49.6 в среднем 35.8). Для образцов части угленосной толщи танхойской свиты с пониженными $\Sigma\text{РЗЭ}$ (рис. 4.33 б) 531/111.5 (60.5 мкг/г), 531/104 (47.1 мкг/г) и 531/99 (93.1 мкг/г) отмечаются положительные европиевые аномалии (1.4), (1.7) и (1.1) соответственно (рис. 4.34).

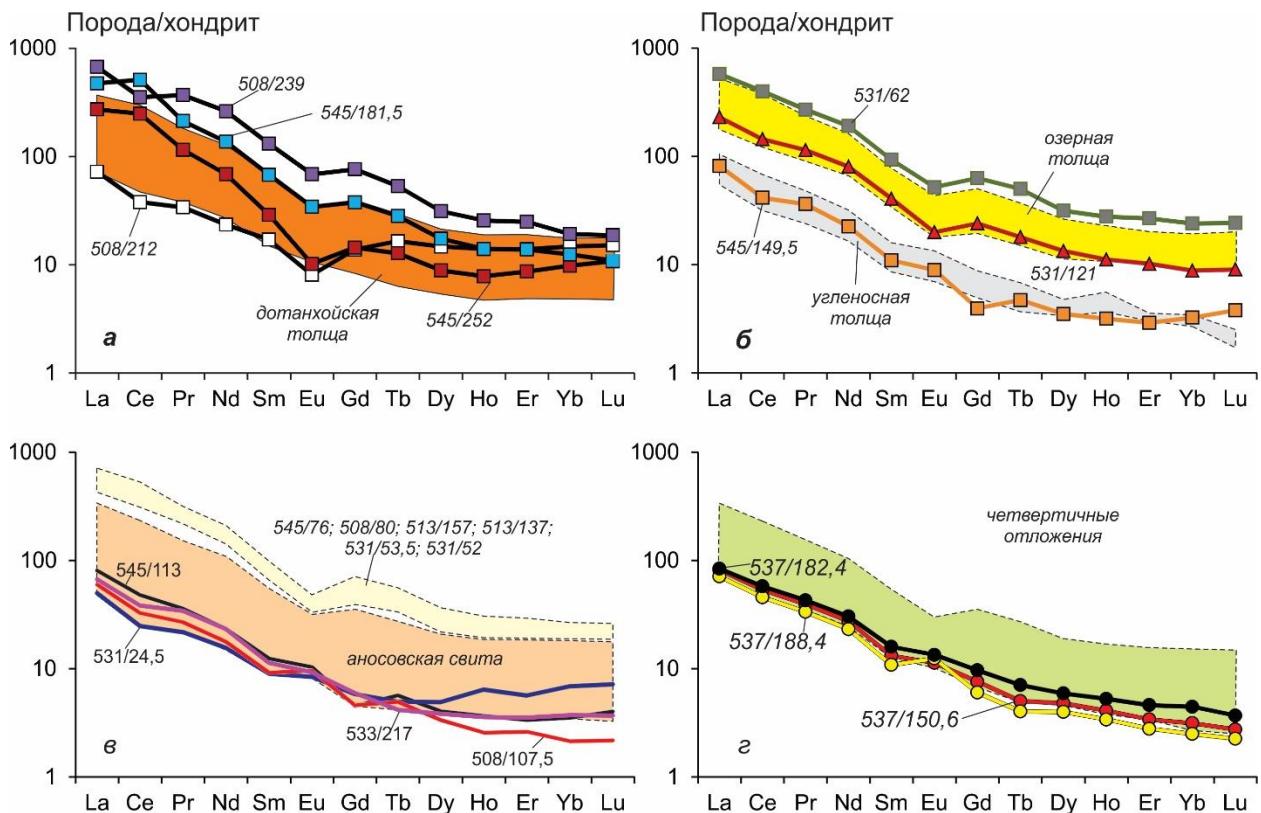


Рис. 4.33. Диаграмма распределения РЗЭ, нормированных к хондриту в осадочных отложениях Баргузинской долины. Для нормирования использован состав хондрита [McDonough, Sun, 1995]. а – дотанхойская толща, б – танхойская свита, в – аносовская свита и г – четвертичные отложения.

Содержания РЗЭ в породах аносовской свиты близки к средним значениям для пород дотанхойской толщи ($\Sigma\text{РЗЭ}$ от 43 до 664 мкг/г, в среднем 225 мкг/г; La/Yb=10.6–48.6) (см. рис. 4.33 в). Европиевая аномалия от хорошо выраженной отрицательной до положительной (Eu/Eu* от 0.6 до 1.5). Eu-аномалия отсутствует в спектрах трех образцов 531/32.5, 533/265, 545/67.5 и является положительной в четырех образцах 531/24.5 (1.2), 533/217 (1.1), 545/113 (1.4) и 508/107.5 (1.5) (рис. 4.34).

Для песков из четвертичных отложений (скв. 508, 513, 537 и 538) обозначен узкий диапазон вариаций содержаний РЗЭ (Σ РЗЭ от 64 до 314 мкг/г, в среднем 132 мкг/г; La/Yb=17.7–42.0) (см. рис. 4.33 г). Отрицательная европиевая аномалия изменяется от существенной до слабой (Eu/Eu^* от 0.6 до 0.9). В спектрах трех образцов имеются слабые положительные Eu-аномалии: в обр. 537/188.4 (1.54), 537/182.4 (1.08) и 537/150.6 (1.13). Отложения из скв. 533 отличаются отсутствием либо слабым проявлением европиевой аномалии (Eu/Eu^* от 0.71 до 1.15), примерно четверть из всех образцов имеет $\text{Eu}/\text{Eu}^*>1.05$ (положительная Eu-аномалия) (рис. 4.34).

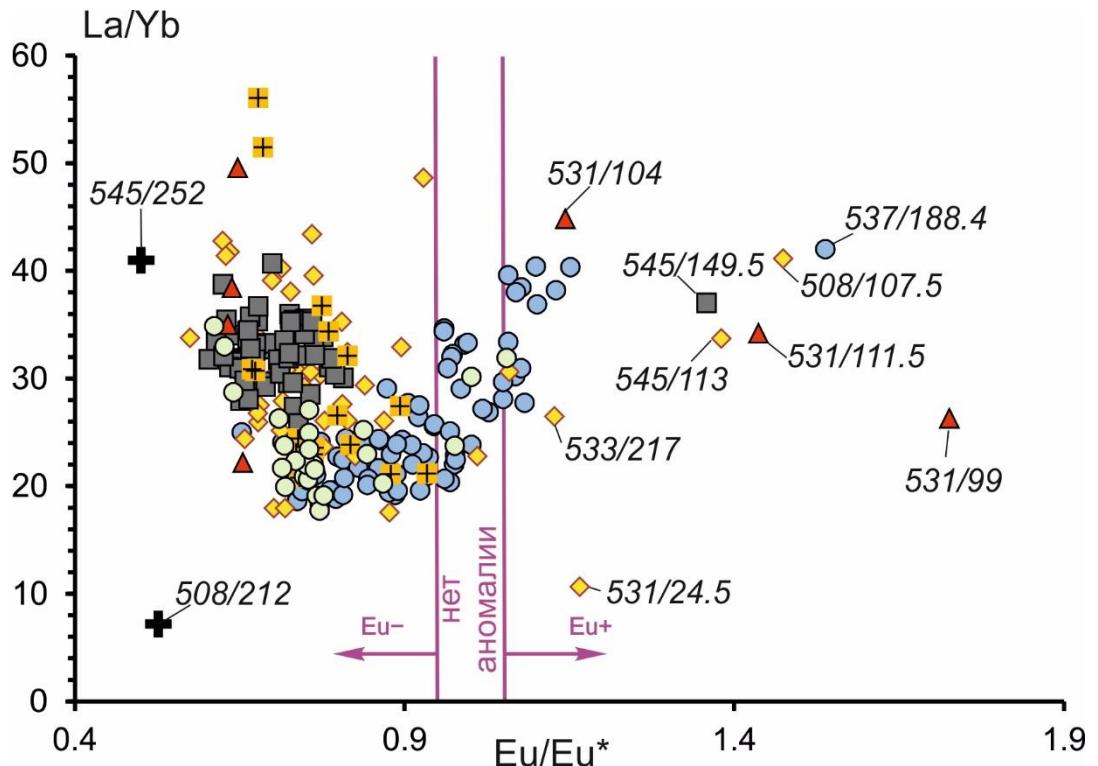


Рис. 4.34. Соотношение La/Yb – Eu/Eu* в отложениях Баргузинской долины. $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_{\text{n}} / (\text{Sm}_{\text{n}} \times \text{Gd}_{\text{n}})^{1/2}$, где Eu_{n} , Sm_{n} , Gd_{n} – значения нормированных на хондрит концентраций РЗЭ. По [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] $\text{Eu}/\text{Eu}^*<0.95$ – отрицательная Еу аномалия, $\text{Eu}/\text{Eu}^*>1.05$ – положительная. Усл. обозн. см. рис. 4.29.

По факторному анализу осадков различных стратонов Баргузинской долины по петрогенным оксидам разделение реализуется по двум первым факторам: F1 – 36.9% и F2 – 18.7% (рис. 4.35). обр. 545/135 с вивианитом и 545/115.5 с лимонитом не включались при расчетах факторного анализа.

F1: $\text{SiO}_2^{0.90}$, $\text{K}_2\text{O}^{0.67}$, $\text{Na}_2\text{O}^{0.61}$; $\text{TiO}_2^{-0.82}$, $\text{P}_2\text{O}_5^{-0.64}$, ППП $^{-0.60}$, $\text{MgO}^{-0.60}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3^{-0.56}$, $\text{FeO}^{-0.56}$, $\text{Al}_2\text{O}_3^{-0.44}$, $\text{MnO}^{-0.33}$, $\text{CaO}^{-0.03}$.

F2: ППП $^{0.33}$, $\text{Al}_2\text{O}_3^{0.32}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3^{0.21}$, $\text{K}_2\text{O}^{0.03}$; $\text{CaO}^{-0.89}$, $\text{MgO}^{-0.68}$, $\text{Na}_2\text{O}^{-0.64}$, $\text{FeO}^{-0.45}$, $\text{P}_2\text{O}_5^{-0.24}$, $\text{SiO}_2^{-0.11}$, $\text{MnO}^{-0.10}$, $\text{TiO}_2^{-0.06}$.

На диаграмме факторной нагрузки (рис. 4.35 б), значения первого фактора отражает обратную зависимость содержаний кремнезема, оксидов натрия и калия по отношению к остальным компонентам. Это позволяет интерпретировать его как индикатор интенсивности процесс формирования терригенної составляющей размыва материала кислого состава в песчаных и алевропесчаных отложениях.

Второй фактор (F2) определяется накоплением (ППП, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O) по отношению к остальным компонентам и обозначают компонент, обогащенный глинами и органическим детритами с интенсивными вторичными изменениями (окисленность железа).

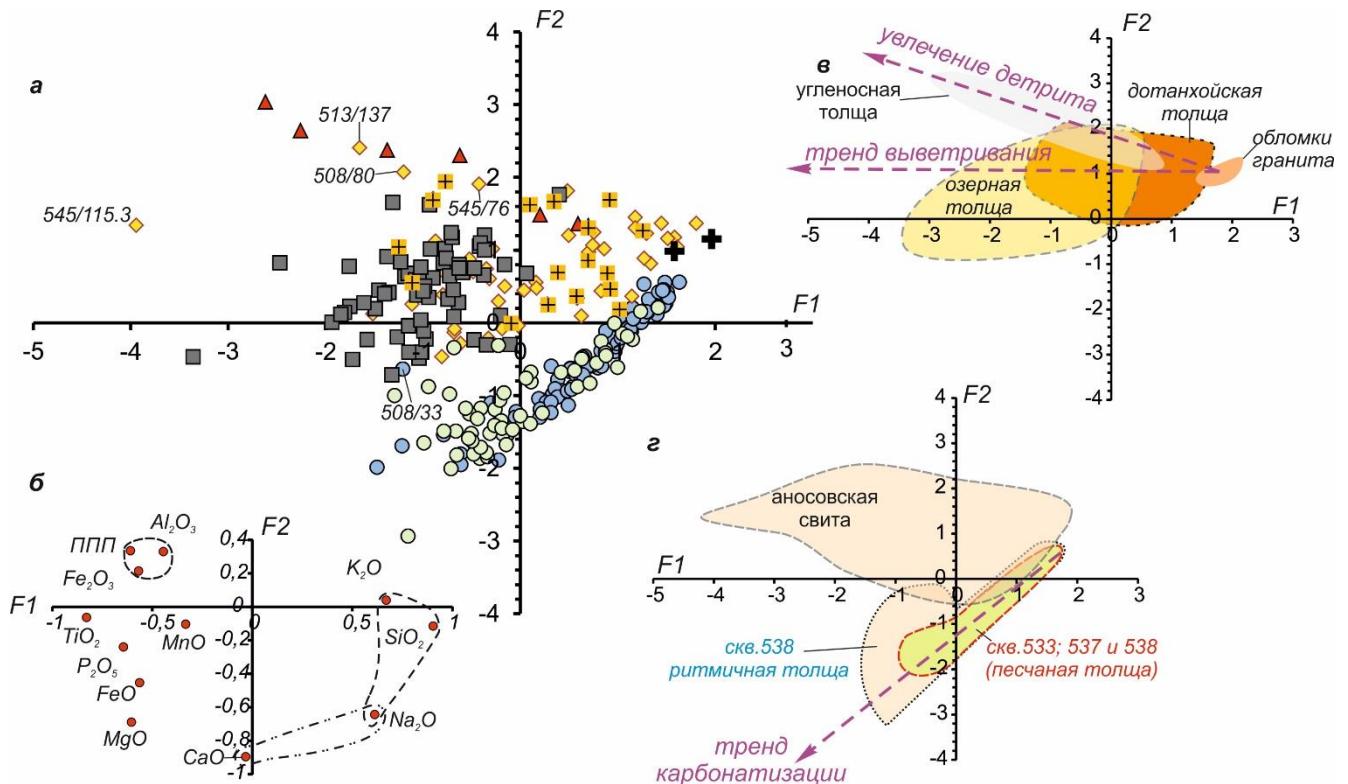


Рис. 4.35. Диаграмма факторного анализа проб (а), факторных нагрузок для 11 петрогенных оксидов, ППП (б), соотношения фигуративных полей отложений дотанхойской толщи и танхойской свиты с figurativnymi полями гранитных обломков (в), аносовской свиты и четвертичных отложений (г). Усл. обозн. см. рис. 4.29.

В целом, из факторных диаграмм (рис. 5.35 а), в ходе смены геохимических вариаций формирования осадков Баргузинской долины обособляются два временных интервала. Первый интервал – дочетвертичный, второй – четвертичный.

Дотанхойская, угленосная толща и аносовской свиты характеризуются широкими figurativnymi полями, что обусловлено неоднородным геохимическим и гранулометрическим составом отложений. В целом, наблюдается общий тренд выветривания пород, начинающийся

от слабо выветрелых обломков магматических пород кислого состава. С увеличением выветривания увеличивается количество глин (рис. 4.35 б).

В четвертичных отложениях преобладают терригенные минералы, содержащие SiO_2 , K_2O и Na_2O (кварц, полевые шпаты). Тренд обозначает дополнительное накопление CaO в виде карбоната (рис. 4.35 г). В тонкой фракции четвертичной ритмичной аллювиальной толщи, вскрытой 355-метровой скв. 538, содержания CO_2 повышенны (0.74–4.18 мас. %) при содержаниях $\text{H}_2\text{O}^+=0.38$ –3.40 мас. % (ниже значений в современных осадках). С возрастанием содержаний CO_2 содержания H_2O^+ также возрастают. Этот тренд может быть обусловлен инфильтрацией вод через проницаемую осадочную толщу.

Примесь карбоната присутствует в фациях осадков танхойской свиты. Часть пород танхойской свиты дает отчетливый тренд возрастания содержаний CO_2 от значений ниже предела обнаружения до 1.6 мас. % с относительным возрастанием H_2O^+ от 7.6 до 12.5 мас. %. Этот тренд характеризует все породы танхойской свиты из скв. 513 и часть пород этой свиты из скв. 531 [Рассказов и др., 2016б].

В целом в процессе образования рельефа и осадконакопления в Баргузинской долине мы различаем начальный этап отложения осадков неоднородного состава, средний этап накопления преимущественно озерных отложений однородного состава и заключительный этап накопления отложений неоднородного состава.

4.6. Палеонтологическое обоснование возраста

4.6.1. Палинокомплексы

Разрез Уро

Методом спорово-пыльцевого анализа изучены отложения, вскрытые скв. 517, 545, 508 и 513 [Хассан и др., 2019; Рассказов и др., 2019; Трегуб и др., 2020; Хассан и др., 2021б]. Всего изучено (40) образцов, (9) из них содержали единичные пыльцевые зерна, не позволяющие реконструировать тип растительности. По результатам исследования выделено 6 ПК (I–VI).

ПК I. Нижний олигоцен дотанхойской толщи, скв. 517.

Спорово-пыльцевые спектры (СПС) 517/165, 517/163, 517/112), объединены в ПК I (рис. 4.36), и характеризуются доминантами семейства Pinaceae (25–30 %), в основном *Picea*, *Tsuga*, *Pinus* s/g *Diploxyylon* и *P.* s/g *Haploxyylon*, несколько меньше в их составе пыльцы термофильных покрытосеменных (в сумме 22 %), среди которых *Castanea*, *Myrica*, *Corylus*. Субдоминанты мелколистственные (13%): *Alnus*, *Betula*, *Salix*; Polypodiaceae (12–15 %, локально 48 %); Cyperaceae (12%), *Sanquisorba* (локально 10%), еще меньше пыльцы *Triporopollenites* (5–7 %). Сопутствуют: Taxodiaceae, *Sciadopitys*, *Larix*, *Quercus*, *Platycarya*, *Carya*. Единичные зерна Cupressaceae, *Gingo*, *Podocarpus*, *Abies*, *Pterocarya*, *Ulmoideipites*, *Tricolporopollenites*, *Carpinus*, *Diervilla*, *Lonicera*,

Ericaceae, Poaceae, Chenopodiaceae, *Thalictrum*, Valerianaceae, Fabaceae, *Typha*, *Osmunda*, *Woodsia*, *Lygodium*, *Cyathea*, *Ophioglossum*.

Реконструируются смешанные леса из ели, сосен, тсуги с примесью ольхи и березы, широколиственных листопадных с некоторым участием вечнозеленых растений. Незначительное количество мелкой трехбороздной пыльцы *Tricolporopollenites*, присутствие пыльцы *Triplopollenites* и редкие зерна *Ulmoideipites*, отсутствие в спектрах типично эоценовых элементов гамамелисовых Hamamelidaceae этого палинокомплекса, характерно для континентальных отложений нижнеколымской свиты и ее возрастных аналогов нижнего подотдела олигоцена Северо-Востока России [Фрадкина, 1995].

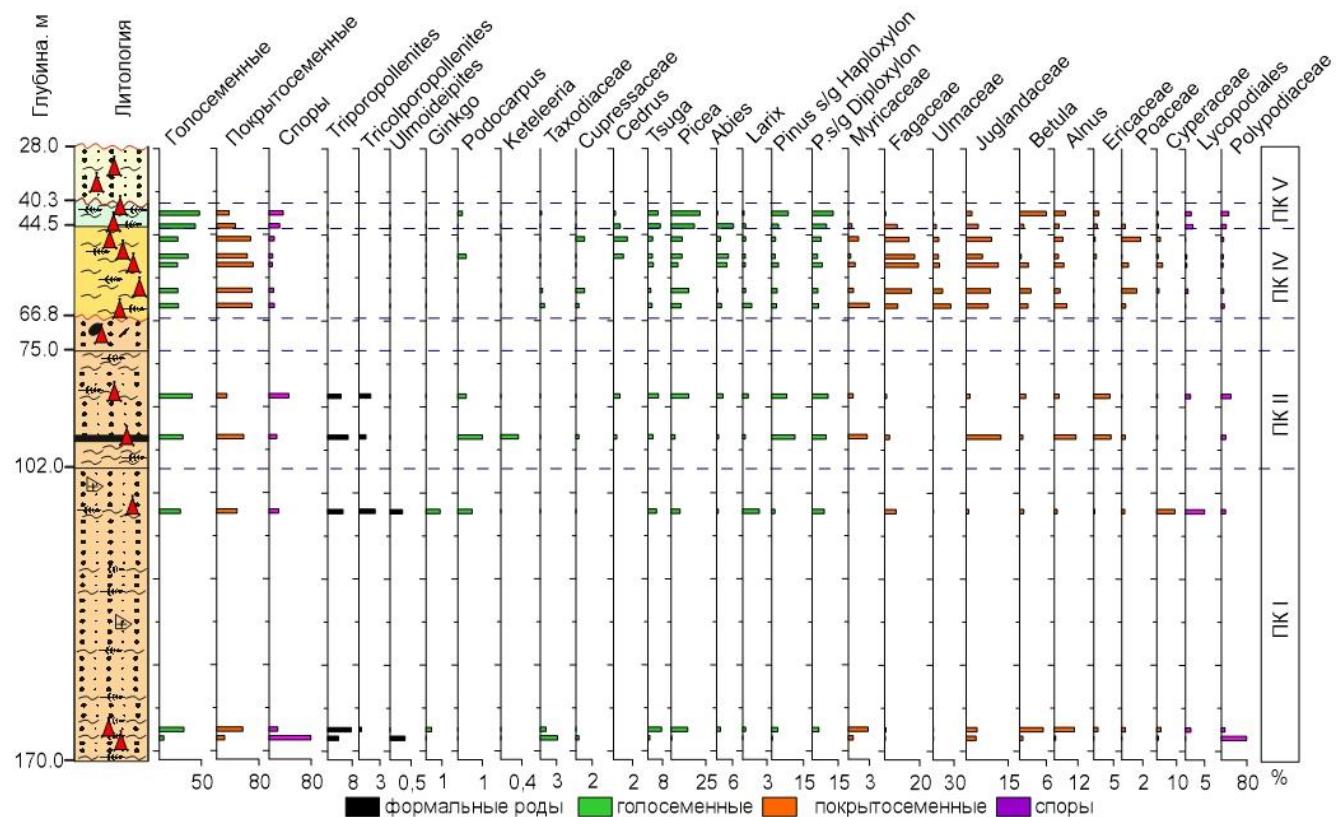


Рис. 4.36. Споро-пыльцевая диаграмма отложений скв. 517. Усл. обозн. см. рис. 4.1. В литологической колонке треугольниками показаны глубины отбора проб на споро-пыльцевой анализ.

ПК II. Верхний олигоцен дотанхойской толщи, скв. 517.

В СПС 517/95, 517/86 (рис. 4.36). Доминирует пыльца *Pinaceae* (28-39 %): *Pinus s/g Diploxyton* и *P. s/g Haploxylon*, *Picea*, *Tsuga*. Пыльцы термофильных покрытосеменных установлено в сумме 22 %, в основном, это *Triplopollenites*, *Pterocarya*, *Myrica*. Субдоминанты: *Polypodiaceae*, споры неустановленной систематической принадлежности; мелколиственные в сумме 9 % (*Alnus*, *Salix*, *Betula*). Сопутствуют: *Tticolporopollenites*, *Abies*, *Carpinus*, *Carya*, *Platycarya*, *Ostrya*, *Ericaceae*, *Lycopodiaceae*. Единично: *Magnolia*, *Fagus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Acer*,

Corylus, Ilex, Castanea, Castanopsis, Podocarpus, Sciadopitys, Cedrus, Larix, Diervilla, Lonicera, Poaceae, Cyperaceae, Thalicrum, Onoclea, Osmunda, Polygonum amphibium, Sparganium.

Из состава спектров по сравнению с СПС ПК I исчезает пыльца *Ulmoideipites*, Taxodiaceae, *Ginkgo*. Таксономическое разнообразие термофильных растений больше характерно для спектра 517/95. Выше по разрезу (517/86) по разрезу оно уменьшается и состав становится схож с составом комплекса из отложений онкучахского горизонта верхнего олигоцена [Фрадкина, 1995], для которого характерно доминирование пыльцы голосеменных и лиственных растений бореальной группы растений со значительным участием пыльцы вересковых и сопутствующей пыльцой термофильных покрытосеменных растений.

В целом, ПК II характеризует полидоминантные хвойные-широколиственные леса с реликтами эоцена и немногочисленными представителями бореальной флоры, которые характерны для отложений олигоцена различных районов Витимского плоскогорья [Рассказов и др., 2007].

ПК III. Верхний олигоцен-нижний миоцен (?) дотанхойской толщи. Скв. 513, 545.

В СПС 513/285 (рис. 4.38) до 94 % доминирует пыльца хвойных растений *Picea* spp. 29.4 %, *Pinus* s/g *Diploxylon* 26.7 % и *P. s/g Haploxyylon* 25.3 %. Субдоминирует пыльца *Abies*. Сопутствует пыльца *Podocarpus* sp., различных видов *Tsuga* (*T. crispa* Zakl., *T. canadensis* (L.) Carriere, *T. diversifolia* (Maxim.) Mast.), *Alnus* и *Betula*; споры Polypodiaceae. Единична пыльца *Cedrus*, *Araucaria*, *Keteleeria*, *Carpinus*, *Ostrya*, *Carya*, *Pterocarya*, *Juglans*; пыльца трав Liliaceae и Poaceae; споры *Sphagnum*.

Реконструируются хвойные леса (с соснами, елями, пихтой, тсугами с редким участием кедра и ногoplодника, ореховых (грецкий орех, лапина, гикори), а также, граба, хмелеграба, в подлеске – береза и ольха.

В СПС скважины 545 (545/188.5–545/181.1 (рис. 4.37) доминирует пыльца голосеменных 58.5–90.7 %, в которой преобладает пыльца светлохвойных и темнохвойных таксонов. В группе темнохвойных пород (32.0–52.8 %) преобладает *Picea* sect. *Eupicea* (13.2–25.2 %), меньше *Picea* sect. *Omorica* (6.1–10.3 %), *Tsuga* (3.3–7.7 %), *Keteleeria* (4.7–7.1 %), *Podocarpus* (3.3–6.4 %), *Abies* (1.3–3.3 %), а также *Pinus* s/g *Haploxyylon* (до 9.9 %), при наличии *Pinus* sect. *Strobus* (двух видов *P. strobiformis* до 3.8 % и *P. thunbergii* до 1.3 %), пыльцы *Pinus cristata* до 5.2 %, двух видов из секции *Pinus* sect. *Mirabilis* (*P. bireiformis*, *P. palustris*) 3.4–7.7 %, и единично Taxodiaceae до 0.9 %, *Cedrus* до 0.6 %.

Среди пыльцы светлохвойных пород (26.5–37.9 %) преобладает пыльца подрода *Pinus* s/g *Diploxylon* (3.3–8.4 %), включающего пыльцу секций *Pinus* sect. *Banksia* (*P. minutus*, *P. exinata*) (0.6–1.4 %), а также *Sparganium* (до 0.6 %).

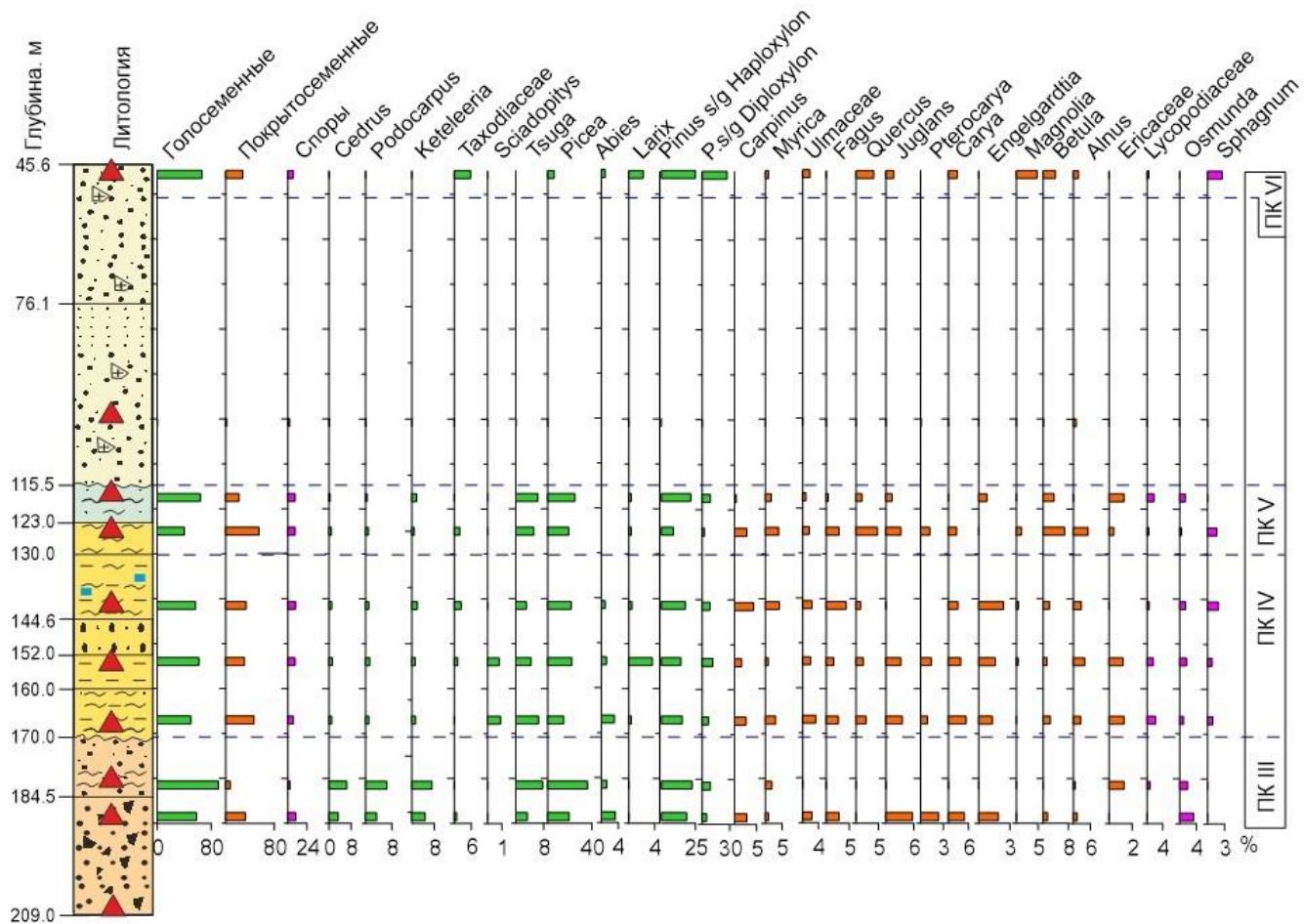


Рис. 4.37. Споро-пыльцевая диаграмма отложений скв. 545. Усл. обозн. см. рис. 4.1 и 4.36. В литологической колонке треугольниками показаны глубины отбора проб на палинологический анализ.

Доля пыльцы покрытосеменных растений в СПС снизу-вверх по разрезу снижается с 31.6 % до 4.5 %, и беднеет её родовое разнообразие. Эти изменения сопряжены с уменьшением пыльцы широколиственных пород. В составе СПС присутствуют пыльцевые зерна мелколиственных и широколиственных пород. Среди пыльцы мелколиственных (0.6–2.8 %) отмечена пыльца *Betula nigra* (1.4 %) и *Alnus* sp. (0.6–1.4 %). Доля пыльцы широколиственных снижается с 28.8 % (СПС 188.5) до 3.8 % (СПС 181.5). В составе обоих СПС преобладает семейство Juglandaceae (*Juglans* sp. – 5.7 %, *Carya* sp. – 4.2 %, *Pterocarya* – 2.4 %, *Engelhardtia spicata* – 1.9 %, *Cyclocarya* – 0.5 %), в качестве субдоминанта выступает семейство Fagaceae (*Fagus* – 2.4 %, *Castanopsis* – 2.3 %), а примесь составляет пыльца семейств и родов: Ulmaceae (*Ulmus* – 2.3 %, *Celtis* – 1.4 %), Myricaceae (*Comptonia* – 1.3–2.4 %; *Myrica* – 0.9–1.9 %), *Carpinus* – 0–2.8 %, *Sterculia* и *Moraceae* – по 0.5 %.

Среди спор (2.6–9.9 %) преобладают папоротники (*Osmunda* – 1.9–3.3 %, *Polypodiaceae* – до 2.5 %, *Lygodium japonicum* – до 1.9 %, *Cyatheaceae* – до 1.7 %). Единично встречены зерна

Chlorophita и плаунка (Lycopodiaceae). Травянистые растения обнаружены в виде единичных зерен в процентном отношении, не превышая 1.3 %.

Главным признаком выделения ПК III является наличие в составе голосеменных пород пыльцы рода *Podocarpus*, а для покрытосеменных – рода *Comptonia*. Пыльца родов *Cedrus* и *Sterculia* вероятнее всего присутствовала в составе спектров уже в качестве реликтов. Пыльца данных родов исчезает на границе позднего олигоцена раннего миоцена. Состав СПС ПК III позволяет рассматривать время формирования отложений как конец олигоцена – начало миоцена. Подобные спектры схожи со спектрами ПК IV Еравнинской депрессии [Рассказов и др., 2007].

ПК IV. Нижний миоцен танхойской свиты. Скв. 508, 513, 517, 545.

СПС 508/170.6; 508/168 (скв. 508, рис. 4.39) близки между собой по преобладанию в них пыльцевых зерен голосеменных растений над покрытосеменными (68-69 %). В их составе доминирует (22-36 %) пыльца *Picea* разные виды. Несколько меньше объемы пыльцы *Pinus* s/g *Haploxyylon* (11-19 %) и *P. s/g Diploxyylon* (10-22 %). Субдоминантами выступают *Tsuga*, *Betula*, *Alnus*. Сопутствуют: *Abies*, *Larix*, *Juglans*, *Fraxinus*, *Corylus*, Poaceae, Cyperaceae, Lycopodiales. Единично: *Ginkgo*, *Podocarpus*, *Keteleeria*. Единично присутствует пыльца *Quercus*, *Carya*, *Platycarya*, *Pterocarya*, *Salix*, Cyperaceae, Ericaceae, Poaceae (Gramineae) Chenopodiaceae, Asteraceae (Compositae), Ranunculaceae, *Thalictrum*, Polypodiaceae, *Osmunda*, *Botrychium*, *Sphagnum*, *Selaginella*.

Реконструируются хвойные леса с участием широколиственных теплоумеренных и субтропических видов растений в рамках перехода от олигоцена к раннему миоцену.

В СПС 517/65, 517/61, 517/55, 517/53 и 517/49, скв. 517 (рис. 4.36), доминирует пыльца разнообразных покрытосеменных растений, составляя 59-72 %, среди них: *Fagus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Juglans*, *Carya*. Пыльцы хвойных 19-33 %, состоящих из *Picea*, *Pinus* s/g *Haploxyylon*, *P. s/g Diploxyylon*, *Abies* и *Tsuga canadensis* (L.) Carrière, *Tsuga diversifolia* (Maxim.) Mast. Сопутствуют: *Myrica*, *Zelkova*, *Palnera*, *Acer*, *Platycarya*, *Pterocarya*, *Ostrya*, *Betula*, *Alnus*, *Castanea*, *Ostrya*, *Humulus*, *Celtis*, *Diervilla*, Poaceae, Cyperaceae, Polypodiaceae, *Osmunda*. Единично – *Morus*, *Liquidambar*, *Myrtus*, *Rhus*, *Comptonia*, *Planera*, *Ilex*, *Engelhardtia*, *Castanea*, *Podocarpus*, *Cedrus*, Taxodiaceae, *Sciadopitys*, Cupressacaceae, *Larix*, *Alnaster*, *Salix*, *Diervilla*, Ericaceae, Chenopodiaceae, *Sphagnum*, Lycopodiaceae.

Доминирование пыльцы покрытосеменных растений, большое таксономическое разнообразие широколиственных и участие пыльцы тропических и субтропических представителей флоры позволяет реконструировать растительность раннего миоцена. Во время накопления отложений были распространены хвойно-широколиственные леса с участием реликтов субтропических видов растений в условиях теплого влажного климата.

В СПС скв. 513 (513/274), рис. 4.38 пыльца голосеменных растений составляет 43 %. В основном это пыльца *Picea* 19.5 % и *Pinus* 16 % (*Pinus* s/g *Diploxyylon*+ *P.* s/g *Haploxyylon*). В субдоминантах *Polypodiaceae* (11.7 %), *Alnus* (7.4 %), *Ulmus*, (5.8 %), *Betula* spp. (5.6 %). Сопутствует пыльца различных *Tsuga* (5 видов), *Quercus*, *Larix*, *Juglans*, *Ericaceae*, *Poaceae*, *Cyperaceae*, споры *Sphagnum*, *Osmunda*, *Lycopodium complanatum* (L.), *L. yuniperoides* Sw. и *L. sp.* Единичными пыльцевыми зернами определена пыльца *Ginkgo*, *Keteleeria*, *Sciadopitys*, *Cedrus*, *Abies*, *Myrica*, *Carya*, *Platycarya*, *Ostrya*, *Tilia*, *Acer*, *Fraxinus*, *Ilex*, *Corylus*, *Carpinus*, *Salix*, *Sparganiaceae*, *Ranunculaceae*, *Thalictrum*. *Valerianaceae*, *Botrychium*, *Riccia*, *Leiotriletes*, *Lygodium*.

Состав спектра позволяет реконструировать распространение смешанных хвойных лесов, в которых наряду с разнообразными представителями хвойных растений произрастали различные и также разнообразные представители широколиственных элементов флоры.

СПС 513/264 доминирует пыльца мезофильных лиственных широколиственных (77 %) среди которых пыльца (рис. 4.38) *Ulmus* (15.2 %), *Quercus* (10.6 %), *Fagus* (10.4 %), *Corylus* (5.8 %), *Juglans* (5.3 %), сопутствуют *Carya*, *Fraxinus*, *Carpinus*, *Salix* и хвойные *Picea*, *Pinus* s/g *Diploxyylon*, *P.* s/g *Haploxyylon*, *Pinaceae*, 3 вида *Tsuga*, *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Polypodiaceae*. Единичные: *Platycarya*, *Ostrya*, *Castanea*, *Ilex*, *Taxodium*, *Araucaria*, *Ginkgo*, *Abies*, *Larix*, *Thalictrum*, *Nonea*, *Polygonum amphibium* L. *Osmunda* и *Sphagnum*.

Состав спектра 513/246 сохраняя основные доминанты, несколько отличается в количественном соотношении большим количеством пыльцы голосеменных растений, в основном за счет обилия пыльцы *Picea*. Общий состав: покрытосеменные 61 %, голосеменные 29 %, споры 11 %. Схож по таксономическому составу (за исключением отсутствия пыльцы *Taxodium*, *Abies*, *Ostrya*, *Castanea*, *Ilex* и *Carpinus*, присутствия пыльцы *Rhus* и *Acer* с установленным в СПС 513/264.

Состав двух СПС, в которых преобладает пыльца покрытосеменных растений с доминирующими и разнообразными представителями широколиственных видов близок к составу типично тургайской флоры с обилием ильмовых, буковых и ореховых с незначительным количеством таксодиевых и других термофильных элементов.

СПС скв. 545 (545/167; 545/154) (рис. 4. 37). Пыльца голосеменных составляет 49.7–61.9 %, в составе темнохвойных элементов отмечены: *Picea* sect. *Eupicea* – 8.4–14.5 %, *Picea* sect., *Omorica* – 6.2–7.5 %, *Tsuga* sp. – 4.4–6.6 %, *Abies* sp. – 1.2–3.1 %, *Keteleeria microreticulata* – 1.2–1.3 %, *Podocarpus* sp. – 0.9–1.2 %, *Taxodiaceae* – до 1.2 %. Сообщество сосновых представлено: *Pinus* s/g *Haploxyylon* – 9.7–12.3 %, *Pinus* s/g *Diploxyylon* – 4.0–5.3 %, *Pinus* sect. (*Banksia* – до 3.2 %, *P. minutus* – 1.3–1.6 %), *Pinus* sect. (*Strobus* – до 3.1 %, *Mirabilis* – до 2.0 %), *Pinus* sp. до 2.8 %, *Larix* sp. – 0.4–3.6 %. Единично отмечены зерна *Abies mayriana*, *Cycadopites follicularis*, *Sciadopitys serrata*, *Sciadopityspollenites varius*, *Ephedra* sp.

Содержание пыльцы покрытосеменных растений составляет 40 %. Из мелколиственных пород (до 7.4 %) преобладают семейства *Betulales* (*Alnus* sp. – 2.6–4.0 %, *Betulapollenites* – 1.2–2.2 %, *Corylus coliformica* L. – 0.8–1.3 %), *Humulus lupulus* L. – в пределах – 1.3 %. Широколиственные породы (до 31.1 %) представлены разнообразными семействами: *Juglandaceae* (*Carya* 3.6–5.2 %, *Engelhardtia* sp. от 1.3 до 1.6 %, *Pterocarya* 0.9–1.4 %, *Platycaryapollenites miocaenicus* 0–1.8 %, *Juglans polyporata* до 3.5 %, *J. jondonica* до 1.6 %, *J. sibirica* до 1.6 %); *Fagaceae* (*Fagus silvatica* до 2.2 %, *F. tenella* до 1.2 %, *Quercus mongolica* – 1.2–2.2 %, *Q. minor* до 0.4 %); *Myricaceae* (*Myrica* sp. от 0.8 до 3.1 %, *Comptonia aborigena* 0.4–1.3 %); *Ulmaceae* (*Ulmus americana* до 2.4 %, *U. sp.* до 0.8 %, *Planera mullensis* до 1.2 %, *P. hirbitica* до 0.9 %); *Altingiaceae* (*Liquidambar* – до 3.5 %, *Carpinus* – 1.6–2.6 %, *Momipitis* – от 0.9 до 1.6 %, *Fotergila gracilis* до 1.3 %). Палинокомплексы содержат элементы в виде единичных зерен: *Magnolia* (два вида), *Acer* sp., *Ilex aquifolium*, *Moraceae*.

Пыльца травянистых растений (1.2–3 %), вероятно, отражает прибрежно-водные фации растительности (*Ericaceae* – 1.2–1.3 %; *Chenopodiaceae* до 0.6 %; *Compositae* до 0.4 %; *Diervilla* до 1.3 %). Споры (от 6.7 до 8.7 %) представлены папоротникообразными (*Polypodiaceae* – 1.8–3.9 %), чистоустовыми (*Osmunda* 0.9–1.6 %), плаунами (*Lycopodium* до 2.2 %, *Lycopodiaceae* до 1.6 %). Единично встречены *Sphagnum*, *Cyatheaceae*, *Leiotriletes miocaenicus*.

СПС 545/141.5. В общем составе спектра содержится хвойных 57.8 %, лиственных 32.2 %, трав 0.6 %, спор 9.4 %. В группе темнохвойных пород (27.1 %) преобладает *Picea* sec. *Eupicea* 13.7 %, *Picea* sect. *Omorica* 7.6 %, *Tsuga* spp. 3 %, *Keteleeria microreticulata* 1.9 %, *Abies* sp. 0.9 %; из светлохвойных *Pinus* s/g *Haploxyylon* 11.8 %, *Pinus* sect. *Banksia* 4.3 %, *P. minutus* 1.4 %, *Pinus* sect. *Mirabilis* 3.3 %, *Strobus* 2.4 %, *Pinus* sect. *Sula* 2.8 %. Немногочисленные зерна составляют *Larix* sp., *Ephedra* sp., *Sparganium* sp.

Пыльца лиственных пород представлена семейством *Betulales* (*Alnus* sp. 2.8 %, *Betulapollenites* 1.9 %), *Carpinus*. 4.3 %, *Humulus lupulus* L. 1.4 %. Из широколиственных пород отмечены семейства: *Juglandaceae* (*Carya* 2.8 %, *Engelhardtia* 2.4 %, *Platycaryapollenites miocaenicus* 1.9 %); *Fagaceae* (*Fagus silvatica* L. 1.4 %); *Quercus alnifoliiformis* Pan. 1 %; *Myricaceae* (*Myrica* 4.2 %, *Momipitis punctatus* (R. Pot.) Nagy. 3.8 %); *Ulmaceae* (*Ulmus glabra* – 1.8 %, *Planera* aff. *hirbitica* – 0.5 %). Кроме того, присутствует пыльца в виде единичных зерен: *Magnolia*, *Acer*, *Ilex aquifolium*, *Moraceae*, *Aralia*.

Немногочисленную группу пыльцы трав составляют *Ericaceae*. Среди спор присутствуют *Polypodiaceae* 3.1 %, *Sphagnum* до 1.9 %, *Osmunda* 1.4 % и *Lygodium japonicum*, *Leiotriletes miocaenicus*, *Foveotriletes triangulus*, *Lycopodium sarmaticum* от единичных форм до 0.5 %.

СПС отличаются от нижевыделенных по разрезу повышенным содержанием спор и их разнообразием, заметным участием пыльцы семейства Taxodiaceae, а также появлением в составе пыльцы широколиственных пород таких элементов как *Quercus*, *Magnolia*, *Momipites*.

В СПС 508/159 скв. 508 (рис. 4.39) содержится примерно одинаковое количество пыльцевых зерен голосеменных растений (50 %) и покрытосеменных (43 %) растений, небольшое количество мелколиственных (4.3 %). В нем по-прежнему преобладает пыльца *Picea*. (24 %) и редкими пыльцевыми зернами присутствует пыльца *Podocarpus* sp. и *Keteleeria* sp. В группе покрытосеменных растений из тропических экзотов установлен пандан *Pandanus*. Отличительными признаками от спектров образцов 508/168 и 508/170.8 является большее содержание пыльцы теплоумеренных широколиственных видов: *Ulmus* (9.1 %), *Juglans* (6.5 %), *Quercus*. (5 %), *Fagus* (0.9 %). Состав спектра характеризует широколиственно-хвойные леса с небольшим участием тропических и субтропических растений, возможно второй половины раннего миоцена.

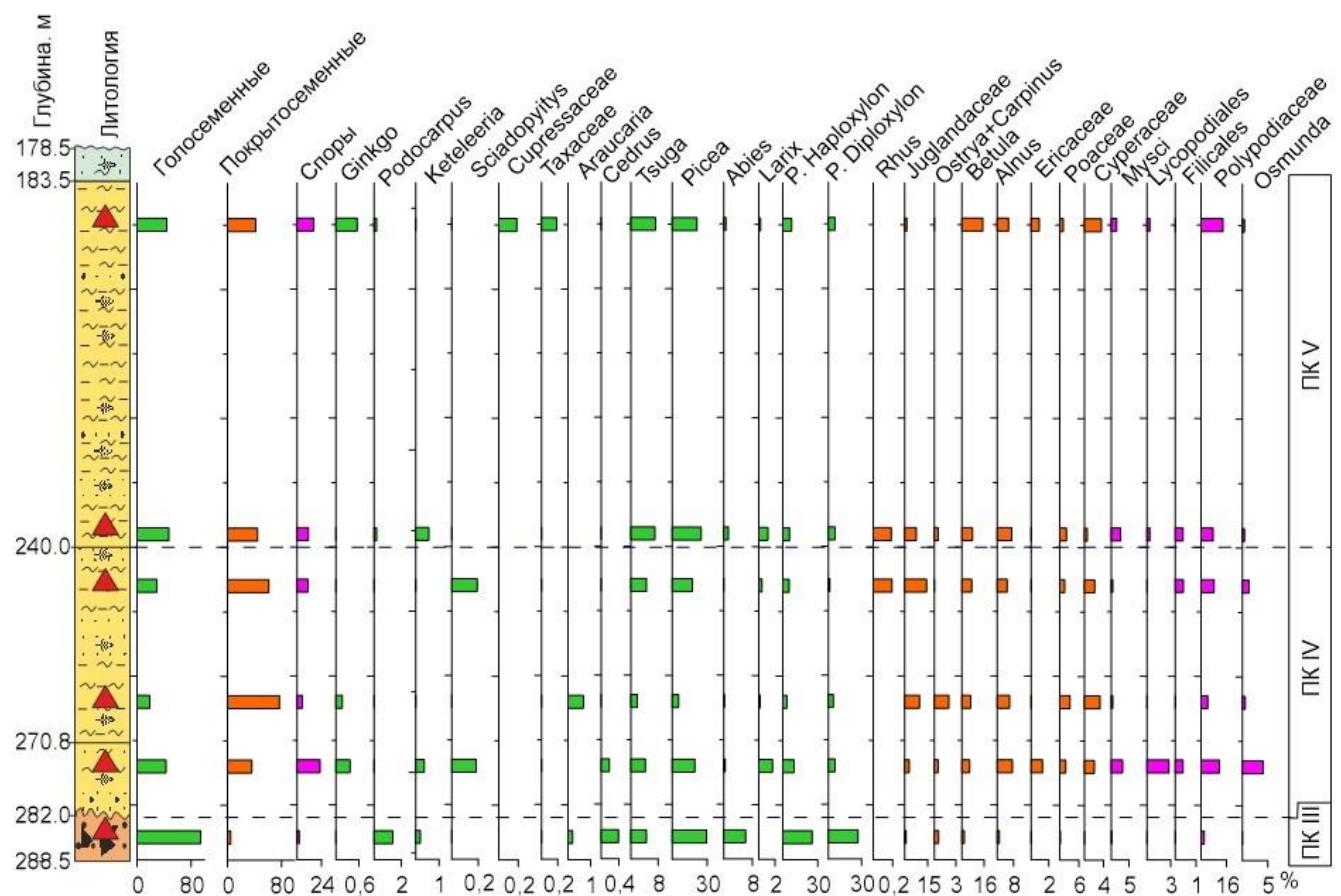


Рис. 4.38. Споро-пыльцевая диаграмма отложений скв. 513. Усл. обозн. см. рис. 4.1 и 4.36. В литологической колонке треугольниками показаны глубины отбора проб на палинологический анализ.

Описанные СПС объединены в ПК IV, который сравнивается с ПК нижнеильдикляхского подгоризонта нижнего миоцена Северо-Востока России [Фрадкина, 1995], в составе которого отмечено повышенное обилие и разнообразие пыльцы термофилов среди покрытосеменных. Отличие ПК IV заключается в меньшем содержании пыльцы мелколиственных.

ПК V. Средний миоцен – нижний плиоцен танхойской свиты, скв. 508, 513, 517и 545.

В СПС 513/238 и 513/190 скв. 513, рис. 4.38 содержится примерно одинаковое количество пыльцы голосеменных (43-47 %) и покрытосеменных (42-45 %) растений соответственно, спор – (11-16 %). Доминирует пыльца *Picea* (21-25 %). Субдоминанты: пыльцевые зерна бореальных мелколиственных растений *Alnus* (6-7 %) и березы *Betula* (8-15 %), Polypodiaceae (8-14 %), *Tsuga* (7 %), *Pinus* s/g *Haploxyylon*, *P.* s/g *Diploxyylon* (в сумме 6 -7 %). Сопутствует пыльца *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Fagus*, меньше *Abies*, *Larix*, *Salix*. Единично представлены *Carya*, *Platycarya*, *Pterocarya*, *Carpinus*, *Fraxinus*, *Ilex*, *Keteleeria*, Cupressaceae, Taxaceae, Ericaceae, Cyperaceae, Poaceae, Chenopodiaceae, *Thalictrum*. Среди спор единичны споры сфагновых мхов *Sphagnum*, плаунов *Lycopodium* и чистоустовых *Osmunda*.

Состав СПС позволяет реконструировать палинофлору соответствующую первой половине среднего миоцена и сравнивать ее с палинологическими характеристиками нижнеджилиндской подсвиты в Хойготской, Амалатской и Ингурской впадинах [Рассказов и др., 2007].

СПС скв. 508/126.5 (рис 4. 39), СПС характеризуется доминантами пыльцы покрытосеменных растений (68 %), в основном *Betula* spp. (30 %), субдоминанты: Polypodiaceae (20 %), Pinaceae (12 % *Tsuga*, *Picea*, *Abies*, *Pinus* s/g *Haploxyylon*, *P.* s/g *Diploxyylon*). Сопутствуют *Fagus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Carya*, *Alnus*, *Salix*, Cyperaceae. Единичны зерна *Ostrya*, *Carpinus*, *Castanea*, *Carya*, *Pterocarya*, *Platycarya*, *Myrica*, *Acer*, *Fraxinus*, *Tilia*, *Corylus*, *Taxis*, *Keteleeria*, Ericaceae, Cyperaceae, Poaceae (Gramineae). *Leiotriletes*, *Sphagnum*.

СПС 508/121: Состав спектра по таксономическому составу и обилию пыльцы мелколиственных растений схож с вышеописанным в обр. 508/126.5. Пыльца березы *Betula* spp. обильна до 27 %. Отличие заключается в большем количестве пыльцы хвойных растений, среди которых пыльца *Picea*, *Pinus*. s/g *Diploxyylon*. *P.* s/g *Haploxyylon*. Разнообразнее состав трав (в сумме 7 %) появляется пыльца *Nonea*, *Thalictrum*, Fabaceae, Chenopodiaceae и Sparganiaceae.

Оба спорово-пыльцевых спектра характеризуют обедненную флору тургайского типа с доминированием пыльцы мелколиственных растений *Alnus* spp., *Betula* spp., единичным присутствием термофильных элементов и разнообразием пыльцы травянистых лесных и луговых ассоциаций, особенно для СПС 508/121.

В СПС скв. 545 (545/125), (рис. 4. 37) доля пыльцы голосеменных составляет 39.9 %, несколько больше покрытосеменных – 47.6 %, трав – 3.6 %, спор – 8.9 %.

Среди темнохвойных пород преобладают *Picea* sect. *Eupicea* – 12.5 %, *Picea* sect. *Omorica* – 6.5 %, три вида *Tsuga* – 5.2 %, *Taxodiaceae* – 2.0 %. Единично отмечена пыльца *Keteleeria microreticulata*. Хвойные породы представлены *Pinus* sect. *Cembra* – 6.0%, *Pinus* s/g *Diploxylon* – 2.0 %, *Pinus* sect. *Strobus* – 2.0 %. Единично обнаружены пыльцевые зерна *Podocarpus* sp., *Larix* sp., *Pinus* sect. *Mirabilis*, *Ephedra* sp.

Содержание пыльцы широколиственных пород составляет 35.0 %. В этой подгруппе ведущую роль играет пыльца семейств: *Fagaceae* (*Fagus* sp. – 8.8 %, *Quercus* sp. – 4.8 %, *Castanea* sp. – 0.8 %), *Juglandaceae* (*Juglans* sp. – 3.2 %, *Carya* sp. – 2.4 %, *Pterocarya* sp. – 1.2 %), *Myricaceae* (*Myrica* sp. – 4.0 %, *Momipites punctatus*), *Ulmaceae* (*Ulmus* sp., *Planera* sp., *Zelkova* sp., с оценкой – единично). Возрастает разнообразие рода *Magnolia* (два вида). Среди мелколиственных палинотаксонов (16.8 %) доминирует семейство *Betulaceae* (*Betulaepollenites* – 6.8 %, *Alnus* sp. – 5.2 %,), в небольшом количестве отмечена пыльца вида *Humulus lupulus* L. – 2.0%.

В незначительном количестве отмечается пыльца травянистых растений (1.6 %). В ее составе представлены *Ericaceae*, *Trapa vutans* L., *Nupharaceae* не превышает 1 %. Из спор доминируют элементы семейств: *Polypodiaceae* – 6.4 %, *Sphagnum* sp. – 1.6 %, и единично отмечены зерна *Lycopodiaceae* и *Osmundaceae*.

СПС 545/117.5 (рис. 4. 37). В общем составе спектра преобладает пыльца голосеменных – 64.2 %, покрытосеменных – 22.9 %, трав – 2.2 %, спор – 8.9 %.

Существенно возрастает роль пыльцы сосен (32.8 %): *Pinus* sect. *Cembra* – 14.9 %, *Pinus* sect. *Sula* – 5.1 %, *Pinus* sect. *Mirabilis* – 2.9 %, *Pinus* sect. *Strobus* – 2.6 %, *Pinus* sect. *Banksia* – 2.1 %. Такие элементы как *Pinus gigantea*, *Pinus minutus*, *Larix* sp. встречаются в виде единичных зерен. Пыльца темнохвойных пород (31.4 %) представлена *Picea* sec. *Eupicea* – 18.3 %, *Picea* sect. *Omorica* – 6.4 %, *Tsuga* – 6.4 %, *Keteleeria* – 1.7 %. Пыльца мелколистных пород содержится в спектрах в количестве первых процентов: *Betulaceae* (*Betulaepollenites* – 3.4 %), *Humulus lupulus* – 2.1 %. Широколиственные породы представлены единичными зернами родов *Ulmus*, *Quercus* и *Juglans*.

На границе описанных СПС отмечено наибольшее количество пыльцы травянистых растений. Это представители семейств: *Ericaceae* – 1.3 %, *Trapa natans* L. – 0.9 %. Споровые растения представлены единичными зернами семейств *Polypodiaceae* и *Osmundaceae*. Возможно, данные этапы отразили переход от миоцену к плиоцену.

СПС 517/46, 517/43 скв. 517 (рис. 4. 36), близки между собой по таксономическому составу. Доминирует пыльца хвойных растений (43-48 %): *Picea* (17-21 %), *Pinus* s/g *Diploxylon+P. s/g Haploxyylon* (12-21 %). Субдоминанты: *Polypodiaceae*, *Osmunda*, *Tsuga* 3 вида

(*Tsuga canadensis* (L.) Carriere, *Tsuga diversifolia* (Maxim.) Mast. и *Tsuga* sp.), *Abies*. Пыльцы покрытосеменных 24-35 % в числе которых пыльца Juglandaceae, Ulmaceae, Betulaceae, Fagaceae, Tiliaceae. Для СПС 517/46 они выступают в качестве сопутствующих элементов, а в СПС 517/43 выше по разрезу присутствуют в качестве единичных зерен с сопутствующими *Betula* и *Alnus* (древесные формы) и пыльцы кустарников *Betula*, *Alnaster* и *Salix*. Единичными экземплярами присутствуют Taxodiaceae, *Larix*, травы Poaceae, Cyperaceae, споры *Sphagnum* и *Lycopodium*.

Реконструируются хвойные сосново-еловые леса с участием тсуги, нижний горный пояс был занят умеренно теплолюбивыми широколиственными лесами с сохранившимися редкими реликтами хвойных и лиственных растений. Растительность подобного рода могла существовать в переходный период от миоцена к плиоцену в условиях нарастающего похолодания.

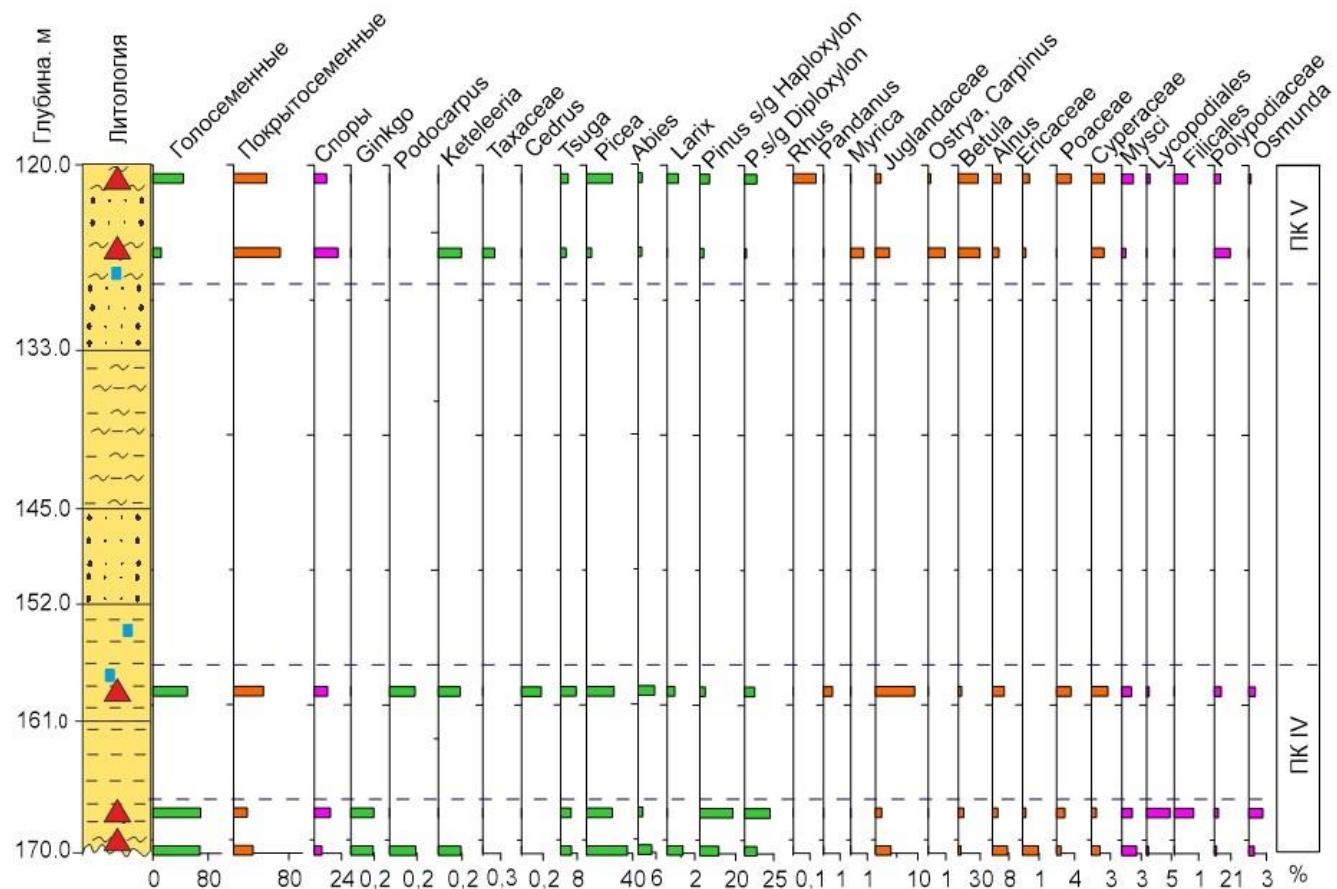


Рис. 4.39. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений скв. 508. Усл. обозн. см. рис. 4.1 и 4.36. В литологической колонке треугольниками показаны глубины отбора проб на палинологический анализ.

ПК VI выделен условно и характеризует пачку красноцветных отложений скв. 545/45,6, (см. рис. 4. 37). В СПС господствует пыльца голосеменных – 66.7 %, пыльца покрытосеменных древесных пород, трав и спор играет второстепенную роль

Доминирует пыльца хвойных. Светлохвойные элементы (54.3 %) представлены следующими секциями: *Pinus* sect. *Cembra* – 11.4 % *Pinus* sect. *Strobus* – до 11.8 %, *Pinus* sect. *Banksia* – до 12.7 %, *Pinus* sect. *Sula* – до 10.5 %. Пыльцы Taxodiaceae – 5.7 %, отмечена пыльца рода *Larix* sp. – 2.2 %.

Пыльца мелколиственных пород встречена в небольшом количестве и принадлежат семейству Betulaceae – 3.9 %. Широколиственные породы представлены родом *Magnolia* sp. – 5.0 %, семействами Juglandaceae (*Carya* sp. – 2.6 %, *Juglans* – 1.7 %), Fagaceae (*Quercus* – 3.9 %, *Castanea* sp. – 1.3 %, *Fagus* sp. – 0.9 %), Ulmaceae sp. – 1.8 % и единично *Myrica* sp., *Sterculia* sp. до 0.9 %.

Пыльца травянистых растений встречается крайне редко и в небольшом количестве. Доля спор незначительна (6.6 %), содержание *Sphagnum* sp. – 2.6 %, Polypodiaceae – 1.8 %. Единично обнаружены споры Cyatheaceae, Hypolepidaceae, Lycopodiaceae.

Подобный состав СПС близок спектрам ПК из отложений верхнего миоцена-нижнего плиоцена Сибири и Юго-Востока России [Болотникова, 1979; Томская, 1981; Фрадкина, 1983].

Составы спор и пыльцы разновозрастных отложений отчетливо группируются при обработке табличных данных факторным анализом из скв. 545 (рис. 4.40). Выделяются три группы СПС: группа 1 – спектры из предозерных отложений верхнего олигоцена; группа 2 – спектры из озерных отложений нижнего миоцена – начала среднего миоцена; группа 3 – спектры послеозерных отложений верхнего миоцена и нижнего плиоцена.

СПС группы 1 имеют положительные значения первого фактора и отрицательные (545/188.5), либо положительные (545/181.5) значения второго. Эта группа соответствует ПК III и характеризуется теплоумеренным влажным хвойно-широколиственным лесом. По первым двум факторам (F1 и F2), тренд спектра протягивается от отрицательных значений второго фактора к положительному значению (из квадрата IV в квадрат I). Этот тренд показывает вариации роли темнохвойных лесов в условиях влажного холодного климата.

СПС группы 2 (ПК IV) в координатах F1 и F2 имеют отрицательные значения второго фактора, положительные первого фактора для 545/167 и 545/154 и отрицательные для 545/154.5. Эта группа имеет положительные значения F3 и представлена разнообразной пыльцой лиственных лесов (особенно широколиственных), характеризующей теплый климат.

СПС группы 3 (ПК V–VI) по координатам (F1 и F2) имеют отрицательные значения F1 при положительных значениях F2, за исключением спектра керна с глубины 125 и 45.6 м, расположены в квадрате III, который дает отрицательное значение F2. По координатам (F1 и F3) породы охристой толщи (обр. 545/100.8 и 545/45.6) дают резко отрицательные значения F1 и F3, а нижележащие породы (обр. 545/125 и 545/117.5) сопоставимы с породами озерной толщи.

По литологическим и литогеохимическим характеристикам обр. 545/117.5 имеет переходный характер от озерной фации танхойской свиты, накопившейся в условиях теплого и влажного климата, к аносовской (охристой) свите, накопившейся в условиях более сухого и холодного климата. Кроме того, в СПС 545/125, отмечены пыльцевые зерна *Fagus* и *Quercus*, которые характеризуют теплый и довольно сухой климат [Рассказов и др., 2019; Трегуб и др., 2020].

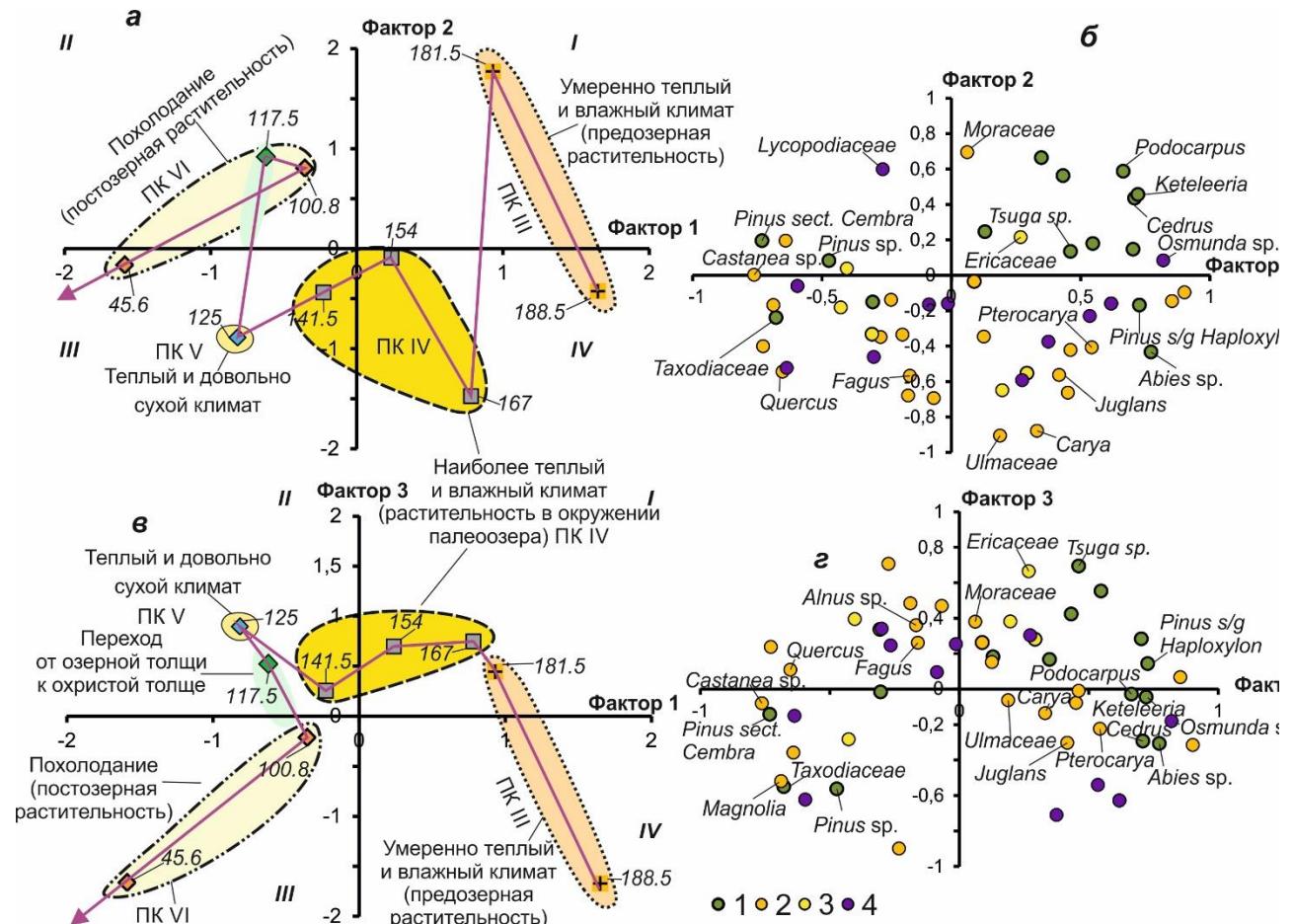


Рис. 4.40. Факторная диаграмма спорово-пыльцевых спектров осадочных отложений скв. 545 Баргузинской долины (а и в) и их факторных нагрузок (б и г). Цифрами показана глубина отбора проб. Степень изменчивости факторов: F1=24.2%, F2=17.0% и F3=15.5%. Стрелки показывают смену растительности, предшествовавшую образованию палеозера (ПК III), растительностью в окружении палеозера (ПК IV) и после его деградации (ПК V–VI). 1 – пыльца голосеменных растений, 2 – пыльца покрытосеменных растений, 3 – пыльца травянистых растений, 4 – споры.

Разрез Аргада

В разрезе терригенных отложений, вскрытых скв. 538 в интервале глубин от 27.5 до 349.0 м, выявлены СПС, содержание спор и пыльцы в которых, колеблется от 96 до 796 зерен. В

образцах с глубин 30.0, 39.5, 90.0 и 247.5 м были встречены единичные зерна спор и пыльцы (51, 85, 70 и 31 зерен, соответственно), которые использовать для интерпритации возраста отложений не представляется возможным. В названиях СПС доминанты указаны по возрастанию (рис. 4.41) [Хассан и др., 2019в].

СПС 538/349: *Polypodiaceae–Chenopodiaceae–Picea obovata*. Общий состав пыльцы древесно-кустарниковых 40 %, трав 31 %, спор 29 %. Число пыльцы древесно-кустарниковых сокращается вдвое, соответственно увеличивается сумма трав и спор. Пыльца *Picea obovata* занимает ведущее положение (29 %) в сопровождении *Pinus sec.* *Cembra* 7 %, *Abies sibirica*, *Pinus sylvestris*, *Betula* sp., *Duschekia* sp. Среди пыльцы трав чаще встречаются *Chenopodiaceae* 12 %, *Cichoriaceae* 3 %, *Artemisia* и *Cyperaceae* по 6 %, и реже *Asteraceae*, *Ephedra* sp., *Valeriana* sp., *Rosaceae*, *Caryophyllaceae*, *Ericales*, *Rumex* sp. Споры соответствуют *Polypodiaceae* 10%, *Sphagnum* sp. 10 %, *Riccia* sp. 6 %, *Lycopodiaceae*, *Botrychium* sp., *Selaginella rupestris*, *S. sanguinolenta*.

СПС 538/339: *Picea obovata*. Общий состав пыльцы древесно-кустарниковых (80 %), трав (16 %), спор (4 %). Доминирует пыльца *Picea obovata* (69 %) с примесью *Pinus sec.* *Cembra* (7 %), *Abies sibirica*, *Pinus sylvestris*, *Larix* sp., *Betula* sp., *Duschekia* sp., *Salix* sp. Пыльца трав принадлежит *Artemisia* sp. 8 %, *Ephedra* sp., *Chenopodiaceae*, *Asteraceae*, *Cichoriaceae*, *Cyperaceae*, а также группе разнотравья (6 %) *Poaceae*, *Polygonum bistorta*, *Valeriana* sp., *Rosaceae*, *Brassicaceae*, *Caryophyllaceae*, *Elaeagnaceae*. Споры соответствуют *Riccia* sp., *Sphagnum* sp., *Lycopodiaceae*, *Polypodiaceae*, *Botrychium* sp., *Selaginella rupestris*, *S. sanguinolenta*, *S. selaginoides*. Определено одно зерно *Tsuga* sp.

СПС 538/305: *Duschekia+Picea obovata – Polypodiaceae*. Общий состав пыльцы древесно-кустарниковых 29 %, трав 17 %, спор 54 %. Отличительной чертой палиноспектра является высокое содержание спор, особенно *Polypodiaceae* (23 %) и других спор *Botrychium* sp. (9 %), *Riccia* sp. и *Sphagnum* sp. (по 7 %), *Selaginella rupestris* (4 %), *S. sanguinolenta*, *S. selaginoides*, *Lycopodiaceae*. Здесь отмечается увеличение доли пыльцы лиственных пород *Duschekia* sp. (6 %), *Betula* sp. (4 %), *Salix* sp. при сохранении участия *Picea obovata* (11 %) с сопутствующими *Pinus sec.* *Cembra*, *Abies sibirica*, *Pinus sylvestris*. Группа пыльцы трав состоит из *Artemisia* sp. 8 %, *Asteraceae*, *Chenopodiaceae*, *Cichoriaceae*, *Cyperaceae*, *Caryophyllaceae*, *Polygonum bistorta*, *Ericales*, *Apiaceae*, *Onagraceae*, *Valeriana* sp.

СПС 538/283: *Picea obovata – Botrychium+Riccia+Polypodiaceae*. В спектре доминируют споры (81 %) за счет *Polypodiaceae* (40 %), *Riccia* sp. (25 %), *Botrychium* sp. (15 %), *Selaginella* sp., *Sphagnum* sp. Пыльца древесно-кустарниковых значительно уступает им (17 %): *Picea obovata* 6%, *Pinus sec.* *Cembra* (3 %), *P. sylvestris* 4%, *Abies sibirica*, *Betula* sp. (2 %), *Duschekia* sp. Малочисленная пыльца трав (2 %) относится к *Artemisia* sp., *Chenopodiaceae*, *Ericales*. Обнаружено одно зерно *Tsuga* sp. и *Tilia* sp.

СПС 538/271.5: *Riccia–Picea obovata–Cichoriaceae+Cyperaceae+Chenopodiaceae*. В палиноспектре сумма пыльцы древесно-кустарниковых сокращается до 28 %, при увеличении трав до 47 % и спор до 26 %. Среди древесных чаще других отмечается *Picea obovata* (13 %) в сопровождении *Pinus sec. Cembra* (8 %), *P. sylvestris* (3 %), *Betula* sp., *Duschekia* sp., *Salix* sp. Группу травянистых растений составляют Chenopodiaceae (14 %), Cichoriaceae (10 %), Cyperaceae (10 %), *Artemisia* sp. (5 %), Asteraceae (5 %) и разнотравье (6 %). Среди спор выделяется *Riccia* sp. (11 %), ей сопутствуют Polypodiaceae (6 %), *Botrychium* sp., *Selaginella* sp., Lycopodiaceae, *Sphagnum* sp. и другие (4 %).

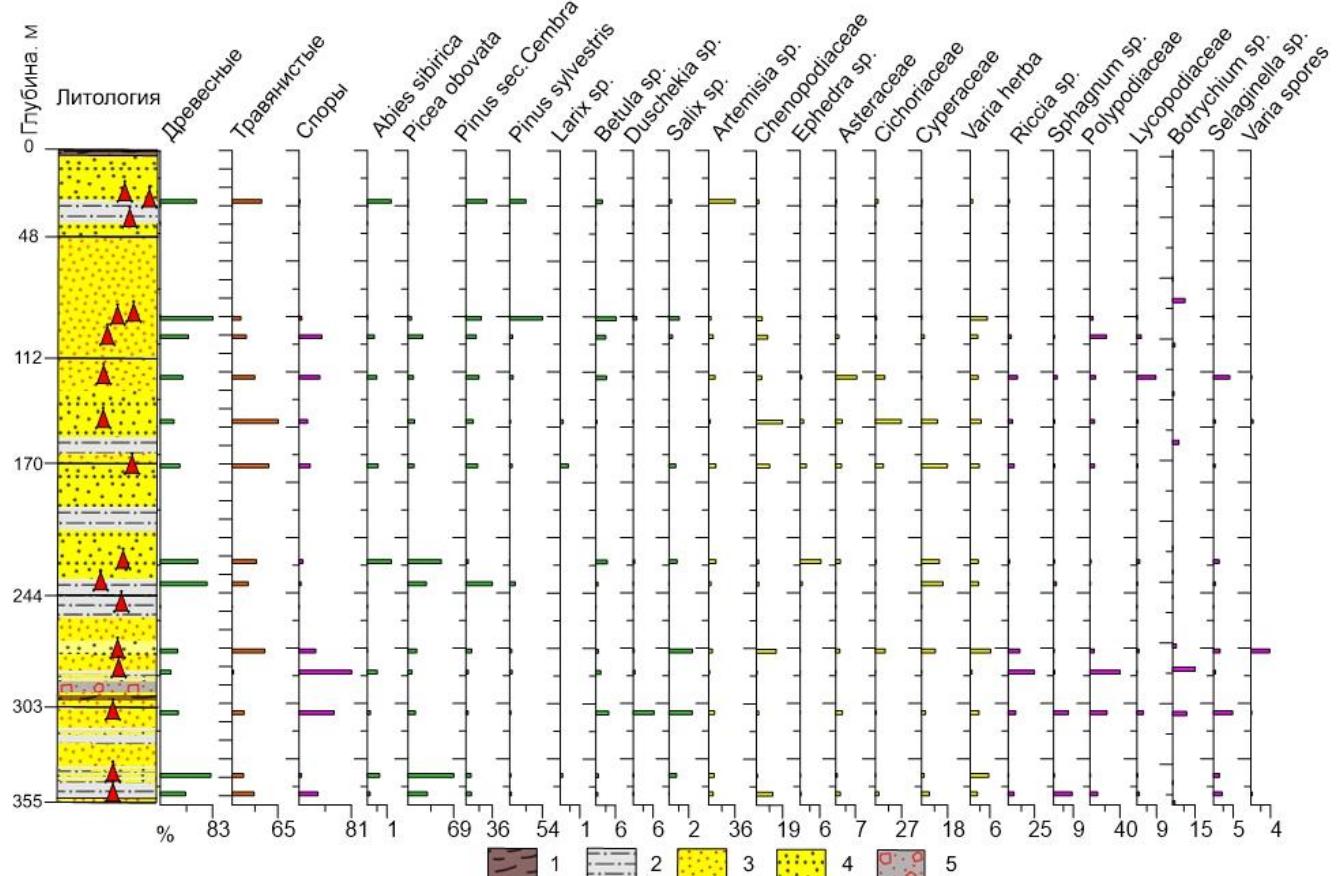


Рис. 4.41. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений скважины 538. Местоположение скважины и усл. обозн. см. рис. 5.4 и 5.36. В литологической колонке треугольниками показаны глубины отбора проб на палинологический анализ. 1 – отложения аквального генезиса с примесью осадков неаллювиального происхождения; 2 – отложения комплексного лимно-аллювиального происхождения; 3 – аллювиальные отложения; 4 – ритмичное чередование по вертикали разреза осадков комплексного и речного генезиса; 5 – пролювиальные и склоновые отложения.

СПС 538/247.5 содержит всего 31 экземпляр пыльцы и спор: *Pinus sec. Cembra*, *P. sylvestris*, *Artemisia* sp., Polypodiaceae, *Botrychium* sp.

СПС 538/235.0: *Cyperaceae–Picea obovata–Pinus sec. Cembra*. Среди пыльцы древесно-кустарниковых (74 %) на фоне *Pinus sec. Cembra* 36 % заметна роль *Picea obovata* 28 %, сопутствующие – *P. sylvestris* 9%, *Betula* sp. Пыльца трав (23 %) представлена *Cyperaceae* 15 %, *Artemisia* sp. 3 %, *Chenopodiaceae* 2 %, *Rosaceae*, *Poaceae*, *Ephedra* sp., *Caryophyllaceae*, *Valeriana* sp., *Polemonium* sp. Спор мало – 3 % (*Riccia* sp., *Sphagnum* sp., *Polypodiaceae*, *Lycopodiaceae*, *Botrychium* sp., *Selaginella* sp.).

СПС 538/223: *Artemisia+Cyperaceae+Ephedra–Picea obovata*. Общий состав пыльцы древесно-кустарниковых 59 %, трав 35 %, спор 6 %. Ведущее положение занимает пыльца *Picea obovata* 50% в сопровождении *Abies sibirica*, *Pinus sec. Cembra*, *Betula* sp., *Salix* sp. Среди трав выделяется пыльца *Ephedra* sp., сохраняется роль *Artemisia* sp. и *Cyperaceae*, им сопутствуют *Asteraceae*, *Chenopodiaceae*, *Cichoriaceae*, *Rosaceae*, *Brassicaceae*, *Caryophyllaceae*, *Fabaceae*. Малочисленные споры принадлежат *Riccia* sp., *Polypodiaceae*, *Botrychium* sp., *Lycopodiaceae*, *Sphagnum* sp., *Selaginella sanguinolenta*, *S. rupestris*.

СПС 538/171: *Picea obovata–Pinus sec. Cembra–Artemisia+Cyperaceae*. Общий состав пыльцы древесно-кустарниковых 31 %, трав 52 %, спор 17 %. По-прежнему много пыльцы трав, но больше становится *Cyperaceae* 18 %, *Artemisia* sp. 10 %, сохраняется число *Chenopodiaceae* 10 %, другие встречаются реже (*Ephedra* sp., *Asteraceae*, *Cichoriaceae*, *Poaceae*, *Polygonum bistorta*, *Rosaceae*, *Brassicaceae*, *Caryophyllaceae*, *Thalictrum* sp., *Valeriana* sp.). Среди древесно-кустарниковых сумма пыльцы *Pinus sec. Cembra* 16 %, *Picea obovata* 9 % мало меняется. Кроме них встречаются *Abies sibirica*, *Pinus sylvestris*, *Larix* sp., *Betula* sp., *Duschekia* sp., *Salix* sp. Изменения в составе спор, малочисленны *Riccia* sp. 6 %, *Polypodiaceae* 6 %, *Botrychium* sp. 4 %, *Lycopodiaceae*, *Sphagnum* sp., *Selaginella sanguinolenta*, *S. rupestris*.

СПС 538/147: *Picea obovata+Pinus sec. Cembra–Chenopodiaceae+Cichoriaceae*. Общий состав пыльцы древесно-кустарниковых 22 %, трав 65 %, спор 13 %. Наибольшее число в спектре приходится на пыльцу *Cichoriaceae* 27% и *Chenopodiaceae* 19%, им сопутствуют *Cyperaceae* 11 % и другие (*Artemisia* sp., *Ephedra* sp., *Asteraceae*, *Poaceae*, *Ericales*, *Polygonum bistorta*, *Rosaceae*, *Brassicaceae*, *Caryophyllaceae*, *Thalictrum* sp., *Valeriana* sp.). Соответственно сокращается сумма пыльцы древесно-кустарниковых *Picea obovata* и *Pinus sec. Cembra* до 10 %, остальные *Pinus sylvestris*, *Larix* sp., *Betula* sp. немногочисленны, также споры *Polypodiaceae* 6 %, *Riccia* sp. 4 %, *Lycopodiaceae*, *Sphagnum* sp., *Botrychium* sp., *Selaginella sanguinolenta*.

СПС 538/123: *Riccia+Lycopodiaceae–Artemisia+Cichoriaceae–Picea obovata–Pinus sec. Cembra*. Общий состав пыльцы древесно-кустарниковых 36 %, трав 32 %, спор 32 %. Число древесно-кустарниковых сокращается за счет *Picea obovata* (8 %), а *Pinus sec. Cembra* немного больше – 18 %. Среди трав заметно участие *Cichoriaceae* (10 %), *Artemisia* sp. (9 %), *Asteraceae* (7 %), реже *Ephedra* sp., *Poaceae*, *Polygonum bistorta*, *Rosaceae*, *Brassicaceae*, *Caryophyllaceae*,

Thalictrum sp. Споры представлены *Riccia* sp. 9 %, Lycopodiaceae 9 %, Polypodiaceae 7 %, *Sphagnum* sp., *Botrychium* sp., *Selaginella* sp. (в том числе *S. sanguinolenta* и *S. rupestris*).

СПС 538/101: *Polypodiaceae–Pinus sec. Cembra–Picea obovata*. В общем составе палиноспектра древесно-кустарниковых 45 %, трав 20 %, спор 35 %. Среди первой группы чаще встречается пыльца *Picea obovata* 22 %, ей сопутствуют *Pinus* sec. *Cembra* 14 % и *Pinus sylvestris* 5 %, реже *Alnus* sp., *Betula* sp., *Abies sibirica*, *Salix* sp. В травянистом покрове (пыльцы трав 20 % и спор 35 %) присутствуют Chenopodiaceae 8 %, *Artemisia* sp. 6 % и другие травы 6 % (Asteraceae, Cyperaceae, Cichoriaceae, *Polygonum bistorta*, Rosaceae, Apiaceae). Среди спор больше Polypodiaceae 22 %, к ним примешиваются *Botrychium* sp. 8 %, *Riccia* sp., *Sphagnum* sp., Lycopodiaceae, *Osmunda* sp.

СПС 538/91: *Pinus sec. Cembra+Pinus sylvestris*. В спектре доминирует пыльца древесно-кустарниковых 83 %, особенно *Pinus sylvestris* 54 % и *Pinus sec. Cembra* 21 %, меньше – *Picea obovata* 5 %, *Betula* sp. 6 %, *Duschekia* sp. и *Salix* sp. до 1 %. Сокращается число пыльцы трав до 13 %: Chenopodiaceae 4 %, *Artemisia* sp. 3 %, Cyperaceae 1 %. Группу разнотравья (5 %) составляют: Cichoriaceae, Ericales, Caryophyllaceae, Rosaceae. Споры (4 %) относятся к Polypodiaceae.

СПС 538/30 и 538/90: малочисленные находки пыльцы *Picea obovata*, *Pinus sec. Cembra*, *P. sylvestris*, *Abies sibirica*, *Betula* sp., *Salix* sp.; Chenopodiaceae, Asteraceae, Cichoriaceae, Cyperaceae и другие; споры – Polypodiaceae, *Sphagnum* sp. Наблюдается засорение современной пыльцой *Pinus sylvestris*. На глубине 39.5 м и 90.0 м – *Tsuga* sp. (2 экз.).

СПС 538/27.5: *Artemisia–Pinus sylvestris+Pinus sec. Cembra*. В общем составе спектра пыльцы древесно-кустарниковых 57 %, трав 42 % и спор 1 %. Большую часть спектра образуют *Pinus sec. Cembra* 28 % и *P. sylvestris* 27 %, им сопутствуют *Abies sibirica* 1 %, *Picea obovata*, *Betula* sp., *Salix* sp. Из 42 % трав на пыльцу *Artemisia* sp. приходится 36 %, остальные принадлежат Cichoriaceae 3 %, Chenopodiaceae 2 %, Asteraceae, Cyperaceae, *Polygonum* sp., Rosaceae, Fabaceae. Споры *Riccia* sp., Polypodiaceae малочисленны. Встречен 1 экземпляр *Tsuga* sp.

Таким образом, по результатам палинологического анализа можно выявить некоторые особенности изменения состава представителей растительного покрова во время аккумуляции отложений, вскрытых скв. 538. В верхней части озерных осадков (27.5 м) наряду с темнохвойными лесными сообществами из *Pinus sec. Cembra*, *Abies sibirica*, *Picea obovata* развиты и светлохвойные – из *P. sylvestris*, *Betula* sp., *Salix* sp. Открытые участки заняты остеиненными разнотравно-полынными ассоциациями. Присутствие тсуги, скорее результат переотложения. Средняя толщина (30, 39 и 90 м) содержит малочисленные миоспоры, но в них сохраняются соотношения между основными видами, что и верхней части. В нижней части данной толщи (91 м) темнохвойные леса уступают светлохвойным. На глубине 101 м

фиксируется снижение роли древесных пород, но отмечается увеличение участия ели. В травянистом покрове развиты разнотравно-папоротниковые сообщества с примесью растений обитателей щебнистых склонов.

Далее отложения представлены ритмично переслаивающейся аллювиальной толщой, подразделяющейся, по характеру ритмичности, на четыре интервала. Колебания видового состава спектров в целом вписываются в эти интервалы.

Первый интервал (352–303 м) опробован на глубинах 305, 339 и 349 м. Здесь наблюдается смена доминантов, то ель, то споровые. Ель достигает максимума в середине толщи (339 м). В начале второго интервала (303–244 м) на глубине 247.5 м из-за малого числа миоспор трудно судить о растительности. В образце с 283 м фиксируется широкое развитие споровых растений: грозовника, риччии, папоротников. Хвойные леса сильно разрежены. В третьем интервале 244–170 м (обр. 538/171, 538/223 и 538/235) также наблюдается чередование доминантов – то преобладают травы и споровые, то древесные.

Так, в образце с 171 м содержатся полынно-марево-осоковые группировки, распространенные на открытых участках. Темнохвойные с участием сосны обыкновенной, лиственницы и березы значительно уступают им по площади. На глубине 223 м отмечается, при сходном составе травянистой растительности, расширение еловых лесов. На 235 м в темнохвойных лесах наряду с елью больше становится кедровидных сосен. Для спектров четвертого интервала 170–109 м (обр. 538/123 и 538/147) свойственно преобладание пыльцы травянистых растений, в частности цикориевых, осоковых, маревых и других, а также споровых – риччии, папоротников, плаунов. Сосны, ель, редко лиственница, березы образуют смешанные леса.

Таким образом, сравнение полученных спорово-пыльцевых спектров СПС с литературными данными [Kolomiets, Budaev, 2015] Баргузинской долины указывает на возраст ритмичной толщи как эоплейстоценовый, а песчаной толщи – как неоплейстоценовый.

4.6.2. Диатомовые зоны

С помощью световой и сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) впервые проведены исследования ископаемых диатомей Баргузинской долины [Hassan et al., 2019]. Образцы были отобраны из кернов скважин, пробуренных на двух участках: Уро (скв. 508, 513, 545 и 517) и Бодон (скв. 531 и 532). Показано, что состав диатомовой флоры в отложениях этих участков отличался. Всего выявлено 124 вида, относящихся к 44 родам, 23 семействам, 11 порядкам, 2 классам и 1 отделу. На долю вымерших диатомей приходилось 33 % от общего количества, что свидетельствует о миоценовом возрасте отложений. В результате диатомового

анализа кернов скважин Баргузинской долины определено 7 локальных диатомовых зон (ДЗ) [Hassan et al., 2019; Усольцева и др., 2021] (рис. 4.42).

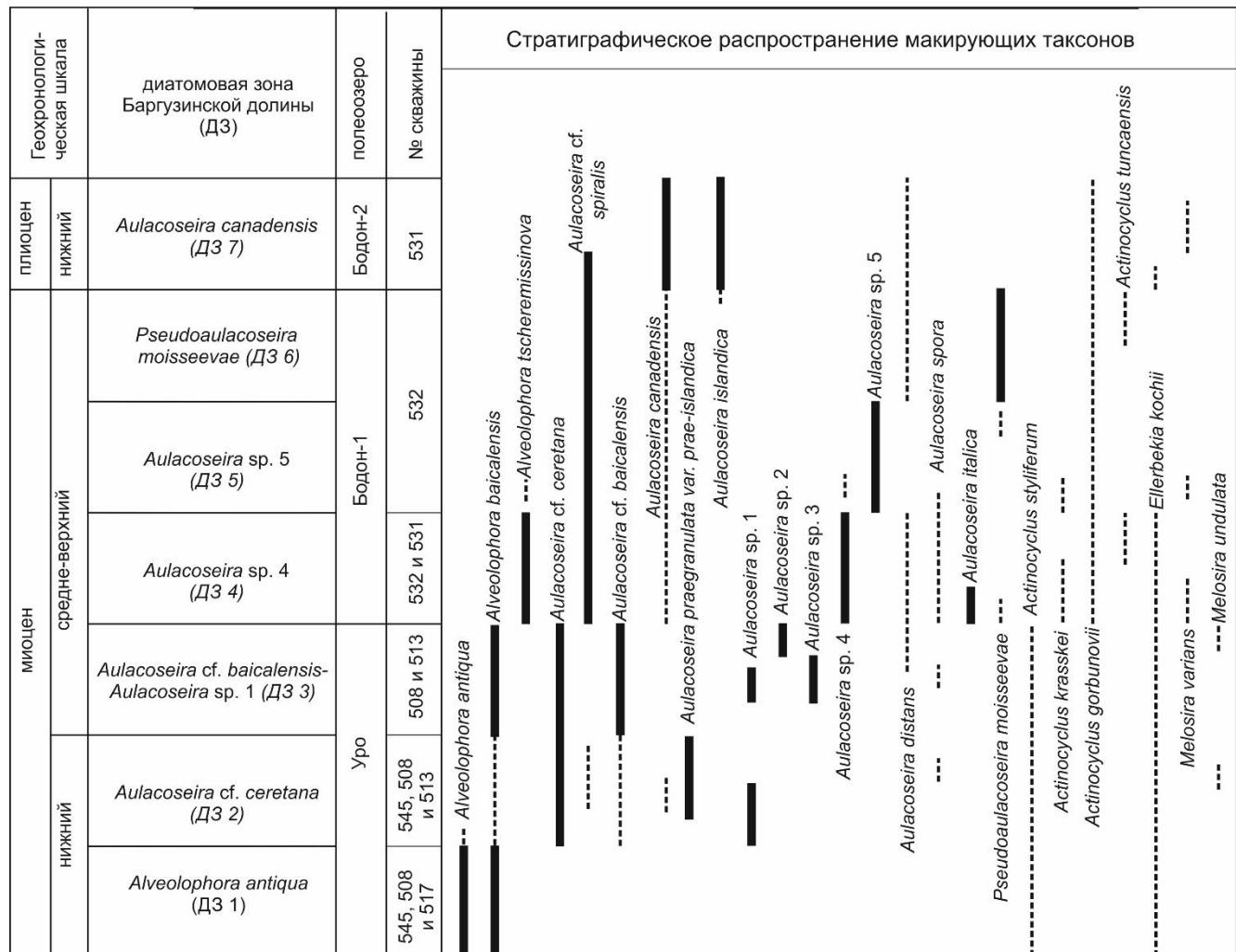


Рис. 4.42. Локальные диатомовые зоны в озерных отложениях Баргузинской долины [Усольцева и др., 2021].

Диатомовая зона 1 расположена в интервалах глубин 61–44.5 м (скв. 517), 169.0–160.0 м (скв. 545) и 168–161 м (скв. 508) (рис. 4.43, 4.44 и 4.45). Всего обнаружено 48 видов диатомей, из них 4 планктонных, 12 литорально-планктонных и 32 бентосных.

Эта зона выделена по доминированию овальных створок *Alveolophora antiqua* (A.I. Moiseeva). На ее долю приходилось 89–100 % от общей численности диатомей. Максимальная численность этого вида (910.7 млн ств./г) отмечена на глубине 48 м скв. 517. В нижней части керна скв. 545 (169 м) численность *Alveolophora antiqua* была 228 млн ств./г, а выше по разрезу (168–161 м) варьировала от 65 до 1.5 млн ств./г [Usoltseva et al., 2020]. Сопутствующим видом была *Alveolophora baicalensis* Khursevich et Fedeny, на ее долю приходилось 1–1.9%. Другой планктонный вид – *Actinocyclus styliferum* Khursevich et Fedeny встречался вместе с *Alv. antiqua* в керне скв. 545 (163 и 161 м) в количестве 6.5 и 0.8 млн ств./г., соответственно. В некоторых

горизонтах керна скв. 508 (глубина 164 м) этот вид доминировал, достигая численности 12.9 млн ств./г.

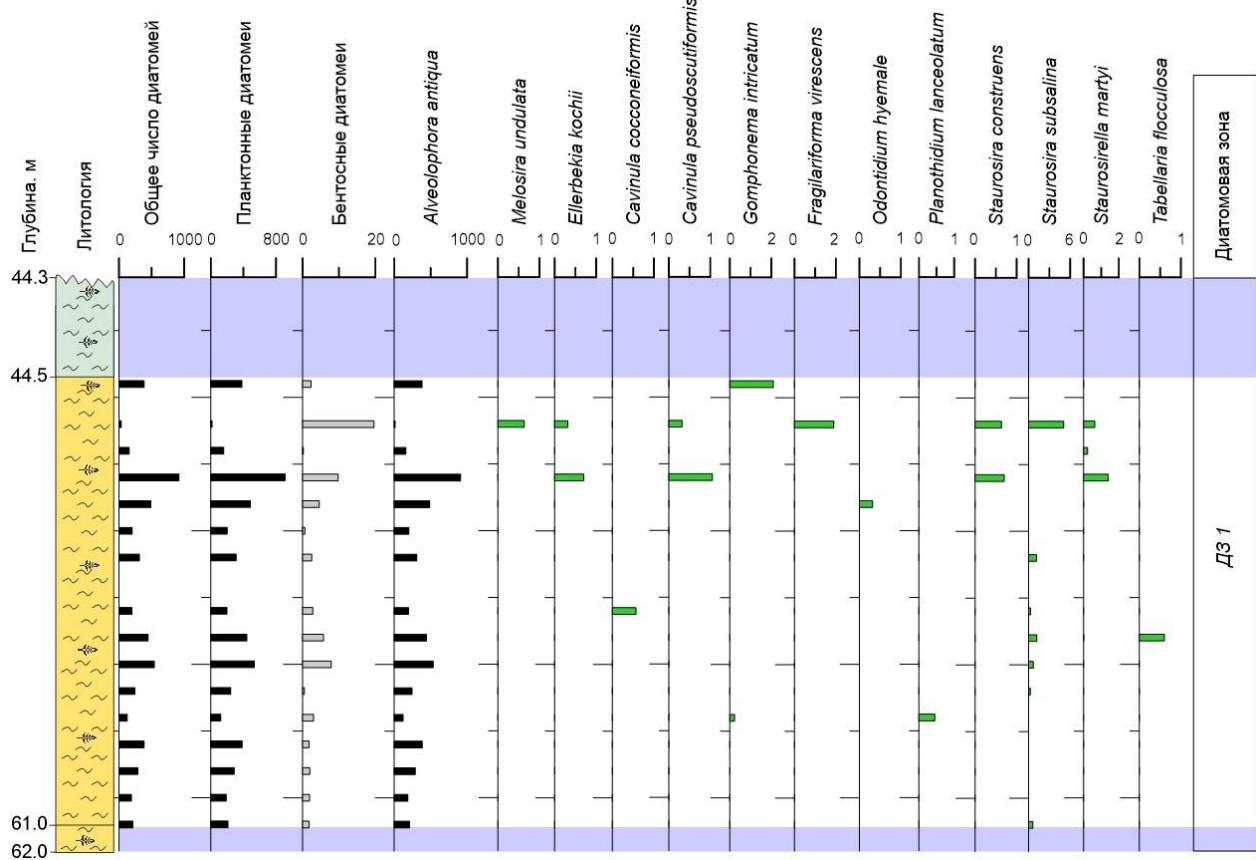


Рис. 4.43. Распределение доминирующих диатомей в озерных отложениях скв. 517. По оси х - млн ств./г. Черные столбики – планктонные виды, зеленые – литорально-планктонные. Усл. обозначения см. рис. 4.1.

На долю литорально-планктонных и бентосных видов приходилось 8.6–57.9 % от общей численности створок. Среди них отмечены *Ellerbekia kochii* (Pant.) Moiss, *Melosira varians* Agardh, *Planothidium lanceolatum* (Brébisson ex Kützing) Lange-Bertalot, *Gomphonema intricatum* Kützing, *Fragilariforma virescens* (Ralfs) Williams et Round, *Odontidium hyemale* (Roth) Kützing, *Staurosira construens* Ehrenberg, *Staurosira subsalina* (Hustedt) Lange-Bertalot, *Staurosirella martyi* (Héribaud-Joseph) Morales et Manoylov, *Cavinula coccineiformis* (Gregory ex Greville) Mann et Stickle, *Cavinula pseudoscutiformis* (Hustedt) Mann et Stickle, *Tabellaria flocculosa* (Roth) Kützing, *Psammothidium cf. grisichunum* Bukhtiyarova et Round, *Skabitschewska oestrupii* (Cleve) Kulikovskiy et Lange-Bertalot, *Cymbella cf. cymbiformis* Agardh, *Cymbella kolbei* Hustedt, *Cymbella* sp., *Encyonema minutum* (Hilse) Mann, *Placoneis clementis* (Grunow) Cox, *Placoneis* cf. *spinosa* Kulikovskiy, Lange-Bertalot et Metzeltin, *Placoneis margaritae* Kulikovskiy et Lange-Bertalot, *Placoneis zula* Kulikovskiy, Lange-Bertalot et Metzeltin, *Placoneis* sp., *Gomphosphenia grovei* var. *lingulata* (Hustedt) Lange-Bertalot, *Eunotia minor* (Kützing) Grunow, *Eunotia neofallax* Nörpel-

Schempp et Lange-Bertalot, *Eunotia neosiberica* (Cleve) Lange-Bertalot, Kulikovskiy et Witkowski, *Eunotia pectinalis* (Kützing) Rabenhorst, *Eunotia polyglyphis* Grunow, *Eunotia* sp., *Punctastriata lancettula* (Schumann) Hamilton et Siver, *Staurosirella pinnata* (Ehrenberg) Williams et Round, *Cavinula jaernefeltii* (Hustedt) Mann et Stickle, *Cavinula scutiformis* (Grunow) Mann et Stickle, *Krsticiella superbaicalensis* Metzeltin, Kulikovskiy et Lange- Bertalot, *Navicula radiosa* Kützing, *Navicula* sp., *Tetracyclus glans* (Ehrenberg) Mills, *Tetracyclus* sp., *Planothidium* sp., *Gomphonema* sp., *Nupela* sp., *Diploneis* sp., *Pinnularia* sp.

В ДЗ 1 отмечены самые высокие значения количества створок диатомовых водорослей за всю историю палеоозера. Выявленный состав диатомей в исследованном интервале указывает на условия глубоководного озера с преобладанием в нем планктонных видов.

Согласно данным спорово-пыльцевых спектров, фоссилизация отложений данной зоны проходила в первой половине раннего миоцена в период максимальной степени обводнения палеоводоема.

Диатомовая зона 2 выделена по появлению *Aulacoseira* в интервалах глубин 160.0–130.0 м (скв. 545), 160.0–133.0 м (скв. 508) и 282.0–240 м (скв. 513) (рис. 4.44, 4.45 и 4.46). Всего обнаружено 11 планктонных, 12 литоральных и 23 бентосных таксонов.

Доминирующим видом этой зоны была *Aulacoseira cf. ceretana*. Численность ее створок в керне скв. 513 варьировала в интервале от 4.4 до 444 млн ств./г, что составляло 7.5–99.7% от общей численности всех диатомей. В других кернах ее количество было несколько меньше – 23–138 млн ств./г (скв. 508) и 2.9–130 млн ств./г (скв. 545). В интервале глубин 261.5–244 м скв. 513 доминировал другой планктонный вид *Aulacoseira praegranulata* var. *praeislandica* (Jousé) Moisseeva. Его количество изменялось от 42.1 до 769.9 млн ств./г, что составляло 92.8–99.7 % от общей численности всех диатомей. В образцах 153, 152 и 144 м скв. 508 его количество не превышало 1.9 млн ств./г. На горизонтах 152, 147 и 135 м скв. 508 выявлены створки с неопределенным таксономическим статусом, обозначенные нами как *Aulacoseira* sp. 1, в количестве 26.4, 0.86 и 2.9 млн ств./г., соответственно.

Важно отметить, что в скв. 513 в интервале глубин 242–274 м в небольшом количестве отмечены створки *Alveolophora antiqua* и *Alv. baicalensis*. Максимальное значение их численности отмечено на глубине 267 м и составляло 5.2 млн ств./г. и 1.5 млн ств./г.).

Другие виды *Aulacoseira* – *A. cf. spiralis* (Ehrenberg) Houk et Klee, *A. var. praeislandica* и *A. canadensis* (Hustedt) Simonsen, *Aulacoseira cf. baicalensis* (Wislouch) Simonsen встречались на отдельных горизонтах в небольшом количестве. В этой зоне в небольшом количестве, но практически постоянно встречался *Actinocyclus styliferum*. На глубине 247 м (скв. 513) его численность достигала 12.1 млн ств./г.

Из литоральных видов единично встречались створки *E. kochii* и *Melosira undulata* (Ehrenberg) Kützing, *Karayevia suchlandtii* (Hustedt) Buktiyarova, *Karayevia laterostrata* (Hustedt) Buktiyarova, *Planothidium lanceolatum*, *Eunotia meisteri* Hustedt, *Fragilariforma virescens*, *Staurosira construens*, *Staurosira subsalina*, *Staurosirella martyi*, *Cavinula coccineiformis*, *Cavinula pseudoscutiformis*.

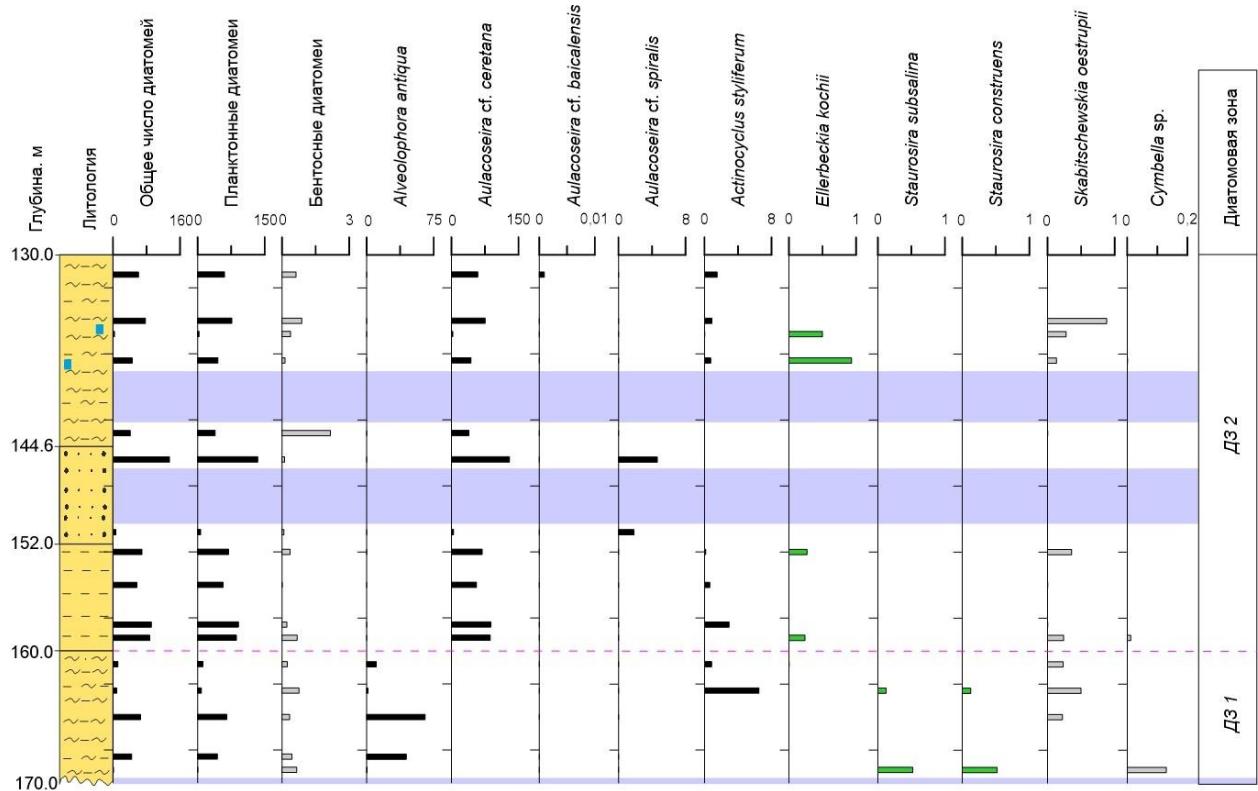


Рис. 4.44. Распределение доминирующих диатомей в озерных отложениях, вскрытых скв. 545 [Usoltseva et al., 2020]. По оси х – млн ств./г. Усл. обозначения см. рис. 4.1.

Бентосные диатомы представлены в небольшом количестве (до 19.1%) видами *Achnanthidium minutissimum* (Kützing) Czarnecki, *Karayevia* cf. *compacta* Kulikovskiy et Lange-Bertalot, *Skabitschewskia oestrupii*, *Gomphosphenia grovei* var. *lingulata*, *Eunotia pectinalis*, *Eunotia polyglyphis*, *Eunotia tenella* (Grunow) Hustedt, *Eunotia* sp., *Punctastriata lancettula*, *Eolimna aboensis* (Cleve) Genkal, *Sellaphora bacillum* (Ehrenberg) Mann, *Pinnularia gibba* Ehrenberg, *Pinnularia karellica*, *Tetracyclus clypeus* (Ehrenberg) Li, *Tetracyclus glans*, *Tetracyclus* sp., *Planothidium* sp., *Cymbella* sp., *Placoneis* sp., *Diploneis* sp., *Gyrosigma* sp., *Navicula* sp. и *Stauroneis* sp.

Изменение количества и обилия планктонных видов говорит о неоднократном колебании уровня воды в древнем водоеме. По богатой диатомовой флоре, большому количеству вымерших видов диатомовой зоны 2 (до 37%), с учетом ее положения в разрезе и результатов спорово-

пыльцевого анализа предполагается, что эта зона формировалась во вторую половину раннего миоцена.

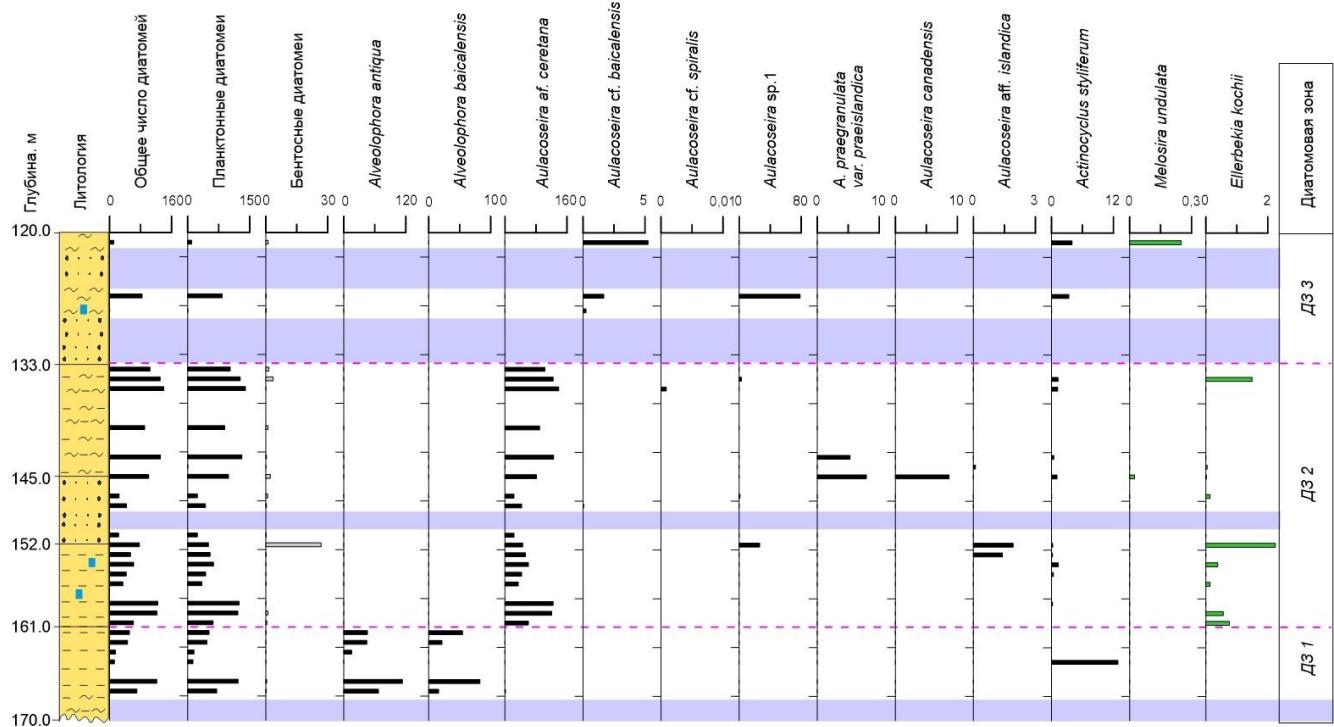


Рис. 4.45. Распределение доминирующих диатомей в озерных отложениях, вскрытых скв. 508. По оси х – млн ств./г. Усл. обозначения см. рис. 4.1.

Диатомовая зона 3 выделена в интервале глубин 128–121 м (скв. 508) и 240–187 м (скв. 513) (рис. 4.45, 4.46). В качестве маркера этой зоны выделена *Aulacoseira cf. baicalensis*. Створки этого вида встречались в скв. 508 (0.2–5.2 млн ств./г, что составляло 2–49 % от общего количества диатомей. В пробе 508/126.5 доминировала *Aulacoseira* sp. 1 (78.6 млн ств./г или 93.7% от общей численности всех диатомей).

В небольших количествах встречался планктонный вид *Actinocyclus styliferum* (0.05–4 млн ств./г). Среди литоральных видов отмечены *M. undulata*, *E. kochii*, *E. meisteri* и *S. construens*. Бентосные таксоны представлены *S. oestruppii*, *Gomphosphenia grovei* var. *lingulata*, *P. lancettula*, *Eunotia pectinalis*, *Navicula americana*, *Navicula* sp., *Tetracyclus glans*, *Karayevia suchlandtii*, *Navicula americana* и *Planothidium* sp. На долю литоральных и бентосных таксонов приходилось 0.2–1.1 %.

В отличие от скв. 508, в скв. 513 *Aulacoseira* sp. 1 обнаружена в интервале глубин 238–236 м в количестве 2.4–38.3 млн ств./г. На ее долю приходилось 0.5–12.2% от общей численности всех диатомей. Этот вид встречался наряду с доминирующей *Aulacoseira cf. ceretana* и *Actinocyclus styliferum*.

Выше по разрезу отмечены *Aulacoseira spora* (235, 224 и 221 м) и виды с неопределенным таксономическим статусом *Aulacoseira* sp. 2 (195 м, 99 % от общей численности всех диатомей) и *Aulacoseira* sp. 3 (215 м, 99.5 % от общей численности всех диатомей).

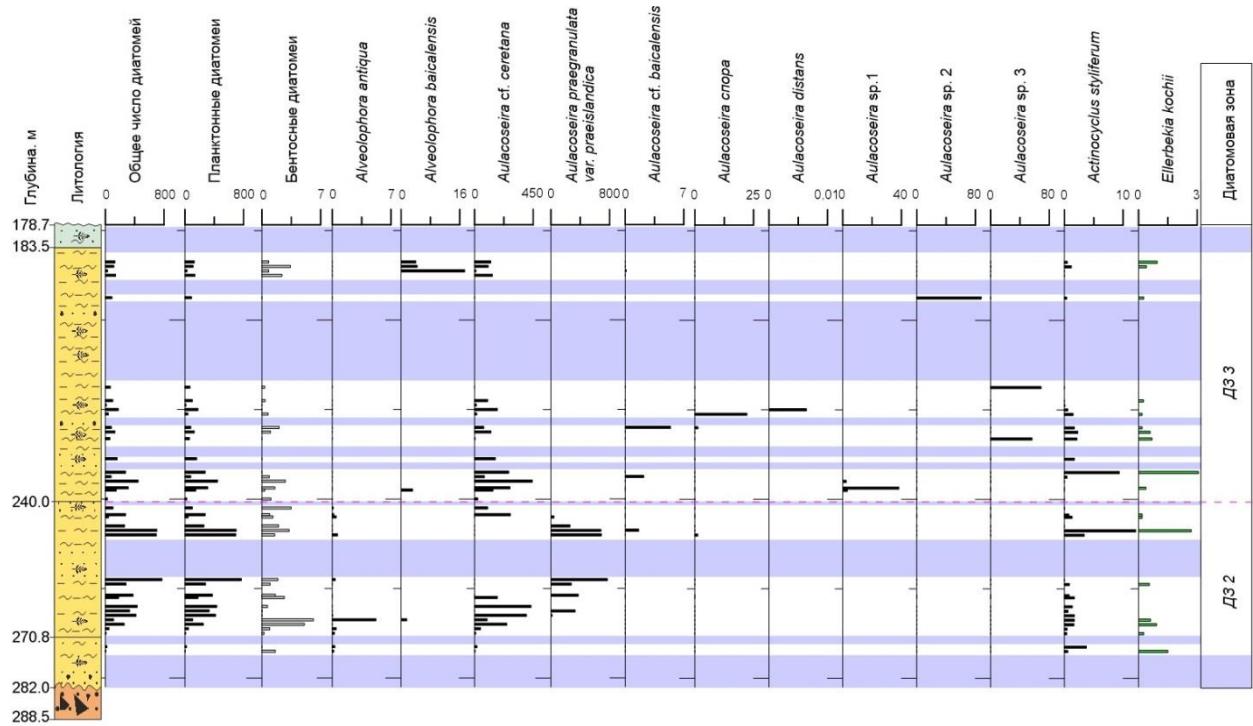


Рис. 4.46. Распределение доминирующих диатомей в озерных отложениях, вскрытых скв. 513. По оси х – млн ств./г. Усл. обозначения см. рис. 4.1.

По сравнению с ДЗ 2 (обр. 513/267) значение *Alveolophora baicalensis* увеличилось до 17.3 млн ств./грамм, что составило 57.1% от общей численности всех диатомей (обр. 513/189). Литорально-планктоные виды были представлены *Ellerbeckia kochii*, *Cavinula pseudoscutiformis*, *Cavinula coccineiformis*, *Staurosirella martyi*, *Gomphonema intricatum*, *Staurosira construens*, *Staurosira subsalina* и *Planothidium lanceolatum*. Количество бентосных диатомей уменьшилось (менее 3% от общего числа диатомей). В образцах они обнаружены как единичные створки видов *S. oestrupii*, *Eunotiatenella*, *Eunotia polyglyphis*, *Eunotia pectinalis*, *Psammothidium rechtense* (Leclercq) Lange-Bertalot, *Punctastriata lancettula*, *Pinnularia gibba*, *Staurosirella pinnata*, *Gomphosphenia grovei* var. *lingulata*, *Navicula jumboi*, *Encyonema silesiacum*, *Actinella brasiliensis*, *Tetracyclus glans*, *Rhopalodia gibberula* (Ehrenberg) Müller.

Изучив комплекс диатомей ДЗ 3 мы предполагаем, что осадконакопление происходило в первой половине среднего миоцена, что согласуется с результатами спорово-пыльцевого анализа.

Диатомовая зона 4 выделена в скв. 532 (112.5–107.5 м) и скв. 531 (88.0–72.0 м) (рис. 4.47, 4.48). В палеосообществах этой зоны (скв. 532) выявлено 6 планктоных, 5 литорально-

планктонных и 8 бентосных таксонов. Доминировали планктонные диатомеи. Их количество варьировало от 9.9 до 28.7 млн ств./г, что составляло 91.7–97.8% от общей численности всех диатомей. В направлении верхней границы зоны общая концентрация диатомей снижалась. В качестве маркера выделена мелкоклеточная *Aulacoseira* sp. 4. Это вид с неопределенным таксономическим статусом, который в дальнейшем будет описан как новый. Сопутствующими видами были *A. spiralis* (Ehrenberg) Houk et Klee, *Alveolophora tscheremissinovae* Khursevich, *Actinocyclus krasskei* (Krasske) Bradbury et Krebs, *Pseudoaulacoseira moisseevae* (Lupikina) Lupikina et Khursevich. Среди литорально-планктонных видов отмечены *Aulacoseira distans* (Ehrenberg) Simonsen, *Melosira varians*, *Ellerbeckia kochii*, *Stauroneis smithii* Grunow, *Staurosira subsalina*, *Staurosira venter* (Ehrenberg) Cleve et Möller и *Karayevia suchlandtii*.

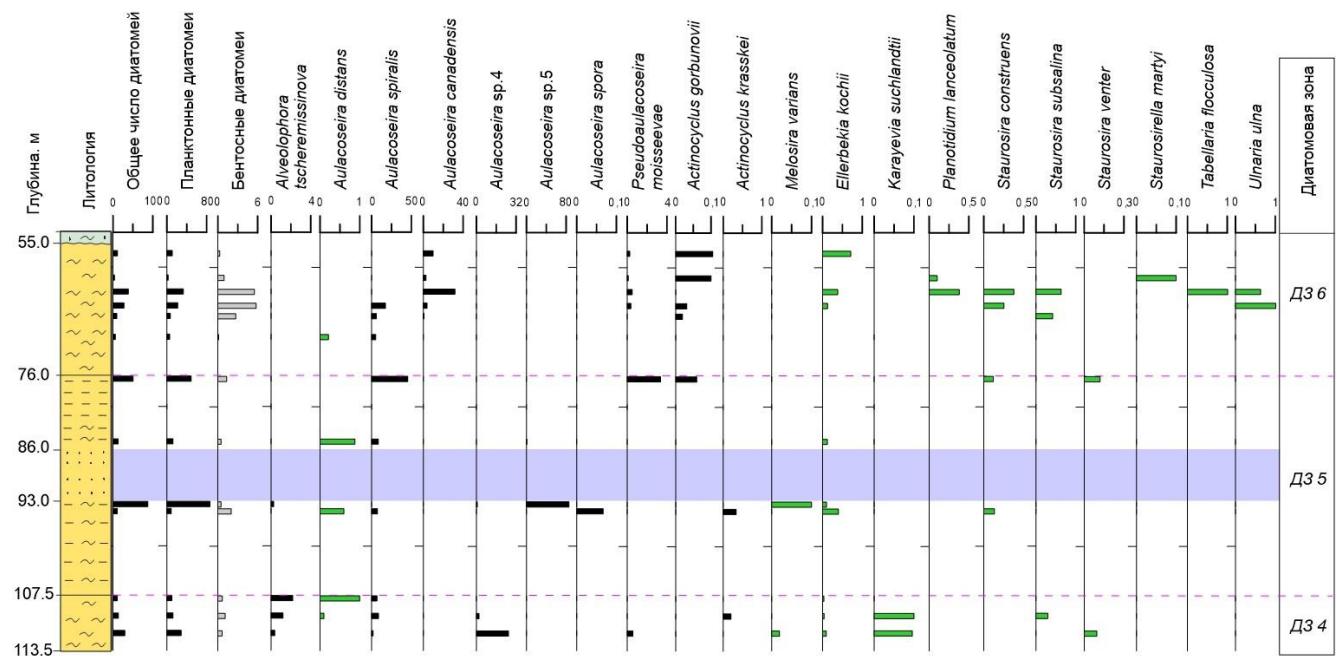


Рис. 4.47. Распределение доминирующих диатомей в озерных отложениях скв. 532. По оси x - млн ств./г. Усл. обозначения см. рис. 4.1.

Комплекс бентосных диатомей был представлен *Tetracyclus ellipticus* (Ehrenberg) Grunow, *T. glans*, *Diplonei* sp., *Planothidium* sp., *Staurosirella pinnata*, *Cavinula jaernefeltii*, *Gyrosigma* sp., *Frustulia* sp., *Pinnularia gibba*, *Psammothidium rechtense*, *Psammothidium lauenburgianum* (Hustedt) Bukhtiyarova et Round, *Psammothidium* sp., *Navicula* sp., *Fragilaria* sp. и *Amphora* sp.

Для нижней части ДЗ 4 (интервал глубин 88.0–76.0 м, скв. 531) отмечено увеличение бентосных до 64% (обр. 531/88) от общего количества створок диатомей. Планктонные *A. italica* и *A. canadensis* составляли 18–17%. Для верхней части ДЗ 4 (76.0–72.0 м) характерно появление *Aulacoseira* sp. 4 (6.2 млн ств./г), *A. spiralis*, *A. tscheremissinovae*, *M. varians* и *Ellerbeckia kochii*. В небольшом количестве (0.5–3%) встречались *Actinocyclus gorbunovii* (Sheshukova) Moisseeva et Sheshukova, *Actinocyclus tunkaensis* Khursevich и *Actinocyclus* sp. *Aulacoseira* sp. отмечена в

количестве 0.1 млн ств./г на глубине 76 и 72.0 м. Бентосные виды представлены *Tetracyclus emarginatus* (Ehrenberg) Smith, *Tetracyclus ellipticus*, *Tetracyclus glans*, *Tabellaria flocculosa*, *Encyonema silesiacum*, *Skabitschewskia oestrupii*, *Staurosira subsalina*, *Eunotia pectinalis*, *Punctastriata lancettula*, *Cavinula coccineiformis*, *Staurosira construens*, *Pinnularia gibba*, *Stauroneis smithii*, *Stauroneis* sp., *Nitschia* sp.

Диатомовая зона 5 (скв. 532, 95.0–76.0 м). Выявлено 27 видов, из них 8 планктонных, 5 литорально-планктонных и 14 бентосных. Доминировали представители с овальными створками, обозначенные как *Aulacoseira* sp. 5. Их максимальная численность (85.7 млн ств./г) отмечена на глубине 94 м. Сопутствующим видом была *A. spiralis* (7–45 млн ств./г). В небольшом количестве обнаружены споры *Aulacoseira* и створки других планктонных диатомей – *A. tscheremissinova*, *P. moisseevaiae*, *A. krasskei*, *A. gorbunovii*, *Actinocyclus* sp. и *Aulacoseira* sp. 4. Среди литорально-планктонных выделены *A. distans*, *M. varians*, *E. kochii*, *S. construens* и *S. venter* (рис. 4.47).

Из бентосных представлены *Tetracyclus floriformis* Tscheremissinova, *Tetracyclus lancea* (Ehrenberg) Peragallo, *Tetracyclus* sp., *Cavinula jaernefeltii*, *Cymbella australica* (Schmidt) Cleve, *Cymbella subcistula*, *Diploneis* sp., *Eunotia polyglyphis*, *Eunotia clevei* Grunow, *Diatoma hyemale*, *Planothidium* sp., *Frustulia* sp., *Navicula* sp. и *Gomphosphenia grovei* var. *lingulata*.

Диатомовая зона 6 (скв. 532, глубина 70–58 м) отличается большим разнообразием бентосных диатомей (26 видов). Хотя в количественном соотношении (75.1–98.2 % от общей численности) преобладали планктонные *A. canadensis* и *A. spiralis* (рис. 4.47). В небольших количествах встречались *P. moisseevaiae*, *A. gorbunovii* и *Actinocyclus* sp. и *Lobodiscus* sp.

Из литорально-планктонных диатомей представлены *E. kochii*, *Tabellaria flocculosa*, *S. subsalina*, *S. martyi*, *S. construens*, *Planothidium lanceolatum*, *Ulnaria ulna* (Nitzsch) Compère.

Комплекс бентосных диатомовых водорослей включал *T. glans*, *T. floriformis*, *Tetracyclus* sp., *Cavinula scutelloides* (Smith) Lange-Bertalot, *Cymbella cistula* (Ehrenberg) Kirchner, *Cymbella* cf. *baicalensis*, *Cymbella* cf. *tumida*, *Cymbella* sp., *Eunotia polyglyphis*, *Eunotia neosiberica*, *Eunotia* sp., *E. silesiacum*, *Pinnularia* sp., *Planothidium ellipticum* (Cleve) Edlund, *Psammothidium subatomoides* (Hust.) Bukht. et Round, *Psammothidium* sp., *Navicula* sp., *G. grovei* var. *lingulata*, *P. lancettula*, *Stauroneis* sp., *Nupela* sp., *Gomphonema olivacea* (Hornemann) Rabenhorst, *Placoneis* sp. 1, *Placoneis* sp. 2, *Fallacia forcipata* var. *densestriata* (Schmidt) Gogorev, *Rhoicosphenia* sp., *Fragilariforma mesolepta* Rabenhorst.

Диатомовая зона 7 (скв. 531, глубины 72.0–66.0 м) встречено 4 планктонных, 3 литорально-планктонных и 7 бентосных таксонов.

В качестве маркера этой зоны выявлены доминирующие в этом интервале планктонные представители *A. canadensis*. Створки этого вида встречались в количестве 5.4–5.6 млн ств./г, что составляло 68–98% от общего количества створок диатомей в пробах.

Также определены другие виды планктонных и литорально-планктонных диатомей (рис. 5.49) – *A. islandica* (Müller) Simonsen (0.7–4.0%), *A. spiralis* (0–5.5 %), *A. gorbunovii* (0.6–21.0%), *A. distans* (0.1–11.6%), *M. varians* (0.3–1.2%).

Из бентосных видов присутствовали *Diploneis* sp., *Eunotia pectinalis* var. minor, *Eunotia polyglyphis*, *Staurosirella pinnata*, *G. grovei* var. *lingulata* и *Punctastriata lancettula*.

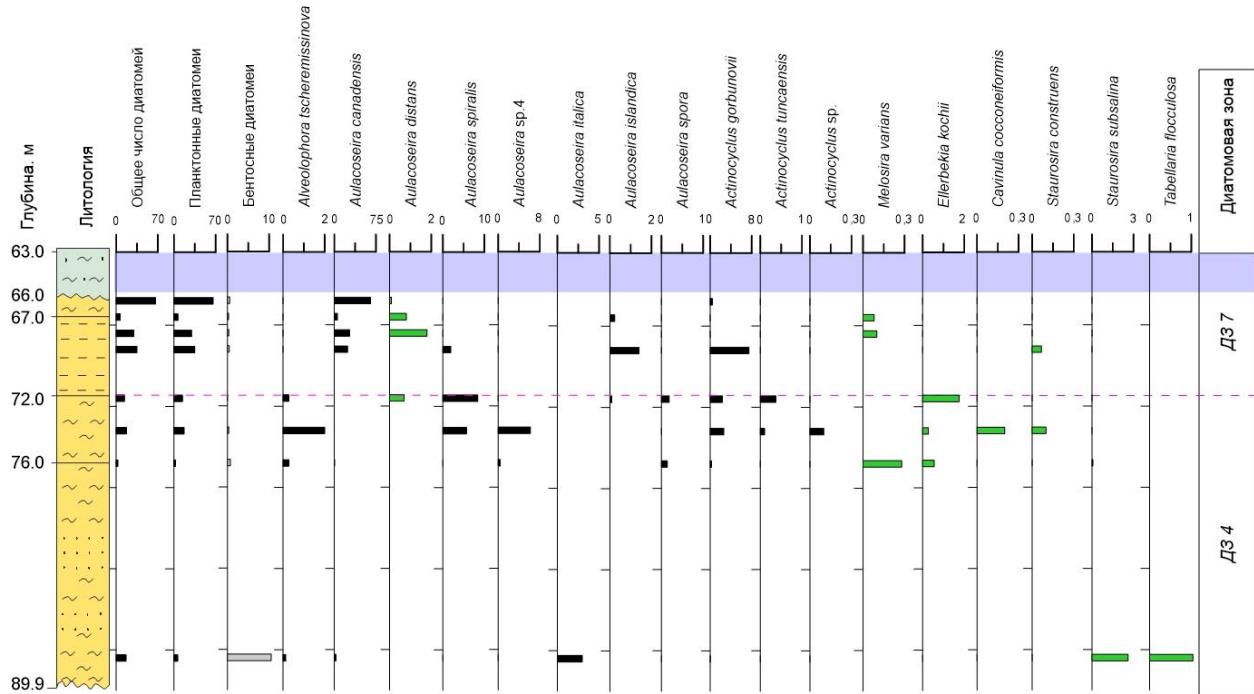


Рис. 4.48. Распределение доминирующих диатомей в озерных отложениях скв. 531. По оси х - млн ств./г. Усл. обозначения см. рис. 4.2.

Таким образом, в скважинах участка Уро выделены ДЗ 1 (скв. 517, 508 и 545), ДЗ 2 (скв. 508, 545 и 513) и ДЗ 3 (скв. 508 и 513), отражающие этапы развития флоры в раннем–среднем миоцене. На участке Бодон определены ДЗ 4–7 (скв. 532 и 531), свидетельствующие о развитии озер в среднем–позднем миоцене и раннем плиоцене. Выявлено, что озерная толща скважины 531 надстраивает разрез озерной толщи скв. 532. По появлению или исчезновению видов-маркеров, в слоях озерной толщи скв. 532 выделены ДЗ 4–6, а в скв. 531 – ДЗ 4 и 7. Предложенные возрастные оценки согласуются с датировками отложений по палинологическим данным [Рассказов и др., 2019] и низким стратиграфическим положением слоев в разрезе.

Анализ видового состава диатомей осадочных отложений Баргузинской долины показал неоднократные изменения условий их развития. В локальных зонах диатомей отразилось их развитие с раннего миоцена до плиоцена. По-видимому, смена видов диатомей определялась не

только общими эволюционными взаимоотношениями между организмами, но и развитием озерного водоема в зависимости от характера относительных вертикальных тектонических движений на территории Баргузинской долины и сопредельных территориях Витимского плоскогорья и оз. Байкал.

Доминирующий комплекс диатомей ДЗ 4-6 коррелируют с диатомеями среднего-верхнего миоцена Витимского плоскогорья (скв. 4169, 4170, 2905, 2807, 2917) [Рассказов и др., 2007]. В его состав входят *Actinocyclus gorbunovii*, *A. krasskei*, *Pseudoaulacosira moisseeviae*, *Alveolophora tscheremissinovae*, виды рода *Tetracyclus*, *Tabellaria flocculosa*, *Eunotia polyglyphoides*, *Gom. grovei* var. *lingulata*, *Ellerbeckia kochii* и другие). Сравнение полученных комплексов видов с литературными данными [Черемисинова, 1973; Рассказов и др., 2007; Кузьмин и др., 2009; Usoltseva et al., 2010; Усольцева и др., 2013] для Байкальского региона показало, что состав видов скв. 517, 508 и 545 отличается от скв. 531 и 532 и является более древним, ранне-среднемиоценовым. О чем свидетельствует большая толщина стенок панциря, глубокая кольцевидная диафрагма видов *Aulacoseira* и овальные, треугольно-овальные, и треугольные створки *Alveolophora antiqua* и *Aulacoseira* sp 5. *Aulacoseira* с овальными створками упоминалась ранее из раннемиоценовых отложений Дальнего Востока, Японии и штата Орегон, США [Usoltseva et al., 2013], а *Alveolophora antiqua* из ранне–средне миоценовых отложений Забайкалье (джилиндинская свита?) [Моисеева, Невретдинова, 1990].

4.7. Плейстоценовая смена ритмичных песчано-алевритовых отложений однородными песками: данные гранулометрического анализа

Для выяснения характера перехода от ритмичной песчано-алевритовой толщи к отложениям мощной более однородной песчаной толщи увала Верхний Куйтун, по материалу скв. 538 выполнен гранулометрический анализ отложений, результаты которого дополняют с наращиванием вниз палеопотамологические данные, прежде полученные по обнажениям этой песчаной толщи В.Л. Коломийцем и Р.Ц. Будаевым [Kolomiets, 2015] (рис. 4.49).

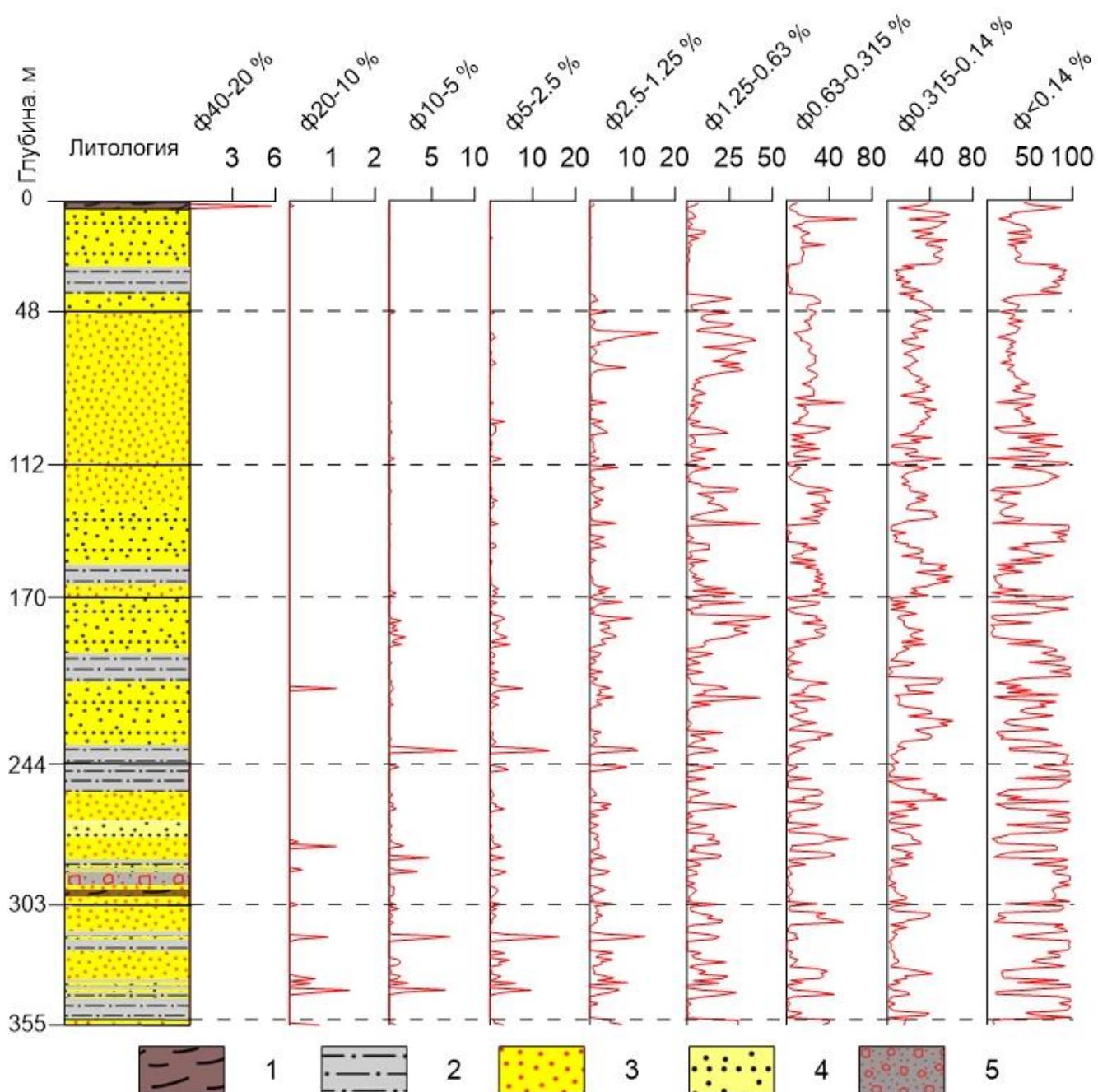


Рис. 4.49. Результаты гранулометрического анализа плейстоценовых отложений, вскрытых скв. 538 [Хассан и др., 2019а].

- 1 – отложения аквального генезиса с примесью осадков неаллювиального происхождения;
- 2 – отложения комплексного лимно-аллювиального происхождения; 3 – аллювиальные отложения;
- 4 – ритмичное чередование по вертикали разреза осадков комплексного и речного генезиса;
- 5 – пролювиальные и склоновые отложения.

В скв. 538 сравнительно однородная песчаная толща в интервале 0.0–2.0 м состоит из алевропесков и мелкозернистых песков с добавлением гравийно-галечного материала (до 7 %)

как аллювиального ($v < 2.0$), так и аквального генезиса с примесью осадков, отличных от речного происхождения ($v > 2.0$).

В интервале 2.0–47.0 м следуют пески различной зернистости – песчаные алевриты ($x=0.08$ – 0.11 мм), алевропески ($x=0.12$ – 0.14 мм), алевритисто- и алевритово-мелкозернистые пески ($x=0.18$ – 0.26 мм), а также мелкозернистые и средне-мелкозернистые их разности ($x=0.27$ – 0.31 мм) с незначительным включением (до 1 %) обломков гравийной размерности. Отложения характеризуются особенно хорошей, совершенной и умеренной сортировкой ($\sigma=0.06$ – 0.44), асимметричным распределением со сдвинутой в сторону крупных частиц модой. Коэффициент вариации определяет генезис данных осадков ($v=0.43$ – 0.8), как аквальный (поле совмещения лимнических и аллювиальных условий формирования осадков) (рис. 4.50 а).

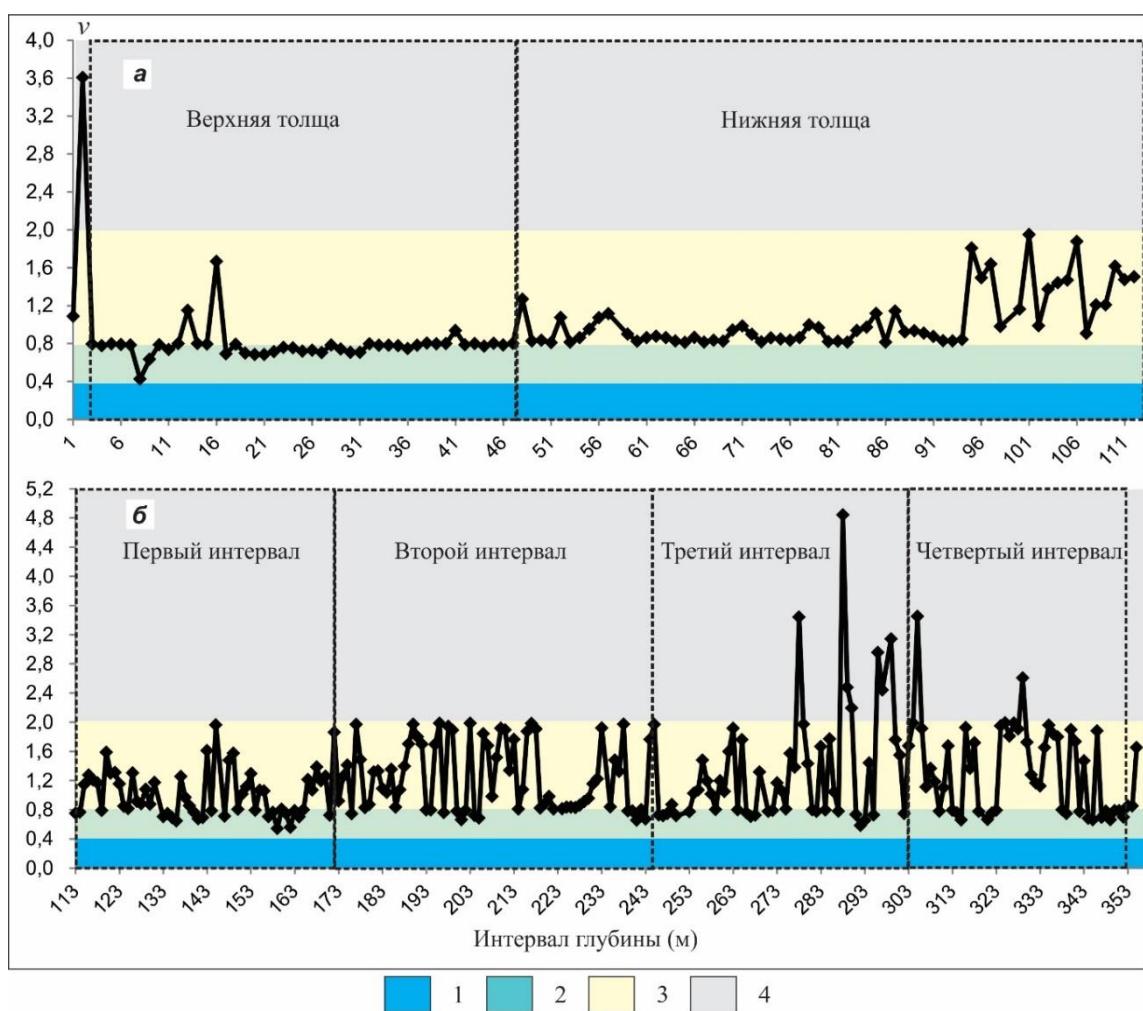


Рис. 4.50. Сопоставление значений коэффициента вариаций в пробах отложений Баргузинской долины скв. 538 в интервале глубин 0.5–112 м (а) и 113–355 м (б) [Хассан и др., 2019а]. 1 – отложения озерного генезиса; 2 – отложения комплексного лимно-аллювиального генезиса; 3 – отложения аллювиального генезиса; 4 – отложения неаллювиального генезиса.

Отложения в интервале 48.0–112.0 м – это перемежающиеся слои разнозернистого псаммитового материала с добавками (до 3 %) мелкогравийных обломков ($x=0.18$ – 0.66 мм). Особенno изменчивым становится состав песчаных пород в интервале 100–112 м. По вертикали чередуются крупно-среднезернистые, средне-мелкозернистые, алевритово-мелкозернистые пески, алевропески и песчаные алевриты. Вся толща имеет аллювиальный генезис ($v=0.81$ – 1.95) – от более спокойных турбулентных условий формирования осадков в речных условиях в верхней части до усиления динамических процессов к низу толщи и наибольшим контрастом ($v=0.91$ – 1.88) в интервале 100–112 м (рис. 4.50 а).

В интервале 113–114 м залегает горизонт особенно хорошо сортированных песчаных алевритов комплексного генезиса, формировавшихся при устойчивом тектоническом фоне ($x=0.08$ – 0.09 мм; $v=0.75$ – 0.77).

Далее, до глубины 170 м, осадочная толща сформирована ритмичным залеганием песков четырех ритмов (рис. 4.50 б) – речного (1, $v=0.82$ – 1.31), чередующегося между собой речного и комплексного лимно-аллювиального (2, $v=0.64$ – 1.29), смешанного озерно-речного (3, $v=0.54$ – 0.8) и аллювиального (4, $v=1.07$ – 1.39).

Первый ритм (113–131 м) – песчаные породы разной структуры: алевропески ($x=0.10$ – 0.16 мм), пески с доминированием мелкозернистых частиц ($x=0.22$ – 0.27 мм) среднезернистые и близкие к ним по составу ($x=0.38$ – 0.59 мм).

Второй ритм (132–156 м) состоит из перемежающихся по вертикали в различных комбинациях песчаных алевритов ($x=0.08$ – 0.10 мм), алевропесков ($x=0.14$ – 0.15 мм), алевритово-мелкозернистых ($x=0.21$ – 0.23 мм), средне-мелкозернистых ($x=0.29$ – 0.40 мм) и среднезернистых, а также средне-крупнозернистых песков ($x=0.47$ – 0.78 мм). Присутствуют последовательно 12 смен условий седиментации – от комплексных до речных.

Третий ритм (157–165 м) представлен алевритово-мелкозернистыми ($x=0.24$ – 0.29 мм) и средне-мелкозернистыми песками ($x=0.30$ – 0.38 мм), накапливавшимися в условиях проточного неглубокого (1.5–2.6 м) озеровидного водоема.

В четвертом ритме (166–170 м) преобладают мелко-среднезернистые пески ($x=0.31$ – 0.69 мм).

В интервале 171–244 м наблюдается развитие слоистой толщи, имеющей трехчленное строение (рис. 4.50 б). Венчающие и подстилающие слои представлены песками речного происхождения ($v=0.83$ – 1.97), состоящими из частиц мелкой, средней и крупной размерности ($x=0.23$ – 1.59 мм). Средний горизонт сложен песчаными алевритами, алевритово-, тонко- и мелкозернистыми песками с небольшими добавками более крупных частиц ($x=0.08$ – 0.33 мм). Преобладают осадки лимно-аллювиального происхождения ($v=0.66$ – 0.80). Такими же

структурно-генетическими и динамическими свойствами обладает горизонт песчаных алевритов комплексного происхождения, залегающий на разделе (интервал 239–243 м) с нижележащей толщой.

Толща в интервале 244–302 м представлена разными по мощности ритмами (до шести, сверху вниз) неоднородного генезиса (рис. 4.50 б).

В первом ритме (интервал 244–253 м) преобладают алевритово-тонкопесчаные породы ($x=0.08$ – 0.31 мм), сменяющиеся крупно-среднезернистым песком ($x=0.44$ – 0.60 мм). Коэффициент вариации ($v=0.87$ – 1.97) указывает на аллювиальное происхождение осадков.

Второй ритм (254–263 м) сформирован мелко-среднезернистыми и средне-мелкозернистыми песками с добавлением псаммитовых крупных частиц ($x=0.16$ – 0.63 мм).

В третьем ритме (264–272 м) присутствуют алевриты и тонкозернистые пески ($x=0.08$ – 0.10 мм) с отдельными более зернистыми песчаными прослойями. Значения коэффициента вариации песков ($v=0.71$ – 0.80) соответствуют аквальной среде осадконакопления и относятся к комплексному лимно-аллювиальному генотипу. Кроме того, на интервалах глубины разреза 265 и 268 м отложения имеют речное происхождение ($v=1.32$ – 1.76).

В четвертом ритме (273–280 м) преобладают крупно-мелко-среднезернистые пески ($x=0.19$ – 0.55 мм). Коэффициент вариации определяет речной генезис данного ритма ($v=0.81$ – 1.97).

В пятом ритме (281–290 м) присутствует чередование тонко-мелкозернистых ($x=0.08$ – 0.16 мм) (смешанного генезиса, $v=0.77$ – 0.8) и средне-грубозернистых ($x=0.21$ – 0.96 мм) (речного происхождения, $v=1.04$ – 1.77) песков. На интервале 288–290 м в нижней части ритма залегают осадки пролювиального и склонового генезиса ($v=2.19$ – 4.84).

В шестом ритме (291–302 м) имеют место алевритово-мелкозернистые пески ($x=0.12$ – 0.15 мм), как комплексного (291–295 м; $v=0.58$ – 0.73), так и речного генезиса (300–302 м; $v=1.56$ – 1.76) с добавлением материала неаллювиального происхождения (296–299 м; $v=2.44$ – 3.14).

Самой нижней вскрытой части разреза (интервал 302–352 м) свойственно то же послойное чередование алевритов, алевритодержащих пород и разнозернистых песков, отличающихся своим происхождением (см. рис. 4.50 б). Установлена следующая последовательность формирования осадков.

Первый (303–312 м) и третий (324–337 м) ритмы содержат преимущественно средне-мелкозернистые пески с добавлением гравия и мелкой гальки ($x=0.11$ – 0.94). Коэффициент вариации v находится в пределах от 1.10 до 1.99 единиц и указывает на аллювиальное происхождение осадков.

Второй (312–323 м) и четвертый (338–346 м) ритмы – алевриты и пески ($x=0.07–1.76$) с значениями коэффициента вариации ($v=0.66–0.80$), соответствующие области смешанного происхождения с горизонтами речных псаммитов ($v=1.37–1.93$).

Пятый ритм (347–352 м) представлен аллювиально-озерными песчаными алевритами ($v=0.66–0.79$).

Отложения в интервале 353–355 м состоят из аллювиальных ($v=0.85–1.65$) крупно-среднезернистых песков ($x=0.64–0.90$ мм) с небольшими включениями гравия и мелкой гальки.

Результаты гранулометрического анализа плейстоценовых отложений, вскрытых скв. 538, показывают общее взаимосвязанное изменение аквальной динамики от четковыраженной ритмичности к завуалированным аквальным процессам, лишенным ритмики [Хассан и др., 2019а].

Для осадочного наполнения Баргузинской долины по керну скважин получена полная летопись эволюции центральной части Байкальской рифтовой системы. Выполнено литолого-стратиграфическое расчленение толщ с использованием фациальных и геохимических критериев, обоснован возраст осадочных подразделений по палеонтологическим данным в составе дотанхойской толщи, танхойской, аносовской свит и полифациальных четвертичных отложений.

Стратиграфическая схема отложений Баргузинской долины разработана на основе сравнительного литофациального анализа разрезов Уро, Бодон и Борогол-Аргада (рис. 4.51) с использованием данных по ископаемым диатомовым водорослям, спорам и пыльце.

Рассматриваются следующие подразделения:

- 1) дотанхойская толща, олигоцен, литотип преимущественно аллювиальный с проявлением коллювиально-пролювиальных отложений (скв. 508, 513, 517 и 545 участка Уро);
- 2) танхойская свита, миоцен-нижний плиоцен ($N_1–N_2^1tn$):
 - литотипы аллювиальный и озерно-болотный, нижний–средний миоцен (скв. участка Бодон);
 - литотип озерный, нижний–средний миоцен (скв. участка Уро);
 - литотип озерный, средний миоцен–нижний плиоцен (скв. участка Бодон);
 - литотип аллювиальный верхний миоцен–нижний плиоцен (переходные танхойско-аносовские слои скв. 517 и 545 участка Уро).
- 4) аносовская свита, верхний плиоцен–эоплейстоцен ($N_2^2–Q_{Ean}$):

– литотип аллювиальный (скв. 507, 508, 513 и 517 участка Уро; скв. 524, 531, 532 и 533 участка Бодон);

– литотип аллювиальный (ритмичная толща скв. 538, участка Аргада).

4) полифациальные отложения, квартер (Q_I–Q_{IV}):

– литотип озерный (мощная песчаная толща скв. 533, 537 и 538, участок Бодон и Борогол-Аргада),

– литотип смешанный аллювиально-пролювиально-коллювиальный (скв. участков Уро и Бодон).

Преимущественно аллювиальные осадки начали формироваться в условиях слабо расчлененного рельефа в эоцене-олигоцене, в дотанхойское время. Слабо сортированные аллювиальные и озерно-болотные отложения нижней подсвиты танхойской свиты с резко меняющейся мощностью заполняли контрастный рельеф в раннем-среднем миоцене и сменялись озерными отложениями верхней подсвиты танхойской свиты в среднем-позднем миоцене и раннем плиоцене. Отложения аносовской свиты преимущественно песчаного состава накапливались в ландшафтах речных долин с небольшими проточными озераами.

Локальные проявления отложений верхнего олигоцена в Баргузинской долине связаны с оформлением бассейнов мел-палеогенового Селенгино-Витимского передового прогиба Южно-Байкальского поднятия, сменившегося формированием бассейнов неоген-четвертичной Байкальской рифтовой системы. Фрагментарность дотанхойской части разреза свидетельствует о том, что новейшая структура южного сегмента Баргузинской долины перестраивалась не только в четвертичное время, но и на танхой-дотанхойском рубеже. С учетом нижнего ограничения возраста танхойской свиты как нижнемиоценового, структурное несогласие между танхойскими и дотанхойскими отложениями разреза Уро интерпретируется в качестве показателя перестройки рельефа перед началом общего погружения впадин центральной части Байкальской рифтовой зоны. Иными словами, вертикальные тектонические движения, которые сопровождались дифференциацией рельефа, ростом поднятий и углублением впадин, начались на рубеже позднего олигоцена и миоцена.

В Баргузинской долине различаются 7 этапов осадконакопления: 1) ранне-среднемиоценовый (раннетанхойский), 2) средне-позднемиоценовый (среднетанхойский), 3) позднемиоценовый-раннеплиоценовый (позднетанхойский), 4) позднеплиоценовый (раннеаносовский), 5) раннеплейстоценовый (позднеаносовский), 6) среднеплейстоценовый (ранний послеаносовский) и 7) позднеплейстоценовый-голоценовый (поздний послеаносовский).

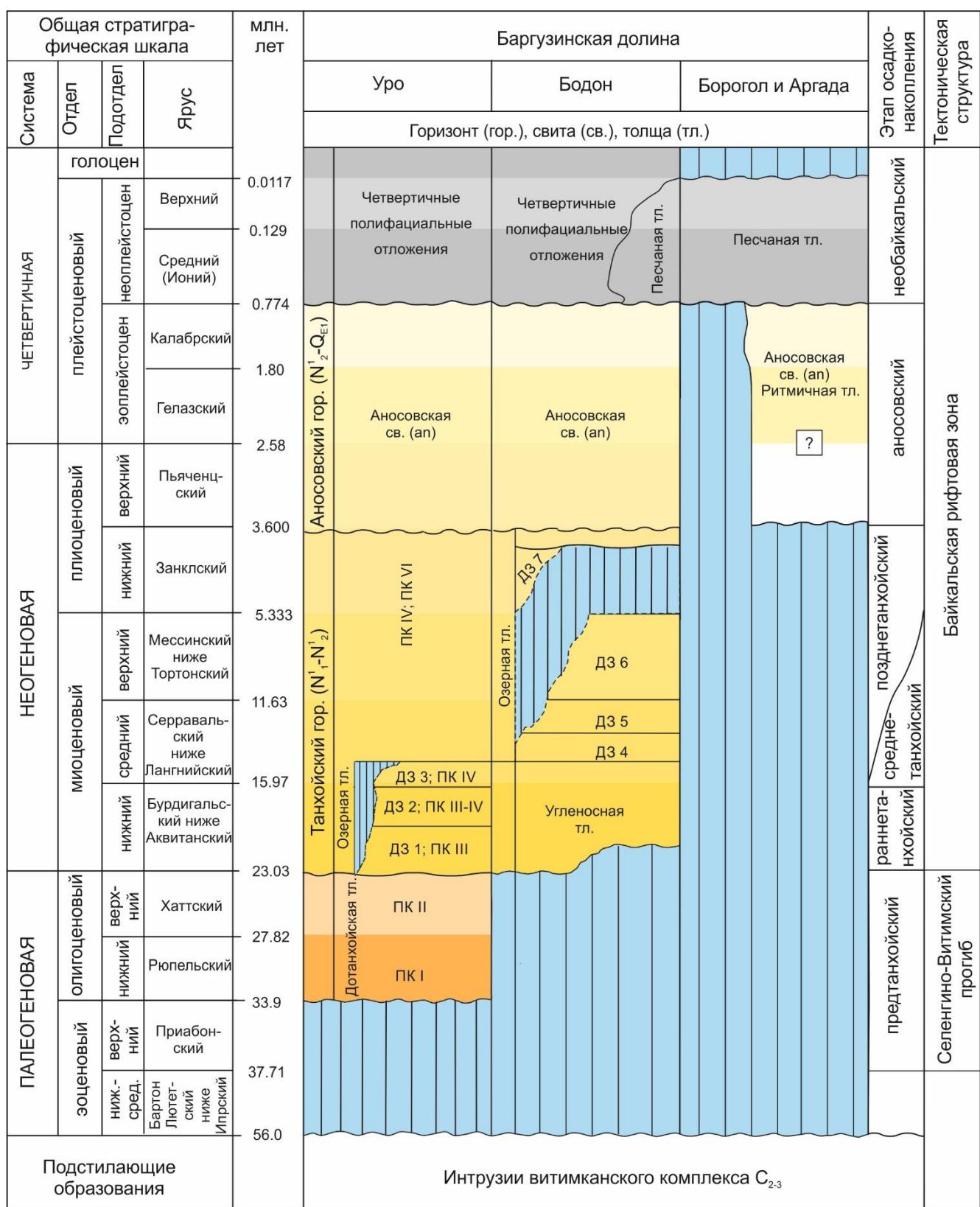


Рис. 4.51. Схема корреляции кайнозойских отложений разрезов Уро, Бодон и Борогол-Аргада в Баргузинской долине. Составлена автором на основе изучения керна 11 скважин.

Стратоны различаются между собой по степени выветривания обломочного материала. Набольшее выветривание свойственно отложениям танхойской свиты, наименьшее –

отложениям квартера. Отложения аносовской свиты и дотанхойской толщи характеризовались промежуточной степенью выветривания. Резкий переход от красноцветной дотанхойской толщи к сероцветным отложениям танхойской свиты выражен в снижении значений $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ от интервала 3.1–22.5 к интервалу 0.1–3.0, последующий переход к красноцветным отложениям аносовской свиты – в возрастании $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ до интервала 3.0–56.0.

Вдоль восток-юго-восточного борта Баргузинской долины источники обломочного материала менялись. По петрогенным оксидам и микроэлементам с использованием дискриминационных диаграмм устанавливаются источники сноса, соответствующие породам кислого состава.

В Баргузинской долине впервые исследовались ископаемые диатомеи. Использовалась световая и сканирующая электронная микроскопия. Параллельно проводился спорово-пыльцевой анализ осадочных отложений. По ископаемым диатомовым водорослям различается озерная седimentация раннего миоцена, среднего-позднего миоцена и позднего миоцена-раннего плиоцена. Выделяется 7 локальных диатомовых зон (ДЗ). В наиболее древней (раннемиоценовой) диатомовой флоре ДЗ 1–3 не было обнаружено видов, которые были бы подобны видам в отложениях сопредельных территорий Витимского плоскогорья и ПалеоБайкала. Диатомовая флора ДЗ 4–6 имеет общие виды со средне-позднемиоценовыми диатомеями Витимского плоскогорья. Диатомовая флора ДЗ 7 коррелируется с флорой байкальских осадков верхнемиоценового-нижнеплиоценового возраста на уровне родов, но не имеет общих видов. Распространение палеоозера Бодон-1 Баргузинской долины до Витимского плоскогорья и разрыв единого бассейна с обособлением палеоозера Бодон-2 от палеоозер Витимского плоскогорья свидетельствует о позднемиоценовом образовании водораздельного Икатского хребта в начале позднетанхойского времени.

В плиоцен в Баргузинской долине накопились пески нижнеаносовской подсвиты, в раннем плейстоцене сформировалась мощная ритмичная песчано-алевритовая толща верхнеаносовской подсвиты, сменившаяся в среднем плейстоцене накоплением мощной однородной послеаносовской песчаной толщи. Ранние пески аносовской свиты сопутствовали включению послетанхойских горообразовательных процессов. Ритмичная верхнеаносовская подсвита обозначала русловой аллювий, накопившийся при опускании впадины одновременно с быстрым (некомпенсированным осадками) погружением ложа оз. Байкал. Послеаносовская песчаная толща образовалась в результате последующей аккумуляции обломочного материала в проточных палеоозерах до Тыйской тектонической фазы перестройки рельефа, произошедшей в конце среднего плейстоцена.

Глава 5. Разрез осадочных отложений в Тункинской долине

В главе рассмотрены результаты литогеохимических, петрографических, диатомовых и палинологических исследований осадочных отложений, вскрытых скважиной Тунка-13 в юго-восточной части суходольной Тункинской впадины.

5.1. Разрез Тунка 13

Для выявления и изучения отложений озерной фации Тункинской долины была пройдена скважина глубиной около 100 м. Место бурения в юго-восточной части Тункинской впадины (у села Никольское) было выбрано исходя из результатов предшествующих фрагментарных данных о керне скв. 73, пройденной в 1980-х гг. ПГО Сосновгеология (рис. 5.1).

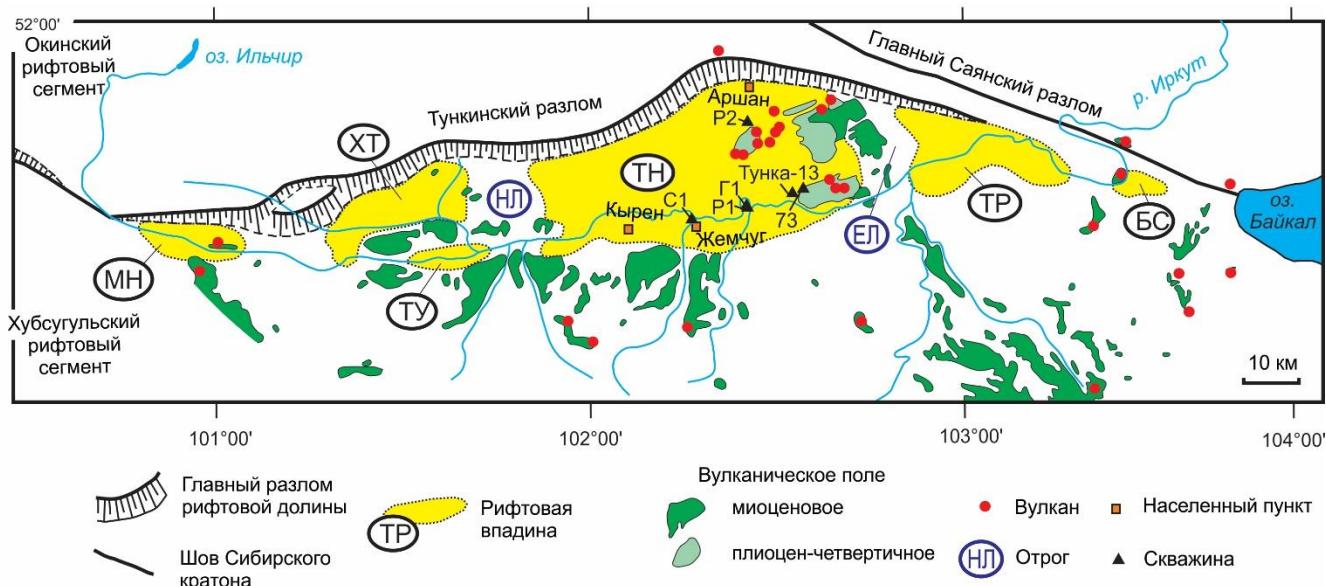


Рис. 5.1. Местоположение скважины Тунка-13, пройденной в юго-восточной части Тункинской впадины одноименной рифтовой долины [Чувашова, Рассказов, 2014]. Суходольные впадины: МН – Мондинская, ХТ – Хойтогольская, ТУ – Турская, ТН – Тункинская, ТР – Торская, БС – Быстринская. Междупадинные премычки: НЛ – Ниловская, ЕЛ – Еловская.

Верхние 14 м керна этой скважины составляли базальты, соответствующие по составу породам вулканического покрова Еловского отрога с K–Ar датировками 2.5–0.8 млн лет. В нижней части этого слоя, на глубине 20 м, был определен фрагмент базальта, сопоставимого по составу с породами, датированными на Еловском отроге интервалом 16–15 млн лет. Лавовые слои базальтового состава были встречены в этой же скважине на глубинах 146–154 и 200–205 м. Предполагалось, что осадочные отложения, переслаивающиеся с базальтовыми лавами в интервале от 20 до 205 м, могут иметь среднемиоценовый возраст [Рассказов, 1993; Рассказов и др., 2010]. Это следовало также из присутствия среднемиоценовых спорово-пыльцевых спектров

в отложениях нижней части разреза, вскрытого скв. 73 в интервале глубин 500–730 м над уровнем моря [Попова и др., 1989].

В новой точке бурения (рис. 5.1) наблюдался переход от понижения рельефа, на котором находится село Никольское, к наклоненной к западу поверхности Еловского отрога, обозначенной нагромождением глыб молодой базальтовой генерации. Под этими глыбами могли находиться останцы базальтовых потоков. Однако под ними был вскрыт песок небольшой мощности (до 2.4 м), ниже которого следовали осадочные отложения аносовского и танхойского стратонов. На глубине 75.5 м скважина вошла в трещиноватую эродированную поверхность лавового потока. Глинистый материал заполнял трещины потока до забоя скважины (глубина 87 м).

Таким образом, был получен разрез, отличающийся от разреза скв. 73. Керн новой скважины характеризовал осадочные отложения, перекрывающие эродированные базальты среднего миоцена. Слой массивных свинцово-серых долеритовых базальтов основания разреза, вскрытый в интервале 87.0–85.5 м, пронизан трещинами, заполненными глинистым материалом. Это является признаком разрушенной поверхности базальтового слоя, который не может считаться силлом, а принимается в качестве основания для вышележащей последовательности осадочных отложений. По химическому составу (SiO_2 49.7–49.9 мас. %, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 4.5–4.6 мас. %) и по долеритовой структуре основной массы базальты подобны породам лавовых потоков возрастной генерации 16–15 млн лет [Хассан и др., 2020].

В соответствии с принятой легендой стратиграфии осадочных и вулканогенно-осадочных отложений Тункинской впадины [Логачев, 1958а, 1974], в разрезе определены слои танхойской свиты миоцена-нижнего плиоцена (интервал 87.0–7.2 м), аносовской свиты верхнего плиоцена – нижнего плейстоцена (интервал 7.2–2.7 м) и песчаной толщи среднего плейстоцена (интервал <2.4 м) (рис. 5.2). Нижняя туфогенно-осадочная пачка (интервал 86.5–73.7 м) залегает на базальтах и имеет литологические характеристики вулканического материала, подвергавшегося местному размыву. Она представлена алевритами, темно-серыми до черных, с угловатыми обломками базальтов (до 3 см). В интервале 73.7–71.0 м алеврит приобретает черный цвет в связи с его существенным обогащением органическим материалом. Выше (интервал 66.1–58.0 м) залегают мелкозернистые пески, а еще выше (интервал 58.0–50.0 м) – слюдисто-алевритовые пески. В интервале глубин 66.6–71.0 м встречен слой расплывающегося обводненного песка, который из-за жидкой консистенции был непригоден для исследований. Озерные отложения верхней толщи танхойской свиты (интервал 50.0–7.2 м) сложены алевритами с примесью мелкозернистого песка. Характерна насыщенность отложений чешуйками слюды. Завершают разрез отложения аносовской свиты и перекрывающей ее песчаной толщи. Аносовская свита

представлена песком мелкозернистым, лимонитизированным (охристого цвета). В песчаной толще песок серый, разнозернистый [Хассан и др., 2020].

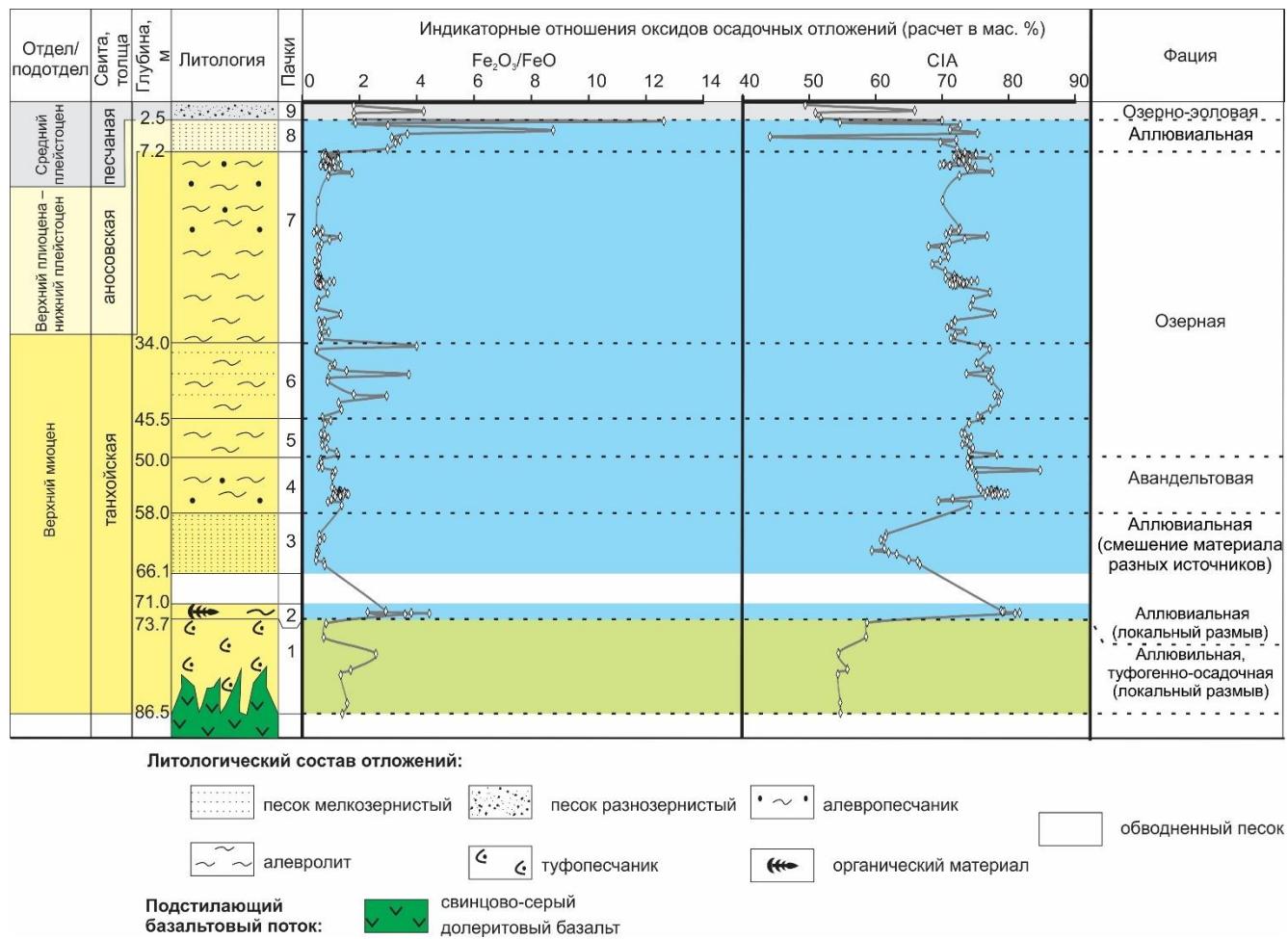


Рис. 5.2. Смена состава и фаций осадочных отложений в разрезе, вскрытом скважиной Тунка-13 [Хассан и др., 2020]. Принята схема стратиграфии осадочных и вулканогенно-осадочных отложений Тункинской впадины [Логачев, 1958а, 1974]. В керне по глубине обозначены вариации отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ и химического индекса выветривания (CIA). Пачки: 1 – базальтовые туффины (местный аллювий); 2 – аллювий материала кислого состава местного размыва; 3 – аллювий размыва различных источников обширной территории; 4 – отложения авандельты в палеоозере; 5–7 – отложения палеоозера; 8 – аллювий аносовской свиты; 9 – пески озерно-эолового происхождения.

5.2. Петрографическая характеристика пород

Пачка 1 (базальтовый поток и перекрывающий туффиット)

Породы, отобранные с разных глубин базальтового слоя (обр. Т-13/86.5, Т-13/85, Т-13/81), имеют одинаковую степень кристалличности (рис. 5.3). Структура основной массы породы интерсерптельная, состоит из тонких листов сдвойникованного основного плагиоклаза (0.3–0.7 мм, иногда до 1.5 мм) и изометричных зерен железо-магнезиальных минералов.



Рис. 5.3. Микрофотографии шлифов базальтов из слоя основания разреза (пачка 1). а–б – обр. Т-13/86.5; в–г – обр. Т-13/85 и д–е – обр. Т-13/81. Наблюдаются взаимопрорастающие зерна плагиоклаза и клинопироксена. Вид в шлифах а, в, д со скрещенными николями, вид в шлифах б, г, е – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

Встречаются более широкие таблички плагиоклаза, в которых заметна зональность. В основной массе породы преобладает плагиоклаз (48–53 %) с подчиненным количеством клинопироксена (19–20 %) и вулканического стекла (11–22 %). Второстепенную роль играют оливин (1–5 %) и рудные минералы (5 %). Вторичные минералы: палагонит (1–8 %), кальцит (1–5 %) и хлорит (до 3 %). Между лейстами плагиоклаза отмечаются округлые, реже призматические зерна светло-розового авгита и зеленовато-буровое, слегка девитрифицированное стекло, которое замещается зеленовато-буроватым хлоритовым агрегатом и палагонитом, имеющим резкие ограничения и желтовато-бурый цвет. Редкие овальные зерна оливина

псевдоморфно замещаются кальцитом и иддингситом. Рудные минералы представлены непрозрачными тонкими пластинками ильменита и ксеноморфными зернами титаномагнетита.

Литотип туффита (обр. Т-13/74.7) – осадочная порода с размером фракций: 0.001–0.01–0.1–0.6–1.3 мм, редко 2.4 мм (рис. 5.4). Текстура пятнистая, структура кристаллитокластическая. В составе туффита присутствуют различные по размеру обломки пород базальтового состава неправильной формы (до 49 %) и плагиоклаза (до 11 %), скематизированные глинистыми минералами (цемент базальный, смешанного состава, до 30 %). Второстепенные минералы: пироксен (5 %), биотит (4 %), амфибол (1 %). Отмечаются миндалевидные образования диаметром 0.7 и 1.6 мм, которые заполнены кальцитом, окрашенным гидроокислами железа. Линзовидный пожилок (?) мощностью до 4.8 мм состоит из опаловидного материала. Биотит интенсивно деформирован и замещен гидроокислами железа. Цемент также окрашен.

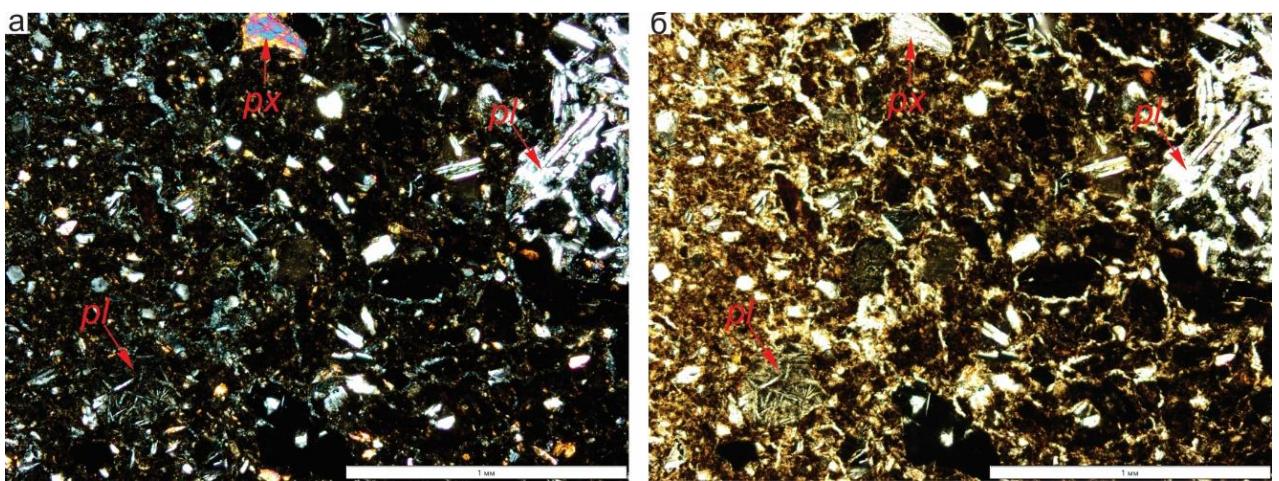


Рис. 5.4. Микрофотографии шлифа туффита пачки 1 (обр. Т-13/74.7) скв. Тунка-13. Вид в шлифе а со скрещенными николями, вид в шлифе б – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

Пачка 2 (разнозернистый песок)

Литотип гравелистого песка (обр. Т-13/73.7) – порода с размером зерен 0.1–0.3–0.5–1.2–2.5–4.2–10 мм (рис. 5.5). Структура псевфито-псаммитовая, текстура пятнистая. Обломки не сортированы. Среди них различаются полуокатанные (68 %), окатанные (6 %) и неокатанные (26 %). Цемент глинистый, базальный, состоит из глинистых минералов (37 %) и полевых шпатов (28 %). Второстепенные минералы представлены пироксеном (7 %). Обломки пород (до 28 %) в основном представлены лейстами плагиоклаза. Они имеют неровные, реакционные контуры. Обломки пироксена также угловатые, полуокатанные и неокатанные. Различаются обломки андезибазальтовых порфиритов и аргиллитов. Последние окатаны. Присутствуют окатанные обломки кремней. В крупнообломочной фракции присутствует мелко и среднеобломочная фракция того же состава. Глинистые минералы окрашены гидроокислами железа.

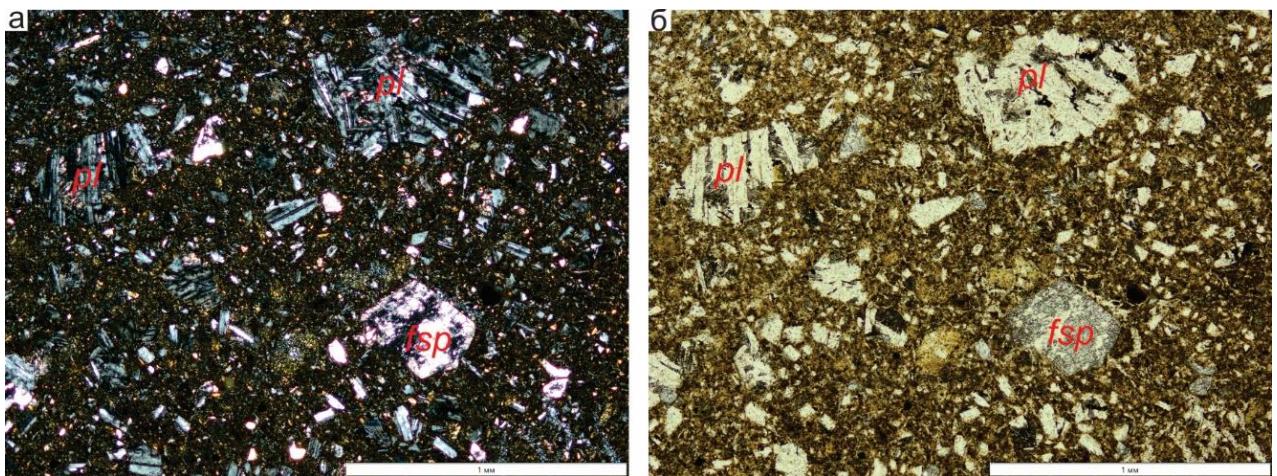


Рис. 5.5. Микрофотографии шлифа песка пачки 2 (обр. Т-13/73.7) скв. Тунка-13. Вид в шлифе а со скрещенными николями, вид в шлифе б – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

Пачка 3 (переслаивание песка и глины)

Литотип песка разнозернистого (обр. Т-13/64.8) – порода (0.1–0.25–0.5–1 мм, единично 2.1 мм), с базально-поровым глинистым (20 %) цементом (рис. 5.6). Различаются обломки полуокатанные (60 %), неокатанные (38 %) и окатанные (2 %). Степень сортировки плохая.

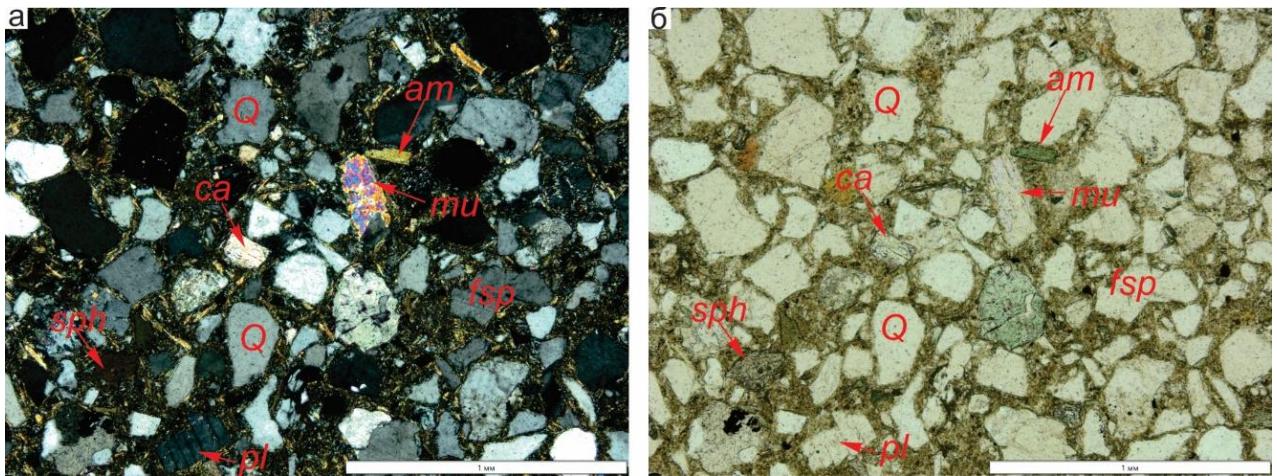


Рис. 5.6. Микрофотографии шлифа песчаника пачки 3 (обр. Т-13/64.8) скв. Тунка-13. Обломки разной степени окатанности. Вид в шлифе а со скрещенными николями, вид в шлифе б – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

В составе обломочного материала преобладают полевые шпаты (30 %), кварц (20 %) и глинистые минералы (до 20 %). Второстепенные минералы: амфибол (4 %), биотит (3 %), мусковит (2 %), кальцит (2 %) и эпидот (1 %). Аксессорные минералы: титанит и циркон. Обломки (до 18 %) представлены гранитоидами, реже – алевроаргиллитами. Плагиоклазы серицитизированы, калишпаты (в основном микроклиновые) пелитизированы. Контуры

обломков реакционные. Кварц в обломках трещиноват, давлен, имеет волнистое погасание. Его контуры также реакционные. Обломки биотита в разной степени деформированы и изменены, частично катализированы, частично смяты и гидратированы. Зерна амфибала (зеленая роговая обманка) полуокатаны и не окатаны. Обломки кальцита окатаны.

Литотип глины (обр. Т-13/61.2) состоит из тонкодисперсных частиц (97 %), неравномерно окрашенных гидроокислами железа (рис. 5.7). В глинистом матриксе различаются обрывки детрита, также окрашенные гидроокислами железа. Кроме того, встречаются алевритовые частицы кварца (2 %) и полевых шпатов (1 %). Редко отмечаются зерна зеленоватого амфибала и титанита. В породе присутствуют опаловидные прожилки с размытыми контурами и с невыдержанной мощностью (0.01–0.3 мм).

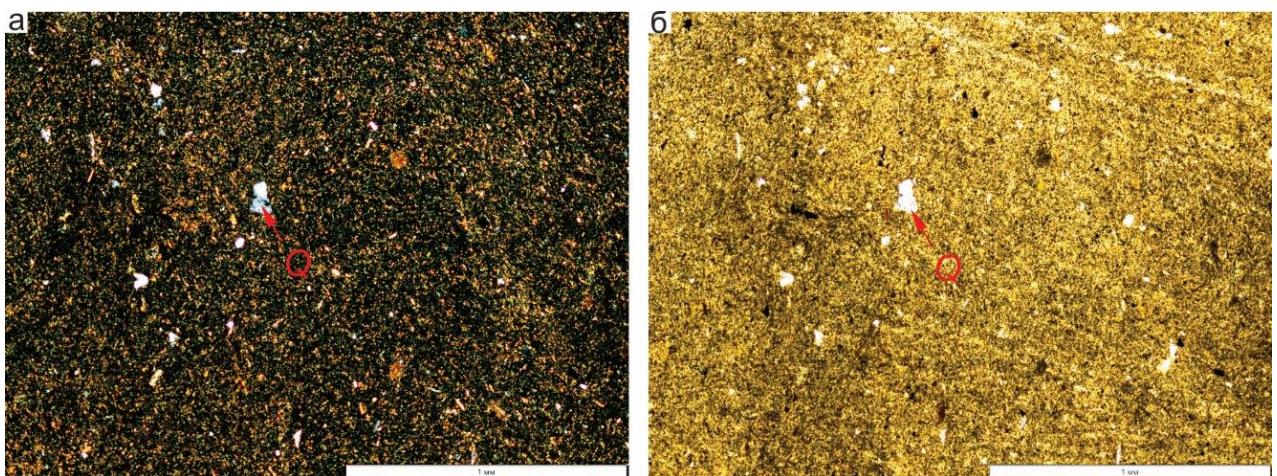


Рис. 5.7. Микрофотографии шлифа пачки 3 (обр. Т-13/61.2) скв. Тунка-13. Вид в шлифе а со скрещенными николями, вид в шлифе б – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

Пачка 4 (аргиллитистый алеврит и мелкозернистый песок авандельты)

Литотип аргиллитистого алеврита (обр. Т-13/56.7) (рис. 5.8) – тонкозернистая порода (0.001–0.01–0.1 мм, редко 0.3 мм) без диатомовых водорослей. В пачке прослеживается нечетливая сортировка алевритовых обломков и пелитового материала по слоям, определяющая ритмичную слоистость. Однородно ориентированные чешуйки слюдистых минералов (биотита и мусковита) подчеркивают слоистую текстуру породы. В минеральном составе преобладают полевые шпаты (32 %), кварц (28 %) и глинистые минералы (до 25 %). Второстепенные минералы: биотит (4 %), мусковит (3 %) и амфибол (3 %). Аксессорные минералы: титанит, циркон и глауконит. Характерно послойное окрашивание гидроокислами железа. Обломки биотитовых чешуек гидратированы, частично хлоритизированы. Контуры обломков кварца и полевых шпатов неровные, реакционные.

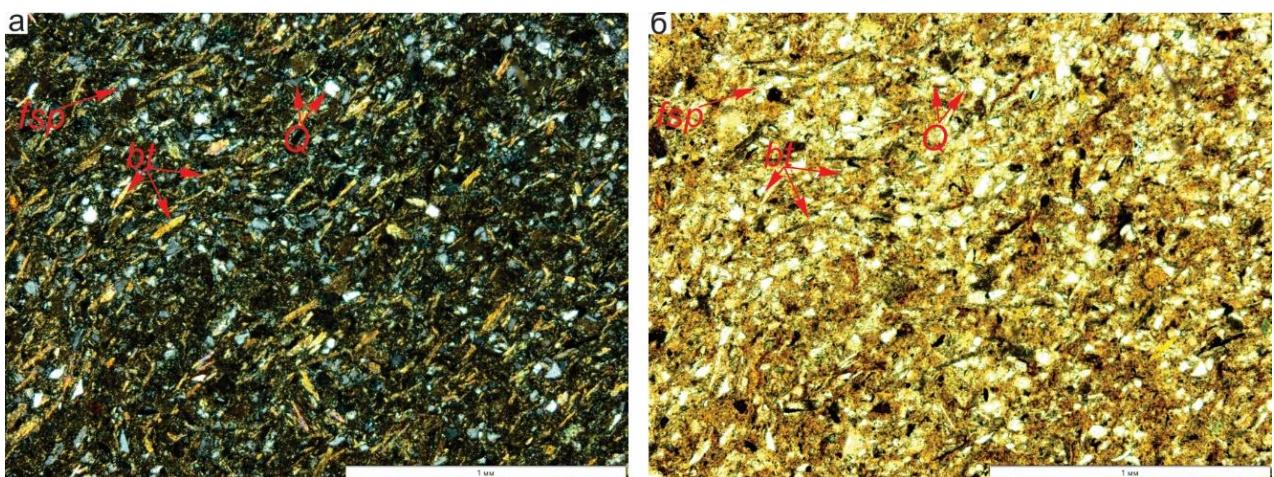


Рис. 5.8. Микрофотографии шлифа пачки 4 (обр. Т-13/56.7) скв. Тунка-13. Чешуйки слюды (биотита) ориентированы. Вид в шлифе а со скрещенными николями, вид в шлифе б – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

Пачка 5 (алевро-аргиллит нижней части озерной толщи)

Литотип алевро-аргиллита (обр. Т-13/49.5) – тонкозернистая порода (0.001–0.01–0.1 мм).

Структура породы алевропелитовая, определяется наличием алевритового и пелитового материала с преобладанием последнего (рис. 5.9). Текстура пятнистая, ориентированная. Ориентированность определяется однонаправленным расположением чешуйчатых слюдисто-глинистых минералов.

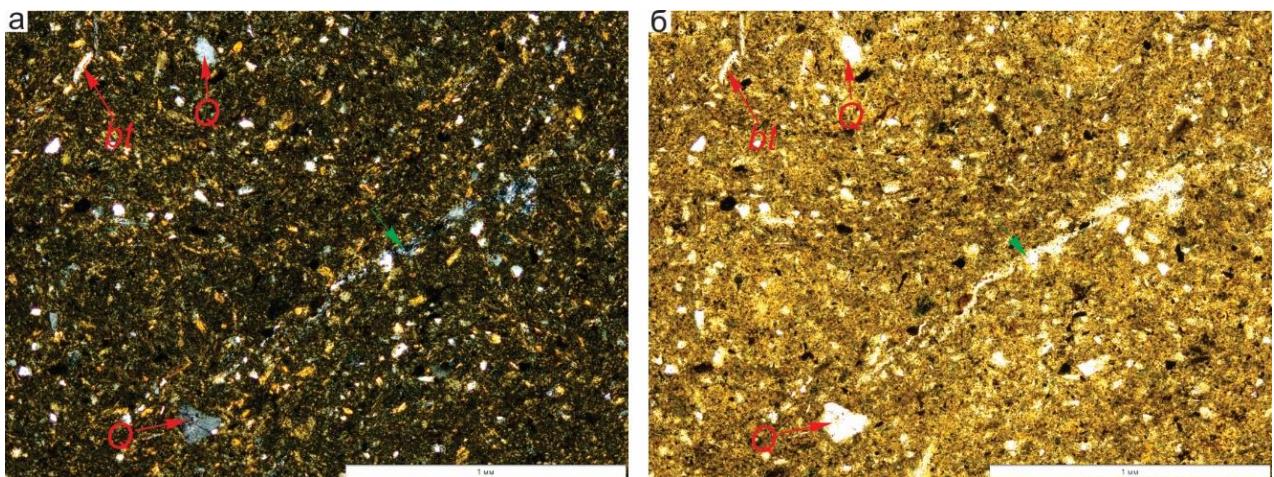


Рис. 5.9. Микрофотографии шлифа пачки 5 (обр. Т-13/49.5) скв. Тунка-13. Зеленая стрелка обозначает микропроявления опаловидного минерала. Вид в шлифе а со скрещенными николями, вид в шлифе б – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

Основная масса, сложенная глинистыми минералами (до 70 %), окрашена гидроокислами железа. Обломки полевых шпатов (10 %) и кварца (8 %) распределяются неравномерно. Второстепенные минералы: биотит (6 %), мусковит (4 %), амфибол (2 %). В единичных случаях

отмечаются чешуйки мусковита (до 1 мм). Отмечаются обрывки ожелезненного детрита, ориентированные по слоистости. В основной массе отмечаются линзовидные обособления неправильной формы, которые заполнены опаловидным минералом.

Пачка 6 (аргиллит средней части озерной толщи)

Литотип аргиллита (обр. Т-13/39.9) состоит из мелко- и крупнодисперсных частиц глинистых минералов (до 95 %), неравномерно окрашенных гидроокислами железа (рис. 5.10). Отмечаются фузенизированные (обугленные) обрывки растений. Прерывистое расположение детрита обуславливает неясную слоистость. Различаются угловатые обломки полевых шпатов (2 %) и кварца (2 %). Изредка встречаются осколки зеленого амфиболя (роговой обманки) и мусковит (вместе до 1 %). Аксессорные минералы: биотит, циркон и кальцит. Отмечаются прожилковые (0.009–0.01 мм) обособления опаловидного минерала.

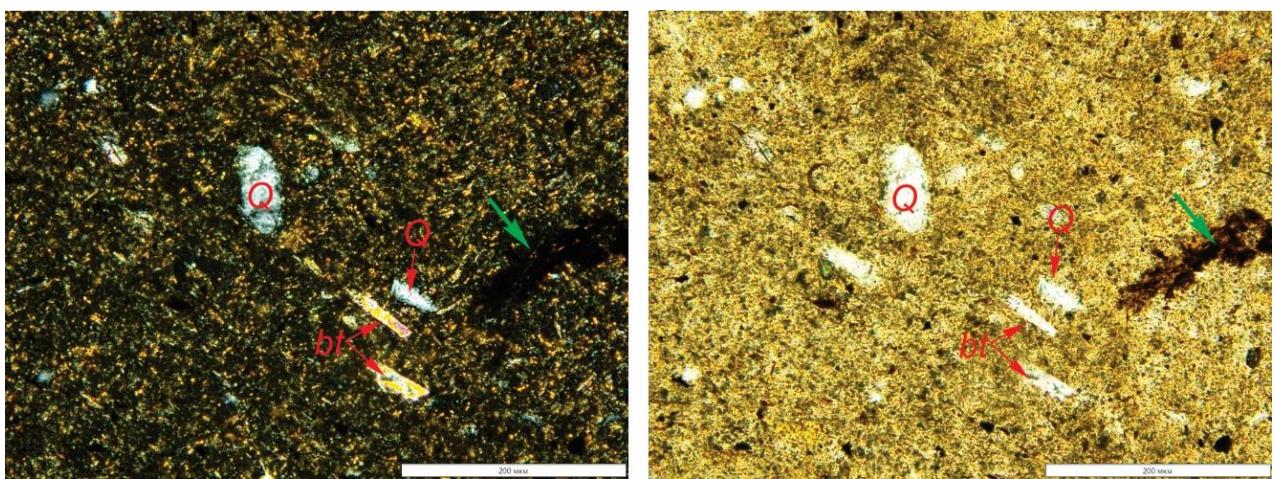


Рис. 5.10. Микрофотографии шлифа пачки 6 (обр. Т-13/39.9) скв. Тунка-13. Вид в шлифе а со скрещенными николями, вид в шлифе б – с параллельными николями. Зеленая стрелка обозначает окрашивание гидроокислами железа. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

Пачка 7 (песок мелкозернистый верхней части озерной толщи)

Литотип алевритового песка, мелкозернистого (обр. Т-13/31.7) – порода с характерной алевропсаммитовой структурой (0.001–0.01–0.06 мм, редко 0.1–0.3 мм) и слоистой текстурой. Цемент базальный, глинистый (28 %). Обломки полуокатаны (7 %) и не окатаны (93 %) (рис. 5.11). Степень сортировки плохая. Обломки трещиноваты, давлены. Контуры обломков реакционные. Среди обломков пород различаются гранитоиды и базальты (до 25 %). В их минеральном составе преобладают полевые шпаты (45 %) и кварц (18 %). Второстепенные минералы: мусковит (5 %), биотит (4 %) и амфибол (3 %). Аксессорные минералы: титанит и циркон. Обломки биотита слабо хлоритизированы и гидратированы. Края у слюдистых обломков занозистые. Обломки зеленого амфиболя (роговая обманка) трещиноваты, расколоты. Отмечаются обрывки растительного детрита (до 0.7 мм), которые псевдоморфно замещаются

гидроокислами железа. Глинистый цемент также окрашен гидроокислами железа. Различаются пятна неправильной формы, состоящие из опаловидной массы.

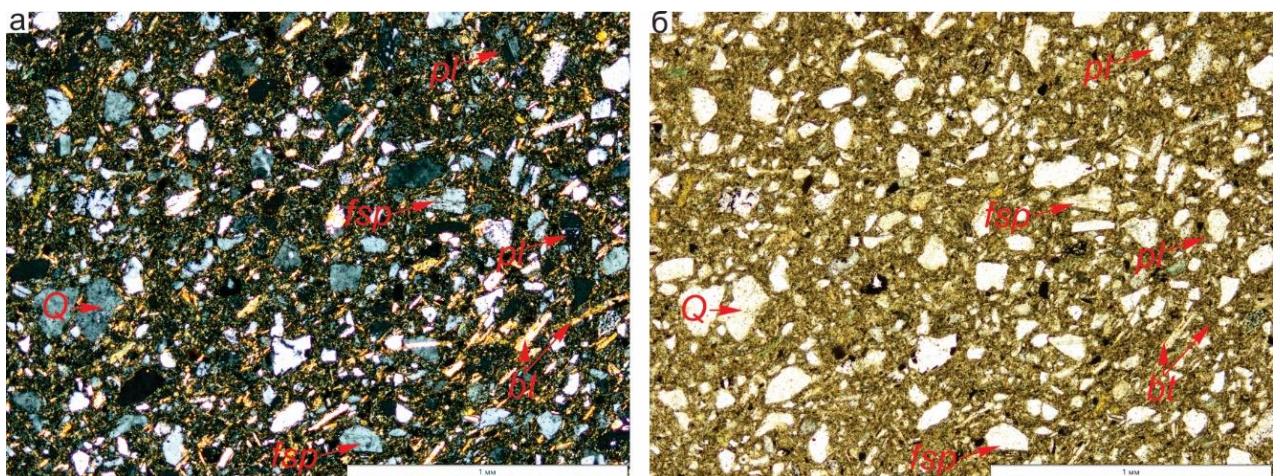


Рис. 5.11. Микрофотографии шлифа песка пачки 7 (обр. Т-13/31.7) скв. Тунка-13. Вид в шлифе а со скрещенными николями, вид в шлифе б – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

Литотип алевритистого песка, мелкозернистого (обр. Т-13/14.2) (0.001–0.06 мм; 0.1–0.3 мм; редко 0.5–0.7 мм). Текстура породы обусловлена ориентировкой листочеков слюды субпараллельно слоистости (рис. 5.12). Обломки сцементированы глинистыми минералами. Цемент базальный (26 %). Сортировка плохая.

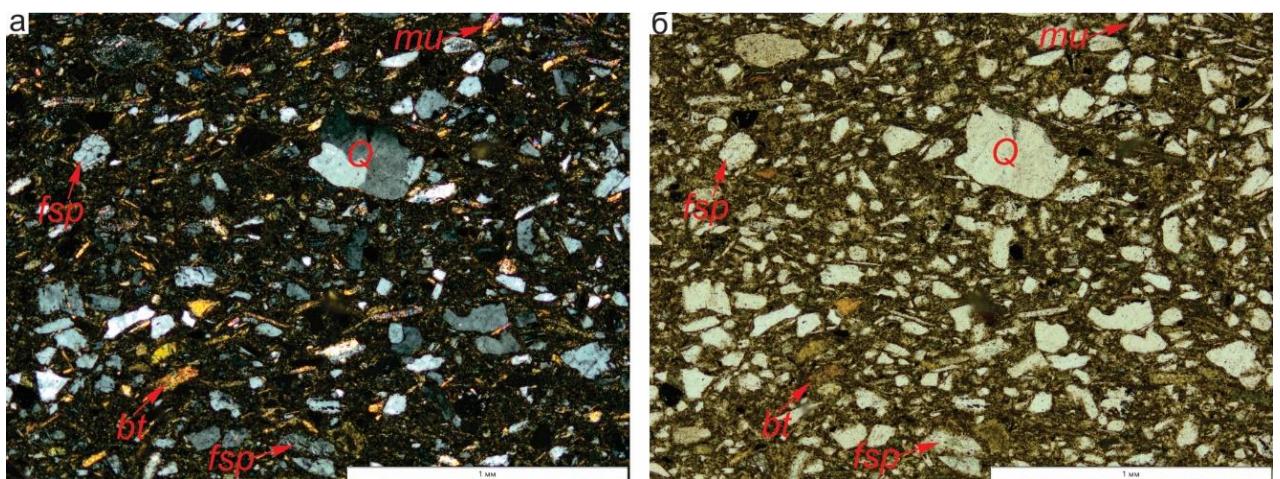


Рис. 6.13. Микрофотографии шлифа алевритистого песка пачки 7 (обр. Т-13/14.2) скв. Тунка-13. Вид в шлифе а со скрещенными николями, вид в шлифе б – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 5.9.

В составе обломочного материала преобладают полевые шпаты (40 %) и кварц (19 %). Второстепенные минералы: биотит (6 %), мусковит (5 %) и амфибол (4 %). Аксессорный минерал

– титанит. Среди обломков пород различаются базальты, гранитоиды, аргиллиты. Обломки пород полуокатаны (содержание обломков пород до 26%).

Встречаются единичные обрывки деформированного растительного детрита (?) до 1.8 мм, который псевдоморфно замещен гидроокислами железа. Полевые шпаты не окатаны, края неровные, реакционные. Кварцевые обломки (до 5 %) полуокатаны. Все обломки трещиноваты, давлены. Обломки биотита деформированы, гидратированы, в разной степени хлоритизированы. Отмечаются неокатанные обломки зеленого амфиболя (роговая обманка). Отмечен выклинивающийся слоек (до 1.8 мм) мелкозернистого песчаника. Состав его обломков подобен вмещающей породе. Цементирующий глинистый материал поровый (10 %). Отмечаются единичные обугленные микрофоссилии (0.7 мм). Все обломки и цемент содержат вторичные газово-жидкие микровключения гидроокислов железа.

Литотип мелкозернистого песчаника (обр. Т-13/13.6) – разнозернистая порода (0.001–0.01 и 0.1–0.25 мм, редко 0.4 мм) для которой характерна псаммитовая, мелкозернистая структура и пятнистая, неясно ориентированная текстура (рис. 5.13). Несколько выраженная ориентированность подчеркивается расположением чешуек слюды. Цемент поровый, базально-поровый (12–16 %), глинистый. Обломки не окатаны (70 %); полуокатаны (25 %) и окатаны (5 %). Степень сортировки средняя. Обломки кварца остроугольные, оскольчатые, пластинчатой формы.

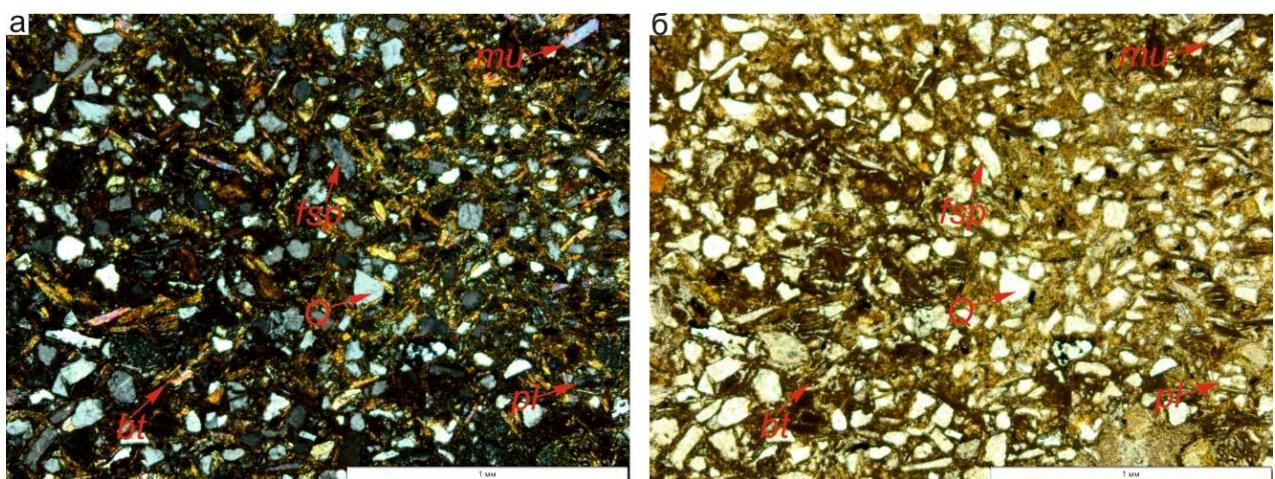


Рис. 5.13. Микрофотографии шлифа песка пачки 7 (обр. Т-13/13.6) скв. Тунка-13: а – с анализатором, б – без анализатора. Ориентированное расположение чешуек слюды. Вид в шлифе а со скрещенными николями, вид в шлифе б – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

В обломках различается кварц (25 %) и полевые шпаты (40 %). Второстепенные минералы: биотит (9 %), мусковит (6 %) и амфибол (3 %). Аксессорный минерал – титанит. Содержание обломков пород до 17 %. Все обломки имеют реакционные контуры. Плагиоклаз частично

серизитизирован. Обломки биотита деформированы, гидратированы. Мусковит также деформирован. Края чешуек слюдистых минералов неровные, занозистые. В породе отмечается неравномерное, линзовидно-полосчатое окрашивание гидроокислами железа. На фоне однородного песчаника отмечаются пятна неправильной формы глинистого состава и выделения микролитов опала (?).

Пачка 8 (ахаликско-аносовский галечник)

Литотип наполнителя галечников – туфогенныи гравелитистый алевропесок (обр. Т-13/2.7) (0.1–0.3–0.5–1.2 мм, до 3.6 мм), включает обломки полуокатанные (70 %), неокатанные (23 %) и окатанные (7 %). Степень сортировки материала плохая. Окатанные обломки, в основном, представлены аргиллитами. Различаются обломки базальтов, долеритов и гранитоидов. Цемент базальный, глинистый (рис. 5.14 а,б).

Количество вулканогенного материала в матриксе составляет примерно 20 % (10 % – листы плахиоклаза). Кроме того, распространены обломки невулканического происхождения: микроклин (до 9%), кварц (7 %), биотит (4 %), мусковит (до 3 %), амфибол (роговая обманка) (4 %). Зерна трещиноваты и расколоты. Обломки кальцита (2 %) окатаны. Различаются ксеноморфные зерна рудного минерала (до 1 %). Отмечаются линзовидные выделения опаловидного кремния. Вся порода пропитана гидроокислами железа.

В шлифе крупной (10 см) базальтовой гальки (обр. Т-13/2.7а) наблюдается долеритовая, переходная к интерсертальной основная масса (0.3–1.5–2.4 мм). Текстура пятнистая.

Основную массу породы (50 %) составляют тонкие таблички и листы плахиоклаза. Ксеноморфные зерна сиреневатого клинопироксена (титанавгита) (22 %) заполняют промежутки между листами плахиоклаза (рис. 5.14 в,г). В интерстициях, кроме скоплений зерен пироксена, находится девитрифицированное стекло (11 %), а также кристаллы светло-коричневого палагонита (1 %). Порфировидные выделения представлены скелетными формами оливина (8 %), в котором с краев и по трещинам развивается иддингсит.

В основной массе различаются ксеноморфные выделения кальцита (до 1 %), заполняющего поры неправильной формы. Миндалины по краям обрастают тонкочешуйчатым гидрослюдистым агрегатом.

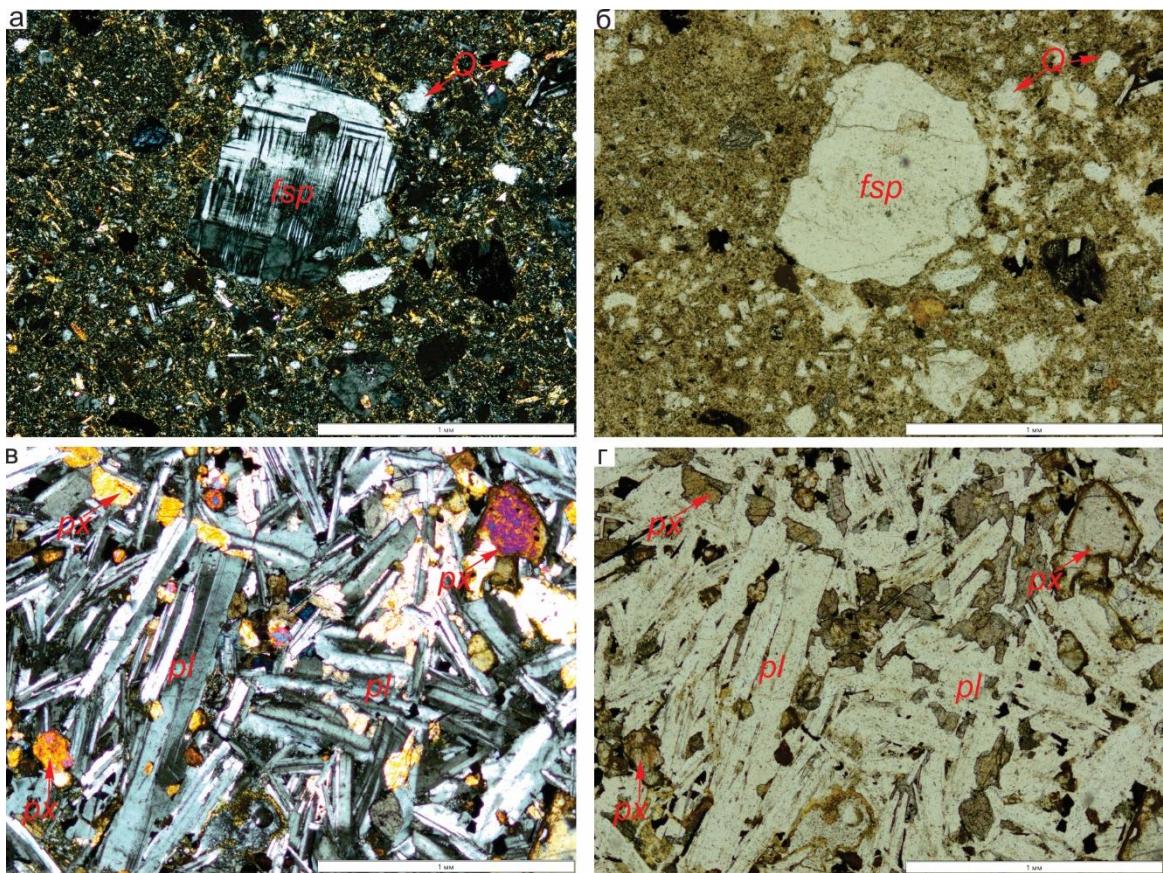


Рис. 5.14. Микрофотографии шлифов пород пачки 8 скв. Тунка-13 (ахаликская свита). а–б – обр. Т-13/2.7 (алеврит с зерном микроклина, слегка окатанным); в–г – обр. Т-13/2.7а (обломок базальта из алеврита). Вид в шлифах а, в со скрещенными николями, вид в шлифах б, г – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

Пачка 9 (озерно-эоловый песок)

Литотип песка разнозернистого (обр. Т-13/2.4) – порода (0.001–0.12–0.3 мм и 0.3–1 мм, редко 2.5 и 6.0 мм), сложенная полуокатанными (45 %), окатанными (6 %) и неокатанными (49 %) обломками. Степень сортировки плохая. Окатанные обломки представлены в основном кальцитом (?). Для породы характерна псаммитовая структура и пятнистая текстура (рис. 5.15).

Цемент базально-поровый, глинистый (до 18 %). В составе песчаников преобладает калиевый полевой шпат (28 %), плагиоклаз (24 %) и кварц (18 %). Второстепенные минералы: кальцит (6 %), биотит (2 %), амфибол (3 %) и пироксен (1 %). Аксессорные минералы: циркон, титанит, лейкохексен, эпидот и магнетит. Среди обломков пород (до 20 %) различаются: гранитоиды, кварциты (?), андезитовые порфиры, алевроаргиллиты. Обломки кварца полуокатаны или не окатаны. Они трещиноваты, имеют волнистое погасание. Калишпат почти весь микроклиновый. Плагиоклаз частично серицитизирован. Полевые шпаты трещиноваты, полуокатаны. Зерна зеленого амфибала (роговая обманка) в основном не окатаны. Пироксен трещиноват, давлен. Биотитовые чешуйки деформированы, изогнуты, частично гидратированы.

Встречаются единичные зерна магнетита, по которому развиваются гидроокислы железа. Редкие чешуйки биотита хлоритизированы.

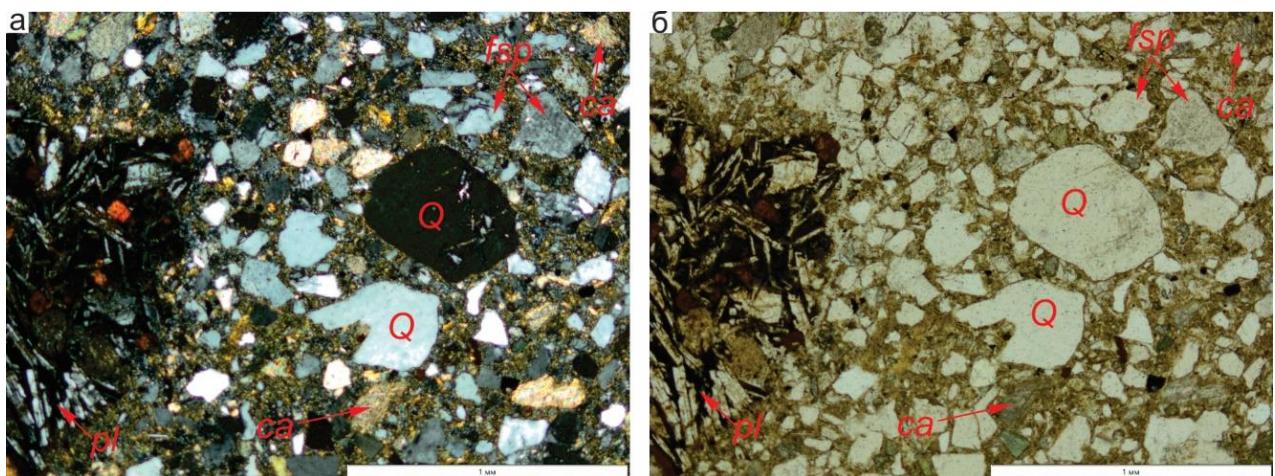


Рис. 5.15. Микрофотографии шлифа песка пачки 9 (обр. Т-13/2.4) скв. Тунка-13. Обломки разной степени окатанности окрашены окислами железа. Вид в шлифе а со скрещенными николями, вид в шлифе б – с параллельными николями. Усл. обозн. см. рис. 4.8.

5.3. Геохимическая характеристика пород

В осадочной толще разреза Тунка–13 по вариациям CIA и $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ выделяется 9 пачек (см. рис. 5.2). В танхойской свите различаются две толщи. В нижней (пачки 1–4) наблюдаются крупноамплитудные колебания CIA от интервала значений 54–59 в пачке 1 до интервала 79–82 в пачке 2. В верхней толще снизу вверх по разрезу значения CIA плавно снижаются с малоамплитудными колебаниями предельных значений от интервала 75–85 до интервала 68–77 (на глубине 20 м), а затем повышаются до интервала 70–78. Подобным образом этот параметр плавно снижается и повышается в донных отложениях Академического хребта оз. Байкал [Кашик, Ломоносова, 2006].

На фоне преобладающей низкой окисленности железа в отложениях танхойской свиты ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0.5\text{--}1.7$) окисленность несколько возрастает в пачках 2 и 6 ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ достигает 4.4). Отложения аносовской свиты, представленные пачкой 8, отличаются от отложений пачки 7, венчающей танхойскую свиту, возрастанием $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ от интервала 0.5–1.7 до интервала 1.6–3.0. В плейстоценовых песках (пачка 9) $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ составляет интервал 1.8–4.2.

Иную информацию дает соотношение титанового модуля (TM) и индекса вариаций состава (ICV) (рис. 5.16). В отложениях нижней части разреза (в интервале 86.5–73.7 м) определены повышенные значения TM (0.10–0.13) при максимальных значениях ICV (1.21–1.86). В вышележащих отложениях значения обоих параметров снижаются (TM = 0.03–0.09, ICV = 0.7–1.0). Пониженные значения TM свидетельствуют о механической примеси кластического материала. Значения ICV менее 1 указывают на зрелость осадков с возрастанием роли глинистого

материала и на вероятность седиментационного рециклинга. Исключение составляют пробы, отобранные с глубин 72.2, 41.54, 38.5 и 34.5 м, в которых значения ICV возрастают до 1.32. Подобное возрастание значений ICV (до 1.74) характеризует уменьшение зрелости осадков аносовской свиты и песчаной толщи.

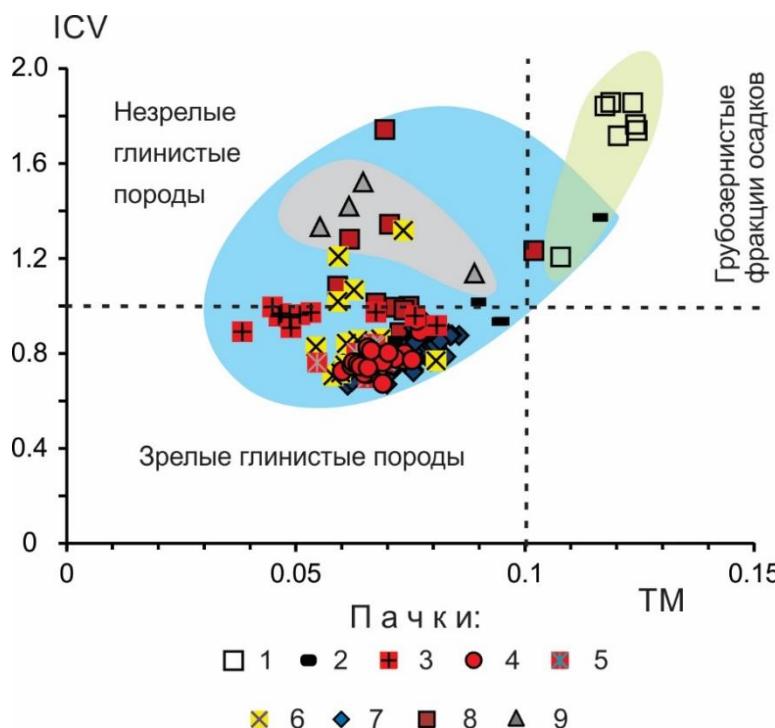


Рис. 5.16. Соотношения титанового модуля (Titanium Module, TM = $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ [Мигдисов, 1960] и индекса вариаций состава (Index of Compositional Variability, ICV = $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)/\text{Al}_2\text{O}_3$) [Cox et al., 1995] в отложениях Тункинской впадины [Хассан и др., 2020]. Зеленым, голубым и серым цветом выделены фигуративные поля отложений, соответственно, нижней (86.5–73.7 м), средней (73.7–2.5 м) и верхней (<2.5 м) частей разреза (см. рис. 5.2).

Роль глинистых минералов и органического материала выявляется на диаграмме SiO_2 – ППП (рис. 5.17 а). Значения потерь при прокаливании (ППП) в отложениях пачки 1 варьируются в интервале 2.9–7.9 мас. % и возрастают в верхней части этой пачки до 26.2 мас. % вследствие обогащения осадков органическим материалом.

С увеличением содержания SiO_2 в вышележащих пачках значения потерь при прокаливании (ППП) уменьшаются из-за снижения содержания кристаллизационной H_2O , входящей в состав глинистых минералов. Учитывая среднее содержание H_2O в глинах около 10 мас. %, более высокие значения ППП могут свидетельствовать о присутствии органического материала. В пробах пачки 2 ППП меняется в интервале от 6.7 до 8.4. Для проб пачки 3 характерны повышенные содержания SiO_2 (от 50.0 до 68.2 мас. %) при более низком содержании ППП (1.6–5.8 мас. %). В породах пачек 4 и 5 значения ППП составляют от 7.1 до 12.1 мас. %, за-

исключением образца с глубины 49.95 м пачки 5 с более высоким содержанием ППП (16.4 мас. %) при SiO_2 (49.2 мас. %). Для озерной пачки 6 характерны высокие значения ППП (9.2–22.4 мас. %) при сравнительно низком содержании SiO_2 (42.7–51.6 мас. %). Тренд диаграммы (рис. 6.18 б) может отражать примесь органического детрита.

В озерных отложениях подстилающего и перекрывающего пачек содержания ППП в основном не превышают 10.0 мас. %, что свидетельствует об основном значении глин и малой роли примеси растительного детрита. В пачке 8 аносовской свиты значения ППП находятся в пределах 5.1–6.0 мас. %). Пониженные значения этого параметра определены в образце с глубины 3 м, при высоком содержании SiO_2 (65.8 мас. %). Для песчаной плейстоценовой пачки 9 определены наиболее низкие значения ППП (от 1.4 до 3.9 мас. %).

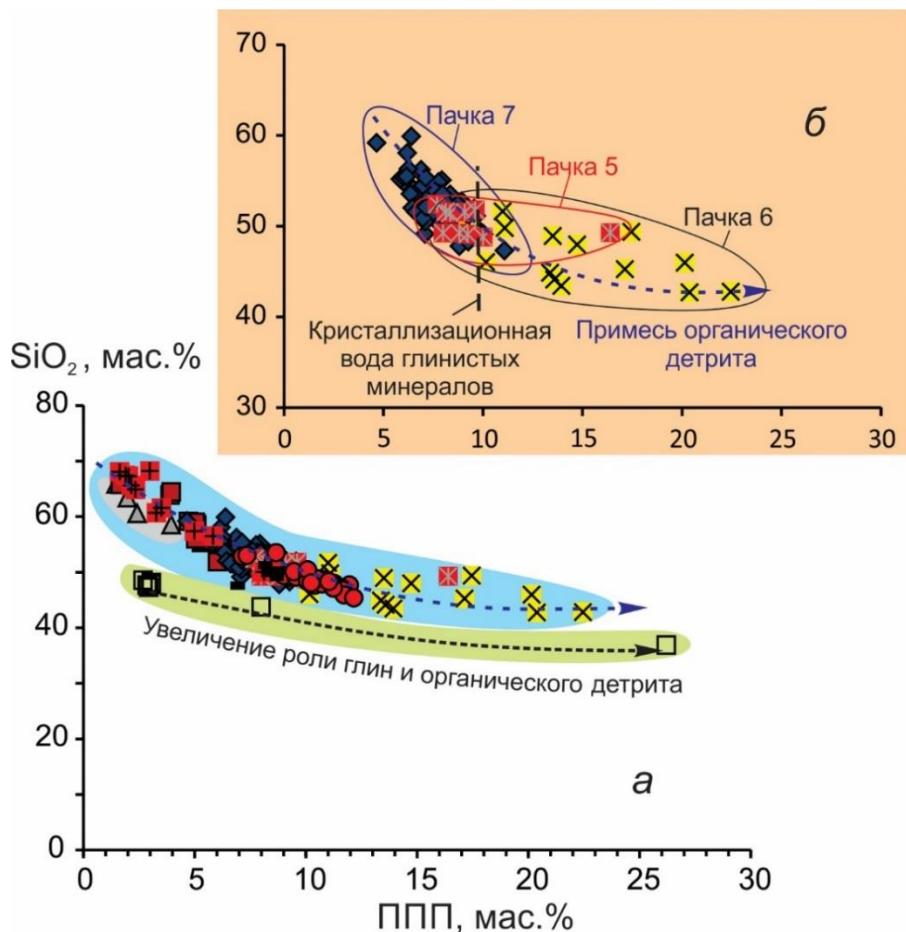


Рис. 5.17. Соотношения содержаний SiO_2 –ППП в осадочных отложениях всего изученного разреза (а) и его озерных толщ – пачек 5–7 (б) [Хассан и др., 2020]. Усл. обозн. см. рис. 5.16.

Все отложения имеют значения $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}<5.0$ мас. %. Исключение составляют породы верхней части пачки 3 в интервале глубин 61.2–64.8 м. имеющие значения $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=5.33–5.85$ мас. % (рис. 5.18 а). Высокие значения щелочного модуля (ЩМ) при $\text{Na}_2\text{O}>\text{K}_2\text{O}$, $\text{НКМ}<0.4$ и значения $0.31<\Gamma\text{М}<0.6$ в отложениях пачек (1, 3, 9) (рис. 5.18 б, в, г) свидетельствуют о

преобладании в отложениях плагиоклаза при низких содержания калиевых полевых шпатов и кварца [Иванова и др., 2020]. Изученные отложения остальных части разреза Тунка-13, в отличие от пород пачек 1 и 3, характеризуются крайне низкими значениями ЩМ при $\text{Na}_2\text{O} < \text{K}_2\text{O}$ (т.е. содержат значительное количество полевых шпатов и кварца) (рис. 5.18 б, г).

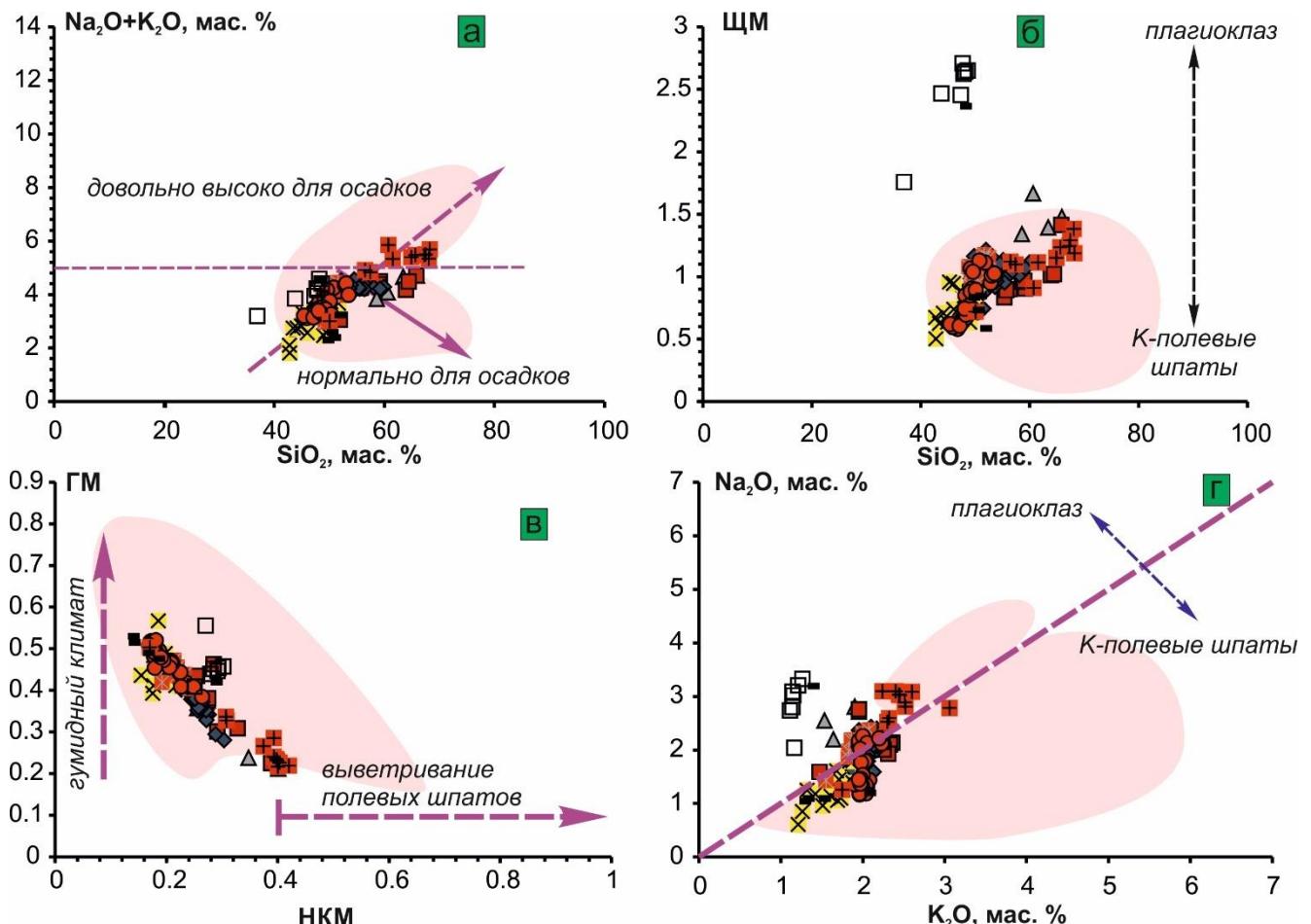


Рис. 5.18. Соотношения $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – SiO_2 (а) и ЩМ – SiO_2 (б), ГМ – НКМ [Юдович, Кетрис, 2000] (в); Na_2O – K_2O [Pettijohn, 1975] (г) в породах скв. Тунка-13. Для сравнения, розовым цветом выделены фигуративные поля отложений Баргузинской долины. Усл. обозн. см. рис. 5.16.

Диаграмма Th/Co–La/Sc (рис. 5.18) дает информацию о вариациях состава пород в источнике сноса [Cullers, 2002]. Для отложений выделенных стратонов источнику сноса магматических пород базальтового состава соответствует пачка 1 и источникам кислого состава – пачки вышележащей части разреза.

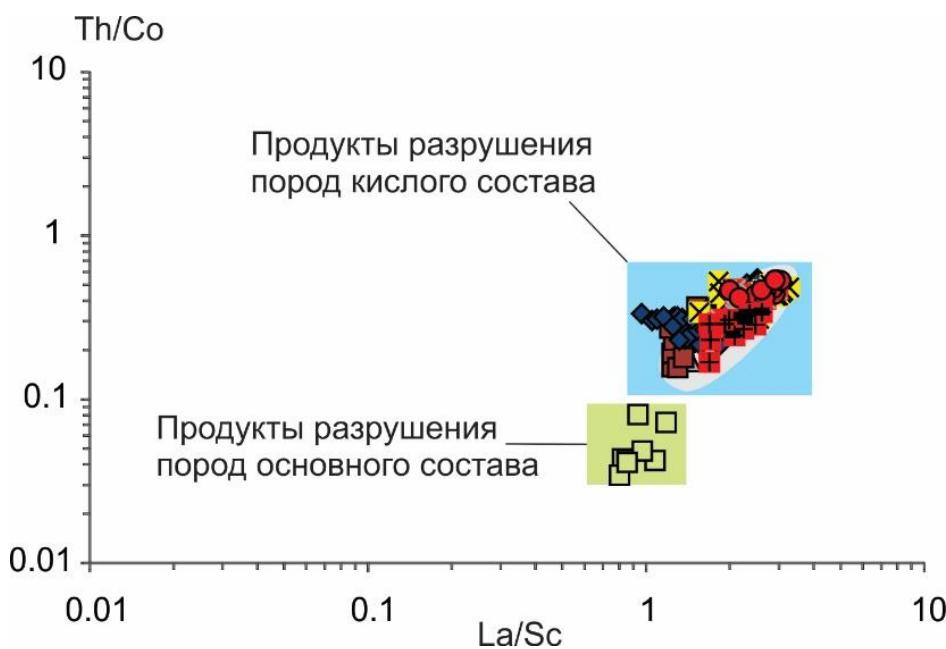


Рис. 5.18. Соотношение Th/Co – La/Sc в отложениях Тункинской впадины [Хассан и др., 2020]. Усл. обозн. см. рис. 5.16. Фигуративные поля продуктов разрушения пород основного и кислого состава показаны по работе [Cullers, 2002].

На рис. 5.19 а–е приведены диаграммы редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированных к составу хондрита. Широкий диапазон субпараллельных спектров, полученных для отложений всего разреза, отражает поступление материала слегка обогащенных источников магматических и метаморфических пород кислого состава (см. рис. 5.18).

Пачка 1 (рис. 5.19 а) характеризует базальтовые туффиты местного размыва, дающих относительно пологий наклон спектров в резко ограниченном диапазоне. Пачка 2 (рис. 5.19 б) также обозначает локальный источник, но, в отличие от пачки 1, кислого состава.

Спектры узкого диапазона расположены в середине интервала РЗЭ всего разреза. Аллювий пачки 3 (рис. 5.19 в) обладает наиболее низкими содержаниями РЗЭ, свидетельствующими о вовлечении в размыв нового материала. Авандельтовые отложения пачки 4 (рис. 5.19 г) подобны по концентрациям РЗЭ отложениям аллювиального пачки 2. Озерные отложения пачек 5–7 (рис. 5.19 д) отличаются повышенными содержаниями РЗЭ и в этом отношении контрастны аллювию пачки 3 с низкими содержаниями РЗЭ. Отложения заключительных пачек 8 и 9 (рис. 5.19 е) по низким содержаниям РЗЭ сопоставляются с аллювием пачки 3.

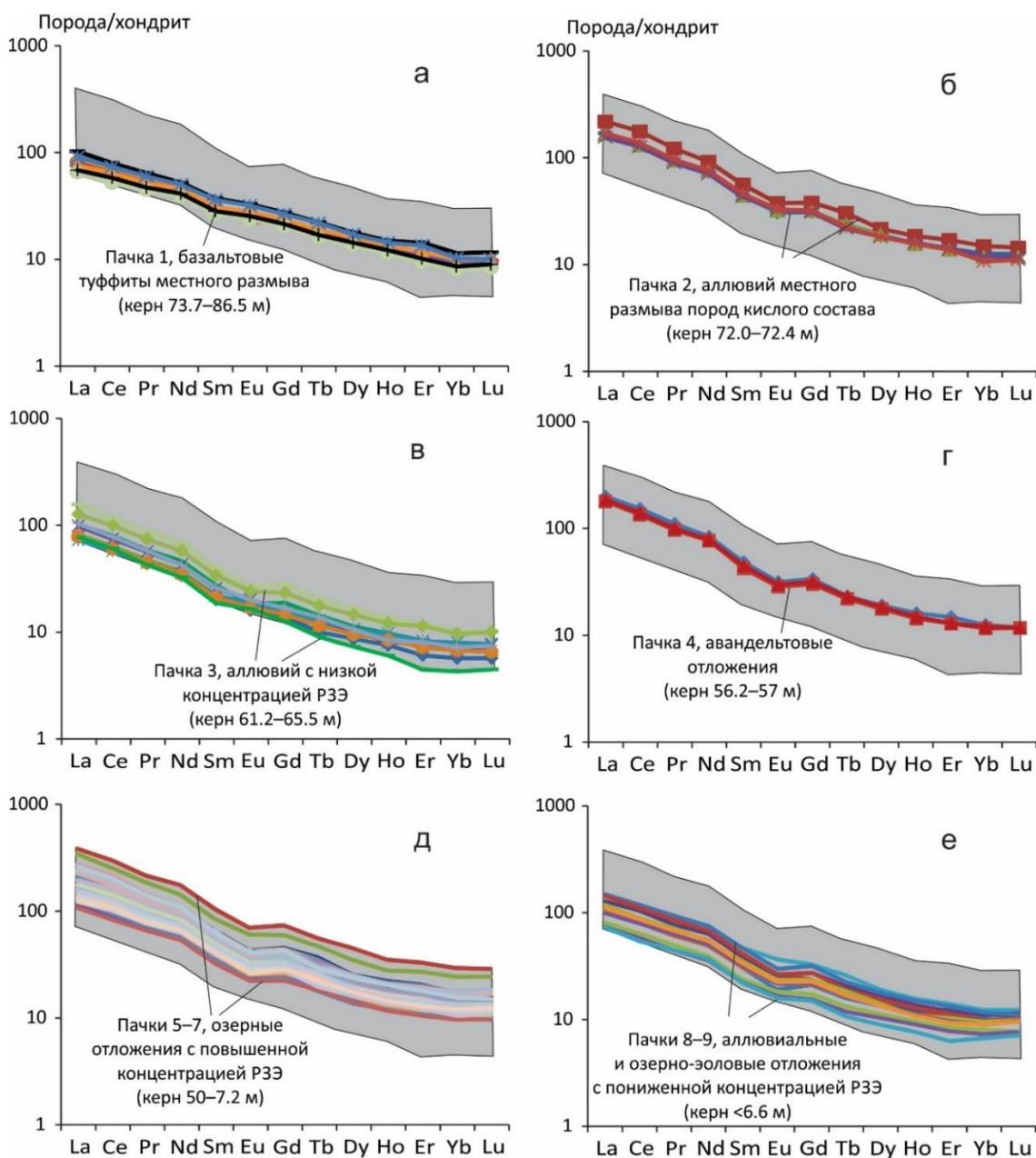


Рис. 5.19. Диаграмма распределения РЗЭ, нормированных к хондриту в осадочных отложениях пачек изученного разреза [Хассан и др., 2020]. Для нормирования использован состав хондриита [McDonough, Sun, 1995]. Полоса серого цвета обозначает весь диапазон РЗЭ отложений Тункинской впадины.

Редкоземельная специфика смены источников материала в слоях разреза проявляется на диаграмме La/Yb – Eu^* (рис. 5.20). В отложениях пачки 1 отсутствует Eu -аномалия, что в целом характерно для базальтов Байкальской рифтовой системы. Часть проб пачки 3 также обнаруживает отсутствие Eu -аномалии при повышенных значениях La/Yb . Другая часть проб пачки 3 сопоставляется на диаграмме La/Yb – Eu^* с пробами пачки 2 и в целом вписывается в общий тренд возрастания отношения La/Yb с углублением отрицательной Eu -аномалии. Максимальными значениями La/Yb характеризуются породы пачек 4 и 7.

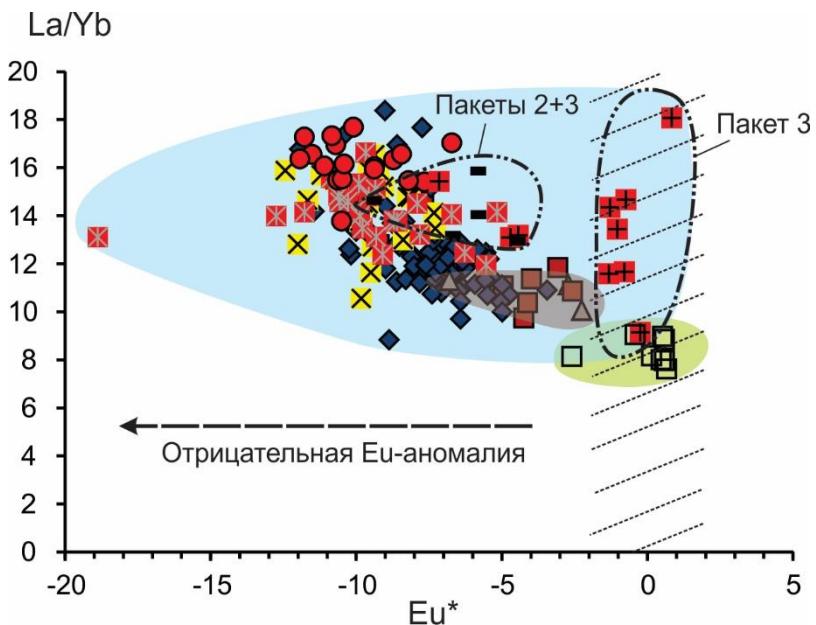


Рис. 5.20. Соотношение La/Yb – Eu* в отложениях Тункинской впадины [Хассан и др., 2020]. Усл. обозн. см. рис. 5.16. $\text{Eu}^* = \text{Eu}_{\text{N}} - ((\text{Sm}_{\text{N}} + \text{Gd}_{\text{N}})/2)$, где Eu_{N} , Sm_{N} , Gd_{N} – значения нормированных на хондрит концентраций РЗЭ. Косой точечной штриховкой выделена область без Eu-аномалии. Пачка 1 (базальтовые туффиты) характеризуется ее отсутствием, в пачке 2 аномалия слабо проявлена, в пачке 3 перемежаются отложения без аномалии и с аномалией. Во всех вышележащих отложениях аномалия отчетливо выражена.

Выделенные по литогеохимическим параметрам пачки подтверждаются распределением проб на факторной диаграмме (рис. 5.21 а). Основная изменчивость в выборке связана с первыми двумя факторами (рис. 5.21 б): F1 – 27.3%, F2 – 23.9%:

F 1: $\text{SiO}_2^{0.92}$, $\text{K}_2\text{O}^{0.66}$, $\text{Na}_2\text{O}^{0.27}$, $\text{CO}_2^{0.25}$; $\text{P}_2\text{O}_5^{-0.73}$, $\text{TiO}_2^{-0.65}$, ППП $^{-0.63}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3^{-0.56}$, $\text{FeO}^{-0.35}$, $\text{MgO}^{-0.35}$, $\text{Al}_2\text{O}_3^{-0.33}$, $\text{MnO}^{-0.32}$, $\text{CaO}^{-0.02}$.

F 2: ППП $^{0.56}$, $\text{Al}_2\text{O}_3^{0.44}$, $\text{K}_2\text{O}^{0.29}$, $\text{FeO}^{0.06}$; $\text{CaO}^{-0.92}$, $\text{MgO}^{-0.78}$; $\text{Na}_2\text{O}^{-0.35}$, $\text{TiO}_2^{-0.35}$, $\text{SiO}_2^{-0.22}$, $\text{CO}_2^{-0.20}$, $\text{P}_2\text{O}_5^{-0.16}$, $\text{MnO}^{-0.04}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3^{-0.01}$.

Положительные значения первого фактора обозначают основной процесс формирования терригенной составляющей размыва материала кислого состава в песчаных и алевро-песчаных отложениях, комплементарное отрицательное направление – органогенную составляющую осадков (ППП, P_2O_5) в сочетании с базальтовым материалом, концентрирующим титаномагнетит. Положительное направление второго фактора определяется концентрацией глин (ППП, Al_2O_3 и K_2O) по отношению к основным базальтовым компонентам (CaO , MgO , Na_2O , TiO_2), с которыми ассоциируется карбонат (CaO , CO_2).

Обособляются три группы проб танхойской свиты по интервалам (см. рис. 6.22): группа 1 – пачка 1 в интервале 86.5–73.7 м; группа 2 – основная в интервалах 72.4–72.0 м; 57.0–7.2 м;

группа 3 – пачка 3 в интервале 65.5–61.2 м. Отложения аносовской свиты и песчаной толщи (пачки 8 и 9) подобны пачке 3 танхойской свиты, в которой смешивался материал различных источников.

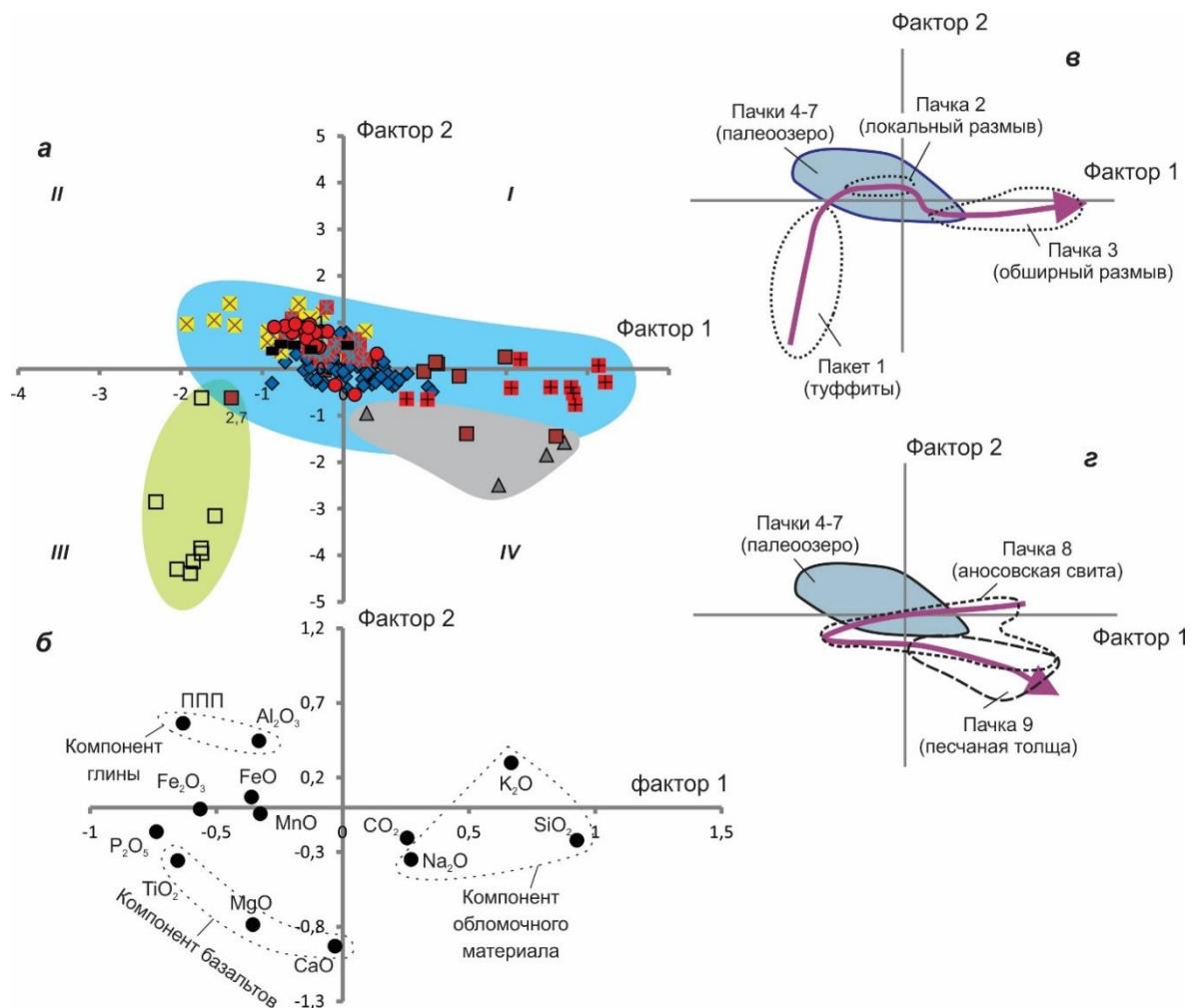


Рис. 5.21. Диаграмма факторного анализа проб (а), факторных нагрузок для 11 петрогенных оксидов, СО₂, ППП (б), соотношения фигуративных полей отложений палеоозера с фигуративными полями предозерных (в) и постозерных (г) отложений. Стрелки на панелях в и г показывают последовательность смены состава пачек, обозначенных фигуративными полями [Хассан и др., 2020]. Усл. обозн. см. рис. 5.16.

Результаты факторного анализа демонстрируют соотношения состава отложений палеоозера с составом предозерных и постозерных отложений. До образования озера, туффиты сменялись отложениями локального размыва, сопоставимыми с озерными, а затем – отложениями размыва обширной территории. После озерной аккумуляции преимущественно за счет размыва местного материала, за осушением озера последовала поставка разнородного обломочного материала с обширной территории.

5.4. Палеонтологическое обоснование возраста

5.4.1. Палинокомплексы

В разрезе танхойской свиты, вскрытой скважиной Тунка–13 в интервале глубин от 8.5 до 80.3 м, выявлены СПС хорошего наполнения и разнообразного систематического состава. Содержание спор и пыльцы колеблется от 125 до 710 зерен. Самая верхняя грубообломочная часть разреза аносовской свиты и песчаной толщи палинологически не охарактеризована. На споро-пыльцевой диаграмме (рис. 5.22) в интервалах глубин 80.3–56.0; 55.0–38.0 и 24.5–8.5 м выделено три палинокомплекса (ПК).

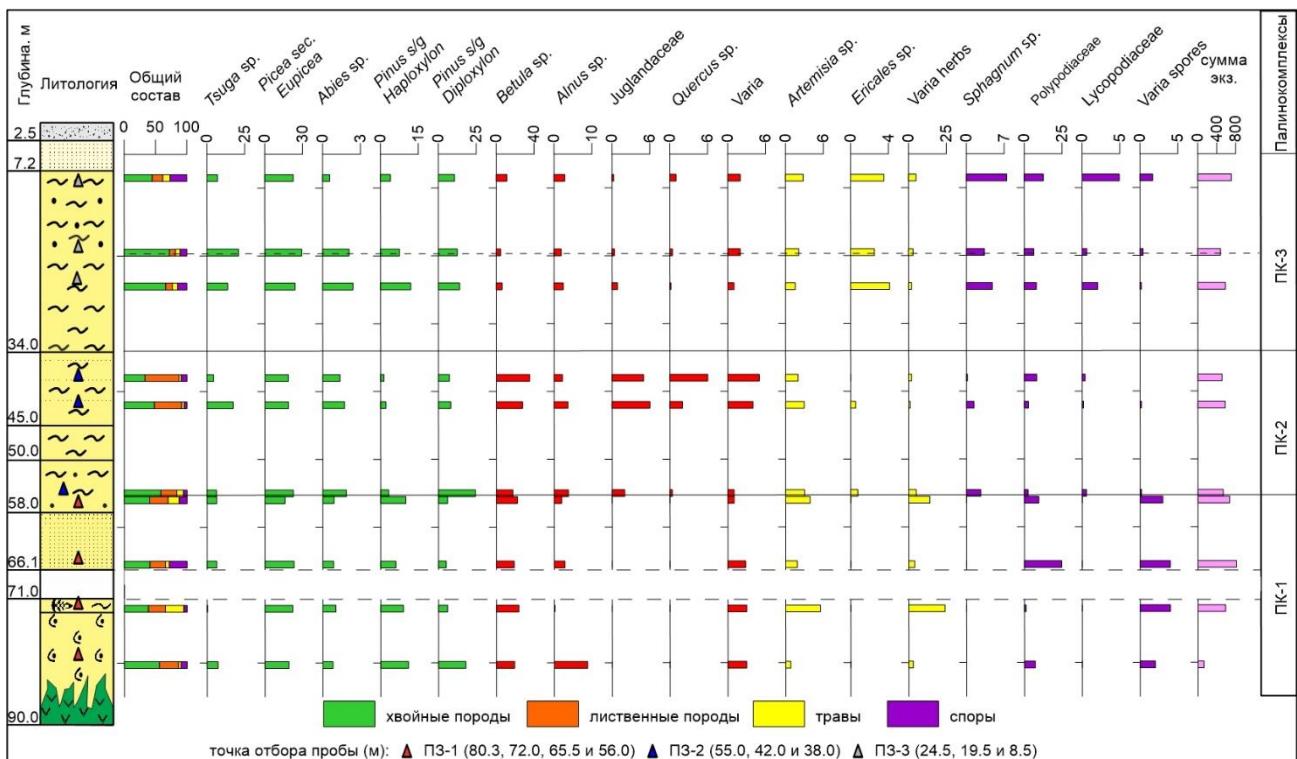


Рис. 5.22. Споро-пыльцевая диаграмма отложений, изученных в скважине Тунка-13 [Хассан и др., 2020]. Усл. обозн. см. рис. 5.2. В литологической колонке треугольниками показаны глубины отбора образцов на палинологический анализ.

ПК-1 включает три палиноспектра (доминанты указываются по возрастанию).

Пачка 1 (80.3 м): в общем составе спектра содержится хвойных 56 %, лиственных 30 %, трав 4 %, спор 10 %. В группе темнохвойных пород (38 %) преобладает *Picea sec. Eupicea* 19 %, *Pinus s/g Haploxyylon* 11 %, *Tsuga sp.* (1,2,3) 7 %, *Abies sp.* 1 %; из светлохвойных – *Pinus s/g Diploxyylon* 18 %. Пыльца лиственных пород представлена *Betula sp.* 19 %, *Alnus sp.* 9 %, *Duschekia* sp. 2 %, единично *Corylus* sp. Немногочисленную группу пыльцы трав составляют *Chenopodiaceae* 2 %, *Artemisia*, *Cichoriaceae* по 1 %. Среди спор присутствуют *Polypodiaceae* 7 % и *Sphagnum* sp. 2 %.

В лесных ценозах преобладали темнохвойные деревья: ель, кедровидные сосны, тсуга, пихта, а также смешанные сосново-березовые с ольхой и редкой примесью лещины. В травяно-кустарниковом подлеске присутствовали душекия, маревые, полынь, цикориевые, по увлажненным местам папоротники и сфагновые мхи.

Пачка 2 (72.0 м): в отложениях этой пачки сокращается число пыльцы хвойных пород (до 38 %), лиственных (до 27 %), спор (до 5 %), а сумма трав увеличивается (до 30 %). Из хвойных пород преобладает *Picea* sec. *Eupicea* (22 %), сопутствуют *Pinus* s/g *Haploxyylon* (9 %), *Pinus* s/g *Diploxyylon* (6 %), *Abies* sp. и *Tsuga* sp. Пыльца мелколиственных деревьев представлена в основном *Betula* sp. (24 %) с примесью *Alnus* sp. и *Salix* sp. Отмечается присутствие небольшого числа широколиственных пород (2 %): *Carpinus* sp., *Quercus* sp., *Castanea* sp., *Ulmus* sp., *Corylus* sp. Видовой состав трав более разнообразен: *Caryophyllaceae* (10 %), *Artemisia* sp. (5 %), *Asteraceae* (4 %), *Cyperaceae* (3 %), *Poaceae* и *Chenopodiaceae* (по 2 %), остальные малочисленны – *Ericales*, *Ephedra* sp., *Cichoriaceae*, *Apiaceae*, *Lamiaceae*, *Polygonum* sp., *Rosaceae*, *Valeriana* sp., *Caprifoliaceae*, *Sparganium* sp. Спор мало, но видов больше: *Riccia* sp. (3 %), *Osmunda* sp., *Polypodiaceae*, *Lycopodiaceae*, *Ophioglossaceae*, *Selaginella* sp.

В лесных сообществах на фоне темнохвойных лесов возросло количество мелколиственных берез с ольхой ивой, в небольшом числе термофильных широколиственных (граб, дуб, каштан, вяз, лещина) и травянистых. Сомкнутость растительного покрова была разрежена за счет мезофитных лесных, лугово-степных, околоводных (чистоуст, риччия, спарганиум) и по увлажненным местам споровых ассоциаций.

Пачки 3 и 4 (65.5 и 56.0 м): содержание пыльцы хвойных (40–41 %) и лиственных пород (25–30 %) в общем составе спектров немного возрастает, трав – уменьшается (до 6–18%), заметно повышается число спор (13–28 %). По-прежнему, преобладает пыльца *Picea* sec. *Eupicea* (16–23 %) и *Betula* sp. (19–22 %) в сопровождении *Pinus* s/g *Haploxyylon* (6–10 %), *Pinus* s/g *Diploxyylon* (6 %), *Tsuga* sp. (1,2,3) (6 %), *Abies* sp. (1 %). Из лиственных пород, помимо *Betula* sp., определены *Alnus* sp. (2–3 %), *Duschekia* sp. (2–3 %), *Salix* sp. (до 2 %). Кроме того, встречены редкие представители широколиственных – *Quercus* sp., *Diervilla* sp., *Ilex* sp., *Tilia* sp., *Corylus* sp. Травянистая часть спектра сложена разнообразными видами: *Artemisia* sp. (2–4 %), *Poaceae* (1–3 %), *Cyperaceae* и *Caryophyllaceae* (по 3 %), *Asteraceae* (1 %), *Chenopodiaceae*, *Ericales*, *Cichoriaceae*, *Rosaceae*, *Apiaceae*, *Polygonum* sp., *Fabaceae*, *Thalictrum* sp., *Onagraceae*, *Valeriana* sp., *Liliaceae*, *Sparganium* sp. Наиболее многочисленны среди спор *Polypodiaceae* (10–25 %), им сопутствуют *Ophioglossaceae* (до 2 %), *Sphagnum* sp., (1–2 %), *Osmunda* sp., *Lycopodiaceae*, *Selaginella* sp.

Наряду с темнохвойными и светлохвойными, ольхово-березовыми с примесью широколиственных пород (дуб, диервилла, падуб, липа, лещина) лесами, разнотравными

ассоциациями, значительно распространились сообщества влажных местообитаний (чистоуст, папоротники, мхи, плауны и другие споровые растения).

В целом, ПК-1 отражает преобладание хвойных и листопадных с небольшим участием теплолюбивых широколиственных пород в лесных фитоценозах. Постоянно присутствуют три формы тсуги. Увеличение числа травянистых и споровых (особенно ближе к ПК-2) растений на отдельных этапах развития растительности обусловлено, вероятно, колебаниями влаго- и теплообеспеченности в умеренно теплых и умеренно влажных климатических условиях.

ПК-2 характеризуется тремя палиноспектрами.

Пачка 5 (55 м): в спектре доминирует пыльца хвойных (58 %) и лиственных (25 %). Сокращается число пыльцы трав (до 11 %) и спор (до 6 %). Среди хвойных развивается *Pinus s/g Diploxyylon* (24 %). Её сопровождают *Picea sec. Eupicea* (22 %), *Tsuga sp. (1,2,3)* (6 %), *Pinus s/g Haploxyylon* (3 %). Из лиственных пород *Betula sp.* содержится 17 %, остальных видов меньше – *Alnus sp.* (4 %), широколиственных – 3 %. Среди последних определены *Juglandaceae*, *Carya sp.*, *Myrica sp.*, *Carpinus sp.*, *Acer sp.*, *Quercus sp.*, *Castanea sp.*, *Tilia sp.*, *Corylus sp.* Пыльца трав относится к *Artemisia sp.* 3 %, *Ericales* 1 %, *Poaceae*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra sp.*, *Asteraceae*, *Polygonaceae*, *Caryophyllaceae*, *Caprifoliaceae*, *Sparganium sp.*, *Sphagnum sp.* (3 %), *Polypodiaceae* (2 %), *Lycopodiaceae* (1 %), *Botrychium sp.*

Спектр отразил наличие хвойных лесов из сосен, ели, тсуги, пихты и ольхово-березовых лесов с несколько большим участием представителей умеренно-термофильной листопадной флоры (ореховые, кария, мирика, граб, клен, дуб, каштан, липа, лещина). В подлеске присутствовали верескоцветные, жимолостные, спорово-разнотравные сообщества.

Пачка 6 (42 и 38 м): меняется соотношение между пыльцой хвойных (уменьшается до 33–48%) и лиственных (увеличивается до 44–55 %). Особенность спектров данного интервала, кроме распространения *Betula sp.* (28–35 %) и *Alnus sp.* (2–4 %), выражается в заметной роли пыльцы широколиственных пород: *Juglandaceae* (5–6 %), *Quercus sp.* (2–6 %), *Carya sp.* (3–4 %), *Myrica sp.*, *Carpinus sp.*, *Fagus sp.*, *Acer sp.*, *Tilia sp.*, *Ulmus sp.*, *Corylus sp.* Среди хвойных преобладает *Picea sec. Eupicea* (19 %) и *Tsuga sp. (1,2,3)* (4–17 %), им уступают *Pinus s/g Diploxyylon* (7–8 %), *Pinus s/g Haploxyylon* (1–2 %), *Abies sp.* (1–2 %). Малочисленная пыльца трав (4 %) соответствует *Artemisia sp.* (2–3 %), *Ericales*, *Poaceae*, *Chenopodiaceae*, *Asteraceae*, *Apiaceae*, *Polygonum sp.*, *Brassicaceae*, а споры (4–9 %) – *Polypodiaceae* 3–8 %, *Sphagnum sp.*, *Lycopodiaceae*, *Botrychium sp.*

Хвойные леса с тсугой частично замещались смешанными ольхово-березовыми и широколиственными лесами.

Особенность ПК-2 заключается в повышение роли тсуги и более разнообразных термофильных листопадных пород (орех, дуб, кария, мирика, граб, бук, вяз, клен, липа, лещина),

под пологом которых росли лугово-степные травы и споровые растения. Подобная растительность могла существовать во влажных и теплых условиях.

ПК-3 включает три палиноспектра.

Пачка 7 (24.5 и 19.5 м): в этом интервале доминирует пыльца хвойных деревьев (66–72 %): *Picea sec. Eupicea* (24–29 %), *Pinus* sp. (*Pinus* s/g *Diploxylon* 13–14 % и *Pinus* s/g *Haploxylon* 8–12 %), *Tsuga* sp. (1,2,3) (14–21 %), *Abies* sp. (2 %). Существенно снижается сумма лиственных (9–11 %): *Betula* sp. (5–6 %), *Alnus* sp. (2 %), *Carya* sp., *Juglandaceae*, *Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Corylus* sp. Немного больше становится пыльцы трав (8 %): *Ericales* (3–4 %), *Artemisia* sp. (2 %) и разнотравья (до 2–3 %): *Poaceae*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra* sp., *Asteraceae*, *Apiaceae*, *Polygonaceae*, *Brassicaceae*, *Thalictrum* sp., *Cyperaceae*, *Caryophyllaceae*, *Onagraceae*, а из спор (11–15 %) – *Polypodiaceae* (6–8 %), *Sphagnum* sp. (3–5 %), *Lycopodiaceae* (до 2 %). Из других спор встречены редкие *Ophioglossaceae*, *Selaginella selaginoides*, cf. *Cyathea* sp.(?).

Судя по спектрам, значительно расширились площади хвойных лесов из елей, тсуги, пихты, сосен. Участие тсуги на данном этапе самое высокое на фоне обеднения видового состава широколиственных пород. Очевидно, происходило некоторое похолодание.

Пачка 7 (8.5 м): содержание пыльцы хвойных падает (до 45 %), несколько больше лиственных (17 %) и трав (12 %), доля спор повышается (до 27 %). По-прежнему, *Picea sec. Eupicea* (23 %) занимает ведущее положение среди хвойных. Ей сопутствуют *Pinus* s/g *Diploxylon* (11 %), *Pinus* s/g *Haploxylon* (4 %), *Tsuga* sp. (7 %), *Abies* sp. (1 %). Лиственную часть спектра составляют в основном *Betula* sp. (11 %), *Alnus* sp. (3 %), *Salix* sp. На широколиственные породы приходится 3 %: *Carya* sp., *Quercus* sp., *Fagus* sp., *Ulmus* sp., *Corylus* sp. Среди трав определены *Ericales* (4 %), *Artemisia* sp. (3 %) и другое разнотравье (5 %): *Cyperaceae*, *Poaceae*, *Chenopodiaceae*, *Rosaceae*, *Apiaceae*, *Polygonaceae*, *Ranunculaceae*, в том числе, *Thalictrum* sp., *Onagraceae*, *Valeriana* sp., *Caprifoliaceae*, *Sparganium* sp. Отличие данного спектра проявляется в максимальном по разрезу содержании спор за счет *Polypodiaceae* (13 %), *Sphagnum* sp. (7 %), *Lycopodiaceae* (5 %), единично *Ophioglossaceae*, *Botrychium* sp., *Riccia* sp., *Selaginella selaginoides*.

Этот спектр отличался повышением роли споровых растений, сокращением хвойных формаций, дальнейшим обеднением состава термофильной флоры. Значительное участие папоротников, сфагнового мха, плауновидных, ричии, селагинеллы может свидетельствовать о процессах заболачивания отдельных мест обитаний.

В ПК-3 наблюдалось постепенное сокращение числа тсуги и других темнохвойных пород. Широколиственные виды вытеснялись березами, ольхой. Среди трав становилось больше лугово-лесных ассоциаций, широко развивались заболоченные участки. Видимо, происходило постепенное ухудшение климата в сторону похолодания.

Сопоставление с материалами по палинокомплексам из танхойской свиты во впадинах юго-западной части Байкальской рифтовой зоны [Мазилов и др., 1972], Иркутского амфитеатра [Логачев и др., 1964], юго-восточного Прибайкалья [Седова, 1956; Файзулина, Козлова, 1966; Рассказов и др., 2007] позволило определить возраст выделенных палинозон в целом как позднемиоценовый-раннеплиоценовый [Хассан и др., 2020].

При факторном анализе палинологических спектров нагрузки по первым двум факторам ($F1 = 31.5\%$, $F2 = 24.6\%$ изменчивости) распределились следующим образом:

F1: *Betula* sp. $^{0.91}$, *Varia*(л) $^{0.60}$, *Varia* spores $^{0.48}$, *Varia* herbs $^{0.46}$, *Artemisia* $^{0.41}$, *Quercus* $^{0.35}$, *Juglandaceae* $^{0.27}$; *Ericales* $^{-0.89}$, *Sphagnum* $^{-0.81}$, *Picea* sec. *Eupicea* $^{-0.70}$, *Tsuga* sp. $^{-0.62}$, *Lycopodiaceae* $^{-0.58}$, *Abies* sp. $^{-0.54}$, *Pinus* s/g *Diploxyylon* $^{-0.52}$, *Pinus* s/g *Haploxyylon* $^{-0.23}$, *Alnus* sp. $^{-0.07}$, *Polypodiaceae* -0.002 ;

F2: *Juglandaceae* $^{0.90}$, *Quercus* $^{0.78}$, *Varia*(л) $^{0.57}$, *Abies* sp. $^{0.41}$, *Tsuga* sp. $^{0.38}$, *Betula* sp. $^{0.38}$, *Alnus* sp. $^{0.21}$, *Pinus* s/g *Diploxyylon* $^{0.16}$, *Sphagnum* $^{0.03}$; *Varia* spores $^{-0.81}$, *Varia* herbs $^{-0.71}$, *Pinus* s/g *Haploxyylon* $^{-0.67}$, *Artemisia* $^{-0.43}$, *Polypodiaceae* $^{-0.22}$, *Picea* sec. *Eupicea* $^{-0.11}$, *Lycopodiaceae* $^{-0.04}$, *Ericales* $^{-0.01}$.

В координатах факторов 1 и 2 спорово-пыльцевые спектры разделились на три группы (рис. 5.23): группа 1 – верхнемиоценовые аллювиальные отложения; группа 2 – верхнемиоценовые озерные отложения; группа 3 – нижнеплиоценовые озерные отложения.

Спектры группы 1 имеют положительные значения первого фактора и отрицательные – второго. Эта группа соответствует ПК-1 и характеризуется разнообразной пыльцой и спорами умеренно теплого, влажного климата (здесь обнаружены единичные споры *Osmunda* sp.). Несмотря на вариации встречаемости основных составляющих, для ПК-1 характерны общие составляющие – присутствие в составе темнохвойных лесов тсуги, в лиственных лесах небольшого числа термофильных широколиственных пород, в верхней части проявленна роль растений влажных мест обитаний.

Спектры группы 2 (соответствующей ПК-2) имеют пыльцу лиственных, доля которых увеличивается с 25 % до 55 %. Увеличивается разнообразие видов, особенно пыльцы широколиственных. Точки спектров, расположены в квадранте II, за исключением спектра керна с глубины 55 (пачка 5), который дает отрицательное значение F1. Одновременное увеличение значений обоих факторов (тренд в сторону квадрата I) означает смену холодного климата более теплым и влажным. Максимальные значения F1 и F2 для спектра с глубины 42 могут свидетельствовать о наиболее теплом и влажном климате.

Спектры группы 3 (соответствующей ПК-3) дают резко отрицательные значения F1 при значениях F2, близких к нулевым. Эта группа характеризует похолодание климата, хотя и продолжают встречаться отдельные формы термофильных видов широколиственных пород.

Факторная диаграмма демонстрирует ортогональные соотношения в смене растительности умеренно теплого и влажного климата, предшествовавшего образованию палеоозера (ПК-1) в позднем миоцене, растительностью более теплого и влажного климата в окружении глубокого палеоозера (ПК-2) и неглубокого палеоозера с растительностью, обозначившей похолодание, начавшееся в раннем плиоцене (ПК-3).

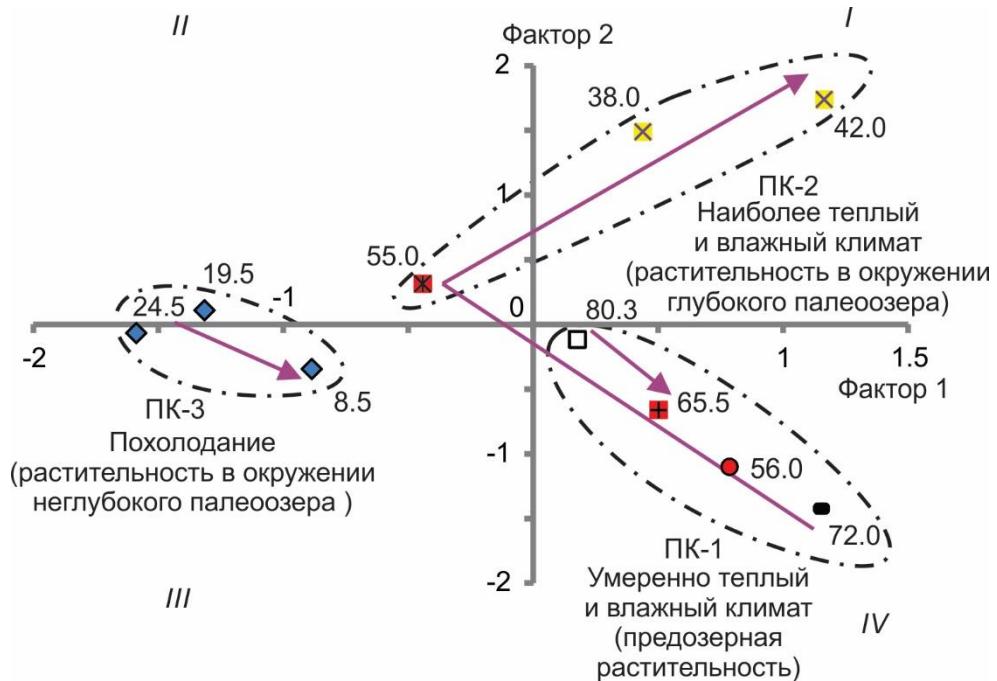


Рис. 5.23. Факторная диаграмма спорово-пыльцевых спектров осадочных отложений танхойской свиты (цифры показывают глубину отбора проб) [Хассан и др., 2020]. Факторные нагрузки приведены в тексте. Стрелки показывают смену растительности, предшествовавшей образованию палеоозера (ПК-1), растительностью в окружении глубокого палеоозера (ПК-2) и в окружении неглубокого палеоозера (ПК-3). Усл. обозн. значков проб см. рис. 5. 16.

5.4.2. Диатомовые зоны

Ископаемые диатомовые водоросли представлены в интервале глубин 8.0–50.0 м. Их общее количество в керне скважины варьирует от 0.024 до 55.5 млн створок на грамм сухого осадка. Максимальная численность отмечена на глубинах 41.0–41.5 м (53.3–42.1 млн ств./г), 38.0 м (45.6 млн ств./г) и 19.5 м (38.2 млн ств./г). В этих образцах доминировали планктонные диатомовые водоросли при отличии комплексов видов (рис. 5.24) [Хассан и др., 2020].

Эндемичные для Тункинской котловины ископаемые виды *Stephanodiscus tuncaensis* Pomazkina & Likhoshway и *Cyclotella tuncaica* Nikiteeva, Likhoshway & Pomazkina встречаются на всем протяжении керна. Их количество варьируется. Максимальное количество *S. tuncaensis* – 18.0 млн створок на грамм выявлено на глубине 41.5 м, а *C. tuncaica* – 12.4 млн створок на грамм

на глубине 19.5 м. Другие виды имели локальное распространение. Учитывая массовое развитие диатомей и комплексов видов, выделяются 4 диатомовые зоны (ДЗ 1–ДЗ 4).

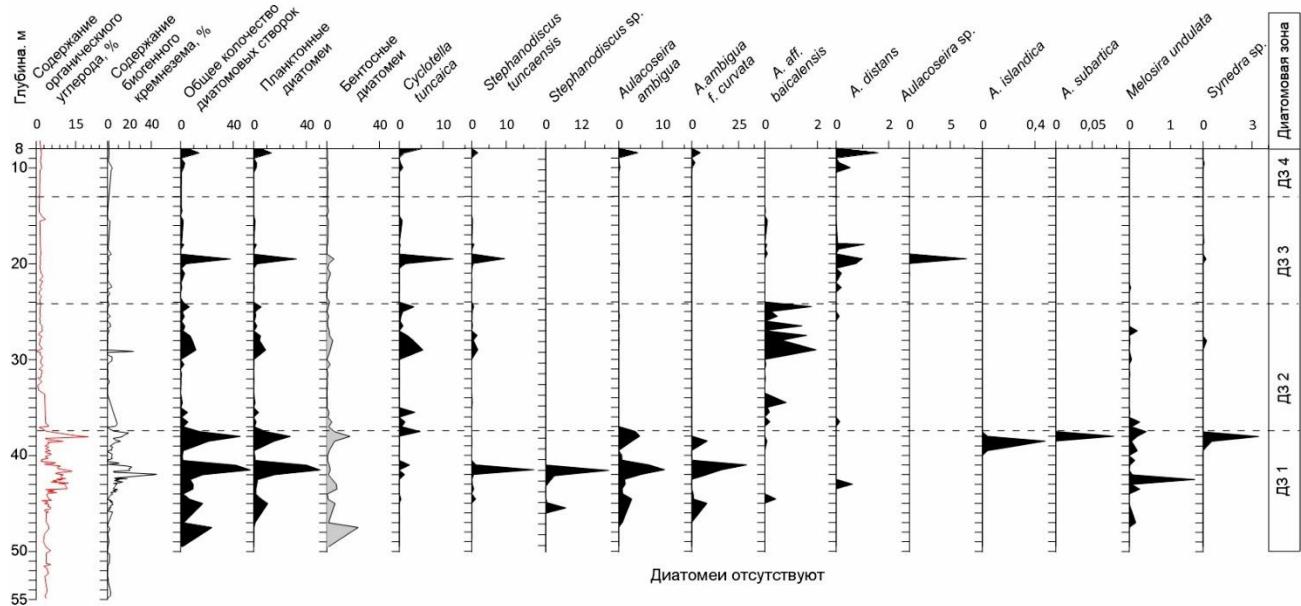


Рис. 5.24. Глубинные вариации $C_{\text{орг}}$, $\text{SiO}_2\text{биог.}$ и ископаемых диатомовых водорослей [Хассан и др., 2020]. Относительная численность основных видов диатомей – концентрация створок (млн) в 1 г сухого осадка. Выделены диатомовые зоны (ДЗ-1–ДЗ-4) (объяснения в тексте).

Первая зона ДЗ 1 соответствует нижнему интервалу керна (47.0–37.5 м). В этом интервале доминировали планктонные диатомеи *Aulacoseira ambiguua* (Grunow) Simonsen, *A. ambiguua f. curvata* (Skabichevsky) Genkal и *Stephanodiscus tuncaensis*. В небольшом количестве присутствовали виды *Melosira undulata* (Ehrenberg) Kützing, *Synedra* sp., *Aulacoseira subarctica* (O. Müller) Haworth, *Aulacoseira distans* (Ehrenberg) Simonsen и *Aulacoseira islandica* (O. Mull.) Simonsen.

Распределение бентосных диатомей в керне варьировало. Наибольшее их количество (23.9 млн ств./г.) отмечено в нижней части керна (49.5 м), где доминировали представители родов *Staurosirella* (*S. pinnata*), *Staurosira* (*S. construens*, *S. venter*, *S. binodis*, *S. construens var. triundulata*), *Pseudostaurosira* (*P. elliptica*, *P. brevistriata*). Количество других видов не превышало 0.04 млн ств./г.

Вторая зона ДЗ 2 занимает интервал выше по разрезу (29.0–24.5 м). В доминирующий комплекс входили *C. tuncaica* и *Aulacoseira aff. baicalensis*. Максимальные значения их численности отмечены на глубине 29.0 м и составляли 5.42 и 1.96 млн створок на грамм, соответственно.

Среди бентосных диатомей этой зоны можно выделить *Tetracyclus glans*, *Eolimna aboensis* (Cleve) S.I.Genkal, *Diatoma tenuis* C.Agardh, *Cavinula coccineiformis* (Gregory ex Greville) Mann et

Stickle, *Cavinula pseudoscutiformis* (Hustedt) D.G.Mann et Stickle. Количество других видов не превышало 0.04 млн ств./г.

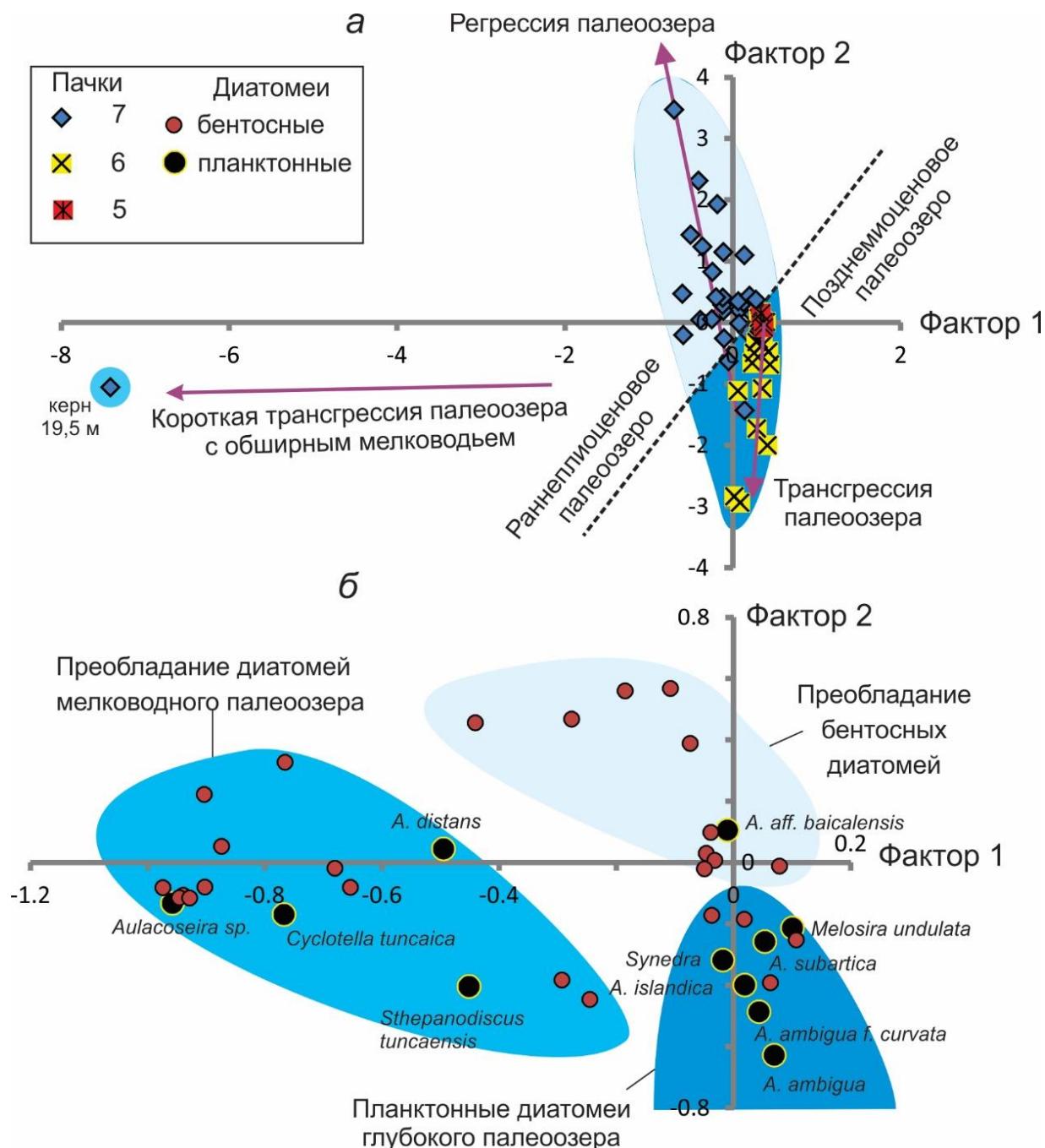
Третья зона ДЗ 3 выделена в интервале 13–24 м по доминированию *C. tuncaica*, *S. tuncaensis*, *A. distans* и появлению нового вида, обозначенного нами как *Aulacoseira* sp. Здесь в массе (1.18 млн ств./г) развивается бентосный вид *Achnanthidium minutissimum*. Это самый массовый вид среди всех бентосных представителей исследуемого керна. В этой зоне также отмечены *Tetracyclus glans*, *Diatoma tenuis*, *Skabitschewskia oestrupii* (A. Cleve) Kuliskovskiy et Lange-Bertalot, *Hannea arcus* и др. виды.

Четвертая зона ДЗ 4 характеризует интервал керна 8–13 м, в котором снова доминировали виды *Aulacoseira ambigua* (Grunow) Simonsen и *A. ambigua* f. *curvata* с небольшим присутствием *A. distans*. Среди бентосных - *Achnanthidium minutissimum*, *Opephora martyi* Héribaud, *Cymbella cistula* (Ehrenberg) O.Kirchner, *Eunotia arcus* Ehrenberg, *Encyonema minutum* (Hilse) D.G.Mann, *Amphora lybica* Ehrenberg и др.

В интервале 39.5–37.5 м обнаружена типичная *A. islandica* со спорами и *Aulacoseira subarctica*. Эти виды отмечены в нижнеплиоценовых донных отложениях Байкала [Кузьмин и др. 2009]. По составу диатомей отложения нижней части разреза, вскрытого скв. Тунка-13, коррелируются с верхнемиоценовыми отложениями Витимского плоскогорья [Рассказов и др. 2007] и верхнемиоценовыми-нижнеплиоценовыми отложениями оз. Байкал [Кузьмин и др. 2009], где в массе встречаются изогнутые формы *A. ambigua* f. *curvata*.

Содержания биогенного кремнезема ($\text{SiO}_2\text{биог.}$), представленного в основном створками ископаемых диатомовых водорослей, меняется в разрезе от 0.01 до 44.95%. Содержания органического углерода ($\text{C}_{\text{орг.}}$) меняются в интервале от 0.1 до 19.8%. Максимальные значения $\text{SiO}_2\text{биог.}$ и $\text{C}_{\text{орг.}}$ получены в интервале глубин 37.5–43.5 м. В этом же интервале выявлена максимальная численность диатомовых водорослей.

Факторный анализ сообществ ископаемых диатомей выполнен по 64 пробам озерных отложений танхойской свиты [Хассан и др., 2020]. Первый и второй факторы составили, соответственно, 26.1 и 8.7 % от суммарной изменчивости. Распределение факторных нагрузок представлено графически на (рис. 5.25 б). Положительными значениями фактора 1 при отрицательных значениях фактора 2 выделилась группа из 6 планктонных диатомей, обозначающих тренд глубокого палеоозера (*Aulacoseira ambigua* и др.). Отрицательные значения фактора 1 имеют 4 планктонных диатомеи (*Aulacoseira* sp. и др.) также преимущественно при отрицательных значениях фактора 2. Эта группа находится в едином фигуративном поле с бентосными диатомеями, поэтому вместе с ними обозначает направление флоры глубокого палеоозера с обширным мелководьем. Положительными значениями фактора 2 выделяется группа преобладающих бентосных диатомей, характеризующих мелководное палеоозеро.



На факторной диаграмме (рис. 5.25 а) вектора проб пачки 6 заняли квадрант группы планктонных диатомей глубокого палеоозера. Фигуративные точки проб подстилающей пачки 5 сконцентрировались вблизи центра координат, в начале тренда проб пачки 6. Необыкновенно высокая насыщенность материала из пачки 6 створками диатомей доминирующих планктонных видов, характерная для отложений позднего миоцена, свидетельствует о существовании в

Тункинской впадине крупного и глубокого палеоозера. Изменение сообществ диатомей пачек 5 и 6 отразило трансгрессию.

Точки проб пачки 5 (интервал 34.0–7.2 м) смещены в область преобладающих бентосных диатомей. Это смещение свидетельствует о раннеплиоценовой регрессии палеоозера. Единственная пробы керна с глубины 19.5 м с существенным снижением значения фактора 1 интерпретируется как показатель короткой раннеплиоценовой трансгрессии палеоозера, произошедшей на фоне продолжительного осадконакопления в озере палеобассейне с обширным мелководьем.

Выполнены комплексные исследования отложений юго-восточной окраины Тункинской впадины, вскрытых скважиной Тунка–13 выше базальтового слоя возрастом 16–15 млн лет. По вариациям окисленности железа и химического индекса выветривания выделено 9 пачек: семь нижних из них (интервал 7.2–86.5 м) относятся к танхойской свите миоцена – нижнего плиоцена, восьмой (интервал 2.7–6.6 м) – к аносовской свите верхнего плиоцена – нижнего плейстоцена, девятый (интервал <2.4 м) – к песчаной толще среднего плейстоцена. Определены фации отложений: аллювий источников локального размыва (пачки 1 и 2), аллювий источников более обширного размыва (пачка 3), отложения авандельты палеоозера (пачка 4), озерные отложения (пачки 5–7), вновь аллювий источников обширного размыва (пачка 8) и озерно-эоловые отложения (пачка 9).

Стратоны различаются между собой по степени выветривания обломочного материала. Наибольшее выветривание свойственно отложениям танхойской свиты (пачки 2–7), наименьшее – туффитам пачки 1 из нижней части танхойской толщи и плейстоценовых песков. Отложения аносовской свиты характеризуются промежуточной степенью выветривания. Для пачки 1 в качестве источника сноса обломочного материала служили породы базальтового состава, для вышележащей части разреза – породы кислого состава.

Во вскрытой части танхойской свиты различаются палинозоны ПЗ-1–ПЗ-3 позднего миоцена – раннего плиоцена. ПЗ-1 характеризует растительность умеренно теплого, влажного климата позднего миоцена со значительной долей хвойных пород в составе смешанных мелколиственных лесов. ПЗ-2 соответствует растительности более теплых и влажных условий конца позднего миоцена с развитием мезофильных хвойных лесов, в которых усиливалась роль широколиственных пород. ПЗ-3 обозначает растительность похолодания раннего плиоцена при уменьшении влагообеспеченности, которое повлекло за собой сокращение хвойных формаций и дальнейшее обеднение термофильной флоры.

В озерных отложениях пачек 5–7 выделяются диатомовые зоны ДЗ-1–ДЗ-4. ДЗ-1 обозначает преобладание планктонных диатомовых водорослей при позднемиоценовой трансгрессии глубокого палеоозера, ДЗ-2–ДЗ-4 – преобладание видов, формировавшихся в зоне литорали раннеплиоценового малоглубинного озера с короткой трансгрессией глубинных вод.

Глава 6. Корреляции

Полученные данные по литокомплексам Баргузинской и Тункинской долин в целом удовлетворяют стратиграфическим подразделениям впадин байкальского типа [Логачев, 1958а, 1974], хотя объемы и возраст стратонов уточнялись. Сначала осадконакопление во впадинах байкальского типа датировалось с миоцена. Однако, позже Н.А. Логачевым высказывалась мысль о том, что нижнюю часть разреза могут составлять более древние отложения (рис. 6.1).

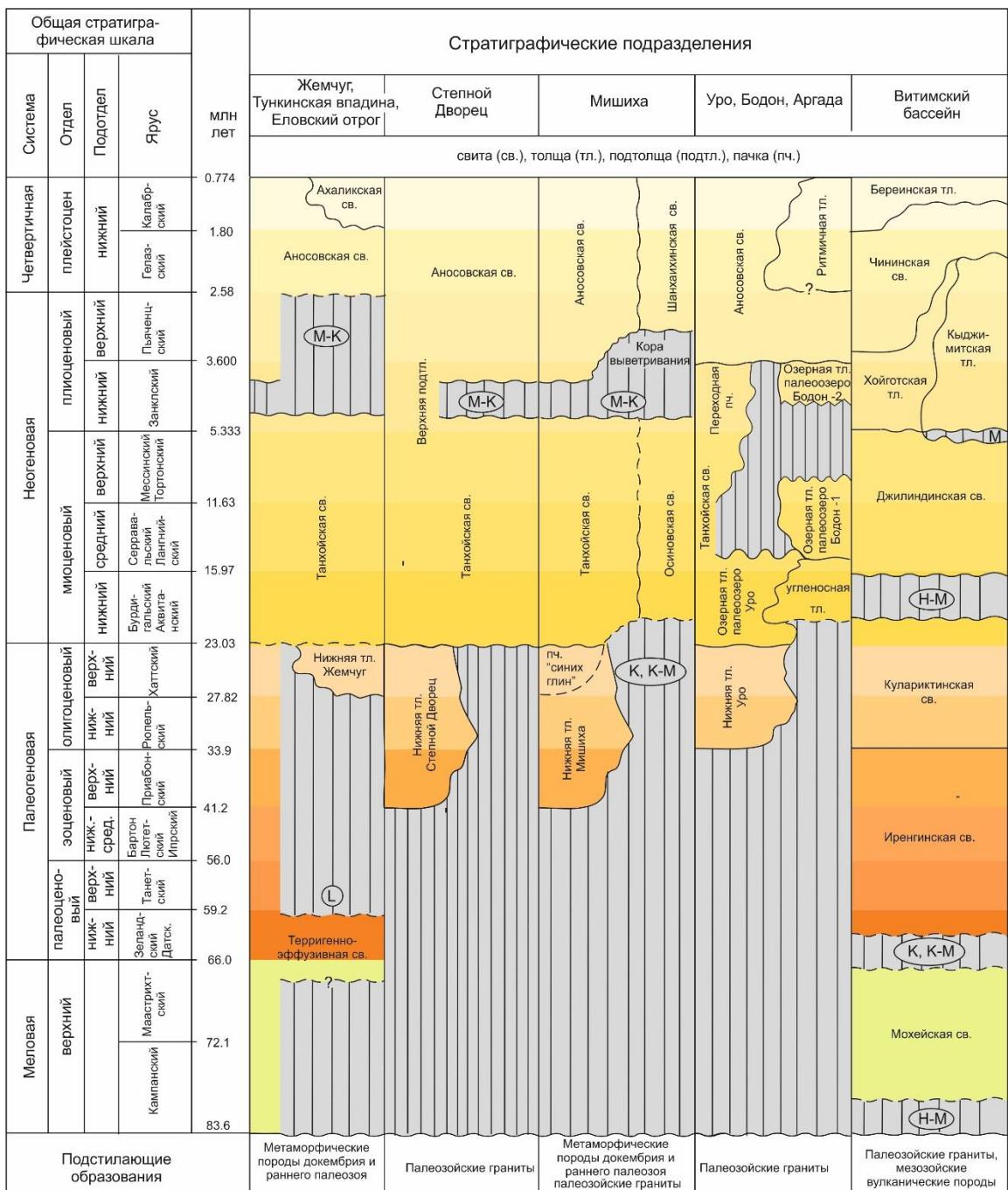


Рис. 6.1. Схема корреляции отложений кайнозойских структур юга Сибири [Рассказов и др., 2014] с изменениями и дополнениями автора по материалам новых данных [Hassan et al., 2019; Рассказов и др., 2019; Хассан и др., 2019; Трегуб и др., 2020; Аль Хамуд и др., 2019; Аль

Хамуд и др., 2021]. Стратиграфические перерывы сопровождаются развитием кор выветривания: М – монтмориллонитовых, К – каолинитовых, Г – гидрослюдистых, Л – латеритных.

По изученным разрезам в Баргузинской долине выделяются 7 этапов осадконакопления:

- 1) ранне-среднемиоценовый (раннетанхойский), 2) средне-позднемиоценовый (среднетанхойский), 3) позднемиоценовый-раннеплиоценовый (позднетанхойский), 4) позднеплиоценовый (раннеаносовский), 5) раннеплейстоценовый (позднеаносовский), 6) среднеплейстоценовый (ранний послеаносовский) и 7) позднеплейстоценовый-голоценовый (поздний послеаносовский).

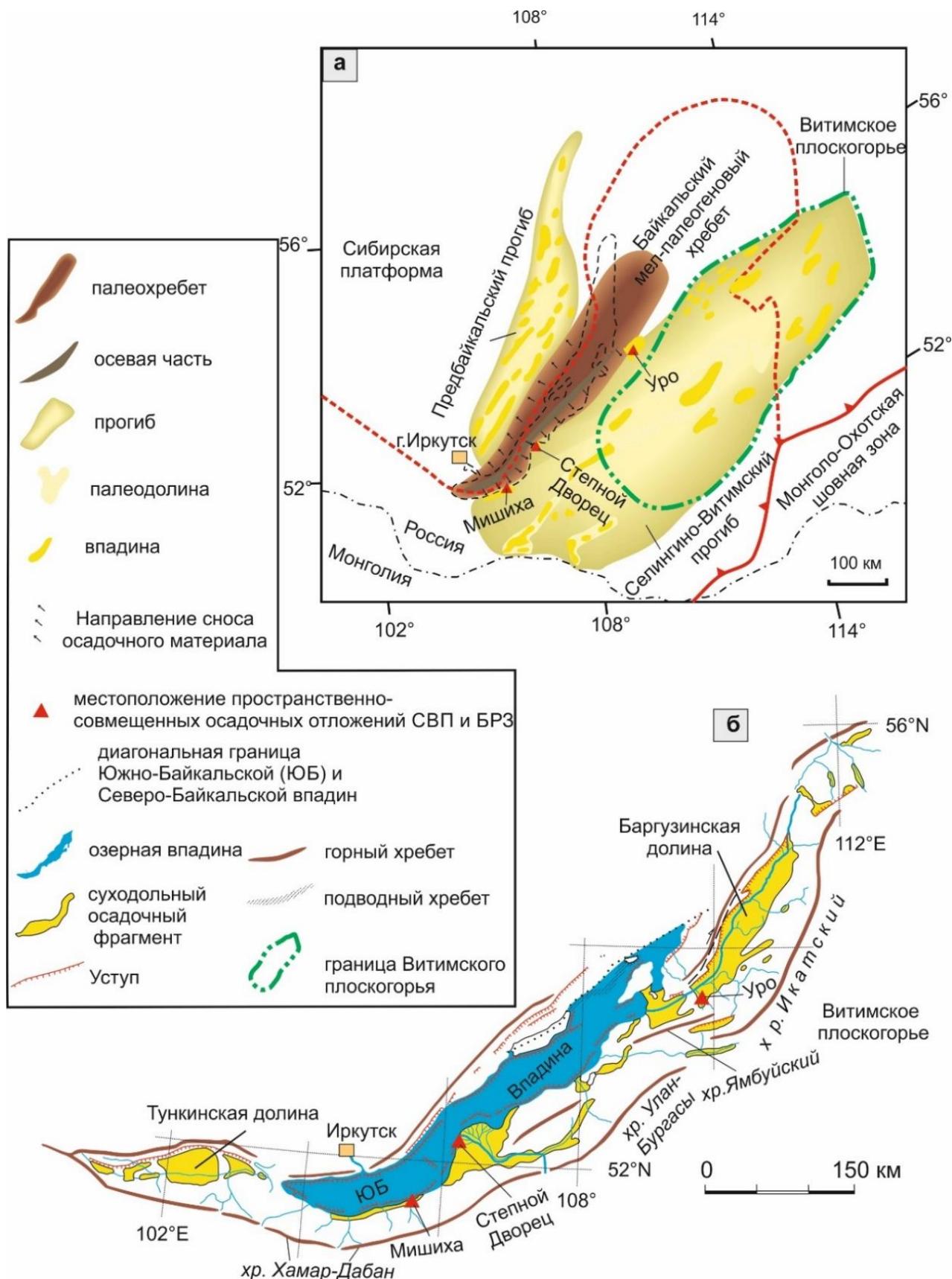
6.1. Дотанхойский этап (поздний эоцен-поздний олигоцен)

На юге Восточной Сибири различаются Селенгино-Витимский и Предбайкальский прогибы с осадочными отложениями конца верхнего мела – кайнозоя, которые в мелу–палеогене были разделены Южно-Байкальским палеохребтом.

В неоген-четвертичное время Витимский бассейн отделился от Селенгинского бассейна Сосново-Озерской перемычкой и приобрел самостоятельное значение морфоструктуры, пространственно связанной с развитием северо-восточной части Байкальской рифтовой системы [Рассказов, Чувашова, 2018; Чувашова и др., 2019; Рассказов и др., 2021].

В дельте Селенги в 1950-х гг. была пройдена скважина Степной Дворец, вскрывшая разрез отложений от эоцена до квартера [Замараев, Самсонов, 1959]. На Танхойской тектонической ступени нами была изучен такой же возрастной диапазон осадочных отложений [Аль Хамуд и др., 2019; 2021].

Новое местонахождение такого же возрастного диапазона обнаружено бурением в местонахождении Уро. Эти местонахождения располагались в палеогене на границе Селенгино-Витимского прогиба и Южно-Байкальского палеохребта, а позже оказались в Южно-Байкальской впадине и Баргузинской долине (рис. 6.2).



6.2. Схема образования протоподнятия в юго-восточной шовной зоне фундамента Сибирской платформы на дорифтовом (мел-палеогеновом) этапе (а). Бассейны и хребты центральной части Байкальской рифтовой системы (б). Схемы из работ [Рассказов, Чувашова, 2018; Рассказов и др., 2021] и [Флоренсов, 1961] с изменениями и дополнениями.

По результатам изучения вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в бентосных фораминиферах [Hinnov, 2013], олигоцен в целом характеризовался теплыми климатическими условиями. Оледенение было в самом начале олигоцена (максимум положительных значений $\delta^{13}\text{C}$ около 33.3 млн лет назад) и на рубеже олигоцена-миоцена (максимумы положительных значений $\delta^{13}\text{C}$ 23.8 млн лет назад, 23.1 млн лет назад, 22.3 млн лет назад) (рис. 6.3).

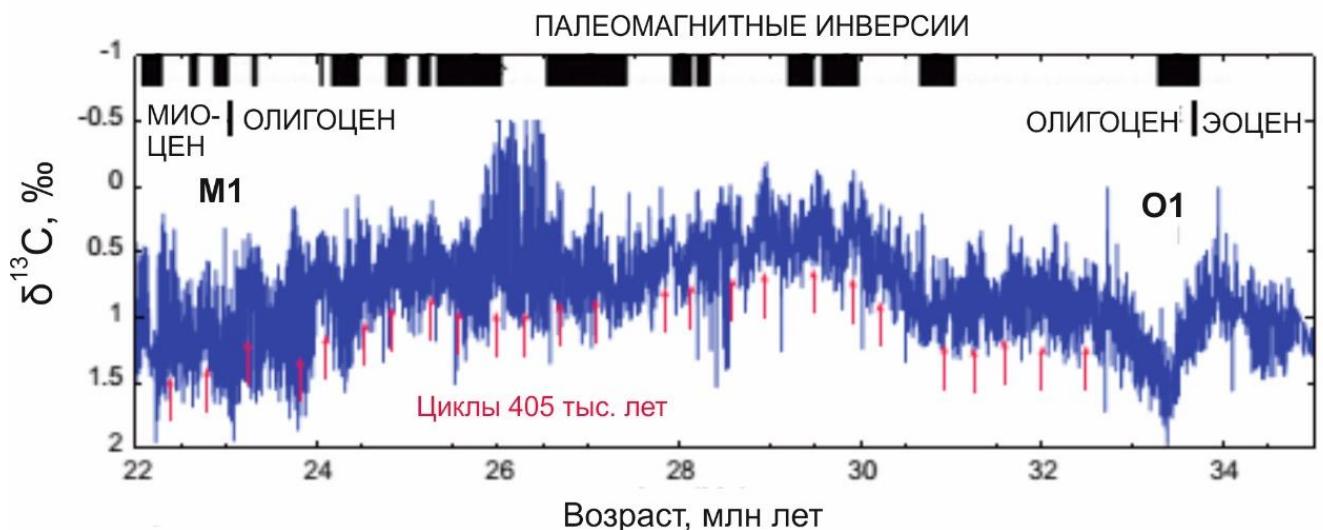


Рис. 6.3. Олигоценовые вариации $\delta^{13}\text{C}$ бентосных фораминифер, калиброванные астрономически [Hinnov, 2013]. Использована обратная шкала значений $\delta^{13}\text{C}$. Результаты Тихоокеанской программы бурения ODP 1218. Вертикальные красные стрелки обозначают циклы эксцентриситета 405 тыс. лет. M1 – первое событие миоценового оледенения; O1 – первое событие олигоценового оледенения.

Горизонт дотанхойской толщи, формировавшийся в условиях теплого климата, может относиться к интервалу позднего олигоцена-раннего миоцена, в течение которого наиболее теплые условия существовали около 26.6–24.0 млн лет назад, а ритмично построенная часть разреза – к климатическому пессимуму в интервале 24–22 млн лет назад с переходом к промежуточным условиям.

Похолодание конца олигоцена отмечалось повсеместно, во всей Евразии [Баранова, Бискэ, 1979; Ахметьев, 1993]. На Северо-Востоке России, во второй половине раннего олигоцена (омолойское время) расширились площади широколиственных лесов, климат стал теплее предыдущего, но оставался теплоумеренным, влажным. Это был период расцвета тургайской листопадной флоры. В позднем олигоцене (онкучахское время) произошла деградация тургайской флоры, наступило резкое похолодание, климатический пессимум фиксировался на Сахалине, Камчатке и Корякском нагорье [Ахметьев и др., 1981].

На Витимском плоскогорье палинокомплекс из отложений кулариктинской свиты и сосновоозерской толщи характеризует полидоминантные хвойно-широколиственные леса с реликтами растительности эоцена и немногочисленными представителями бореальной флоры. Леса произрастали в условиях умеренно-теплого, влажного климата олигоцена. Фрагментарно распространялись слои со спорово-пыльцевыми спектрами пессимума конца олигоцена и более молодыми спектрами конца олигоцена-начала миоцена [Рассказов и др., 2007].

Использование минералогического состава осадков в совокупности с исследованиями биостратиграфических и химических характеристик, позволяет значительно дополнить и детализировать комплексную информацию о климатических и геологических условиях региона в прошлом [Ощепкова и др., 2019]. Алокла Р. и др. [2019] изучили микроструктуры глинистых минералов в осадках Баргузинской долины с использованием СЭМ. Каолинит встречен по всему разрезу. Для озерных осадков танхойской свиты (нижнего-среднего миоцена по новым плеонтологическим данным) характерен хлорит. В переходном слое (от озерной танхойской свиты к аносовской охристой свите) и в аносовской охристой свите определены гидрослюды, представленные глауконитом и вермикулитом. Содержание иллита, монтмориллонита и хлорита в отложениях озерной танхойской свиты указывает на теплые влажные климатические условия, а содержание гидрослюд (глауконит и вермикулит), частично слюд (мусковит и биотит) и микроклина в отложениях аносовской свиты – на аридизацию климата [Алокла и др., 2019], что подтверждается литогеохимическими показателями CIA, ППП и ГМ (см. подраздел 4.5). В результатах моделирования минерального состава осадков скв. 513 с установленным химическим составом, показано, что глинистые минералы для отложений танхойской свиты являются иллит, хлорит и иллит-смектит. Отмечается присутствие карбонатных минералов в верхней части танхойской свиты, а для аносовской свиты – повышенное содержание мусковита и биотита в осадках и отсутствие хлоритов [Ощепкова, 2017]. Дополнительные результаты польского разреза Баргузинской долины (включая нижняя часть разреза дотанхойской толщи) мы получили в результате исследования отложений скважиной 517. Результаты минералогического анализа отложений, вскрытых скважиной 517, представлены в табл. 6.1. Выполнена статистическая обработка данных.

Таблица 6.1

Результаты минералогического анализа осадков скв. 517

| Свита | № обр. | Кв | П.шп | К | Гс | См | Гс-См | X | $\Sigma \text{ГМ}$ |
|--|----------|----|------|----|----|----|-------|---|--------------------|
| Четвертичные отл. Аносовская свита | 517/11 | 15 | 70 | 5 | 3 | 3 | 1 | 0 | 12 |
| | 517/28 | 25 | 30 | 4 | 5 | 1 | 1 | 0 | 11 |
| | 517/32 | 25 | 60 | 5 | 5 | 1 | 1 | 0 | 12 |
| | 517/36 | 25 | 50 | 10 | 5 | 5 | 2 | 0 | 22 |
| | 517/37 | 20 | 60 | 5 | 5 | 1 | 1 | 0 | 12 |
| | 517/38 | 15 | 55 | 10 | 10 | 3 | 2 | 0 | 25 |
| | 517/40.5 | 17 | 48 | 17 | 5 | 3 | 2 | 0 | 27 |
| Переходная | 517/42 | 16 | 44 | 21 | 2 | 6 | 6 | 0 | 35 |

| зона | 517/43.5 | 17 | 42 | 23 | 2 | 6 | 5 | 36 |
|--|-----------------------|-------|-------|-------|------|------|------|------|
| Танхойская свита (озерная фация) | 517/46 | 30 | 30 | 25 | 5 | 4 | 4 | 0 |
| | 517/48 | 15 | 45 | 13 | 13 | 5 | 5 | 0 |
| | 517/50 | 20 | 45 | 18 | 3 | 5 | 5 | 0 |
| | 517/53 | 23 | 38 | 20 | 5 | 5 | 5 | 0 |
| | 517/55 | 13 | 48 | 20 | 5 | 5 | 5 | 0 |
| | 517/57 | 10 | 40 | 30 | 5 | 5 | 5 | 0 |
| | 517/59 | 15 | 55 | 15 | 1 | 1 | 1 | 23 |
| | 517/61 | 15 | 40 | 15 | 9 | 5 | 2 | 8 |
| | 517/62 | 15 | 40 | 15 | 5 | 10 | 1 | 5 |
| Дотанхойская толща верхнего олигоцена | 517/66.8 | 45 | 45 | 2 | 2 | 1 | 1 | 6 |
| | 517/73 | 20 | 60 | 7 | 5 | 2 | 1 | 0 |
| | 517/79 | 50 | 15 | 5 | 5 | 7 | 3 | 0 |
| | 517/83.5 | 25 | 60 | 5 | 1 | 3 | 2 | 11 |
| Дотанхойская толща нижнего олигоцена | 517/85.5 | 30 | 45 | 7 | 2 | 3 | 3 | 0 |
| | 517/112.3 | 15 | 65 | 5 | 2 | 5 | 5 | 0 |
| | 517/163 | 20 | 30 | 25 | 0 | 5 | 15 | 0 |
| | 517/165 | 15 | 50 | 20 | 2 | 5 | 4 | 0 |
| | X_{ср} | 21.19 | 46.54 | 13.35 | 4.42 | 3.96 | 3.35 | 0.69 |
| | σ | 9.25 | 11.43 | 7.85 | 2.83 | 2.10 | 2.87 | 2.01 |
| | V | 0.44 | 0.25 | 0.59 | 0.64 | 0.53 | 0.86 | 2.90 |
| | | | | | | | | 0.44 |

Примечание: X_{ср.} – среднее значение содержания, %; σ – стандартное отклонение; V – коэффициент вариации; минералы: Кв – кварц, П.шп. – полевой шпат, К – каолинит, Гс – гидрослюдя, См – смектит, Гс-См – смешанослойный минерал гидрослюдя-смектит, Х - хлорит.

Особенностью отложений данного разреза является повсеместное преобладание полевых шпатов (среднее значение 46.54 %). Исключение составляет образец 517/79, в котором определено 15 % полевых шпатов. Средние значения содержаний глинистых минералов – 25.77 %, кварца – 21.19 %. Полевые шпаты характеризуются относительно однородным распределением (коэффициент вариации 0.25), а глинистые минералы и кварц – неоднородным (одинаковые коэффициенты вариации – 0.44). В составе глинистой фракции преобладает каолинит (среднее значение 13.35 %; коэффициент вариации 0.59).

Далее проведена статистическая обработка данных минерального состава отложений в пределах выделенных стратиграфических подразделений: дотанхойская толща, танхойская и аносовская свиты (табл. 6.2).

Таблица 6.2

| Результаты статистической обработки данных минерального состава | | | |
|---|-------------------------|---------------|--------------------|
| Статистические параметры | Содержание минералов, % | | |
| | Кварц | Полевые шпаты | Глинистые минералы |
| Аносовская свита (n=6) | | | |
| X _{ср.} | 21.17 | 50.50 | 18.17 |
| σ | 4.09 | 5.24 | 6.43 |
| V | 0.19 | 0.10 | 0.35 |
| Танхойская свита (озерная фация) (n=9) | | | |
| X _{ср.} | 18.50 | 41.0 | 36.67 |

| | | | |
|--|-------|-------|-------|
| σ | 3.88 | 5.36 | 5.92 |
| V | 0.21 | 0.13 | 0.16 |
| Дотанхойская толща верхнего олигоцена (n=5) | | | |
| $X_{ср.}$ | 34.00 | 45.00 | 13.40 |
| σ | 11.58 | 16.43 | 4.67 |
| V | 0.34 | 0.37 | 0.35 |
| Дотанхойская толща нижнего олигоцена (n=3) | | | |
| $X_{ср.}$ | 16.66 | 48.33 | 31.00 |
| σ | 2.35 | 14.34 | 11.43 |
| V | 0.14 | 0.30 | 0.37 |

Примечание: n – количество образцов.

Дотанхойская толща нижнего олигоцена представлена отложениями, характеризующимися минимальным для данного разреза содержанием кварца (среднее значение 16.7 %) и повышенными содержаниями полевых шпатов (48.3 %) и глинистых минералов (31.0 %). В составе глинистых минералов установлены: каолинит (16.7 %), смешанослойный минерал гидрослюды-смектит (8.0 %), смектит (5.0 %) и гидрослюда (1.3 %). Распределение минеральных компонентов по разрезу имеет однородный характер для кварца и полевых шпатов (коэффициенты вариации 0.14 и 0.30 соответственно) и разнородный – для глинистых минералов (коэффициент вариации 0.37).

Отложения дотанхойской толщи верхнего олигоцена характеризуются максимальным содержанием кварца (34.0 %), повышенным – полевых шпатов (45.0 %) и минимальным – глинистых минералов (13.4). В полиминеральном составе глинистой фракции выявлены: каолинит (5.2 %), смектит (3.2 %), гидрослюда (3.0 %) и смешанослойный минерал гидрослюды-смектит (2.0 %). Характер распределения всех минеральных компонентов по разрезу разнородный, на что указывают значения коэффициентов вариации, меняющиеся от 0.34 до 0.37.

Минеральный состав отложений озерной фации танхойской свиты отличается повышенным содержанием глинистых минералов (36.67 %), среди которых преобладает каолинит (20.67 %), а также минимальным количеством полевых шпатов (41.0 %) и пониженным – кварца (18.5 %). Характерно однородное распределение содержаний всех минеральных компонентов по разрезу (коэффициенты вариации в пределах 0.13–0.21).

Отложения переходной зоны охарактеризованы по двум образцам (517/42 и 517/43.5), поэтому статистические параметры для них не рассчитывались. Здесь, на фоне минимального содержания кварца (16–17 %) отмечено повышенное количество глинистых минералов (35–36 %)

и полевых шпатов (42–44 %). Среди глинистых минералов преобладает каолинит (21–23 %), остальные (смектит и смешанослойный минерал гидрослюды-смектит) составляют 5–6 %.

Аносовская свита представлена отложениями, характеризующимися максимальным содержанием полевых шпатов (среднее 50.5 %) и пониженными – глинистых минералов (18.17 %) и кварца (21.17 %). В составе глинистых минералов установлены: каолинит (8.5 %), гидрослюды (5.83 %), смектит (2.33 %) и смешанослойный минерал гидрослюды-смектит (1.50 %).

С помощью кластерного анализа Q-типа. На первом этапе был выполнен анализ распределения минералогического состава проб. Полученная дендрограмма (рис. 6.4 а, б) свидетельствует о возможном выделении 7 кластеров. По евклидову расстоянию (в скобках), характеризующему степень близости объектов по минеральному составу, наиболее однородными являются группы 3 и 4 (<0.3), они включают почти все проанализированные породы танхойской свиты и переходной зоны. Группы 1 и 2 (0.3–0.4) менее однородные, в них входят преимущественно породы аносовской свиты и дотанхойской толщи верхнего олигоцена. От них отличаются породы групп 5, 6 и 7 (0.5–0.7), в основном принадлежащие к дотанхойской толще всего олигоцена.

На втором этапе проведено группирование отложений выделенных стратиграфических подразделений исследуемой толщи по средним значениям их минерального состава. На диаграмме четко выделилось две группы. Первая включает отложения аносовской и дотанхойской толщи верхнего олигоцена, вторая – отложения переходной зоны, танхойской свиты и дотанхойской толщи нижнего олигоцена (рис. 6.4 б).

Анализ минерального состава отложений выделенных групп выявил следующие особенности: для отложений группы 1 характерно повышенное содержание кварца, полевых шпатов и низкое – глинистых минералов, что свидетельствует о более низкой интенсивности процессов химического выветривания в периоды похолодания; для второй группы отмечены обратные соотношения – пониженные содержания кварца и полевых шпатов при резком увеличении количества глинистых минералов, что характеризует более теплые палеоклиматические условия (рис. 6.4 в).

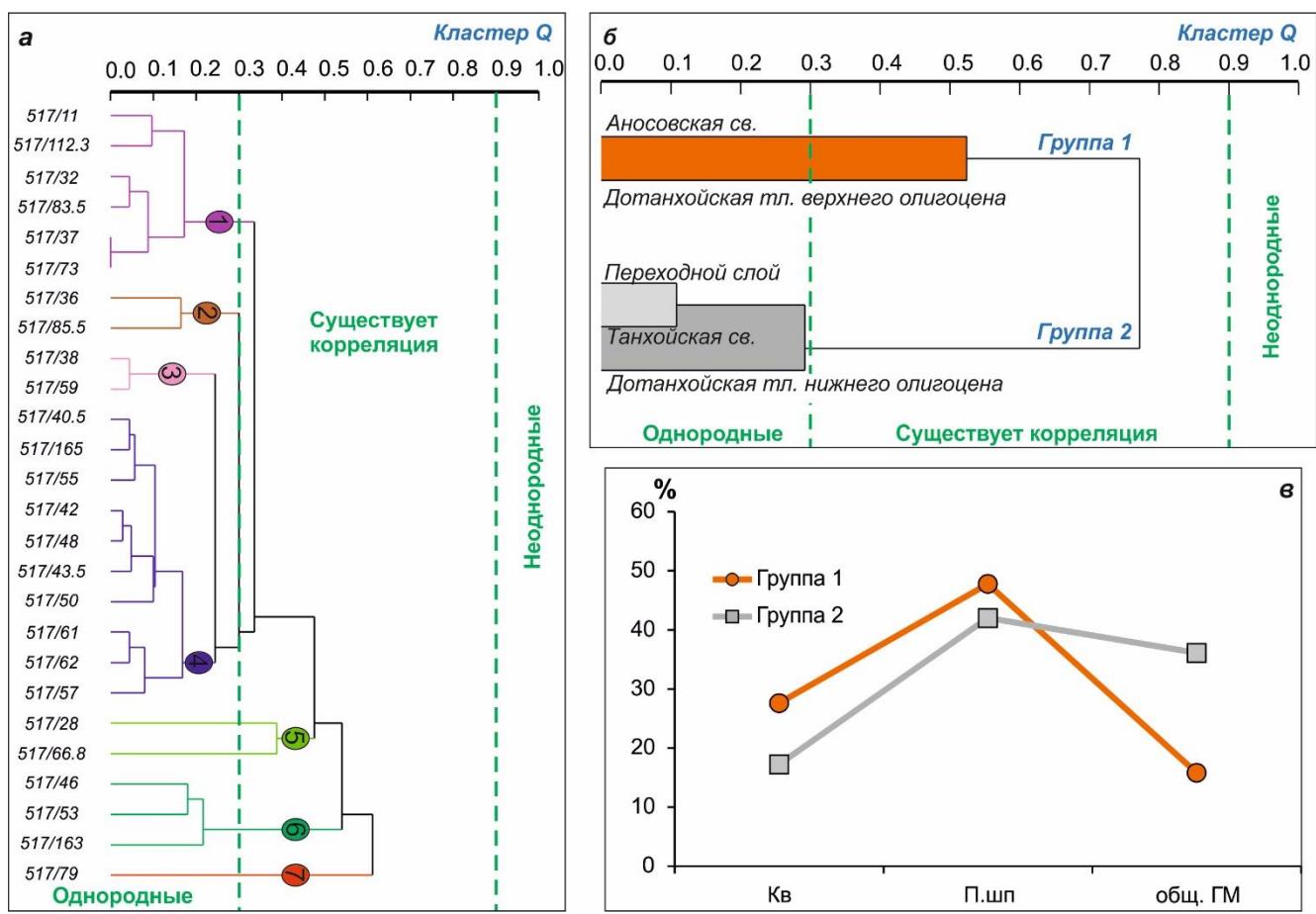


Рис. 6.4. Дендрограмма кластер–анализа Q-типа по минеральному составу 25 проб (а) разреза скв. 517; группирование отложений выделенных стратиграфических подразделений по средним значениям минерального состава (б); и соотношение средних содержаний кварца, полевых шпатов и глинистых минералов в группах (1 и 2), выделенных кластерным анализом (в). На (а, б): по вертикальной оси указаны выделенные номера проб (а) и стратиграфические подразделения (б), по горизонтальной – евклидово расстояние.

Отложения дотанхойской толщи верхнеолигоценового возраста были вскрыты прежде Жемчугской скв. С1 (местоположение см. рис. 5.1) в интервале глубин 1050–880 м [Мазилов и др., 1993]. Верхнеолигценовая часть разреза (рис. 6.5) сложена глинами и аргиллитами, смешанными породами, песками, известняками и бурыми углями. Большую часть разреза составляют глины и аргиллиты. Цвет пород серый и темно-серый. Слоистость горизонтальная, волнистая и прерывистая. Пески и песчаники, разнозернистые, составляют приблизительно шестую часть от общей мощности осадков этого возраста, окрашены в серый цвет, изредка – в темно-серый и в случае обилия обугленного растительного детрита – почти в черный. Серый цвет верхнеолигценовой части разрезе обусловлен присутствием карбонатного материала в виде пластов и примеси в песчаниках, породах смешанного состава и глинах. Предполагается

первичное отложение карбоната. В вышележащей вскрытой миоценовой части танхойской свиты роль карбоната резко снижается. Минералогически идентифицирован сидерит.

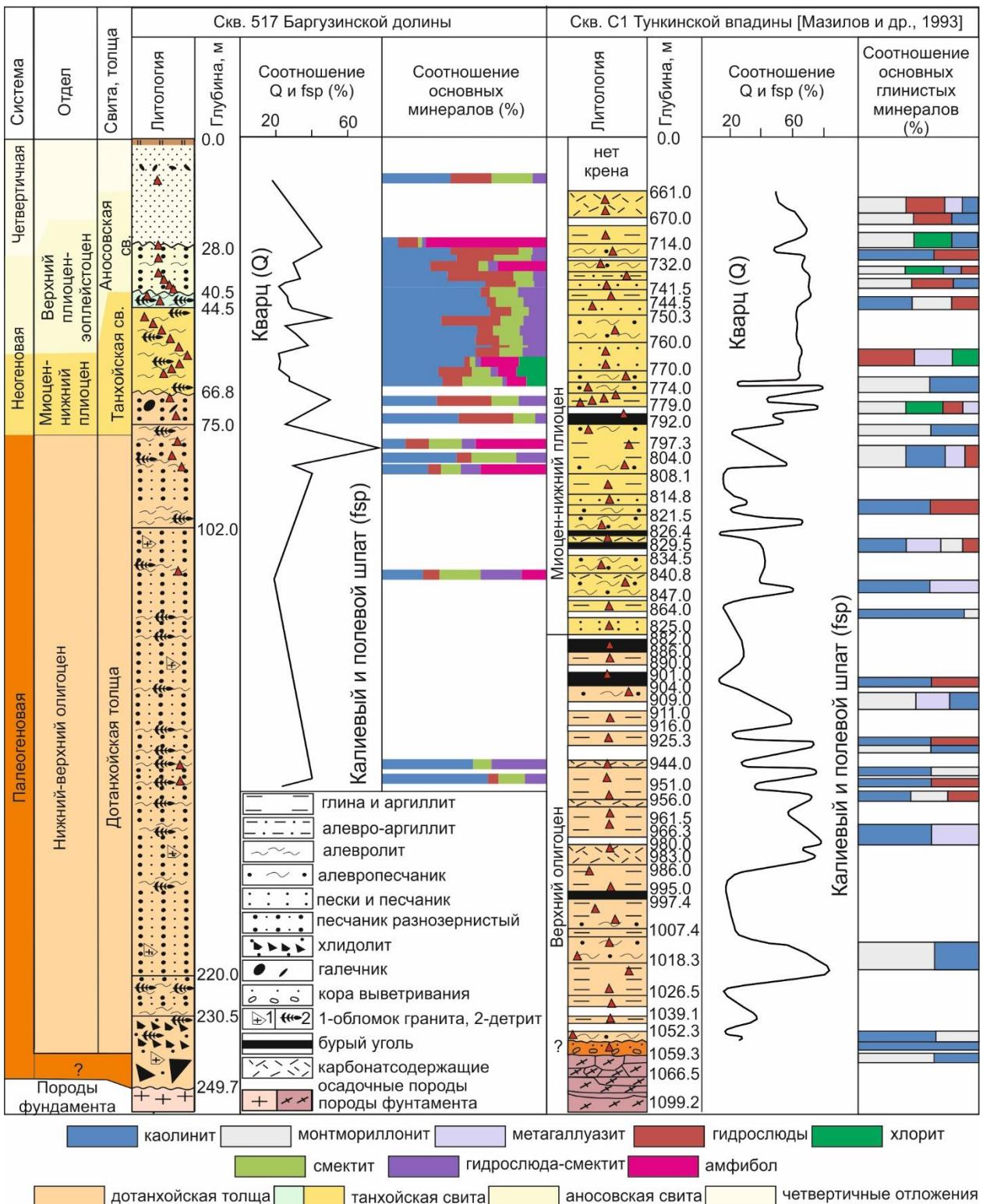


Рис. 6.5. Литолого-стратиграфическая колонка в разрезах, вскрытыми скв. 517 Баргузинской долины и скв. С1 Тункинской долины [Мазилов и др., 1993]. В литологических колонках треугольниками показаны глубины отбора образцов на литологический анализ.

В Баргузинской долине, для отложений дотанхойской толщи и аносовской свиты характерна яркая желтая либо охристая окраска, в отличие от танхойской свиты, которая имеет серый, светло-серый или темно-серый цвет. В соотношениях кварца и полевых шпатов в разрезе скв. С1 четких закономерностей не отмечено [Мазилов и др., 1993], в отличие от соотношений этих минералов в породах Баргузинской долины (скв. 517), которые имеют особенности в каждом возрастном интервале.

В скв. С1, глинистая фракция осадков верхнего олигоцена, в основном представлена каолином со смектитами. Гидрослюды присутствуют в незначительных количествах. Для отложений миоцена-нижнего плиоцена танхойской свиты, кроме каолинита, смектитов и гидрослюд присутствие хлорита. Породы верхнего олигоцена характеризуются наличием Na-бейделлита, а глинистая фракция вышележащих миоценовых отложений – наличием Ca-бейделлита [Мазилов и др., 1993]. Состав глинистых фракций осадочных пород Баргузинской долины, в целом не отличается от их состава в скв. С1. Среди глинистых минералов преобладают каолинит, смектит и гидрослюда. Кроме того, в осадках Баргузинской долины в пелитовых составляющих в некоторых пробах отмечен амфибол. Хлорит обнаружен только в нижней части озерных отложений танхойской свиты (рис. 6.5).

Дотанхойские толщи в Баргузинской и Тункинской долинах существенно различались между собой. В Тункинской долине накопились верхнеолигоценовые озерные и болотные, реже – аллювиальные отложения [Мазилов и др., 1993], в Баргузинской долине накопились отложения всего олигоцена с заметным увеличением роли аллювиальных отложений.

В определении характера развития новейшего бассейна седиментации ключевую роль играет идентификация в нем наиболее древних отложений, которые могут относиться либо к его заложению с последующим направленным развитием до настоящего времени, либо к тектонической обстановке, определившей развитие предшествовавшего бассейна седиментации. В этой связи наиболее древняя (олигоценовая) толща, установленная на участке Уро Джидинской (Джидотайской) котловины Багузинской долины может либо начинать последовательность отложений в рифтовой долине и, соответственно, относиться к танхойской свите, либо характеризовать обстановку, которая предшествовала заложению долины и, в этом случае, должна рассматриваться как дотанхойская толща.

Баргузинская долина характеризуется блоковыми движениями, в результате которых ложе разновозрастных осадочных отложений занимает разные гипсометрические уровни. Отмечая общее взаимное несоответствие мощностей всех стратонов в разрезах отложений Баргузинской долины (рис. 6.6), нужно обратить внимание на переходный характер структурного развития этой территории и сопредельного Витимского плоскогорья, где, кроме верхнеолигоценовых-нижнемиоценовых осадочных отложений, в начале позднего олигоцена

(около 29 млн лет назад) и в раннем миоцене (20–18 млн лет назад) проявился умеренно-Mg вулканизм с переходом к извержениям высоко-Mg лав на рубеже раннего и среднего миоцена, около 16 млн лет назад [Рассказов, Чувашова, 2018]. В это время формировались глубокие эрозионные долины с их заполнением грубообломочными отложениями без лавовых прослоев [Рассказов и др., 2007].

Так завершалось длительное развитие Селенгино-Витимского прогиба конца мела-палеогена со структурной перестройкой рельефа, повлекшей за собой нисходящие движения блоков с начавшимся накоплением отложений в субмеридиональной Еравна-Кулариктинской полосе впадин, в которой образовалась и дотанхойская толща разреза Уро [Чувашова и др., 2019]. Эта толща коррелируется с отложениями «синих глин» Танхойской тектонической ступени [Рассказов и др., 2014] и с отложениями нижней части разреза Жемчугской скважины Тункинской впадины [Мазилов и др., 1993]. На Танхойской ступени горизонт «синих глин» служит основанием для накопления преимущественно нижнемиоценовых озерно-болотных отложений на Танхойском блоке ее средней части, в отличие от более древних (включая эоценовые) отложений Мишихинского блока и более молодых (послеолигоценовых) отложений Аносовского блока [Аль Хамуд и др., 2021]. В Тункинской впадине верхнеолигоценовая толща резко сменяется по латерали расчлененным рельефом Еловского отрога, бронированного базальтовыми лавами возрастом 16–15 млн лет [Рассказов, 1993]. В центральном сегменте Байкальской рифтовой системы, на Танхойской тектонической ступени, осадконакопление началось в эоцене, в Баргузинской долине в раннем олигоцене, позже, чем в осевой части Селенгино-Витимского прогиба (см. рис. 6.1).

Таким образом, в неотектонической эволюции региона дотанхойские (нижнеолигоценовые – верхнеолигоценовые) отложения имеют самостоятельное стратиграфическое значение стратона переходной обстановки от развития Селенгино-Витимского прогиба к развитию структур Байкальской рифтовой системы и может картироваться по литологическим и палеонтологическим критериям. Представленные результаты его детального изучения в разрезе Уро создают основу для обозначения этого стратона под названием «дотанхойская толща» с перспективой выделения в местное стратиграфическое подразделение в качестве свиты.

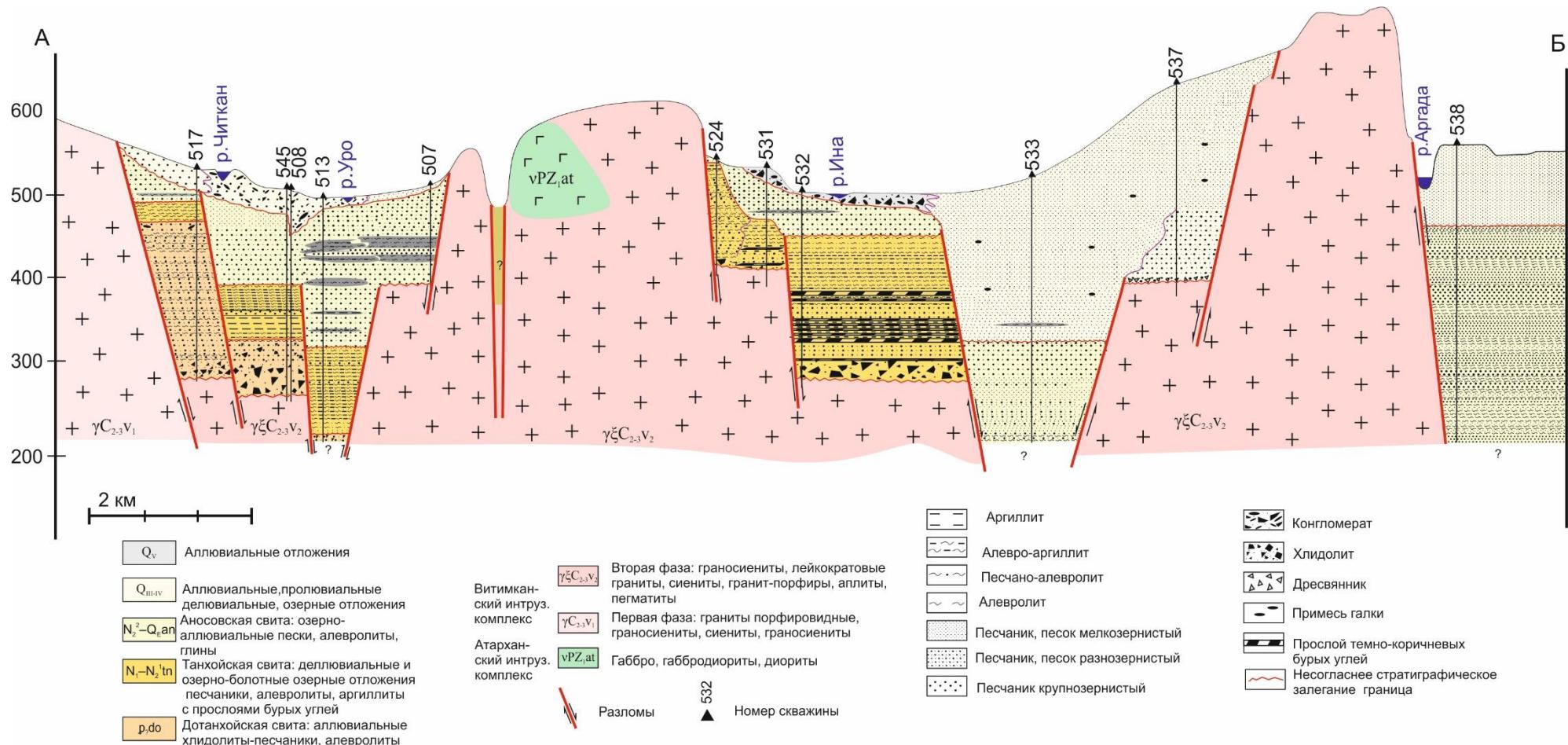


Рис. 6.6. Соотношение дотанхойской толщи с осадочным наполнением Баргузинской долины в литостратиграфическом разрезе ее юго-восточного борта. Разрез составлен автором. Местоположение скважин см. рис. 2.1.

6.2. Раннетанхойский этап (ранний-средний миоцен)

На раннетанхойском этапе седиментация участка Уро развивалась на фоне перестройки дотанхойского рельфа, тогда как седиментация участка Бодон охватила новую территорию. Соотношения седиментации этих участков должны были выстраиваться по подобию соотношений блоков Танхойской тектонической ступени: сходства Уро с Танхойским и Мишихинским блоками, с одной стороны, и сходства Бодона с Аносовским блоком – с другой.

На участке Бодон нижняя подсвита танхойской свиты действительно представлена, подобно Аносовскому блоку, аллювиальными конусами выноса в сочетании с линзами отложений старичных озер и болот, накопившихся в условиях гумидного климата. Материал слабо сортирован и неокатан. Размер обломков уменьшается снизу вверх по разрезу. В кровле толщи находятся песчаники с косой слоистостью, которая подчеркивается накоплением растительного детрита.

Мощность нижней подсвиты танхойской свиты резко возрастает в направлении с юго-запада на северо-восток, от Икатского борта долины (скв. 531, 34.5 м) к центральной части впадины (скв. 532, 109.0 м). Между тем, осадконакопление Уро отличалось от осадконакопления Мишихинского и Танхойского блоков. В раннем–среднем миоцене здесь образуется и долго существует глубокое тектоническое палеозеро Уро, тогда как в отложениях Танхойской тектонической ступени диатомовые водоросли не получили развитие в связи с отсутствием благоприятных озерных условий.

Отложения палеозера Уро маркируются распространением диатомовых водорослей (скв. 545, 508, 517 и 513), хотя седиментационная ритмичность и изменчивость видового состава диатомей свидетельствует о весьма подвижной динамике озерного бассейна.

Мощность отложений палеозера Уро с диатомеями зоны ДЗ 1 (первая половина раннего миоцена) возрастает от 10 м на северо-востоке (скв. 545 и 508) до 26.5 м на юго-западе (скв. 517) (см. рис. 4.2). На юго-западе находилась глубоководная часть палеозера.

Пачки с диатомеями ДЗ 2 (вторая половина раннего миоцена, скв. 513, интервал 282.0–240.0 м) и ДЗ 3 (первая половина среднего миоцена, скв. 513, интервал 240–183.5 м; скв. 508, интервал 133.0–110.4 м) отражают сложные условия осадконакопления с чередованием песчаного (без диатомей) и алевритового (с диатомеями) материала прибрежной и глубокой частей обширного озерного бассейна.

Сходный состав основных видов диатомей ниже и выше песчаного слоя внутри ДЗ 3 обеих скважин, свидетельствует о восстановлении в пост-песчаном палеобассейне диатомовой флоры, существовавшей в нем до отложения песчаного горизонта. Множество бентосных видов диатомей в сочетании с литологическими особенностями рассматриваемого интервалов (высокое

содержание песка, гравия и растительных остатков) указывают на формирование этих отложений в прибрежной зоне палеобассейна в условиях большого поступления терригенного материала. Во время накопления отложений ДЗ 2 в Баргузинской долине существовало обширное озеро с более мелководной зоной на северо-западе (скв. 513) и относительно глубоководной частью на юго-востоке (скв. 545 и 508), а во время накопления отложений ДЗ 3 – мелководное озеро находилось только на юге-востоке (скв. 508) (см. рис. 4.2).

Диатомеи ДЗ 2 обнаружены в трех скважинах разреза Уро (545, 508 и 513), ее мощности возрастают от борта (скв. 545 и 508) к центральной части впадины, в направлении с юго-запада (скв. 545: 30 м и скв. 508: 33 м) на северо-восток (скв. 513: 42.0 м). В скв. 517 эта зона отсутствует. В скв. 545, 517 отложения ДЗ 3 отсутствуют. Ее мощность возрастает от скв. 508 (22.6 м) к скв. 513 (56.5 м). Существенная изменчивость литологического состава отложений по латерали на фоне однородных алевролитов серого цвета (с вивиантом, скв. 545) свидетельствуют об озерно-аллювиальным генезис отложений. Контраст литологических характеристик и диатомовых комплексов ДЗ 3 объясняется начавшимся похолоданием и преобладанием озерно-аллювиального седиментогенеза над типичным озерным. В качестве признака быстрого изменения условий окружающей среды служит также низкая степень абсолютного доминирования при видовом разнообразии диатомей.

Время образования глубокого палеозера Уро совпадает по времени с климатическим оптимумом, который фиксируется по палинологическим данным. Для раннего миоцена (ПК IV) характерны хвойно-широколистственные леса со значительным участием теплолюбивых пород тургайской флоры. Потепление раннетанхойского времени способствует увеличению площади термофильных, широколистенных буково-дубовых лесов, которые близки к типично тургайской флоре. В составе голосеменных пород возрастает роль пыльцы рода *Tsuga*, максимальное значение которой и видовое разнообразие характерно для климатического оптимума раннего-среднего миоцена. Во второй половине среднего миоцена озеро Уро с диатомеями ДЗ 3 сокращается по площади и сохраняется лишь локально (скв. 508 и 513). Активизируется эрозия.

Баргузинская долина была авулканической. В отличие от нее, Тункинская долина была охвачена вулканическими извержениями по всей протяженности, от сочленения с Южно-Байкальской впадиной на востоке до Мондинской впадины на западе. На раннетанхойском этапе вулканализм проявился вблизи Байкала, в Камарско-Становой зоне транстенсии в раннем миоцене, около 18 млн лет назад, и продолжался здесь до конца среднего миоцена, приблизительно, до 12 млн лет назад.

6.3. Среднетанхойский и позднетанхойский этапы (средний-поздний миоцен и ранний плиоцен)

В результате раннемиоценовых блоковых движений на участке Бодон образовалось эрозионно-тектоническое понижение, заполненное сначала грубообломочными угленосными отложениями (раннетанхойский этап), а затем – тонкообломочными отложениями палеоозер Бодон-1 (среднетанхойский этап) и Бодон-2 (позднетанхойский этап).

Судя по положению подошвы танхойской свиты, блок скв. 532 опустился по разлому относительно блока скв. 531 приблизительно на 100 м. Тектонические движения повлекли за собой спуск воды из палеоозера Бодон-1. Время движений по разлому оценивается границей среднего-позднего миоцена по наиболее молодой пачке 3 (ДЗ 6) озерной толщи скв. 532. Площадная эрозия нивелировала неровности тектонического рельфа. В результате в единой поверхности несогласия оказались совмещеными поднятые отложения нижней грубообломочной толщи скв. 531 и опущенные отложения верхней озерной толщи скв. 532. Отложения нового палеоозера Бодон-2 (позднетанхойский этап, ДЗ 7) перекрыли поверхность несогласия и после спуска воды были также частично эродированы речными водотоками (рис. 6.7) [Hassan et al., 2019].

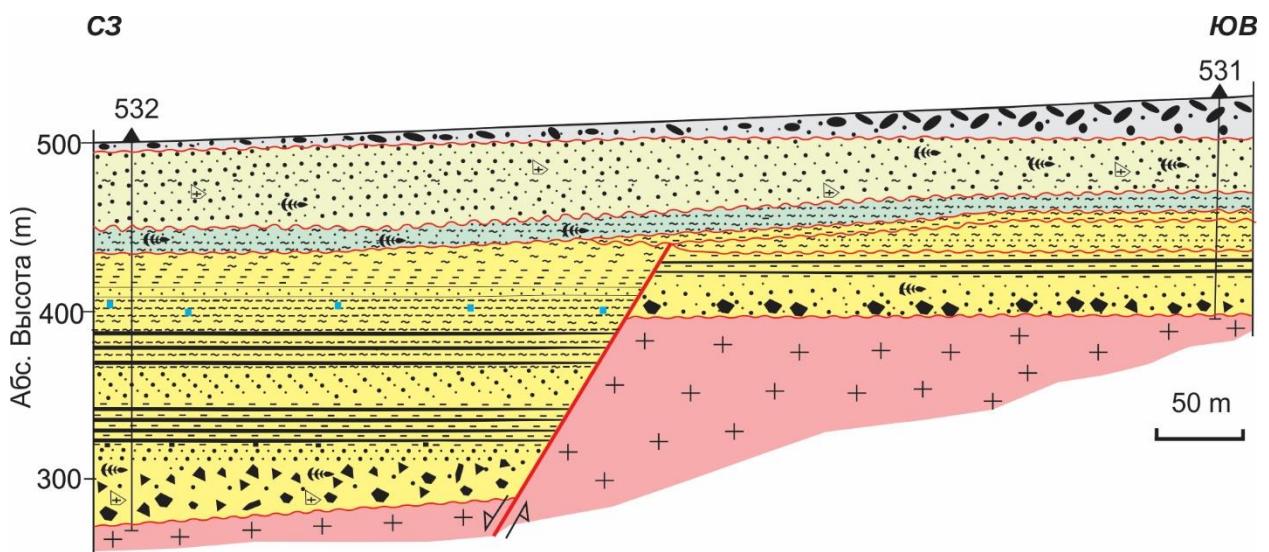


Рис. 6.7. Соотношения стратонов в разрезе Бодон. Слои верхней и нижней толщ танхойской свиты в блоке скв. 532 опущены по разлому приблизительно на 100 м относительно сохранившегося от размыва фрагмента нижней толщи танхойской свиты в блоке скв. 531 [Hassan et al., 2019]. Направление движений показано стрелками. Условные обозн. см. рис. 4.1.

Судя по экологическому видовому разнообразию ископаемых диатомей ДЗ 4 озерной толщи из скв. 532 (пачка 1) и 531 (пачки 1 и 2), начальные осадки палеоозера Бодон-1 формировались в зоне литорали малых глубин (первые метры) (рис. 6.8).

Насыщенность створтками диатомовых водорослей хорошей сохранности при обилии планктонных видов *Aulacoseira* sp. 5 с единичными экземплярами других видов отложений пачки 2 скв. 532 свидетельствует о формировании осадков в условиях глубокого палеоозера Бодон-1 с обширной зоной пелагиали. Отсутствие диатомовых водорослей в верхнем песчаном горизонте пачки 2 (в глубинном интервале 93.0–86.0 м скв. 532) указывает на кратковременное замещение вод озерного водоема речными водотоками, повлекшими за собой образование песчаной аллювиальной равнины. Сходный состав основных видов диатомей ниже и выше аллювиального песчаного слоя внутри диатомовой зоны 5, свидетельствует о восстановлении допесчаной диатомовой флоры в пост-песчаном палеобассейне.

Увеличение видового разнообразия в отложениях пачки 3 скв. 532, соответствующих ДЗ 6 произошло в период углубления водоема Бодон-1 в условиях, благоприятных для развития планктонных диатомей, среди которых отмечены виды-индексы среднего-позднего миоцена – *Pseudoaulacoseira moisseeviae*, *Lobodiscus* sp. и *Actinocyclus krasskei*. В то же время, в количественном отношении планктонные диатомеи в изученных пробах уступают бентосным, что свидетельствует о переходе к локальным мелководным условиям седиментации. Вышележащие отложения скв. 532, не содержащие диатомовых водорослей, накапливались в условиях аллювиальной равнины. Последующее господство планктонных видов из рода *Aulacoseira* при незначительном количественном развитии бентосных и эпифитных форм в отложениях ДЗ 7 пачек 3 и 4 скв. 531 обозначает переход к глубоководному бассейну.

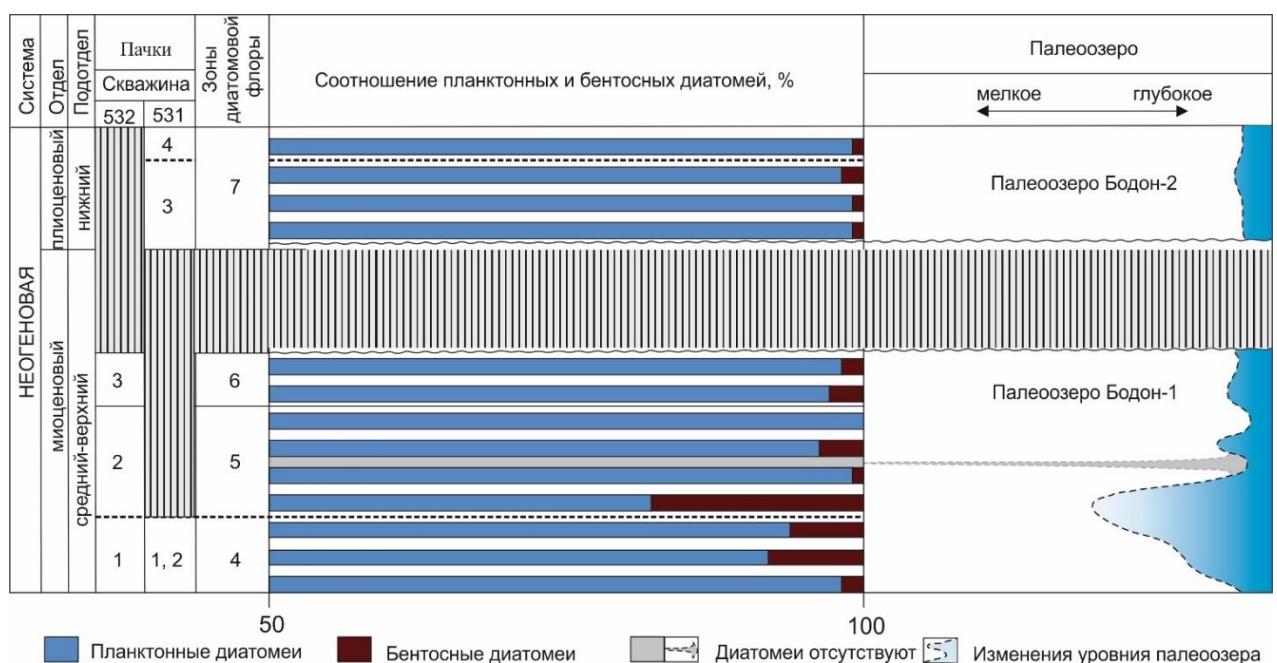


Рис. 6.8. Предполагаемые временные вариации глубины палеоозер Бодон-1 и Бодон-2 по соотношениям планктонных и бентосных таксонов в локальных зонах диатомовой флоры [Hassan et al., 2019].

По общим видам диатомей палеоозеро Бодон 1 протягивается на Витимское плоскогорье и относится к единому средне-позднемиоценовому Баргузино-Витимскому озерному палеобассейну (рис. 6.9 а). В это время Икатский хр. еще не существовал.

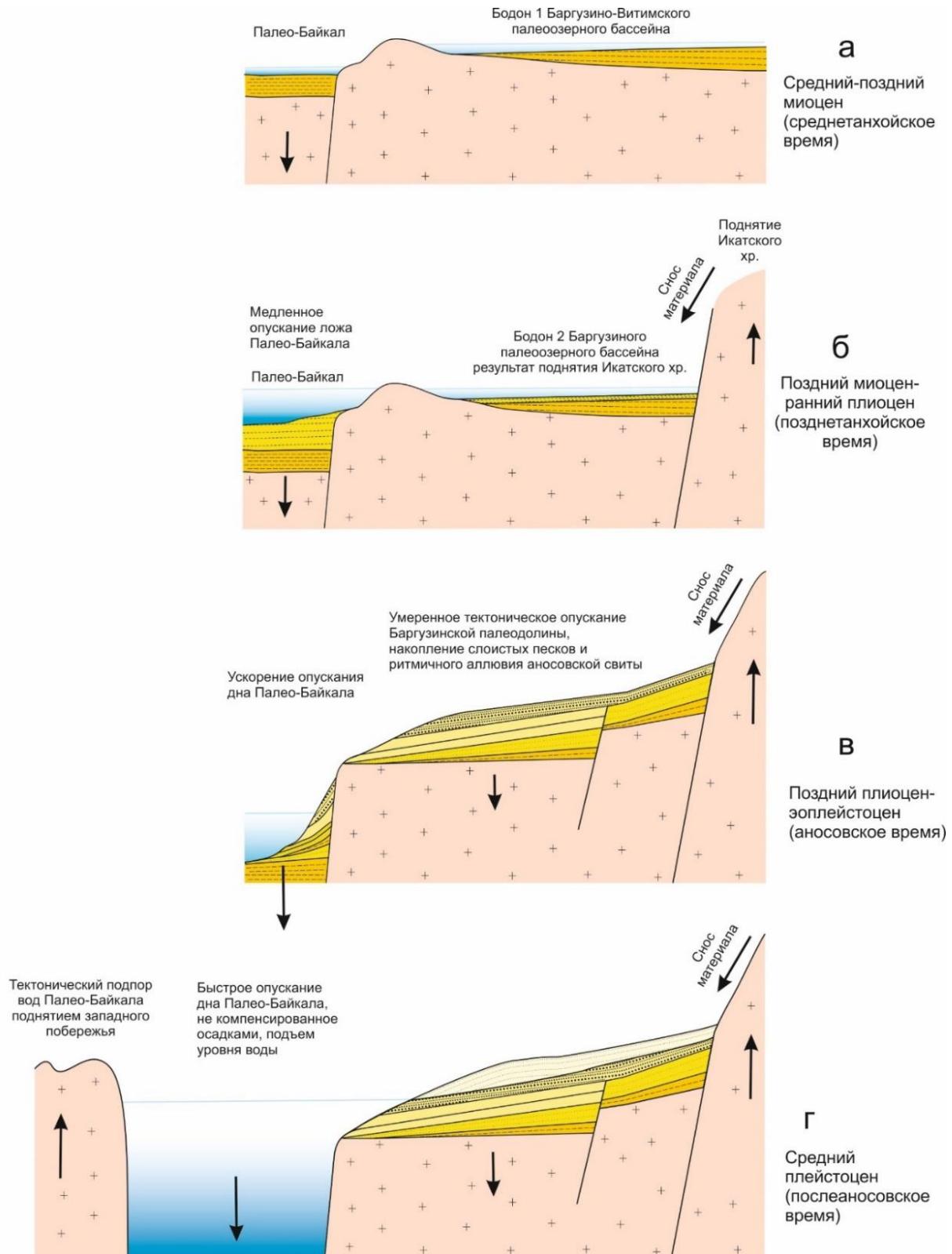


Рис. 6.9. Соотношение осадконакопления Палео-Байкала и Баргузинской долины в среднем-позднем миоцене (а), позднем миоцене-раннем плиоцене (б), позднем плиоцене-эоплейстоцене (в) и среднем плейстоцене (г).

В позднем миоцене-раннем плиоцене Икатский хр. поднялся [Рассказов и др., 2016а], прервав связь палеоозер Баргузинской долины с палеоозерами Витимского плоскогорья (рис. 6.9 б). С Палео-Байкалом палеоозеро Бодон 1 и 2 не сообщалось.

В позднем плиоцене-эоплейстоцене наступило аносовское время. Ускорилось опускание дна Палео-Байкала, что привело к снижению озерного уровня и базиса эрозии Пра-Баргузина. Баргузинская долина опускалась с ее заполнением ритмичной толщей (рис. 6.9 в). Наполнение Палео-Байкала водой, частично вызванное поднятием западного берега, отразилось в повышении базиса эрозии Пра-Баргузина и создании условий сортировки песчаного материала в условиях, подобных дельтовым. В это время формировалась однородная песчаная толща (рис. 6.9 г).

Если в Баргузинской палеодолине южное (Икатское) плечо в раннем и среднем миоцене еще не оформилось, в Тункинской долине в середине миоцена, около 16–15 млн лет назад, в хр. Ургудеевский и Хамар-Дабан, а также в сочленении наиболее глубокой Тункинской впадины и сопредельной с ней Еловской междувпадинной перемычки фиксировались глубокие эрозионные врезы излившимися базальтовыми лавовыми.

В Тункинской впадине лавы переслаивались с осадочными отложениями. Вулканогенно-осадочная толща последовательно наращивалась снизу вверх лавами возрастной генерации 16–8 млн лет с планацией рельефа, выразившейся в меандрировании крупных рек Пра-Зун-Мурин и Пра-Маргасан. После угасания вулканизма базис эрозии понизился. Во временном интервале 8–5 млн лет назад активизировались врезы. В результате меандры спроектировались в вулканические и вулканогенно-осадочные слои с частичным углублением в породы фундамента [Рассказов, 1993].

В Тункинской долине разрез танхойской свиты в обнажение № 2 и скважинах № 2 и 80 содержит диатомовые комплексы, относящиеся к среднему-верхнему миоцену [Черемисинова, 1973]. Таким образом, в этой долине существовали палеоозера, но были ли они соединены с Палео-Байкалом – пока не ясно. Изученный разрез скв. Тунка-13 характеризует обстановку осадконакопления (включая глубокое палеоозеро) в области сочленения Тункинской впадины и Еловского междувпадинного поднятия. Эта обстановка сложилась к позднему миоцену (рис. 6.10).

После угасания вулканизма около 8 млн лет назад накопившаяся средне-верхнемиоценовая осадочно-вулканогенная толща была снесена глубинной эрозией, достигшей генерации лавовых потоков 16–15 млн лет. Накопившаяся выше эродированного лавового потока толща характеризует последовательность сокращенной мощности, включающую верхнюю аллювиально-озерную толщу танхойской свиты, аллювиальную – аносовской свиты и аллювиально-эоловую – песчаной толщи. Озерная толща (пачки 5–7) соответствует

позднемиоценовому-раннеплиоценовому интервалу угасания вулканизма между последней извергнутой порцией вулканической генерации танхойского времени (интервал 16–8 млн лет назад) и начальной порцией вулканической генерации аносовского времени (интервал 4.0–0.8 млн лет назад).

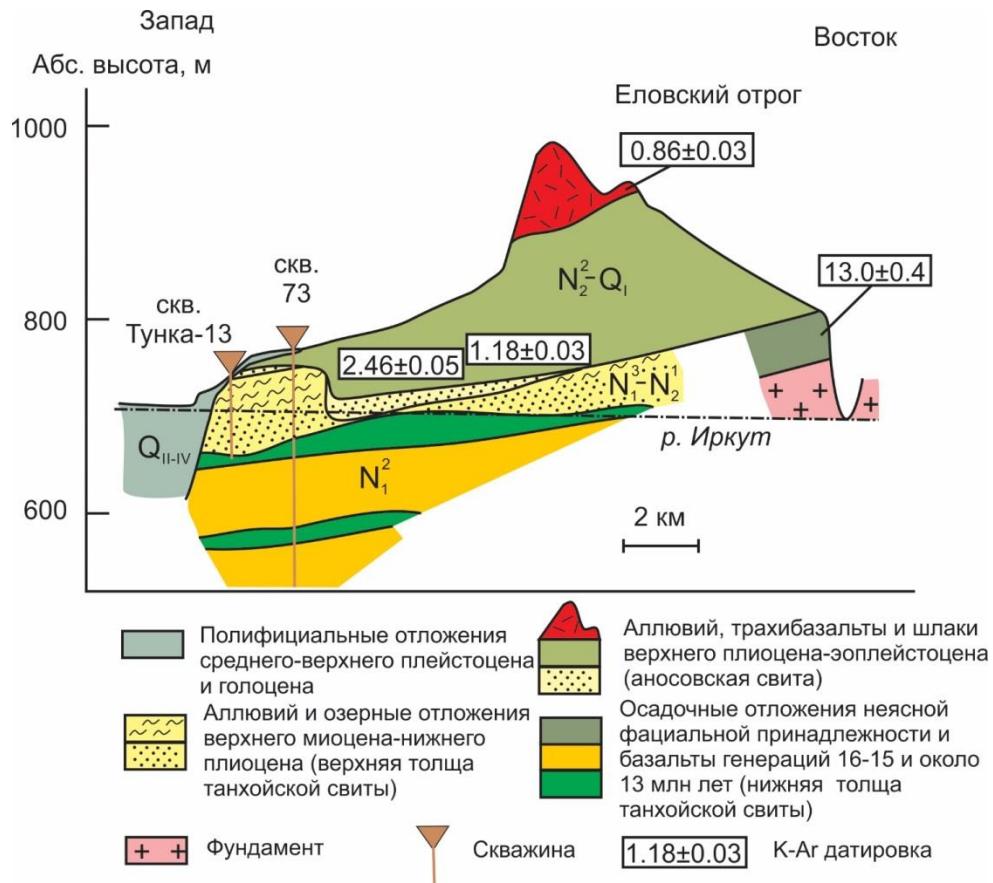


Рис. 6.10. Положение верхнемиоценовой-нижнеплиоценовой озерной толщи в разрезе вулканогенно-осадочного наполнения юго-восточной части Тункинской впадины и сопредельного Еловского отрога. Базальтовые слои, датированные средним миоценом (16–15 млн лет), встречены в скв. 73 в глубинном интервале от 146 до 205 м. Использованы данные о возрасте отложений и вулканических пород, приведенные в работах [Попова и др., 1989; Рассказов, 1993; Рассказов и др., 2000].

Тункинское палеозеро образовалось во второй половине позднего миоцена и продолжало существовать в раннем плиоцене. Результаты факторного анализа свидетельствуют о поступлении материала в палеозеро с осреднением состава ограниченной совокупности источников, по сравнению с более широким спектром состава источников подстилающих и перекрывающих аллювиальных отложений.

Судя по спорово-пыльцевым спектрам из отложений скв. Тунка-13, аллювий накапливался в позднем миоцене в условиях умеренно теплого, влажного климата.

Тектоническая предопределенность образования Тункинского палеоозера в конце позднего миоцена, в интервале керна пачки 6 глубокого палеоозера, сочеталась с развитием не только диатомовой флоры, но и органического материала. Трансгрессия соответствовала потеплению и увлажнению климата, а последующая регрессия – похолоданию [Хассан и др., 2020]. В таком характере трансгрессивно-регрессивной эволюции озера проявилась прямая связь теплого и влажного климата с трансгрессией [Блюм и др., 2010].

Включение климатического фактора в увеличение глубины Тункинского палеоозера в конце миоцена может служить аргументом о вероятной общей климатически-обусловленной трансгрессии палеоозер на юге Сибири в это время. Раннеплиоценовая эволюция Тункинского палеоозера сопровождалась снижением продуктивности диатомей и одновременно обеднением видового состава широколиственных пород наземной растительности [Хассан и др., 2020; Titova et al., 2021].

Предполагается, что в позднем миоцене климат на большей части территории Северо-Востока России был умеренным, прохладным, возможно, близким к холодному умеренному, но достаточно влажным. К концу миоцена климат стал более теплым и влажным, с разнообразием термофильных широколиственных пород. Заметно увеличилось количество видов *Juglandaceae*, *Quercus* sp., *Carya* sp. [Фрадкина, 1995].

Из анализа диатомовых водорослей из скважины BDP-98 следует, что в районе Байкала фазы похолодания имели место в начале плиоцена 5.04–4.7 млн лет назад (интервал глубин 251.0–221.3 м) [Кузьмин и др., 2009]. По другой интерпретации палеомагнитных данных скв. BDP-98 [Kravchinsky, 2017], начало фазы похолодания датируется более ранним временем, около 5.235 млн лет назад (идентификация Thvera C3n.4n в интервале 267.6–245.95 м). С этими данными согласуются выводы о раннеплиоценовом похолодании, полученные по разрезу скв. Тунка-13 [Хассан и др., 2020].

6.4. Аносовский этап (поздний плиоцен-ранний плейстоцен)

Осадочные отложения аносовской свиты залегают несогласно на породах танхойской свиты либо на породах фундамента. Свита явно отличается от нижележащих пород танхойской свиты, как по составу, так и по условиям осадконакопления. Она представлена песчаными породами различной структуры (разнозернистый песчаник гравийный и мелко-среднезернистый), иногда со слоями аргиллитов, алевролитов и их углистых разновидностей с максимальной мощностью свиты 166.7 м для скв. 513, по мере удаления к центру впадины. Наблюдается общее «огрубление» осадка, по сравнению с озерной толщиной танхойской свиты, что выражается в росте ухудшении сортировки, росте энергетической среды осадконакопления.

Эпигенетическое окисление носит пластовый характер, так как развивается по проницаемым породам и распространяется по всему профилю.

Аносовская свита датируется верхнем плиоценом-эоплейстоценом. Из 7 проб скв. 517, 545 и 513 споры и пыльца определены только в одной пробе. Палинологические исследования позволили на данном этапе изучения разреза рассматривать возраст VI палинокомплекс в объеме позднего миоцена-раннего плиоцена [Рассказов и др., 2019]. В это время перераспределялись области седиментации с увеличением площадей смешанных светлохвойно-широколиственных лесов с незначительным участием мелколиственных пород. Такому типу растительного покрова мог соответствовать климат более прохладный и более сухой, в сравнении с климатическими условиями, отраженными в ПК IV-V (танхайское время). На это указывает снижение, в целом для палинозоны, значения спор рода *Osmunda*.

Верхнеплиоценовые-эоплейстоценовые отложения охристой аносовской свиты формировались преимущественно в аллювиальной фации, хотя эпизодически накапливались также в условиях малоглубинных озер (терригенная примесь, растительный детрит). В это время, вероятно, формировался низкогорный рельеф территории. Красный цвет осадочных отложений отражает окислительные условия осадконакопления [Страхов, 1960; Проблемы изучения континентальных..., 1980].

Грубобломочные отложения аносовской свиты формировались преимущественно за счет сноса материала с Икатского хребта. Низкие содержания CO₂ в отложениях (менее 0.1 мас. %) отражают отсутствие карбоната в осадке. Следовательно, отложения аносовской свиты не типичны для литогенеза аридного типа, и могут характеризовать с semiаридные условия [Рассказов и др., 2016б]. По результатам изучения содержаний диатомовых водорослей в керне скважин, пройденных в донных отложениях оз. Байкал на Академическом хребте, обозначены временные интервалы похолодания 2.8–2.5 и ~1.8 млн лет [Коллектив участников..., 2000]. В разрезе Баргузинской сухой долины эти интервалы представлены непрерывными разрезами красноцветных отложений [Рассказов и др., 2016б].

Накопление эоплейстоценовых ритмичных отложений (позднеаносовский этап) в Баргузинской долине отразило ускоренное опускание ложа Южно-Байкальской впадины, не компенсированное осадками и водой. Это быстрое опускание запечатлено в накоплении аносовской эоплейстоценовой ритмичной толщи Баргузинской долины, контроль эрозии уровнем Палео-Байкала привел к образованию перекрывающей песчаной толщи. В естественном обнажении высотой 172 м и вскрытом интервале скв. 538 до глубины 355 м общая мощность изученных отложений нижнего и среднего плейстоцена аквального генезиса Верхнего Куйтуна [Хассан и др., 2019].

Ритмичная толща, по данным гранулометрического анализа, имеет аллювиальный генезис и по характеру ритмичности подразделяется на четыре глубинных интервала. Первый интервал 113.0–170.0 м включает 5 ритмов чередующейся с увеличением мощности от минимальной (4 м) до максимальной (24 м), затем вновь уменьшается до (20 м) венчается переходным слоем 113–114 м песчаных алевритов комплексного генезиса, формировавшихся при устойчивом тектоническом фоне. Второй интервал 170–244 м объединяет 3 ритма чередующейся мощности отложений последовательно увеличивающейся снизу вверх по разрезу от 4 до 35 м. Третий интервал 244–303 м неоднородного генезиса: включает 6 ритмов, мощность отложений которых последовательно уменьшается снизу (12 м) вверх (8 м) по разрезу, затем увеличивается приблизительно с одинаковой мощностью отложений 9–10 м. Четвертый интервал 303–352 м представлен пятью ритмами чередующейся мощности отложений которых последовательно увеличивающейся снизу вверх по разрезу от 6 до 14 м, затем уменьшается до 9 м. Ритмичная толща венчается переходным слоем 112.0–100.7 м хаотической слоистости, постилающим пески Верхнего куйтуна.

В скв. Тунка-13 Тункинской впадины вскрыт ахаликско-аносовский галечник, перекрывающий танхойские озерные линзы. По петрографическим характеристикам галька обр. Т-13/2.7а (см. рис. 5.14) подобна базальтам лавового потока основания разреза, вскрытого скв. Тунка-13 (обр. Т-13/86.5, Т-13/85, Т-13/81) (см. рис. 5.3).

Базальты этого типа отмечались в виде обломков в подошве 10-метрового слоя, венчающего разрез, вскрытый скв. 73 [Рассказов, 1993]. Этот слой обозначает размыв базальтовых лав возрастом 16–15 и около 13 млн лет вместе с породами фундамента Еловского отрога, который произошел в результате его поднятия.

В это время нарушилась связь Тункинского палеоозера с Палео-Байкалом с деградаций озерного режима в Тункинской долине. Размыв начался до извержений лав временного интервала 2.4–0.86 млн лет назад, т.е., в плиоцене и на рубеже плиоцена и плейстоцена. Эоплейстоценовые вулканические извержения активизировались в процессе поднятия Еловского отрога. Образовавшиеся шлако-лавовые постройки размывались, и их обломочный материал перемещался вниз по склону отрога с перекрытием слоя осадочного материала более раннего размыва.

6.5. Послеаносовский этап (средний плейстоцен-голоцен)

Судя по ориентировочным термолюминисцентным датировкам [Kolomiets, 2015], пески Верхнего Куйтуна начали формироваться на рубеже эоплейстоцена-неоплейстоцена. Песчаные отложения Верхнего Куйтуна накапливались до проявления Тыской тектонической фазы структурной перестройки рельефа в конце среднего неоплейстоцена. Предшествующая

ритмичная толща Баргузинской долины сформировалась во временном интервале с 3–2 млн. лет назад приблизительно до 0.8 млн. лет назад [Хассан и др., 2019].

Среднеплейстоценовые отложения (ранний послеаносовский этап) (Q_{II}), выделяющиеся в скважинах 533, 537 и 538, сложены преимущественно мелкозернистыми однородными песками, составляющими первые сотни метров. Результаты палеопотамологического анализа отложений увала Верхний Куйтун свидетельствуют об их формировании в мелководных, достаточно крупных, проточных лимнических водоемах с малоамплитудным характером волновых колебаний и разветвленной сетью придонных течений, выразившихся в распространении субгоризонтально-слоистых алевритово-тонкопесчаных береговых и прибрежных фаций лимнической макрофации. Речные потоки были односторонними слабодинамичными и немобильными с замедленным движением воды ввиду их подпора в придельтовом положении русел с появлением наклонно-, реже косослоистых мелко-среднезернистых песков русловых и пойменных фаций речной макрофации [Хассан и др., 2019].

Современные отложения (поздний послеаносовский этап) Баргузинской долины представлены смешанными аллювиальными, пролювиальными и делювиальными образованиями. Маломощностные современные отложения связаны в основном с деятельностью развитых речных систем и временных водотоков и сложены галечниками, грубозернистыми песками с включениями крупных галек и обломков пород гранитного состава.

По ископаемой диатомовой флоре осадочных отложений танхойской свиты впадин байкальского типа и джилиндинской свиты Витимского плоскогорья реконструируется последовательное образование глубоких тектонических палеоозер (рис. 6.11) [Hassan et al., 2019; Хассан и др., 2019г; Усольцева и др., 2019; Титова и др., 2019; Usoltseva et al., 2020; Хассан и др., 2020; Усольцева и др., 2021; Хассан и др., 2021б]: *в раннетанхойское время* (ранний – средний миоцен) – палеоозера Уро в Баргузинской долине, *в среднетанхойское время* (средний-поздний миоцен) – палеоозера Бодон-1 в Баргузинской долине, *в средне-позднеджилиндинское время* (средний миоцен, 13–12 млн лет назад и первая половина позднего миоцена, 10–9 млн лет назад) – палеоозер на Витимском плоскогорье, *в позднетанхойское время* (вторая половина позднего миоцена – ранний плиоцен, 8.0–3.6 млн лет назад) – палеоозер в Тункинской долине и палеоозера Бодон-1 в Баргузинской долине. Сходство видового состава диатомей свидетельствует о соединении глубокого средне-позднемиоценового палеоозера Бодон-1 Баргузинской долины с палеоозерами Витимского плоскогорья. Более поздние палеоозера были обособлены и содержали уникальную диатомовую флору.

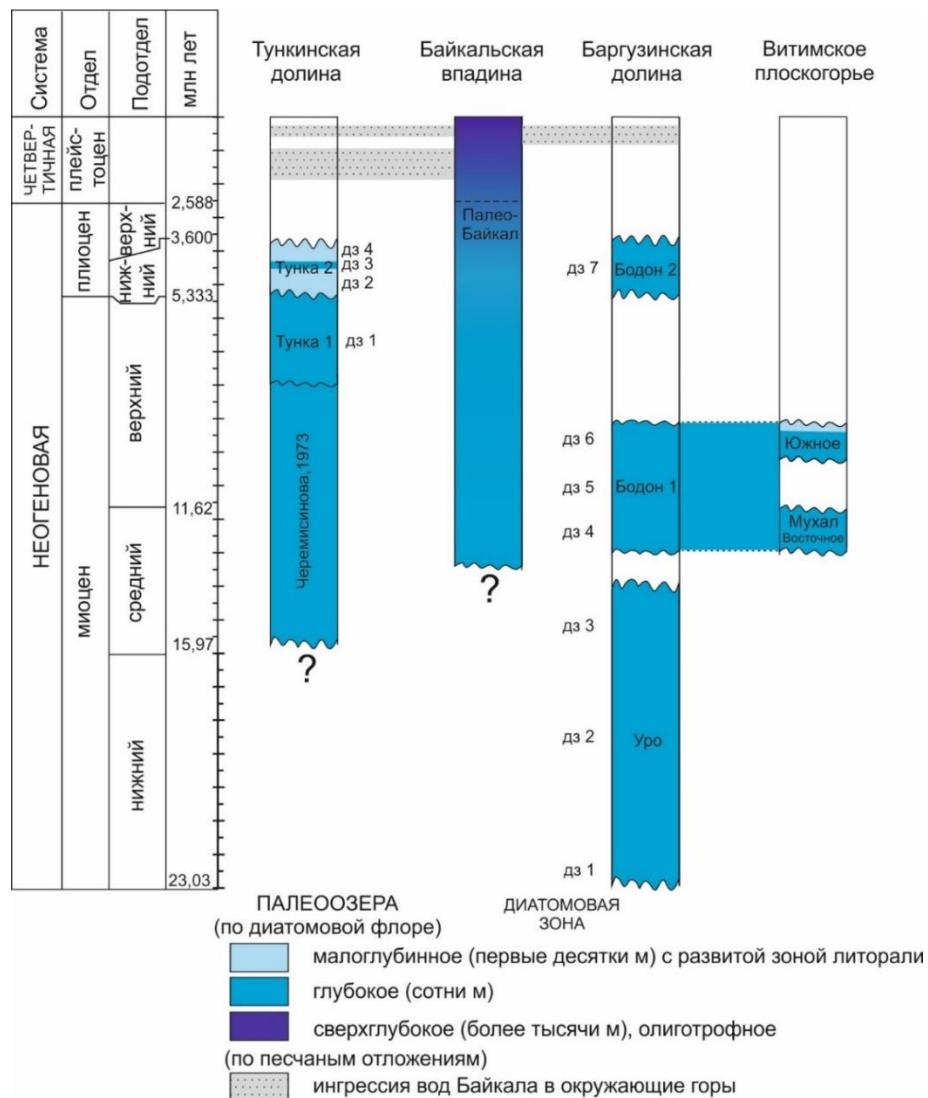


Рис. 6.11. Схема корреляций палеоозер в структурах центральной части Байкальской рифтовой системы.

С учетом выявленного пространственного совмещения осадочных отложений Селенгино-Витимского прогиба и Баргузинской долины, а также строения осадочных линз впадин по геофизическим данным [Зорин, 1971], реконструируются три уровня погребенного фундамента: позднеолигоценовый-раннемиоценовый (дотанхойский), миоцен-раннеплиоценовый (танхойский) и эоплейстоценовый (послеаносовский) (рис. 6.12) [Хассан и др., 2021а].

Мощность отложений в котловинах Баргузинской долины (Джидинской (Джидотайской), Усть-Миндайской и Усть-Гаргинской) не превышает 2000 м, увеличиваясь в центральной Хонхинской котловине долины до 2500 м. Танхойский уровень обозначается максимальным погружением центральной части Баргузинской долины, где в основании разреза находятся миоценовые отложения [Конева, 1955]. На северо-восточном и юго-западном окончаниях эффект погружения долины уменьшается. По согласованности мощностей отложений танхойской и аносовской свит погружение Баргузинской долины, центрирование на Хонхинской впадине,

может, по крайней мере, частично относиться не только к танхойскому, но и к аносовскому времени.

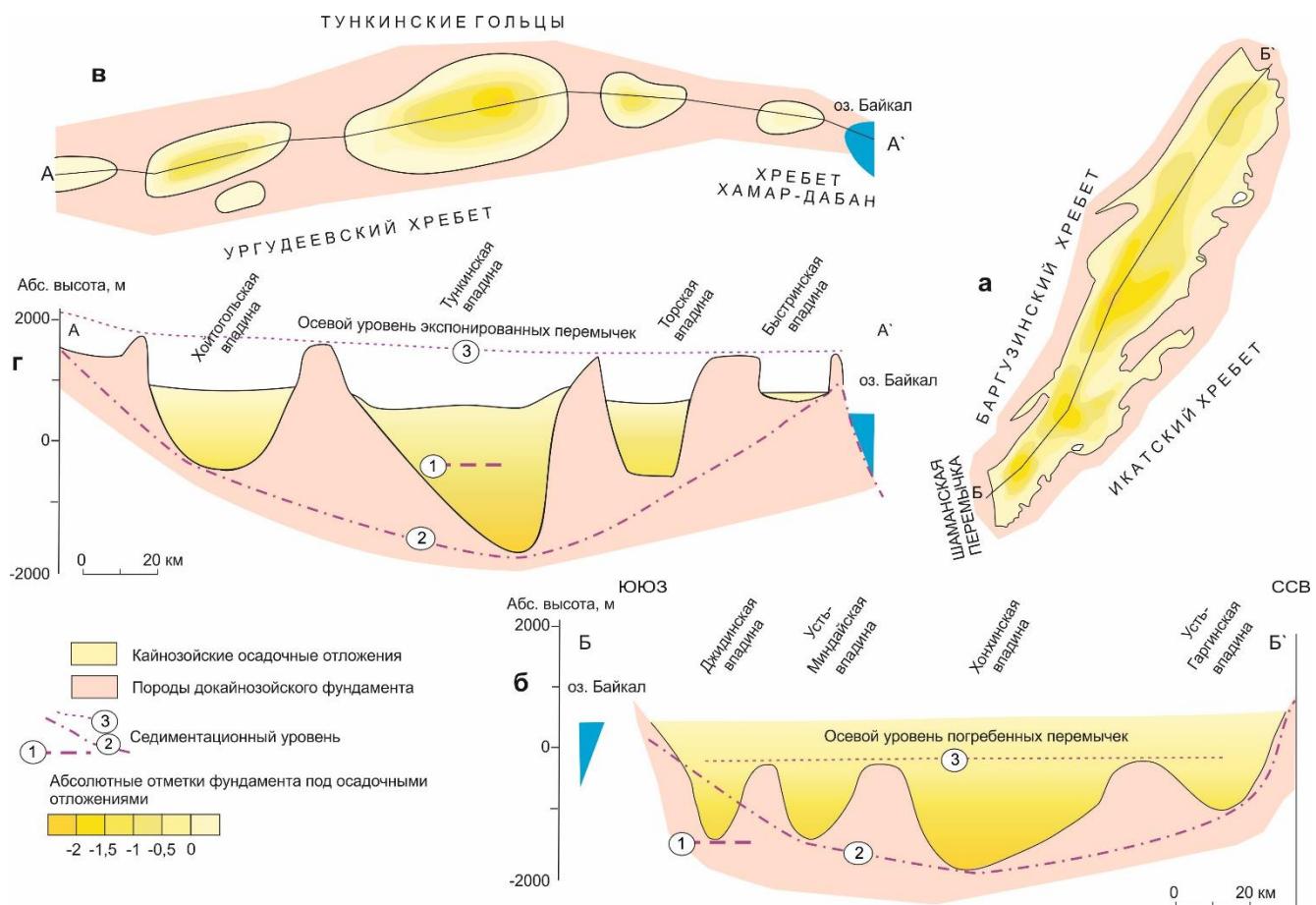


Рис. 6.12. Глубины впадин осадочного наполнения Баргузинской (а) [Хассан и др., 2021а] и Тункинской (в) долин по геофизическим данным и соответствующие продольные осевые профили долин (б, г). Цифры в кружках на профилях обозначают уровни: дотанхойский (1), танхойский (2) и послеаносовский (3) (объяснения в тексте). Использованы оценки глубин впадин Ю.А. Зорина [1971].

Дотанхойский уровень фиксируется выразительным Джидинским депоцентром. От Хонхинского депоцентра к Шаманскому отрогу, отделяющему Баргузинскую долину от Южно-Байкальской впадины, Усть-Миндайский депоцентр резко поднимается, и Джидинский депоцентр оказывается ниже Усть-Миндайского. Именно в Джидинской впадине находятся дотанхойские отложения в диссонансе с вышележащими отложениями танхойской и аносовской свит.

Эоплейстоценовый уровень обозначается по междувпадинным перемычкам, погребенным под ритмичными отложениями Баргузинской долины на глубине 700 м. На северо-восточном и юго-западном замыканиях долины уровень резко ограничен. Уравнивание перемычек между

собой свидетельствует о эоплейстоценовом погружении днища Баргузинской долины как единого тектонического блока.

Современное днище юго-западной части долины, образованное аллювиальной равниной меандра р. Баргузин и ее крупных притоков, находится почти на уровне зеркала оз. Байкал (456 м). Переход от эоплейстоценовой ритмичной толщи к среднеплейстоценовой песчаной в целом соответствует современному днищу долины. Следовательно, ритмичные отложения накапливались в опускавшемся блоке Баргузинской долины при контроле вреза Палео-Баргузина базисом эрозии, находившимся в Южно-Байкальской впадине. Положение тальвега эоплейстоценовой палеодолины на 700 м ниже современного днища долины свидетельствует о накоплении ритмичной толщи одновременно с опусканием ложа Южно-Байкальской впадины. Ритмичность сменилась накоплением однородных песков, когда опускание днища этой впадины, не компенсированное осадочными отложениями, привело к ее наполнению озерной водой до уровня равнинного профиля р. Баргузин. В Баргузинской долине началось накопление однородных песков, подобных пескам дельты Селенги.

Подобные уровни выделяются вдоль Тункинской долины. Также как в Баргузинской долине, дотанхойский уровень находится выше наиболее глубоко погруженной центральной (Тункинской) впадины. От центральной впадины к западному и восточному окончаниям глубина впадин уменьшается, фиксируя танхойский уровень осадконакопления. Осевой уровень междувпадинных перемычек, однако, в отличие от погребенного уровня Баргузинской долины, экспонирован и высоко поднят над современным тальвегом (рис. 6.12). Датируя погребение этого уровня в Баргузинской долине аносовским временем, тункинский уровень экспонированных перемычек можно также рассматривать в качестве посттанхойского (аносовского).

Отличие осевых аносовских уровней характеризует Тункинскую долину как поднимавшуюся структуру Хангай-Бельской орогенной зоны, утратившую связь с развитием Южно-Байкальской впадины в аносовское время, а Баргузинскую долину – как опускавшуюся структуру Байкальской рифтовой зоны, имеющей в это время тесную связи с развитием Южно-Байкальской впадины [Хассан и др., 2021а].

В структуре Баргузинской долины и ее осадочном наполнении отражены два основных этапа деформаций, соответствующих накоплению нижнего (складчатого) и верхнего (горизонтально-слоистого) сейсмокомплексов Южно-Байкальской впадины. Первый этап запечатлен в структуре растяжения Южного сегмента Баргузинской долины, второй – в структуре транстенсии ее Центрального сегмента. Первый этап охватывал широкий временной диапазон миоцена и плиоцена. Второй этап получил развитие в квартере. Транстенсионная структура оказалась дискордантно наложенной на структуру седиментации первого этапа. Очевидно, что тектоническая перестройка, произошедшая перед отложением горизонтально-

слоистого сейсмокомплекса Южно-Байкальской впадины, была главным событием в развитии ее структуры, которое выразилось в эпизоде относительного сокращения (сжатия), повлекшего за собой смятие толщи нижнего сейсмокомплекса.

Хотя структура Тункинской долины в целом подобна структуре Баргузинской долины, в ее восточном и западном секторах явно доминировало сжатие, реализовавшееся в общем поднятии междупадинных перемычек. Сжатие в култукской части Еловско-Култукского инверсионного сектора ограничило вулканическую деятельность временным интервалом 18–12 млн лет назад. Около 18 млн лет назад здесь уже существовали глубокие (не менее 200 м) каньонообразные долины, углубившиеся в фундамент около 16–15 млн лет назад. Вулканизм прекратился из-за того, что кора оказалась непроницаемой для магм. Относительное поднятие и эрозионное расчленение Еловского отрога центральной части Тункинской долины имело место около 16–15 млн лет назад и вновь значительно активизировалось в квартере [Рассказов и др., 2010]. Это свидетельствует об общей продольной структурной дифференциации Тункинской долины в течение позднего кайнозоя, но с наиболее выражительными структурами сжатия, проявившимися в последние 2.6 млн лет.

Корреляции осадочных отложений в Баргузинской и Тункинской долинах отчетливо показывают дотанхойский, раннетанхойский, среднетанхойский, позднетанхойский, аносовский и послеаносовский этапы, в общем сходные для первых четырех этапов, но отличающиеся для последних двух (аносовского и послеаносовского). Развитие Баргузинской долины было согласовано с развитием Южно-Байкальской впадины как ее дистальной структуры, в отличие от Тункинской долины, утратившей связь с Южно-Байкальской впадиной из-за эффекта сжатия литосфера в Хангай-Бельской орогенной зоне [Хассан и др., 2021а].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из анализа новых литологических, петрографических, геохимических, палинологических и диатомовых данных, полученных для осадочных отложений в Баргузинской и Тункинской долинах по керну буровых скважин, следует:

1. Олигоценовые отложения, охарактеризованные прежде В.Н. Мазиловым и др. [1993] в Тункинской долине коррелируются с верхней частью толщи олигоцена, обнаруженной в разрезе Уро Баргузинской долины. В обоих случаях они имеют локальный характер и отличаются от миоцен-нижнеплиоценовых отложений танхойской свиты впадин байкальского типа по положению в погребенном рельефе кристаллического ложа, а также по литологическим и палеонтологическим характеристикам. Отложения рассматриваются как дотанхайские, связанные со сменой развития палеогенового Южно-Байкальского орогена и предорогенных прогибов развитием неоген-четвертичной Байкальской рифтовой системы.

2. В Баргузинской долине Байкальской рифтовой зоны различаются 7 этапов осадконакопления: 1) ранне-среднемиоценовый (раннетанхайский), 2) средне-позднемиоценовый (среднетанхайский), 3) позднемиоценовый-раннеплиоценовый (позднетанхайский), 4) позднеплиоценовый (раннеаносовский), 5) раннеплейстоценовый (позднеаносовский), 6) среднеплейстоценовый (ранний послеаносовский) и 7) позднеплейстоценовый-голоценовый (поздний послеаносовский). Стратоны имеют разную степень выветривания обломочного материала. Наибольшее выветривание свойственно отложениям танхойской свиты, наименьшее – послеаносовским. Отложения аносовской свиты характеризуются промежуточной степенью выветривания.

3. По данным диатомового и спорово-пыльцевого анализов отложений Баргузинской долины обосновываются три этапа развития крупных палеозер: раннетанхайский, среднетанхайский и позднетанхайский. Различается 7 локальных диатомовых зон (ДЗ1–7). Раннетанхайское палеозеро Уро характеризуется диатомеями ДЗ 1–3, не распространенными в палеозерах сопредельных территорий, среднетанхайское палеозеро Бодон-1 – диатомеями ДЗ4–6, характерными на уровне видов для озер Витимского плоскогорья, а позднетанхайское озеро Бодон-2 – диатомеями ДЗ7, подобными диатомеям Палео-Байкала на уровне родов, но не имеющих общих видов.

4. По результатам гранулометрического анализа верхнеаносовского песчано-алевритового ритмичного аллювия и ранних послеаносовских однородных песков предполагается, что ритмичный аллювий накапливался в условиях опускания палеодолины одновременно с ускоренным (не компенсированным терригенными осадками и водой) погружением ложа Палео-Байкала, а переход к однородным пескам связывается с

установившимся контролем врезания Пра-Баргузина уровнем Палео-Байкала. В этих условиях основную роль играла дельто-подобная седиментация в слабопроточных озерных водоемах.

5. В осадочном наполнении Тункинской долины изучен разрез отложений танхойской, аносовской свит и плейстоценовых песков, залегающих со стратиграфическим перерывом выше базальтового потока возрастом 15–16 млн лет. В составе танхойской свиты выделены фации туффитов локального размыва, аллювия обширного размыва и авандельты палеоозера с переходом к озерным отложениям, в составе аносовской свиты – аллювиальная фация обширного размыва и в составе песчаной толщи – озерно-эоловая фация. В материале фации туффитов локального размыва и озерно-эоловой фации определена малая степень выветривания, а в материале аллювиальных, авандельтовых и озерных отложений танхойской свиты – высокая степень выветривания при промежуточном выветривании отложений аносовской свиты.

6. Отложения танхойской и аносовской свит Тункинской долины охарактеризованы палинокомплексами ПК-1–ПК-3 позднего миоцена-раннего плиоцена. ПК-1 представляет растительность умеренно теплого, влажного климата позднего миоцена со значительной долей хвойных пород в составе смешанных мелколиственных лесов. ПК-2 соответствует растительности более теплых и влажных условий конца позднего миоцена с развитием мезофильных хвойных лесов, в которых усиливалась роль широколиственных пород. ПК-3 обозначает растительность похолодания раннего плиоцена при уменьшении влагообеспеченности, которое повлекло за собой сокращение хвойных формаций и дальнейшее обеднение термофильной флоры. В озерных отложениях Тункинской долины выделены диатомовые зоны ДЗ-1–ДЗ-4. ДЗ-1 обозначает преобладание планктонных диатомовых водорослей при позднемиоценовой (позднетанхойской) трансгрессии глубокого палеоозера, ДЗ-2–ДЗ-4 – преобладание видов, формировавшихся в зоне литорали раннеплиоценового малоглубинного озера с короткой трансгрессией глубинных вод.

7. Из общего сопоставления осадочного наполнения Баргузинской и Тункинской долин сделан вывод о резком проявлении несогласованности их развития как дистальных структур Южно-Байкальской впадины в позднеаносовское и послеаносовское время.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акулов Н.И., Мащук И.М., Акулова В.В. Плейстоценовые отложения оз. Байкал: вещественный состав и стратиграфическая корреляция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 1. С. 1–21.

Алокла Р., Чувашова И.С., Рассказов С.В., Данилова М.В. Микроструктуры глинистых минералов осадочного наполнения Баргузинской долины: данные растровой электронной микроскопии // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2019. Т. 29. С. 24–38.

Аль Хамуд А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Трегуб Т.Ф., Рубцова М.Н., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Хассан А., Волков М.А. Опрокинутая эоцен-нижнеплиоценовая аллювиальная толща на южном берегу оз. Байкал и ее неотектоническое значение // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12, № 1. С. 139–156.

Аль Хамуд А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Трегуб Т.Ф., Волков М.А., Кулагина Н.В., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц. Временные вариации состава кайнозойских отложений на Танхойской тектонической ступени Южного Байкала // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2019. Т. 30. С. 108–129.

Аносов В. С. Некоторые данные о древней речной сети в Юго-Западном и Центральном Прибайкалье: новые данные по геологии, нефтегазоносности и полезным ископаемым Иркутской области. М.: Недра, 1964. С. 247–251.

Ахметьев М. А. Фитостратиграфия континентальных отложений палеогена и миоцена Внетропической Азии. М.: Наука, 1993. 144 с.

Ахметьев М.А., Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б., Шелудченко С.Д. Позднепалеогеновое похолодание на Востоке СССР по палеоботаническим данным // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Вып. 4. С. 87–100.

Базаров Д.-Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1986. 184 с.

Базаров Д.-Д.Б., Резанов И.Н., Будаев Р.Ц. и др. Геоморфология Северного Прибайкалья и Станового нагорья. М.: Наука, 1981. 198 с.

Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. Палеоклиматы палеогена и неогена Северо-Востока Азии. Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 186–204.

Беличенко В.Г. Палеотектоническое районирование палеозоид юго-восточной части Восточного Саяна, Западного Хамар-Дабана и Прихубсугулья // Геология и геофизика. 1985. № 5. С. 11–20.

Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 10. С. 1049–1059.

Белонин М.Д., Голубева В.А., Скублов Г.Т. Факторный анализ в геологии. М.: Недра, 1982. 269 с.

Бибикова Е.В., Кориковский С.П., Сезько А.И. и др. Возраст гранитов приморского комплекса (Западное Прибайкалье) по данным U–Pb метода // ДАН СССР. 1981. Т. 257. № 2. С. 462–466.

Болотникова М.Д. Спорово-пыльцевые комплексы третичных отложений западного побережья Японского моря. М.: Наука, 1979. 194 с.

Блюм Н.С., Болиховская Н.С., Больщаков В.А. и др. Методы палеогеографических реконструкций: Методическое пособие / ред. П.А. Каплина, Т.А. Янина. М.: Географический факультет МГУ, 2010. 430 с.

Боос Р.Г. Палеозой Тункинских Гольцов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1991. 143 с.

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья (Бургасский кварцево-сиенитовый массив): состав, петрогенезис // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 309–334.

Вотинцев К.К., Глазунов И.В., Толмачева А.П. Гидрохимия рек бассейна озера Байкал. М.: Наука, 1965. 495 с.

Геологическая карта Бурятской АССР. Масштаб 1: 500 000 // Авт.: Давыдов В.И., Малышев А.А., Арсентьев В.П., ред. Шобогоров П.Ч. Объяснительная записка. Л. Ленкартфабрика, 1981.

Геологическая карта: Геологическая карта России и прилегающих акваторий, масштаб: 1:2500000 // Редактор(ы): Петров О.В. Составлена: ВНИИОкеанология, Министерство природных ресурсов РФ, ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2012.

Геология СССР, том XXXV. Бурятская АССР. Часть I. Геологическое описание / Ред. Н.А.Флоренсов. М.: Недра, 1964. 630 с.

Гильманова Р.Х., Сарваретдинов Р.Г., Махмутов А.А., Корнев Е.В., Янкин А.Б. Использование геостатистических методов при изучении геологического строения сложных объектов нефтедобычи // Нефтяная провинция. 2020. Т. 21. № 1. С. 1–16.

Голубева Л.В., Равский Э.И. Антропоген Тункинских впадин / Труды комиссии по изучению четвертичного периода (антропогена). М.: изд-во АН СССР. 1962. Т. XIX. С. 240–259.

Гурулев С.А. О возрасте оледенения в Северном Прибайкалье // Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та ВСФ АН СССР. Иркутск. 1959. Вып. 2. С. 175–186.

Данилов Б.С. Кластерный анализ в EXCEL // Строение литосферы и геодинамика. Иркутск. 2001. С. 18–19.

Дольник Т.А., Станевич А.М., Файззулина З.Х. О возрасте докембрийских отложений Бодайбинского района // Проблема стратиграфии раннего докембрая Средней Сибири. М.: Наука. 1986. С. 38–50.

Жузе А.П. К истории диатомовой флоры озера Ханка // Тр. Института географии АН СССР. 1952. Вып. 51, № 6. С. 226–252.

Журавлева А.А. Ископаемые диатомовые Тункинской котловины (Прибайкалье) // Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та. 1936. сер. А, 76. С. 47–64.

Замана Л.В. Мерзлотно-гидрогеологические и мелиоративные условия Баргузинской впадины. Новосибирск: Наука, 1988. 126 с.

Замараев С.М., Васильев Е.П., Мазукабзов А.М. и др. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1979. 124 с.

Замараев С.М., Самсонов В.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Селенгинской депрессии // Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. М.: Гостоптехиздат. 1959. С. 435–475.

Зоненшайн Л.П., Казьмин В.Г., Кузьмин М.И. Новые данные по истории Байкала: результаты наблюдений с подводных обитаемых аппаратов // Геотектоника. 1995. № 3. С. 46–58.

Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.

Иванова В.В., Ербаева М.А., Щетников А.А., Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Алексеева Н.В., Филинов И.А., Кузьмин М.И. Опорный разрез Тологой (верхний кайнозой, Забайкалье): Реконструкция условий и особенностей осадконакопления // Геология и геофизика. 2020. № 12. С. 1672–1691.

Исаев В.П. Перспективы нефтегазоносности межгорных впадин Бурятии / отв. Редактор А.М. Плюснин; Рос. акад. наук, Сиб.отд-ние. Геологический ин-т. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2016. 165 с.

Исаев В.П. Природные газы Баргузинской впадины. Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2006. 220 с.

Кашик С.А., Ломоносова Т.К. Кайнозойские отложения подводного Академического хребта в озере Байкал // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 4. С. 339–353.

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

Коломиец В.Л. Седиментогенез плейстоценового аквального комплекса и условия формирования нерудного сырья суходольных впадин Байкальской рифтовой зоны: дисс. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2010. 278 с.

Коломиец В.Л. Реконструкции параметров палеопотоков по ископаемым осадкам // Вестник Бурятского университета. Серия 3: география, геология. Вып. 2. Улан-Удэ: Изд-во БГУ. 1998. С. 92–100.

Конева В.И. Отчет о результатах бурения Баргузинской опорной скважины № 1-Р. Главнефтегазразведка. Трест Востсибнефтегеология. Иркутск ИГУ. ФГУ «ТФИ» по Республике Бурятия», 1955.

Кононов Е.Е. Байкал. Аспекты палеогеографической истории. Иркутск, 2005. 128 с.

Кононов Е.Е. История Байкала. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2012. 121 с.

Кононов Е.Е., Хлыстов О.М. О возрасте глубоководного Байкала // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2017. Т. 40. № 4. С. 118–129.

Кравчинский А.Я., Давыдов В.Ф., Болдырев Г.С. Опыт палеомагнитной стратификации донных осадков оз. Байкал // Хронология ледникового века. Л.: Недра. 1971. С. 48–56.

Кривоногов С.К. Осадконакопление во впадинах Байкальской рифтовой зоны в позднем плейстоцене и голоцене. Автореферат ... доктора геол.-мин. наук, Иркутск, 2010. 32 с.

Крылов И.Н., Горохов И.М., Кутявин А.П. и др. Rb–Sr датирование полиметаморфических образований шарыжалгайской серии (ЮгоЗападное Прибайкалье) // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука. 1980. С. 80–94.

Кузьмин М.И., Бычинский В.А., Кербер Е.В. Ошепкова 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. Т. 55. № 1. С. 3–22.

Кузьмин М.И., Хурсевич Г.К., Прокопенко А.А., Седеня С.А., Карабанов Е.Б. Центрические диатомовые водоросли позднего кайнозоя озера Байкал. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2009. 370 с.

Ламакин В.В. Неотектоника Байкальской впадины. М.: Наука, 1968. 247 с.

Ламакин В.В. Ушканы острова и проблема происхождения Байкала. М.: Гографиздат, 1952. 198 с.

Ламакин В.В. О развитии Байкала в четвертичном периоде // Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. М. 1957. Т. XIII. С. 80–92.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит—крупнейший гранитоидный pluton. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1993. 141 с.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А. Многократное смешение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Усть-Хилокский массив, Забайкалье // Петрология. 1995. Т. 3, № 2. С. 133–157.

Логачев Н.А. Саяно-Байкальское и Становое нагорья // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Ред. Н.А. Флоренсов. М.: Наука. 1974. С. 16–162.

Логачев Н.А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. Новосибирск: Наука. 1968. С. 72–101.

Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1958а. №4. С. 18–29.

Логачев Н.А. О происхождении четвертичных песков Прибайкалья // Известия Сибирского отделения Академии Наук. Геология и геофизика. 1958б. вып. 1. С. 84–95.

Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Изд-во «Наука», 1964. 195 с.

Логачев Н.А., Кравченко Е. В. Размещение базальтов в Тункинской впадине // Доклады АН СССР. 1955. Т. 104. № 3. С. 56–60.

Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1974. 400 с.

Лопатин Д.В., Томилов Б.В. Возраст Байкала // Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. Науки о Земле. 2004. Вып. 1. С. 58–67.

Лунина О.В. Тектоническое строение, напряженное состояние, геодинамика мезозойско-кайнозойских рифтовых впадин Забайкалья // Геотектоника. 2010. № 3. С. 40–67.

Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития / Ин-т земной коры СО РАН. Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2009. 316 с.

Мазилов В.Н., Кашик С.А., Ломоносова Т.К. Олигоценовые отложения Тункинской впадины (Байкальская рифтовая зона) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 8. С. 81–88.

Мазилов В.Н., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Литология третичных отложений впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1972. 120 с.

Мац В.Д. Этапы развития Байкальского рифта: стратиграфия и литология отложений // Кайнозойский континентальный рифтогенез: Материалы Всероссийского симпозиума с международным участием, посвященного памяти Н.А. Логачева в связи с 80-летием со дня рождения Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2010. Т. 1. С. 227–230.

Мац В.Д. Кайнозой Байкальской впадины. Автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Иркутск, 1987. 42 с.

Мац В.Д. Новые данные по стратиграфии миоценовых и плиоценовых отложений на юге Байкала // Вопросы геологии и палеогеографии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та. 1985. С. 36–53.

Мац В.Д., Ефимова И.М. Морфоструктура западного поднятого плеча Байкальского рифта // Геоморфология. 2010б. № 1. С. 67–76.

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М., Поспев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Издво СО РАН, филиал «Гео», 2001. 252 с.

Машук И.М., Акулов Н.И. Олигоценовые отложения Байкальской рифтовой впадины // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 4. С. 461–476.

Медведев М.Е., Клейн Я.Я. Неотектоника и вулканизм Мондинской впадины // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита. 1967. Вып. 2 (4).

Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия. 1960. № 2. С. 149–163.

Минина О.Р. Ранние герциниды Байкало-витимской складчатой системы (состав, строение, геодинамическая эволюция): Автореф. дисс. доктора геол.-мин. наук. Иркутск, 2014. 36 с.

Моисеева А.И., Невретдинова Т.Л. Новые семейство и род пресноводных диатомовых водорослей (*Bacillariophyta*) // Ботан. журн. 1990. Т. 75, №4. С. 539–544.

Обручев В.А. Геология Сибири. М.: Изд-во АН СССР. 1937. Т. 3.

Обручев В.А. Орографический и геологический очерк юго-западного Забайкалья (Селенгинской Даурии). Отчет об исследованиях 1895–1898 гг. Часть 2: Описание обнажений. Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги. Выпуск 22, часть 2. Санкт-Петербург: Изд-во Геол. комитета, 1914. 740 с.

Олюнин В.Н. О генетических типах четвертичных отложений Бурятской АССР // Мат. Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. М. 1961. Т. 3. С. 271–276.

Ощепкова А.В., Бычинский В.А., Чудненко К.В., Сасим С.А. Методы определения минерального состава донных осадков оз. Байкал и расчета их термодинамических параметров

как критерия палеоклиматических изменений // Известия ИГУ. Серия Науки о Земле. 2019. Т. 28. С. 76–88.

Ощепкова А.В. Физико-химическое моделирование минерального состава озерных осадков Байкальской рифтовой зоны: дисс. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2017. 131 с.

Палибин И.В. Этапы развития флоры прикаспийских стран со времени мелового периода. Изд. АН СССР, 1936. 60 с.

Пиннекер Е.В., Писарский Б.И., Ломоносов И.С. Гидрогеология Прибайкалья. М.: Наука, 1968. 172 с.

Повышев А.С. Окончательный сводный отчет по Тункинской опорной скважине № 2-о. Иркутск, 1956. 101 с.

Попова С.М. К познанию палеогеновых и неогеновых пресноводных моллюсков Прибайкалья и юга Советского Дальнего Востока // Стратиграфия и палеонтология мезозойских и кайнозойских отложений Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.–Л.: Наука. 1964. С. 151–271.

Попова С.М., Мац В.Д., Черняева Г.П. и др. Палеолимнологические реконструкции (Байкальская рифтовая зона). Новосибирск: Наука, 1989. 111 с.

Проблемы изучения континентальных красноцветных формаций / Глав. ред. А.И. Анатольева. Новосибирск: Наука, 1980. 104 с.

Равский Э.И., Голубева Л.В. Эоплейстоцен Тункинской впадины // Доклады АН СССР. 1960. Т. 135. № 5. С. 345–351.

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО "Наука". Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.

Рассказов С.В., Аль Хамуд А., Хассан А., Кулагина Н.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Будаев Р.Ц. Литогеохимические и палинологические показатели палеоклимата раннего плиоцена в озерных отложениях из разреза манзурского аллювия (Предбайкалье) // Геология и окружающая среда. 2022. Т.1, № 2. С. 43–81.

Рассказов С.В., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Чувашова И.С., Аль Хамуд А., Хассан А., Алокла Р. Новейшая активизация шовной зоны Сибирского кратона под Южным Байкалом: от мел-палеогенового орогена к неоген-четвертичному рифту // Геология и окружающая среда. 2021. Т. 1, № 1. С. 6–14.

Рассказов С.В., Трегуб Т.Ф., Волков М.А. Палинологическая характеристика аллювиальных толщ долины реки Баргузин (республика Бурятия) // ВЕСТНИК ВГУ. Серия: Геология. 2019. № 2. С. 150–152.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканализм и транстенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 383 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Усольцева М.В., Руднева Н.А., Митькин Д.Ю., Федин А.Ю. Пирокластика как показатель поднятия Икатского хребта относительно Баргузинской впадины Байкальской рифтовой зоны // География и природные ресурсы. 2016а. № 5. С. 117–127.

Рассказов С.В., Миколайчук А.В., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Усольцева М.В., Сунь Йи-минь, Сие Чжэньхуа, Янг Чэнь, Чувашова И.С., Чикишева Т.А., Хассан А., Аль Хамуд А., Алокла Р. Кайнозойские красноцветные осадочные отложения Внутренней Азии: литогенетическое значение вариаций содержаний Al_2O_3 и CO_2 // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Выпуск 14. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2016б. С. 233–235.

Рассказов С.В., Лямина Н.А., Лузина И.В., Черняева Г.П., Чувашова И.С., Усольцева М.В. Отложения Танхойского третичного поля, Южно-Байкальская впадина: стратиграфия, корреляции и структурные перестройки в Байкальском регионе // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. V. 5, N 4. P. 993–1032.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2012. 351 с.

Рассказов С.В., Саньков В.А., Ружич В.В., Смекалин О.П. Кайнозойский континентальный рифтогенез: Путеводитель геологической экскурсии в Тункинскую рифтовую долину. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. 40 с.

Рассказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П. Лузина И.В., Руднев А.Ф., Резанов И.Н. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. 193 с.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 2000. 288 с.

Рассказов С.В., Батырмурзаев А.С., Магомедов Ш.А. K–Ar датирование базальтов Тункинской долины // Советская геология. 1990. № 9. С 62–67.

Резанов И.Н. Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука. 1988. 128 с.

Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. 91 с.

Ронов А.Б., Хлебникова З.В. Химический состав важнейших генетических типов глин. Геохимия. 1961. Т. 6. С. 449–469.

Руднев В.П. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Прибайкальская. Лист N-49-XVI. М., Госгеолтехиздат, 1961. 73 с.

Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1953. 671 с.

Рябухин Г.Е. Третичные отложения Байкала и их нефтегазоносность // Проблемы Бурят-Монгольской АССР. М.-Л. 1935. Т. 1. С. 59–82.

Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Леви К.Г., Лухнев А.В., Дельво Д. Реконструкции развития тектонического стресса в коре Байкальского рифта // Геофизические исследования в Восточной Сибири на рубеже XXI столетия. Новосибирск: Наука. 1996. С. 126–132.

Саркисян С.Г. Мезозойские и третичные отложения Прибайкалья, Забайкалья и Дальнего Востока. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 337 с.

Седова М.А. Миоценовые спорово-пыльцевые комплексы Юго-Восточного Прибайкалья // Атлас миоценовых спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР. М.: Госгеолтехиздат. 1956. С. 86–96.

Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья / Под ред. В. П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1981. 168 с.

Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья / Под ред. В. П. Солоненко. М.: Наука, 1968. 220 с.

Сизых Ю.И. Комплексная схема химического анализа горных пород и минералов. Отчёт. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1985. 61 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: АН СССР. 1960. Т. I. 212 с.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Титова Л.А., Хассан И.А., Усольцева М.В., Чувашова И.С. Зональная стратиграфия миоцен-плиоценовой диатомовой флоры озерных отложений Баргузинской долины // XXVIII Всероссийская молодежная конференция Строение литосфера и геодинамика. Иркутск. 2019. С. 163–164.

Томская А.И. Палинология Кайнозоя Якутии. М.: «Наука», Сибирское отделение, 1981. 220 с.

Трегуб Т.Ф., Волков М.А., Хассан А.И., Хамуд А.Аль. Эволюция состава палинокомплексов для отложений аллювиальной формации Байкальской рифтовой зоны в неогене // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2020. № 1. С. 39–50.

Усольцева М.В., Рассказов С.В., Михеева Е.А., Чувашова И.С., Титова Л.А. Литологические и стратиграфические исследования миоценовых отложений Хойготской палеодолины Витимского плоскогорья (Забайкалье) // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы: Мат-лы Всероссийского симпозиума с международным участием. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2013. С. 125–129.

Усольцева М.В., Титова Л.А., Хассан А., Рассказов С.В. Зональная диатомовая шкала неогена Забайкалья // XVII Международная научная конференция «Диатомовые водоросли: морфология, биология, систематика, флористика, экология, палеогеография, биостратиграфия». Беларусь, г. Минск, Государственное научное учреждение «Институт экспериментальной ботаники имени В.Ф. Купревича». 2021. С. 124–126.

Усольцева М.В., Титова Л.А., Хассан А., Чувашова И.С., Рассказов С.В. Центрические диатомовые водоросли из палеозер Байкальской рифтовой зоны, Россия // Вопросы современной альгологии. 2019. № 2 (20). С. 279–284.

Файзулина З.Х., Козлова Е.П. Результаты палинологического изучения третичных отложений, вскрытых глубоким бурением // Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. М.: Недра. 1966. С. 362–366.

Флоренсов Н.А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения // Байкальский рифт. М.: Наука. 1968. С. 40–56.

Флоренсов Н.А. О некоторых общих понятиях в морфологии // Геология и геофизика. 1964. № 19. С. 78–89.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 257 с.

Фрадкина А.Ф. Палиостратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России. Новосибирск, Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии Сиб. отд-ния РАН, 1995. 82 с.

Фрадкина А.Ф. Палинофлоры неогена северо-востока Азии. М.: Наука, 1983. 224 с.

Хассан А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Аль Хамуд А. Структурное развитие центральной части Байкальской рифтовой системы: сходство и отличие Баргузинской и Тункинской долин // Геология и окружающая среда. 2021а. Т. 1, № 1. С. 54–73.

Хассан А., Титова Л.А., Чувашова И.С., Усольцева М.В., Решетова С.А., Рассказов С.В. Стратиграфия озерных неогеновых отложений Баргузинской долины // Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике. Улан-Удэ – Горячинск, ГИ СО РАН. 2021б. С. 124–126.

Хассан А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Титова Л.А., Кулагина Н.В., Усольцева М.В. Идентификация озерных отложений верхнего миоцена – нижнего плиоцена в

суходольной Тункинской впадине Байкальской рифтовой зоны // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 116 № 2. С. 262–284.

Хассан А., Коломиец В., Рассказов С., Будаев Р., Чувашова И., Аль Хамуд А. Палеопотамология плейстоценовых отложений в Баргузинской долине (Байкальская рифтовая зона) // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2019а. 4. С. 37–46.

Хассан И.А., Чувашова И.С., Титова Л.А., Усольцева М.В., Руднева Н.А. Олигоцен–нижнеплиоценовые отложения Баргузинской долины: корреляции с отложениями Витимского плоскогорья по результатам палинологического и диатомового анализов // XXVIII Всероссийская молодежная конференция Строение литосфера и геодинамика. Иркутск. 2019б. С. 173–175.

Хассан И.А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Кулагина Н.В., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Аль Хамуд А. Литологическая и палинологическая характеристика ритмичного (аллювиального) и песчаного (озерного) четвертичных стратонов Баргузинской долины // Материалы IV Всероссийского симпозиума с участием иностранных ученых, посвященного 90-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева «Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы». Иркутск, ИЗК СО РАН. 2019в. С. 228–230.

Хассан А., Рассказов С.В., Усольцева М.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Титова Л.А., Кулагина Н.В. Идентификация озерной фации в отложениях среднего миоцена-квартера Тункинской впадины Байкальской рифтовой зоны по диатомеям и геохимическим характеристикам // IX Всероссийского литологического совещания (с международным участием). КФУ, Казань. 2019. С. 488–489.

Хассан А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Усольцева М.В., Федин А.Ю. Соотношения стратонов в осадочном наполнении южной части Баргузинской долины // Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии: материалы V Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 45-летию Геологического института СО РАН (Улан-Удэ). Изд-во БУГ. 2018. С. 364–366.

Хассан А., Чувашова И.С., Аль Хамуд А. Полный разрез стратонов Байкальской рифтовой зоны в Баргузинской долине и его значение для неотектонических реконструкций // строение литосфера и геодинамика. Материалы совещания. Вып. XXVII. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2017. С. 246–246.

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

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.

Черемисинова Е.А. Диатомовая флора неогеновых отложений Прибайкалья. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. 83 с.

Черемисинова Е.А. Новые данные о диатомеях неогеновых отложений Прибайкалья. В кн.: Ископаемые диатомовые водоросли СССР. М., "Наука", 1968. С. 71–74.

Черский И.Д. О результатах исследований озера Байкал // Записки Русского географического общества (общая география). 1886. Т. 15. № 3. С. 1–82.

Чипизубов А.В., Семенов Р.М., Аржанников С.Г., Смекалин О.П. Новые данные о палеосейсмодислокациях в зоне Баргузинского разлома // Докл. АН. 2000. Т. 372, № 3. С. 393–396.

Чувашова И.С. Компьютерная графика в геологии: учеб. Пособие: Иркутск: ИГУ, 2012. 128 с.

Чувашова И.С., Хассан А., Аль Хамуд А., Коваленко С.Н., Руднева Н.А., Рассказов С.В. Переход от Селенгино-Витимского прогиба к Витимскому плоскогорью: кайнозойское осадконакопление и вулканализм // И-я ИГУ. Серия Науки о Земле. 2019. Т. 27. С. 138–153.

Чувашова И.С., Рассказов С.В. Источники магматизма в мантии эволюционирующей Земли. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2014. 291 с.

Шаронов Н.В. Геологические результаты колонкового бурения в южной части Баргузинской впадины. Главнефтегазразведка. Трест Востсибнефтегеология. Иркутск. ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1954. 95 с.

Шафеев А.А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М.: Наука, 1970. 177 с.

Шванов В.Н. Петрография песчаных пород. Л.: Недра, 1987. 209 с.

Шевченко В.К., Иванова-Радкевич А.Л. О генезисе плейстоценовых песков Забайкалья (по данным грананализа) // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1976. № 10. С. 21–27.

Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989. 158 с.

Шишлов С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций. СПб.: С.-Петербург. горн. ин-т; ЛЕМА, 2010. 276 с. ISBN 978-5-94211-462-6.

Ясныгина Т.А., Рассказов С.В., Маркова М.Е., Пахомова Н.Н. Определение редкоземельных элементов, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Th в стандартных образцах серии ДВ методом масс-спектрометрии с индуктивно связанный плазмой // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2015. Т. 81. № 2. С. 10–20.

Ясныгина Т.А., Рассказов С.В., Маркова М.Е., Иванов А.В., Демонтерова Е.И. Определение микроэлементов методом ICP-MS с применением микроволнового кислотного разложения в вулканических породах основного и среднего состава // Прикладная геохимия. Т. 4. Аналитические исследования (ред. Буренков Э.К., Кременецкий А.А.). М.: ИМГРЭ. 2003. С. 48–56.

Arzhannikova S.G., Ivanova A.V., Arzhannikovaa A.V., Demonterovaa E.I., Jansenb J.D., Preusserc F., Kamenetskyd V.S., Kamenetskyd M.B. Catastrophic events in the Quaternary outflow history of Lake Baikal // Earth-Science Reviews. 2017. Vol. 177. P. 76–113.

Berglund B.E., Ralska-Jasiewiczowa M. Pollen analysis and pollen diagrams // Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. 1986. P. 455–484.

Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basin // Contrib Miner Petrol. 1986. №. 92. С. 181–193.

Cohen K.M., Harper D.A.T., Gibbard P.L., Fan J.-X. The ICS International Commission on Stratigraphy, March. 2020. Episodes 36. P. 199–204.

Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the south-western United States // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 2919–2940.

Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo // Chemical Geology. 2002. V. 191. № 4. P. 305–327.

Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnitchenko A., Ruzhich V., Sankov V. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic rifting // Tectonophysics. 1997. V. 282. P. 1–38.

Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Melnikov A., Ermikov V. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part I: Paleozoic and Mesozoic prerift evolution // Tectonophysics. 1995. V. 252. P. 61–101.

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. V. 23. P. 921–924.

Hassan A., Usoltseva M., Rasskazov S., Chuvashova I., Titova L. The first study of fossil diatom flora from Middle Miocene-Lower Pliocene lacustrine sediments in Barguzin Valley, Baikal Rift Zone // Quaternary international. 2019. V. 524. P. 24–30.

Hinnov A. Cyclostratigraphy and its revolutionizing applications in the earth and planetary sciences // Geological Society of America Bulletin. 2013. V .125. P. 1703–1734.

Hubbard C.R., Snyder R.L. RIR – Measurement and Use in Quantitative XRD // Powder Diffraction. 1988. V. 3. P. 74–77.

Houk V. Atlas of freshwater centric diatoms with a brief key and descriptions // Part. I. Melosiraceae, Orthoseiraceae, Paraliaceae and Aulacoseiraceae. Czech Phycology Supplement. 2003. 1: 1-27 plus pls I-XLI [1-41].

Houk V., Klee R. Atlas of freshwater centric diatoms with a brief key and descriptions Part. II // Melosiraceae and Aulacoseiraceae (Supplement to Part I). Fottea. 2007. 7. P. 85–255.

Gleser S.I., Jousé A.P., Makarova I.V., Proschkina-Lavrenko, A.I., Sheshukova-Poretskaya, V.S. The diatoms of the USSR. Fossil and Recent. Volume I. Publishing House Nauka, Leningrad Branch, Leningrad, 1974. 403 p.

Kashik S.A., Lomonosova T.K. Cenozoic deposits of the underwater Akademicheskii Ridge in Lake Baikal // Lithology and Mineral Resources. 2006. V. 41. №. 4. P. 339–353.

Kashik S.A., Mazilov V.N. Main stages and paleogeography of Cenozoic sedimentation in the Baikal rift system // Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf. Aquitaine. 1994. V. 18. N 2. P. 453–461.

Kaygorodova I.A., Sherbakov D.Yu., Martin P. Molecular phylogeny of Baikalian Lumbriculidae (Oligochaeta): evidence for recent explosive speciation // Comparative Cytogenetics. 2007. Vol. 1. № 1. P. 71–84.

Kolomiets V.L., Budaev R.Ts. Barguzin rift valley: Sedimentogenesis and paleogeography (Baikalian area, Russia) // Quaternary International. 2015. V. 355. P. 57–64.

Kolomiets V.L. Paleogeography and Quaternary sediments and complexes, intermontane basins of Prebaikalia (Southeastern Siberia, Russia) // Quaternary International. 2008. V. 179. P. 58–63.

Kravchinsky V.A. Magnetostratigraphy of the Lake Baikal sediments: A unique record of 8.4 Ma of continuous sedimentation in the continental environment // Global and Planetary Change. 2017. V.152. P. 209–226. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.04.002>.

Levi K.G., Miroshnichenko A.I., San'kov V.A., Babushkin S.M., Larkin G.V., Badardinov A.A., Wong H.K., Colman S. & Delvaux D. Active Faults of the Baikal Depression. Bull // Centre Ftech. Elf Explor.Prod. 1997. V. 21. №. 2. P. 399–434.

Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alksline magmas: The Late Paleozoic post-collisional igneous province Transbaikalia // Lithos. 2011. V. 125. P. 845–874.

Mats V.D. The structure and development of the Baikal rift depression // Earth Science Review. 1993. V. 34. № 2. P. 81–118. doi:10.1016/00128252(93)900286.

Mats V.D., Lomonosova T.K., Vorobyova G.A., Granina L.Z. Upper Cretaceous – Cenozoic clay minerals of the Baikalian region (Eastern Siberia) // Applied Clay Science. 2004. V. 24. №. 3–4. P. 327–336. doi:10.1016/j.clay.2003.08.008.

Mats V.D., Khlystov O.M., De Batist M., Ceramicola S., Lomonosova T.K., Klimansky A.V. Evolution of the Academician Ridge accommodation zone in the central part of the Baikal Rift, from high-resolution reflection seismic profiling and geological field investigation // International Journal of Earth Sciences. 2000. V. 89. №.2. P. 229–250.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.

McLennan S.M., Nance W.B., Taylor S.R. Rare earth element-thorium correlations in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust // Geochim. Cosmochim. 1980. V. 44. P. 833–1839.

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

Pettijohn F.J. Sedimentary Rocks (Third edition). Harper & Row, New York. 1975. 628 p.

San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Levi K.G., Lukhnev A.V., Melnikov A.I., Delvaux D. Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone // Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. 1997. V. 21. N 2. P. 435–455.

Scholz C.A., Hutchinson D.R. Stratigraphic and structural evolution of the Selenga delta accommodation zone, Lake Baikal, Siberia // Int. J. Earth Sci. 2000. V. 89. P. 212–228.

Titova L., Hassan A., Mikhailov I., Rodionova E., Rasskazov S., Usoltseva M. Diversity and Ecology of Diatoms in Pliocene Deposits of the Tunka Valley (Baikal Rift Zone) // Diversity. 2021. 13(10). P. 479.

Usoltseva M.V., Hassan A., Rodionova E.V., Titova L.A., Chuvashova I.S., Rasskazov S.V. The first finding of diatoms from the Early Miocene lacustrine deposits of the Barguzin Valley (Baikal Rift Zone) // Limnology and Freshwater Biology. 2020 (4). P. 752–754.

Usoltseva M.V., Kociolek J.P., Khursevich G.K. Three new species of Alveolophora (Aulacoseiraceae, Bacillariophyceae) from Miocene deposits in western North America // Phycologia. 2013. V. 52. P. 109–117.

Usoltseva M.V., Tsot I.B. Elliptical species of the freshwater genus Aulacoseira in Miocene sediments from Yamato Rise (Sea of Japan) // Diatom Research. 2010. V. 25. №. 2. P. 397–415.

Usoltseva M., Khursevich G., Rasskazov S., Vorob'eva S., Chernyaeva G. Morphology of Actinocyclus and Lobodiscus species from the Miocene deposits of the Vitim Plateau, Russia // Plant Ecology and Evolution. 2010. V. 143. № 3. P. 352–364.