

Министерство науки и высшего образования РФ  
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение  
высшего образования  
«Иркутский государственный университет»  
(ФГБОУ ВО «ИГУ»)

На правах рукописи



**Алокла Рияд Эйтанович**

## **ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ**

Специальность 1.6.4 – Минералогия, кристаллография. Геохимия, геохимические методы  
поисков полезных ископаемых

**Диссертация**  
на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

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

Иркутск, 2023

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Оглавление</b> .....	2
<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	3
<b>Список сокращений и терминов, используемых в работе</b> .....	8
<b>Глава 1. Обзор предшествующих исследований</b> .....	9
1.1. Осадочные отложения впадин байкальского типа и изучение их глинистых минералов .....	9
1.2. Лессовые и лессовидные отложения и изучение их состава .....	12
1.3. Лечебные грязи (пелоиды), сапропелевые илы и изучение их глинистых минералов .....	15
<b>Глава 2. Общая характеристика объектов исследований</b> .....	18
2.1. Баргузинская долина .....	19
2.2. Тункинская долина.....	23
2.2.1. Лессовидные отложения.....	24
2.2.2. Лечебные грязи.....	26
<b>Глава 3. Методики аналитических исследований</b> .....	29
3.1. Гранулометрический анализ осадков.....	29
3.2. Изучение химического состава пород .....	29
3.3. Рентгенодифракционные исследования .....	31
3.4. Физико-химическое моделирование минерального состава породы .....	34
3.5. Исследование глинистых минералов методом СЭМ .....	34
<b>Глава 4. Результаты исследований и их обсуждение</b> .....	39
4.1. Отложения танхойской и аносковской свит Баргузинской долины .....	39
4.2. Лессовидные отложения Тункинской долины .....	59
4.3. Лечебные грязи Тункинской долины .....	69
<b>Глава 5. Сравнительный анализ данных</b> .....	80
5.1. Анаэробные и аэробные условия в зоне гипергенеза БРС .....	80
5.2. Переход от плиоцен-четвертичных отложений верхней части разреза к лессовидным породам и современным сапропелевым илам .....	80
5.3. Корреляция разрезов осадочных отложений Баргузинской долины и Байкальской впадины .....	82
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> .....	85
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ</b> .....	87
<b>ПРИЛОЖЕНИЯ</b> .....	96

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность работы.** Глинистые минералы – самые распространенные и исключительно разнообразные компоненты в зоне гипергенеза верхней (осадочной) оболочки литосферы. Они относятся к семейству филлосиликатов и, по оценкам разных авторов, составляют до 11% всего объема земной коры, около 70% пород осадочного чехла континентов и 15% – океанов [Солотчина, 2009]. Интерес к этим образованиям в настоящее время возрос в связи с ростом возможностей аналитического оборудования и разработки новых методов исследований [Осипов, Соколов, 2013].

В донных отложениях оз. Байкал идентифицированы глинистые минералы чрезвычайно разнообразного состава [Голдырев, 1970, 1982]. Более ограниченный состав глинистых минералов определялся в разновозрастных осадочных отложениях побережья Байкала [Ломоносова, 1972; Литология..., 1973]. Глинистые минералы исследовались в сапропелевых илах малых озер юга Сибири [Солотчина, 2009; Зыкина, Зыкин 2012; Леонова и др., 2018; Мальцев и др., 2019], но в породах контрастного состава (лессах и лессовидных породах) не изучались. Литологические исследования донных отложений Байкала, проведенные с использованием новых методов и подходов в изучении глинистых минералов, показали чувствительность глинистых фаз к контрастным вариациям палеоклимата в квартере [Fagel et al., 2003]. В озерных отложениях, вскрытых 600-метровой скважиной ВДР-98 на подводном Академическом хребте, в нижней части разреза (возраст до 8 млн лет), в отличие от верхней, установлено проявление гиббсита [Кузьмин и др., 2000, 2014; Кашик, Ломоносова, 2006]. В основных стратонах осадочных отложений суходольных впадин байкальского типа глинистые минералы пока остаются слабо изученными.

Актуальность работы определяется высокой информативностью глинистых минералов для изучения процессов в зоне гипергенеза Байкальской рифтовой системы (БРС) – новейшей внутриконтинентальной структуры, характеризующейся контрастными тектоническими движениями коры на протяжении неогена и квартера, необходимостью определения глинистых минералов как характеристики основных стратонов осадочных отложений во впадинах байкальского типа и как показателя современных литогенетических процессов, проявляющихся в суходольных впадинах.

**Цель работы** – определить состав и характер соотношений глинистых минералов в разновозрастных осадочных слоях зоны гипергенеза БРС.

### **Основные задачи:**

1) провести сравнительный анализ глинистых минералов, образовавшихся в контрастных условиях – в сапропелевых илах современного озера и в лессовидных отложениях;

2) выявить отличия глинистых минералов при переходе от сапропелевых илов современного озера и лессовидных отложений к осадочным отложениям верхней (плиоцен-четвертичной) части разреза;

3) определить характер глинистых минералов в основных стратонах осадочных отложений осевых впадин байкальского типа;

4) выполнить корреляцию разреза осадочных отложений Баргузинской долины с разрезом осадочных отложений оз. Байкал по составу глинистых минералов.

#### **Научная новизна.**

Впервые выполнены систематические исследования структуры и состава глинистых минералов осадочных стратонов суходольных впадин БРС методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) при комплексировании с данными рентгенодифракционного анализа и других методов изучения глинистых минералов.

В разрезе осадочного заполнения установлена смена состава глинистых минералов при переходе от танхойской свиты к ановской.

Впервые определен состав глинистых минералов в лессовидных отложениях Тункинской впадины БРС и выявлено различие состава глинистых минералов в отложениях, образовавшихся в анаэробных и аэробных условиях зоны гипергенеза.

**Фактический материал и методы исследований.** Глинистые минералы изучались в разрезах осадочных толщ Баргузинской долины, вскрытых скважинами (более 50 образцов), озерно-эоловых и лессовидных отложений, покрывающих склоны вулкана Хурай-Хобок (18 образцов), лессовидных отложений в разных частях Тункинской долины и лечебных грязей (пелоидов) оз. Саган-Нур (25 образцов) Тункинской впадины.

В осадочных породах выполнены определения петрогенных оксидов комплексом методов классического химического анализа [Сизых, 1985]. Микроэлементный состав пород определен методом индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрии (ИСП МС) с использованием масс-спектрометра Agilent 7500с [Ясныгина и др., 2015]. Проведено рентгенодифракционное исследование фазового состава глинистых частиц и гранулометрический анализ. Рассчитан модельный состав осадочных отложений из разреза стратонов с использованием программного комплекса «Селектор». Изучена структура глинистых минералов из разновозрастных отложений методом СЭМ с использованием сканирующего электронного микроскопа Quanta-200 FEI Company с ЭДС-спектрометром.

**Достоверность результатов работы** обосновывается представительным объемом фактических материалов, полученных при изучении обнажений и по скважинам, использованием данных, полученных современными аналитическими методами с использованием уникального оборудования центра коллективного пользования ЛИИ СО РАН

(г. Иркутск), а также оборудования специализированных лабораторий ИЗК СО РАН по изучению осадочных отложений и химическому анализу материалов (г. Иркутск).

#### **Защищаемые положения:**

1. Граница между танхойской свитой миоцена-нижнего плиоцена и аносовской свитой верхнего плиоцена-эоплейстоцена Баргузинской долины выражается в смене глинистых минеральных фаз. Для пород танхойской свиты характерны хлорит и монтмориллонит, для пород аносовской свиты и переходного слоя – глауконит, вермикулит, иллит и сепиолит.

2. Современные субаквальные анаэробные условия образования сапропелевых илов и субаэральные аэробные условия накопления лессовидных отложений Тункинской впадины отражаются в составе глинистых минералов. В сапропелевых илах распространяется каолинит, хлорит, иллит и сепиолит, в лессовидных отложениях – каолинит, монтмориллонит и палыгорскит. В верхней части разреза осадочного заполнения Тункинской впадины обозначается литогеохимический переход от плиоцен-четвертичных осадочных отложений к лессовидным породам и современным сапропелевым илам.

3. Смена миоценовых отложений плиоцен-четвертичными в разрезе Баргузинской долины коррелируется с возрастной сменой донных отложений оз. Байкал на подводном Академическом хребте по исчезновению хлорита и переходу от стабильного распространения монтмориллонита и иллита к спорадическому.

#### **Практическая значимость.**

Результаты изучения глинистых минералов составляют основу для стратиграфического расчленения разрезов кайнозойских осадочных толщ в суходольных впадинах БРС.

Исследования ассоциаций глинистых минералов в осадочных летописях составляют важную часть комплексного подхода к реконструкциям палеоклимата. Этот подход успешно используется при изучении осадочных пород всех континентов. Его применение наиболее перспективно в тех случаях, когда изучается осадочный материал в глубоких (например, нефтеразведочных) скважинах и требуется определение источника сноса осадочного вещества. Кроме того, данные, полученные в результате исследований лессовидных отложений, могут использоваться для инженерно-геологических изысканий. Изучен элементный состав лечебных грязей из оз. Саган-Нур, которые используются на местном курорте Аршан Тункинской впадины. Данные, полученные по составу глинистых минералов, могут быть полезны для определения терапевтических эффектов и общей систематики образований этого типа, используемых в настоящее время для лечения населения в Байкальском регионе.

#### **Личный вклад соискателя:**

Определены глинистые минералы–маркеры основных стратонов суходольных впадин БРС на примере разреза Баргузинской долины. Изучена микроструктура глинистых минеральных

фаз из лессовидных отложений, идентифицированы элювиальные и осадочные генетические типы глинистых минералов. Усовершенствован метод пробоподготовки образцов глин, способствующий качественному определению характера микроструктуры частиц глинистых минералов методом СЭМ.

**Апробация работы и публикации.** По теме диссертации опубликовано 15 работ, в том числе 3 статьи в журналах из перечня ВАК, 3 статьи в новом журнале ИГУ. Основные результаты работы апробированы: на региональной научной конференции студентов и молодых ученых по наукам о Земле (Иркутск, ИГУ, 2016 г.), на совещании "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)" (Иркутск, ИЗК СО РАН, 2016 г.), на региональной научной конференции студентов и молодых ученых по наукам о Земле (Иркутск, ИГУ, 2017 г.), на XXVII Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика» с участием исследователей из других стран (Иркутск, ИЗК СО РАН, 2017 г.), на V Всероссийской молодежной научно-практической школе–конференции «Науки о Земле. Современное состояние» (Новосибирск, НГУ, 2018 г.), на конференции «Осадочная геология Урала и прилежащих регионов: сегодня и завтра. 12 Уральское литологическое совещание» (Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2018 г.), на XXVIII Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика» (Иркутск, ИЗК СО РАН, 2019 г.) и на IV Всероссийском симпозиуме с участием иностранных ученых, посвященном 90-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева «Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы» (Иркутск, ИЗК СО РАН, 2019 г.).

**Структура и объем работы.**

Работа состоит из введения, пяти глав и заключения. Объем основного текста работы составляет 108 страниц, включая 51 рисунок, 6 таблиц и одно приложение. Список литературы состоит из 126 наименований.

**Благодарности.** Работа выполнялась в рамках аспирантской подготовки на кафедре динамической геологии ИГУ при использовании аналитических возможностей Совместной лаборатории современных методов исследований в динамической и инженерной геологии ИГУ и ИЗК СО РАН. Использовался керн скважин, пройденных в осадочном наполнении Баргузинской долины Байкальским филиалом «Сосновгеология» ФГУГП «Урангеологоразведка» и керн скв. Тунка-13, пройденной за счет средств РФФИ. Аналитические исследования проводились с использованием масс-спектрометра Agilent 7500se, сканирующего электронного микроскопа 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 профессору, д.г.-м.н. С.В. Рассказову и доценту, к.г.-

м.н. И.С. Чувашовой за предоставленные 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, В.В. Акуловой и М.В. Даниловой (ИЗК СО РАН) – за предоставленную возможность гранулометрического анализа, материалы и обсуждение полученных результатов, М.Н. Рубцовой и Т.С. Филевой (ИЗК СО РАН) – за выполненные рентгенодифракционные анализы, А.В. Ощепковой (ИГХ СО РАН, ИГУ) – за расчет минерального состава с помощью физико-химического моделирования по программе «Селектор», К.Ю. Арсентьеву (ЛИН СО РАН) – за помощь в изучении и фотографировании глинистых минералов осадочных толщ методом СЭМ

### **Список сокращений и терминов, используемых в работе**

БРЗ	Байкальская рифтовая зона
БРС	Байкальская рифтовая система
ИСП МС	Индуктивно-связанная плазменная масс-спектрометрия
ППП	Потеря при прокаливании
ВС	Воздушно-сухой
ЭГ	Насыщенный этиленгликолем
ПК	Программный комплекс
СЭМ	Сканирующий электронный микроскоп
ПО	Программное обеспечение
ФХМ	Физико-химическое моделирование



## Глава 1. Обзор предшествующих исследований

### 1.1. Осадочные отложения впадин байкальского типа и изучение их глинистых минералов

Осадочные отложения впадин байкальского типа расчленяются на четыре стратона: угленосную (танхойскую) свиту миоцена-нижнего плиоцена, охристую (аносовскую) свиту верхнего плиоцена-эоплейстоцена, вулканогенно-осадочную (ахаликскую) свиту эоплейстоцена и песчаную свиту квартера [Логачев, 1958, 1974]. Танхойский и аносовский стратоны, первоначально выделенные как угленосная и охристая свиты, были утверждены на Третьем Межведомственном региональном стратиграфическом совещании [Решения..., 1981]. В Баргузинской долине, кроме перечисленных стратонов впадин БРС, обнаружен олигоценый (дотанхойский) стратон, который коррелируется с кулариктинской свитой Витимского плоскогорья [Хассан и др., 2022].

Глины изучались еще в XVIII веке. Начиная с 30-х годов прошлого столетия их изучению способствовало использование рентгенодифракционного анализа, а позднее – электронной микроскопии. Были выполнены исследования в области кристаллохимии и структурной минералогии, позволившие открыть и классифицировать различные виды минералов глин, изучить особенности их строения, условия образования и свойства. Достижения в изучении глин связаны с именами советских минералогов и литологов: Н.В. Белова, Б.Б. Звягина, В.А. Франк-Каменецкого, Н.М. Страхова и других, а также зарубежных исследователей Г. Брауна (G. Brown), Ж. Милло (G. Millot) и Л. Паулинга (L. Pauling). Была выявлена тонкая структура глинистых минералов и кристаллохимия их поверхностей, отражающая энергетическое состояние и многие специфические свойства глин, такие как гидрофильность, обменная способность, электрокинетические свойства и др. Был изучен механический состав глин почв, их пластичность, физические и обменные свойства.

Глины широко применяются для производства строительных, в разработке полезных ископаемых, создании различных нанокompозитов, в литейном производстве и фармацевтике. В разных областях накапливались знания о микрокомпонентном составе и изоморфизме глинистых минералов, их коллоидных и электрокинетических свойствах. Расширилось использование глин как мощного природного адсорбента и эффективного материала для создания природных и технических барьеров распространения экологически опасных соединений.

Изучение состава глин проводится с позиции их многокомпонентности. Помимо твердой минеральной части, в состав глин входят вода, газовая компонента и органоминеральный комплекс. Наибольшее значение имеют вода и образующиеся на ее основе поровые растворы. Эти исследования продолжаются с дальнейшим углублением знаний о различных видах воды в глинах, роли физически связанной воды в контактных взаимодействиях, формировании

микроструктур глин и развитии процессов литогенеза [Солотчина, 2009; Осипов, Соколов, 2013].

Помимо состава, важнейшим качеством, определяющим поведение глин в различных термодинамических условиях, является их микроструктура. Сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) позволила регистрировать микростроение тонкодисперсных пород и изучать вторичные изменения. Дальнейшее развитие микроструктурных исследований может дать значительный прогресс в изучении развития динамических процессов в глинах.

Природа структурных связей в глинах сложна и разнообразна. Их формирование тесно связано с процессами литогенеза. Познание структурных связей базируется, с одной стороны, на учении о стадийности литогенетических изменений осадочных пород, а с другой – на рассмотрении физических взаимодействий на контактах глинистых частиц, теория которых была заложена в классических исследованиях Б.В. Дерягина и его учеников. Современное развитие теории литификации осадочных образований направлено на ее адаптацию с позиции физико-химической механики, включающей рассмотрение не только минеральных, но и микроструктурных, контактных и других изменений в глинах в процессе постседиментационных литогенетических и эпигенетических преобразований [Солотчина, 2009].

Глинистые минералы, поступающие в осадки из кор выветривания или из размывающихся осадочных глинистых пород, имеют аллотигенное происхождение. Породы кислого состава (граниты) при прочих равных условиях выветриваются в меньшей степени, чем породы основного и ультраосновного состава (габбро, базальт, диабаз, перидотит). В результате выветривания пород кислого и основного состава образуются главным образом каолиниты и гидрослюда, а в результате выветривания пород основного и ультраосновного состава – смектиты [Солотчина, 2009]. В процессе выветривания глинистые минералы испытывают стадийные преобразования структуры и химического состава в зависимости от изменения физико-химических условий среды выветривания и седиментации.

Исследование минерального состава глин в донных осадках отложений оз. Байкал началось в 50-х годах прошлого столетия. Сначала изучался верхний 20-ти сантиметровой слой, затем 2-х метровый интервал, и к 1970-м годам колонки осадков углубились до 14 м от поверхности дна [Голдырев, 1982]. В 1954 г. была опубликована работа М.А. Ратеева, в которой были приведены результаты исследования глинистых минералов комплексом аналитических методов в поверхностном слое осадков Южного Байкала, в котором были обнаружены монтмориллонит, гидрослюда, хлорит, каолинит. Распространение монтмориллонита в отложениях дельты р. Селенга связывалось с поступлением осадка из кор выветривания, распространенных в водосборе этой реки [Ратеев, 1954; Ратеев, 1964].

В 1972 г. была защищена кандидатская работа Т.К. Ломоносовой, в которой приводились результаты изучения минерального состава глин из нижнекайнозойских отложений Прибайкалья (о. Ольхон, Западное Приольхонье, Тункинская впадина и Предбайкальский прогиб) [Ломоносова, 1972].

Важные результаты изучения химического и минерального состава отложений приведены в монографии Г.С. Голдырева [1982]. В современном слое донных осадков оз. Байкал были определены гидрослюды, монтмориллонит, каолинит, хлорит. Обращалось внимание также на различную степень изменения гидрослюды в связи с процессами почвообразования в водосборном бассейне. Все глинистые минералы не только в современных, но и в более древних отложениях рассматривались Г.С. Голдыревым как аллотигенные, устанавливались пространственные связи их разновидностей с конкретными источниками сноса.

В минеральном составе осадков, вскрытых двумя гравитационными трубками на Академическом хребте, среди слоистых силикатов были установлены смектит, слюда, хлорит и каолинит [Дейк, 1993]. Обращалось внимание на различия в ассоциации глинистых минералов диатомовых илов и алевролитов в колонках 305 и 333 [Коллектив..., 1995]. Здесь же была подмечена корреляция между содержанием смектита и биогенного кремнезема в осадках, что связывалось с образованием смектита в теплые периоды в почвах байкальского водосбора. Затем появился ряд работ, посвященных поиску климатических сигналов в ассоциациях глинистых минералов байкальских осадков. Материалом для исследования служили как короткие гравитационные керны, так и керны глубокого бурения [Кашик, Мазилев, 1997; Muller et al., 2001; Fagel et al., 2003].

Ведущая роль в диагностике глинистых минералов, их кристаллохимической типизации, выявлении тонких особенностей реальной структуры принадлежит порошковой рентгеновской дифрактометрии. Вместе с тем существует ряд трудностей в проведении рентгенодифракционного анализа озерных осадков, в том числе байкальских, так как дифракционные спектры образцов невыразительны. Они характеризуются низкой интенсивностью пиков, высоким уровнем фона, что обусловлено дисперсностью осадка и присутствием рентгеноаморфного биогенного кремнезема. Традиционные методы рентгенодифракционного порошкового анализа, используемые в упомянутых выше работах, не дали надежных результатов. Данные разных авторов оказались плохо сопоставимыми даже для одной и той же коллекции образцов [Yuretich et al., 1999]. Методические проблемы, возникающие при анализе сложных многокомпонентных осадков, отсутствие значимых различий в ассоциации глинистых минералов послужили причиной падения интереса к ним в палеоклиматических построениях.

Возникла необходимость в развитии методов получения достоверных объективных данных о составе, структуре и соотношениях глинистых минералов в осадочных отложениях с целью регистрации палеоклиматических сигналов. Такие методы и новые подходы к изучению глинистых минералов развивались при изучении донных отложений оз. Байкал [Солотчина, 1999а; Кузьмин и др., 2000, 2014].

## 1.2. Лессовые и лессовидные отложения и изучение их состава

Лессы и лессовидные породы является важным типом континентальных отложений, в котором наиболее детально отражены глобальные и региональные изменения палеоклимата и палеосреды. Термин «лесс» (löss, рыхлый) введен Чарльзом Лайелем в 1834 г. для обозначения древнеаллювиальных отложений долины р. Рейн. Эоловая гипотеза генезиса лесса, хотя и возникла в Мексике, но была разработана детально и приобрела первенствующее значение на основании наблюдений путешественников по Китаю, ее основоположником считают Ф. Рихтгофена [Обручев, 1959]. В.А. Обручевым еще в начале прошлого века была предложена общая классификация для европейских и азиатских лессовых пород, в которой он выделил первичный эоловый лесс и вторичные лессовидные породы. Аналогичное подразделение предлагалось в 50-х годах такими геологами, как М.Н. Ломонович, И.И. Трофимов, В.В. Попов [Лукашев, 1961]. Позднее эту точку зрения разделяли и разделяют в настоящее время многие исследователи [Мавлянов, 1958]. Лессовые отложения занимают 3,2–3,3 % площади суши Земли, встречаются на всех континентах, кроме Антарктиды [Лессовый покров..., 2001]. Они широко распространены в Европе, Северной и Южной Америке на плато прерий и пампейских равнинах, в Северо-Западном Китае, Средней Азии, Монголии, Западной и Восточной Сибири. Различия признаков лессов и лессовидных образований связаны с условиями их распространения и залегания, генезисом, литологическими особенностями, мощностью, присутствием горизонтов погребенных почв, вещественным составом и проявлением просадочности. Но основное различие заключается в том, что лессы – это, по мнению большинства исследователей, моногенетическое образование, обязанное своим появлением эоловым процессам, действующим на стадии седиментогенеза, а лессовидные отложения относятся к числу полигенетических, формирование которых на стадии седиментогенеза происходило различными путями.

Лессы располагаются в виде покровов, часто на склонах долин. Мощности лессовых отложений колеблются от нескольких сантиметров до десятков и даже сотен метров. Для них характерна алевритовая и алевропелитовая структура. Преобладают частицы алевритовой размерности (0,002–0,05 мм) с примесью 5–30 % глинистых минералов. Некоторое количество частиц размером 0,01–0,05 мм представлено агрегатами, образовавшимися при коагуляции коллоидов. Грубые частицы наблюдаются либо в виде отдельных зерен, либо в виде их

небольших скоплений в массе породы. Микроскопические исследования этих пород из разных районов показывают их однородность. Часто при рассмотрении шлифов отмечается окрашивание породы (равномерное или неравномерное) окислами железа в желтоватые, охристые тона или органическими соединениями – в грязно-бурые тона [Сергеева, 1971; Сергеева и др., 1986]. Интенсивное комплексное изучение лессовых пород в XX в. связано с инженерно-геологическими изысканиями. В настоящее время лессовые отложения рассматриваются как один из факторов «геоэкологического риска» урбанизированных территорий.

На территории Азии лессы формировались преимущественно в квартере, например, в результате пылевых бурь. В Китае лессы образуют слои, отразившие деятельность Азиатского муссона. Большие площади покрыты лессами северных провинций (Чжили, Шаньси, Шэньси, Ганьсу, Хонант, Шандун, отчасти Аньхой и Эзяньсу). Это область наибольшего распространения лессов на земном шаре. На Центральном Китайском плато их мощность достигает 180 м [Рященко, 2014].

Описание лессовых пород содержится в древней (около 2 тыс. л. н.) китайской летописи «Юйгун» [Шаевич, 1987]. В 1865–1866 гг. состоялась американская экспедиция в Китай, по результатам исследований которой Р. Помпелли выдвинул гипотезу об озерном происхождении лессов в бассейне р. Хуанхэ [Трофимов, 1971, 2001]. В 1877 г. появилась монография по геологии Китая Ф. Рихтгофена, объяснявшего накопление лессов Северного Китая путем сноса водными потоками эолового материала в широкие степные впадины. Эоловая гипотеза формирования лессовых толщ была обоснована В.А. Обручевым по результатам исследований, проведенных им в Китае в 1892–1894 гг.

В связи с изучением Азиатского муссона в последние 40 лет проведены детальные исследования лессовых отложений Китая международными исследовательскими группами. В ходе проведенных работ получен значительный объем информации об их роли в разрезах третичных и четвертичных отложений, об условиях накопления и зависимости от смены палеоклиматических обстановок. На основе данных по минералогии тяжелой фракции лессов Китая выявлено распространение в них среди тяжелых минералов эпидота, амфибола, гематита, лимонита, граната и циркона при существенных различиях содержаний циркона в молодых лессовых толщах и подстилающих их эоплейстоценовых красных глинах. По содержанию циркона выявлена тесная связь эоплейстоценовых лессов с подстилающими их красными глинами. В более молодых (неоплейстоценовых) лессовых образованиях такой связи не обнаружено. Следовательно, лессы не были полностью принесены ветром, а часть их поступала непосредственно из местного субстрата [Zonghu, 1991].

На юге Восточной Сибири первые сведения о лессовых породах (Иркутский участок долины р. Ангара) были опубликованы в 1874 г. А.Л. Чекановским, который предполагал их озерно-морское происхождение в связи с возможной трансгрессией оз. Байкал в послетретичное время. Однако уже в 1887 г. И.Д. Черский [Черский, 1887] писал об «эолийном» происхождении отложений этого типа. Еще одно мнение о генезисе лессовых толщ Приангарья было представлено К.И. Богдановичем в 1896 г., который рассматривал их как делювиальный «намывной» продукт. Идея эолового происхождения сибирских лессов получила свое дальнейшее развитие в работах В.А. Обручева 1911 г., в которых говорилось о возможности привноса атмосферной пыли из монгольских степей, с морен и ледниково-озерных образований.

В работах А.П. Божинского 1939 г. и А.И. Москвитина [Москвитин, 1940] по четвертичной геологии того же района подтверждается идея эолового происхождения лессовидных образований. В 1948 г. была опубликована статья В.П. Солоненко, где лессовые породы рассматривались как эоловые образования. В дальнейшем эта гипотеза была изложена в монографии «Очерки по инженерной геологии Восточной Сибири» [Солоненко, 1960, 1964, 1981].

В России изучение лессовых отложений связано также с именами известных геологов и почвоведов А.П. Павлова, В.В. Докучаева, П.А. Тутковского, Л.С. Берга (конец XIX – начало XX в.). Во второй половине XX в. к числу наиболее крупных геологических работ можно отнести монографию Н.А. Логачева, Т.К. Ломоносовой и В.М. Климановой «Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра» [Логачев и др., 1964].

Широкую известность получила монография Э.И. Равского «Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене» [Равский, 1972]. В ней выделено три этапа осадконакопления: плиоцен–ранний плейстоцен (доледниковый), средний–верхний плейстоцен (ледниковый) и геолоцен (послеледниковый). Для каждого этапа характерны специфические особенности климата, ландшафта, органического мира и совокупность природных процессов, формирующих геолого-генетические комплексы отложений различных типов литогенеза.

В диссертационной работе В.Д. Маца [1987] «Кайнозой Байкальской впадины» основным объектом исследований были палеогеновые и неогеновые отложения, но изучалась также почвенно-лессовая серия осадков верхнего эоплейстоцена–нижнего плейстоцена, сложенных лессовидными образованиями эолово-делювиального генезиса со следами солифлюкции. Он приводит интересный факт присутствия хлоритоидов среди терригенных минералов в этих отложениях, который объясняет их ветровым заносом с водораздела Приморского хребта.

В Забайкалье представлены лессы и лессовидные в районах Селенгинского среднегорья, а также в долинах рек Селенга, Хилок, Чикой, Итанцы [Иванов, 1966; Базаров, 1968, 1986;

Базаров и др., 1974]. Лессы образуют сплошной покров мощностью до 10–15 м на водоразделах и склонах хребтов Цаган-Дабан и Барского. Они формировались эоловым путем за счет песков кривоярской свиты. Лессовидные отложения имеют делювиально-пролювиальный генезис.

В 2005-2007 гг. проводились специальные работы в Тункинской впадине в рамках Регионального проекта 05-05-97234 (Р-байкал-а) «Цикличность эрозионно-аккумулятивных процессов и трансформация структуры эрозионной сети Байкальского региона» (научный руководитель – Ю.В. Рыжов). В рамках этого проекта определялся абсолютный возраст отложений радиоуглеродным методом ( $^{14}\text{C}$ ) с пересчетом на календарный возраст. По лессам и лессовидным породам были опубликованы специализированные монографии [Рященко и др., 2014; Рященко и др., 2007].

В целом, на юге Восточной Сибири различаются лессы и лессовидные отложения, для которых геологами предложены разные гипотезы формирования: озерно-морская, эоловая, делювиальная, делювиально-солифлюкционная с периодическим участием эоловых процессов, эолово-делювиальная, делювиально-пролювиальная и гипотеза лессового типа литогенеза. Последняя гипотеза предполагает полигенетическое образование песчано-пылеватых толщ в условиях семиаридного холодного климата перигляциальной зоны.

### 1.3. Лечебные грязи (пелоиды), сапропелевые илы и изучение их глинистых минералов

Лечебными грязями (или пелоидами), по предложению комитета Международного общества медицинской гидрогеологии (1938 г.), называются «вещества, которые образуются в естественных условиях под влиянием геологических процессов и в тонко-измельченном состоянии, будучи смешаны с водой, применяются в лечебных целях». В озерах юга Сибири формируются сапропелевые илы, которые обычно не используются для медицинских целей.

Одним из критериев оценки бальнеологических свойств лечебных грязей служит их химический состав. Поэтому изучение их химической природы является одним из актуальных вопросов, издавна привлекающих внимание специалистов.

Уровень современного развития медицины, геологии и других фундаментальных наук позволил понять физико-химические особенности различных средств природы, к которым относятся грязи, глины, парафины и им подобные натуральные лечебные продукты. Это позволило достичь высокого лечебного эффекта при их применении больными с различными заболеваниями. К лечебной грязи относятся грязи, глины, песок и, конечно же, различного рода продукты растительного и животного происхождения.

Грязелечение (пелоидотерапия, от греч. Pelos – ил, глина и therapia – лечение) применяется с незапамятных времен. По выражению римского историка Плиния Старшего, жившего в I в. н.э., в течение многих веков в Крыму существовали «земли, излечивающие раны». Клавдий Гален, живший во II в. н.э., сообщил о «египетском» способе применения

лечебной грязи, которую при разливе выносили воды Нила. В Италии на месте извержения вулканов оставалась сероземлянистая масса, которую также с успехом начали применять в XVI в. Там и в настоящее время пользуются лечебной грязью вулканического происхождения. Во Франции грязелечение начали использовать в XVII в., а в Германии в XVIII в.

На Руси начали применять грязелечение в XIII в., во времена господства ханов монголо-татарского феодального государства (в Крымском и Астраханском ханствах). Грязевые процедуры в сопровождении священных обрядов проводили на берегу озера или лимана. Больного зарывали в грязь, оставляя на поверхности голову. Он находился в грязи в течение 1–2 ч и более, иногда до потери сознания. Позже появилось правило – после грязелечения длительно потеть, для чего больные часами пили горячий чай. Естественно, что такое интенсивное «грязелечение» приводило к изнурению больных, а иногда и к трагическому исходу. Безуспешное лечение объясняли недостаточным усердием в молении.

В 1828 г. в Крыму открылся грязевой курорт Саки, а на северо-западе России – курорт Старая Русса. За три года до этого начал функционировать курорт Хаапсулу (Гапсаль). На одесских лиманах грязь нагревали лучами солнца. По данным Н.М. Виммана (1835 г.), в дальнейшем на одесских лиманах принимали грязевые медальоны от одного до трех раз в день под открытым небом, причем каждая такая грязевая процедура продолжалась всего лишь от 10 до 15 мин и сопровождалась обильным потением. Больные переходили в особое помещение, в котором пили горячий чай, иногда в очень большом количестве и потели в продолжение 2 ч.

В Советском Союзе грязелечение использовалось широко. Были организованы гидрогеологические экспедиции по выявлению новых грязевых месторождений. Внекурортное грязелечение использовалось в годы Великой Отечественной войны. Оно было организовано в очень многих не только тыловых, но и фронтовых госпиталях. Наиболее часто использовали торф, сапропель и глину [Требухов, 1985, 1996, 2000]. После войны курортное строительство приняло значительные масштабы на Урале, в Западной и Восточной Сибири, на Дальнем Востоке, в Средней Азии и Казахстане. Были разведаны тысячи минеральных источников, более 700 месторождений лечебных грязей и около 500 районов с благоприятными климатическими условиями. В создании современных представлений о строении и составе грязей огромное значение имеют работы С.А. Шукарева, который рекомендует рассматривать грязи как физико-химические равновесные системы, состоящие из жидкой и твердой фаз. Жидкой фазой служат грязевые растворы, имеющие разнообразный химический состав. В твердую фазу входят силикатные частицы, кристаллы солей, органические вещества, гидраты оксидов железа, алюминия, сернистое железо и ряд других веществ, обуславливающих высокую влагоемкость грязей, их тепловые свойства и пластичность [Бокучава, 2009].



Лечебные грязи нередко имеют высокие содержания серы в составе сульфатов, сульфидов и сероводорода, а также тиолов и других органических соединений. Формы присутствия серы в грязях регулируются жизнедеятельностью бактерий, перерабатывающих одни виды соединений серы в другие. В частности, распространены сульфатредуцирующие бактерии, в своем жизненном цикле потребляющие сульфаты и переводящие их в сульфиды [Леонова и др., 2018; Goldhaber, 2005]. Пелоиды с низким содержанием серы также широко используются в грязелечении. Примером могут служить лечебные грязи на вулканическом поле Удаляньчи Северо-Восточного Китая, применяемые на одноименном курорте [Rasskazov et al., 2017].

Малые озера Западного Прибайкалья изучались с точки зрения состава, содержания органических компонентов и других характеристик. В органических осадках (сапропелевых илах) озер юга Западной Сибири и, в меньшей степени, Бурятии (озера Духовое, Котокель) установлен восстановительный тип диагенеза, в ходе которого происходит деструкция органического вещества при участии сульфатредуцирующих микроорганизмов с уменьшением содержания  $SO_4^{2-}$  в поровых водах вниз по разрезу и с образованием аутигенного пирита [Леонова и др., 2018]. Изучались закономерности образования карбонатных и глинистых минералов, химический состав, микроэлементы и стабильные изотопы донных осадков озера Цаган-Тырм и других малых озер Приольхонья в связи с исследованиями палеоклимата голоцена [Склярков и др., 2010; Гаськова и др., 2011; Страховенко и др., 2015]. Было установлено, что геохимические особенности состава воды в малых озерах оказывают существенное влияние на процесс образования ассоциаций карбонатных минералов [Солотчина и др., 2015; Мальцев и др., 2019]. Элементный состав лечебных грязей изучался в оз. Нуху-Нур, расположенном в Баяндаевском районе Иркутской области [Ясныгина и др., 2022]. Лечебные грязи из озер Тункинской впадины используются на местном курорте Аршан, но до сих пор не изучались.

\* \* \* \* \*

Из обзора результатов предшествующих работ следует, что для реконструкции развития рифтовых долин основополагающее значение имеет определение условий накопления отложений их основных стратонов и выделение критериев их идентификации. Для изучения развития процессов в зоне гипергенеза внутриконтинентальной структуры БРС, которые сопровождались накоплением осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, важнейшее значение имеют новообразованные глинистые минералы. Их использование для стратиграфического расчленения и корреляций отложений территории до сих пор вызывает множество вопросов.

## Глава 2. Общая характеристика объектов исследований

Объектами исследований являются осадочные отложения из зоны гипергенеза в Тункинской и Баргузинской долинах БРС. Осевые впадины рифтовой системы образуют Байкальскую рифтовую зону (БРЗ), в понимании Н.А. Флоренсова. Кайнозойские впадины, входящие в состав БРЗ протягиваются на расстоянии 18000 км (рис. 2.1).

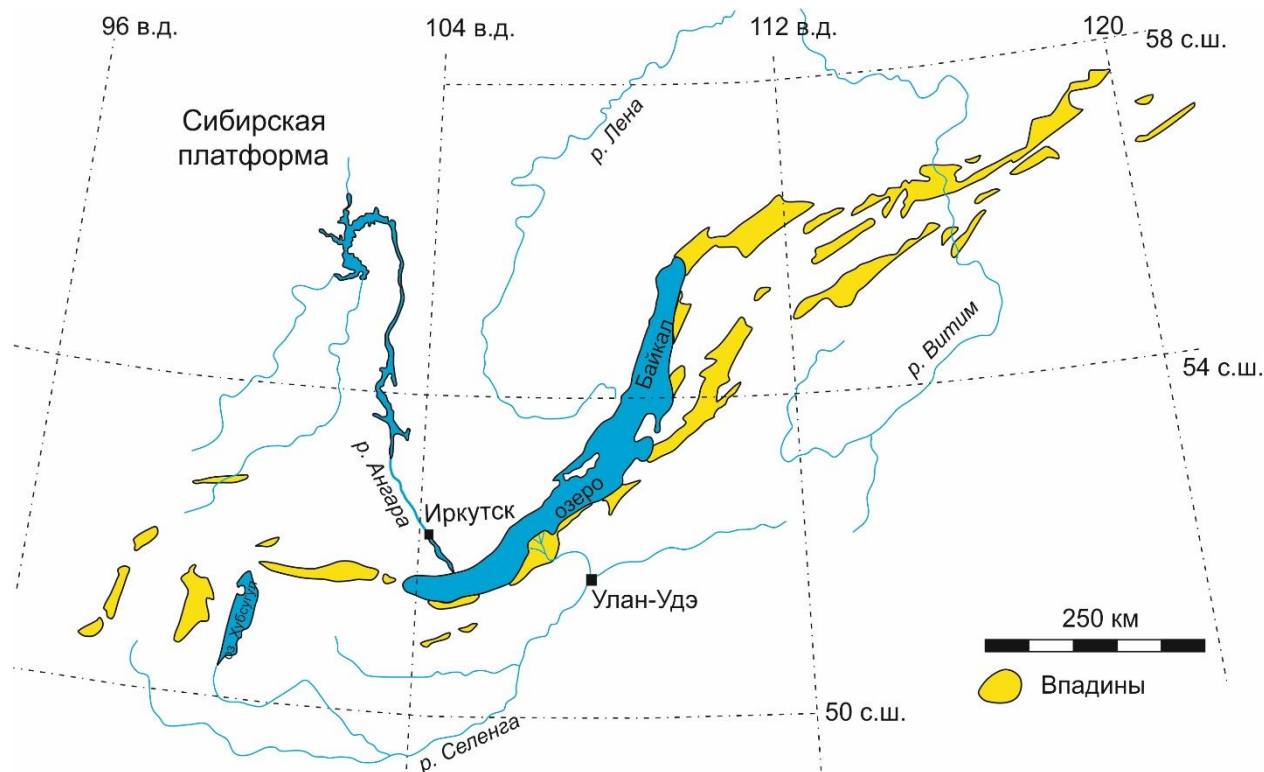


Рис. 2.1. Классическое понимание расположения впадин в Байкальской рифтовой зоне как единого целого [Флоренсов, 1960].

Общими для рифтовых бассейнов являются их четкая морфологическая выраженность и геофизические аномалии, свидетельствующие об утонении земной коры. Под Средним Байкалом определена минимальная глубина границы Мохо 35 км [Крылов и др., 1980], подтвержденная последующими определениями (например, [Petit, 2006] –  $32 \pm 5$  км). Наиболее крупные впадины, Южно-Байкальская, Северо-Байкальская и Хубсугульская, заполнены водой. К суходольным относятся Дархатская, Тункинская, Баргузинская, Кичерская, Верхнеангарская, Муйская, Чарская, Ципа-Баунтовская и Ципиканская. Все они наложены на высокометаморфизованные структурно-вещественные комплексы докембрийского и раннепалеозойского возраста и являются четким индикатором кайнозойской активизации консолидированной коры Байкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Согласно Н.А. Логачеву [1974, 2003], комплекс осадочных отложений крупных впадин байкальского типа разделялся на две толщи; нижнюю, сложенную песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинами с пластами угля и диатомитов, и верхнюю, сложенную

грубообломочными породами. Нижняя толща относилась к миоцену-нижнему плиоцену (нижний возрастной предел опускался до олигоцена), верхняя – к верхнему плиоцену – четверти. Этим исследователем допускалось мел-палеоценовое начало формирования рифтовых структур с Южно-Байкальской котловины, в районе дельты р. Селенга.

### 2.1. Баргузинская долина

Баргузинская долина находится в центральной части Байкальской рифтовой зоны, между поднятиями Баргузинского и Икатского горных хребтов, и простирается в направлении на северо-северо-восток (рис. 2.2).

Длина долины около 200 км, ширина от 20 до 35 км. Мощность осадочной толщи кайнозойских отложений составляет до 2500 м. Вместе с сопутствующими бассейнами и обрамляющими хребтами, Баргузинская долина представляет собой рифт, для которого характерна ярко выраженная байкальская асимметрия, наиболее отчетливо проявляющаяся в особенностях сочленения впадин с обрамляющими горными сооружениями. На северо-западе ложе Баргузинской долины сочленяется с высокими поднятиями Баргузинского хребта с максимальной отметкой 2841 м, а на юго-востоке оно плавно переходит в склоны Икатского хребта и Голодинских гольцов. Абсолютные отметки этих горных сооружений не превышают 1000 м.

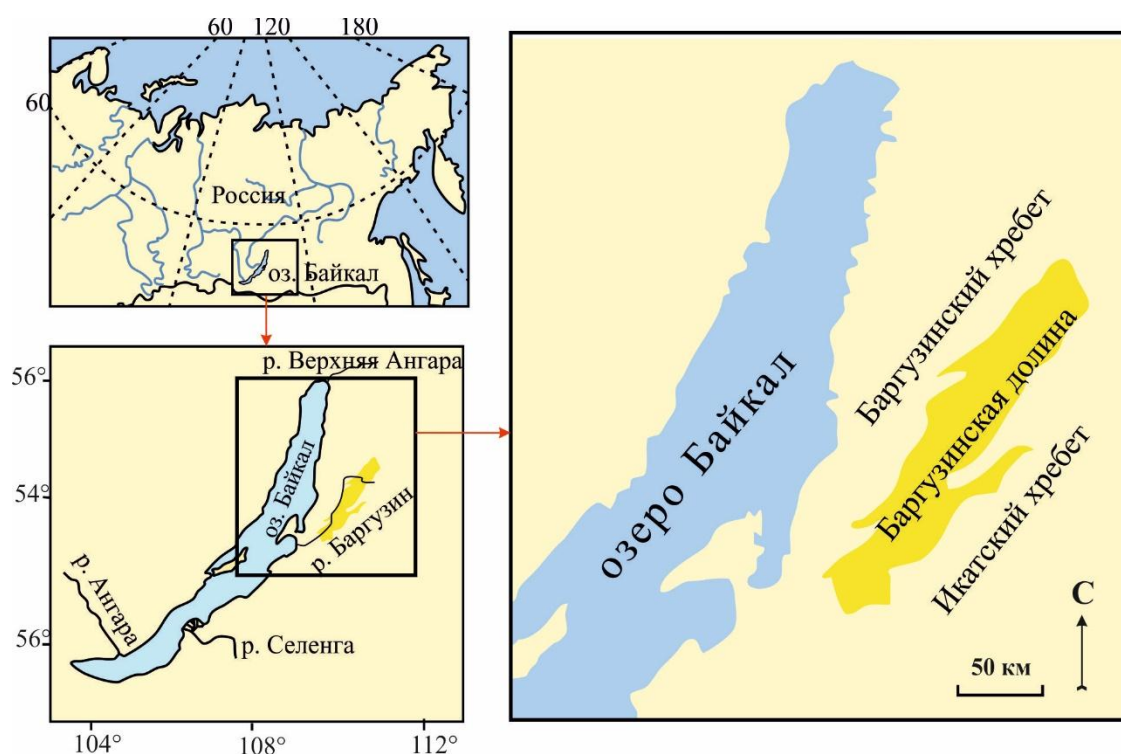


Рис. 2.2. Схема расположения Баргузинской долины относительно оз. Байкал.

В Баргузинской долине вскрыты неоген-четвертичные и олигоценовые отложения [Хассан и др., 2022]. По данным трекового датирования предполагается, что она могла формироваться

уже в раннем кайнозое [Jolivet et al., 2009]. Неогеновые отложения в пределах большей части территории закрыты сплошным покровом четвертичных образований и обнажаются фрагментарно только у подножья Икатского хребта (дер. Алга, с. Бодон) и на склоне Шаманской перемычки, в долине р. Баргузин [Замараев, 1979].

В районе Уро осадочные отложения были вскрыты скважинами 513 и 508. Скв. 513 была пройдена на водоразделе рек Уро и Читкан, скв. 508 – в долине р. Уро (рис. 2.3). В разрезе представлены танхойская и аносовская свиты ( $N_{1tn}$  и  $N_{2an}$ ), перекрытые четвертичными отложениями ( $Q_{III-IV}$ ). Скважина 513, пройденная до глубины 288,5 метров (абсолютная высота 207,5 м) от устья с абсолютной отметкой 496 м, не достигла фундамента. Переход между свитами вскрыт в интервале глубин 183,5–178,0 м (интервал абсолютных высот 312,5–318 м). Скважина 508, пробуренная в 4,5 км восточнее скв. 513 до глубины 240,8 метров (абсолютная высота 251,2 м) от устья с абсолютной отметкой 467 м, вскрыла породы фундамента на глубине 215,8 м. Переход между свитами вскрыт на глубине 107,2 м (абсолютная высота 359,8 м).

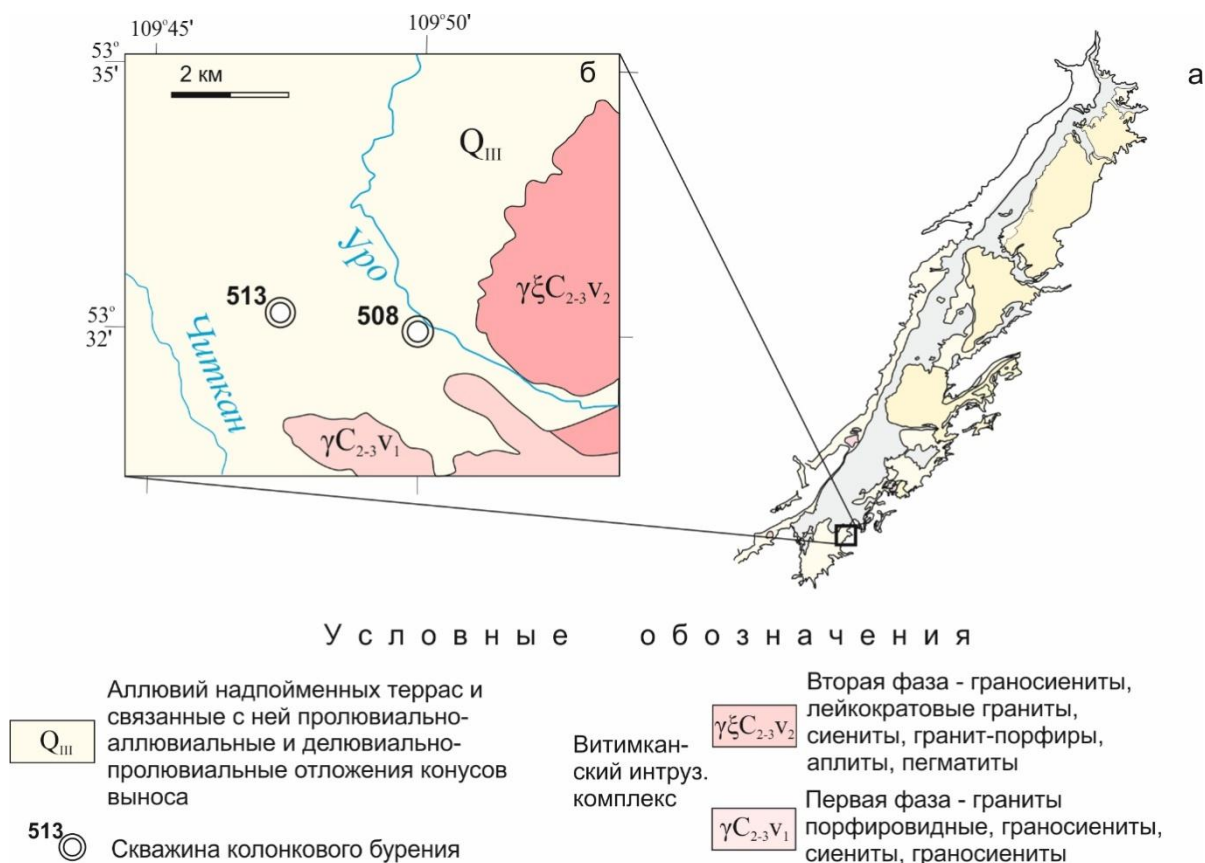


Рис. 2.3. Местоположение скважин 513 и 508 в Баргузинской долине (а) и на участке Уро (б).

Основное маркирующее значение в разрезе имеет линза однородных темно-серых озерных алевролитов танхойской свиты (пачка 3 в скв. 513 и пачка 1 в скв. 508) (рис. 2.4). В скв. 508 эта линза составляет 65,4 м, в скв. 513 она увеличивается до 87,3 м. В скв. 508 она занимает

абсолютные отметки 294,4–359,8 м, в скв. 513 опускается до абсолютных отметок 225,2–312,5 м.

Ниже озерной линзы вскрыты слои, различающиеся между собой. В скв. 508 озерная линза подстилается 9-метровым слоем охристых песков (пачка 2) и нижележащим 28-метровым слоем серых крупнозернистых песчаников (пачка 1). В скв. 513 ниже озерной линзы охристых отложений не встречено. Слои серых крупнозернистых песчаников, находящиеся частично в переслаивании с алевролитами, имеют окраску, не отличающуюся от окраски алевролитов. (рис. 4).

Охристые отложения основания разреза скв. 508 коррелируются с отложениями скв. 517. Отложения основания разреза скв. 517 по спектру спор и пыльцы относятся к олигоцену. Озерная линза датируется нижним миоценом. В верхней части танхойской свиты, вскрытой этой скважиной на глубине 46–43 м, в озерных отложениях определены спорово-пыльцевые спектры перехода от миоцена к плиоцену. Таким образом, отложения танхойской свиты в разрезе Уро перекрывают возрастной диапазон всего миоцена и начало плиоцена [Хассан и др., 2022].

В скв. 508 наблюдается сокращенная мощность слоев танхойской свиты относительно мощности таких же слоев свиты в скв. 513. Блок скв. 508 испытывал поднятие относительно блока скв. 513. Подобная тенденция относительного уменьшения мощности слоев выявляется и в вышележащей аносковской свите. В составе этой свиты в обеих скважинах выделяется по 4 литологических пачки. В скв. 508 мощность литологически-однородных пачек аносковской свиты составляет от 8 до 21 м, в скв. 513 – от 9 до 73 м. Пачки 1–3 коррелируются по цветовым характеристикам, финальные пачки 4 скважин резко различаются между собой. В скв. 508 финальная пачка сильно обогащена лимонитом, а в скв. 513 финальная пачка не имеет такого обогащения.

Мощность перекрывающих четвертичных пролювиальных отложений в скв. 508 на 24 м больше, чем в скв. 513. Если учесть 29-метровое превышение водораздела рек Читкан и Уро (устье скв. 513) относительно долины р. Уро (устье скв. 508), увеличение мощности четвертичного обломочного материала в долине р. Уро может свидетельствовать об опускании тектонического блока этой долины более чем на 50 м. Из общего анализа мощностей пачек разновозрастных осадочных отложений в скважинах следует в целом согласованное накопление танхойской и аносковской свит и резкая тектоническая перестройка характера движения блоков и седиментации в финале накопления аносковской свиты и в четвертичное время.



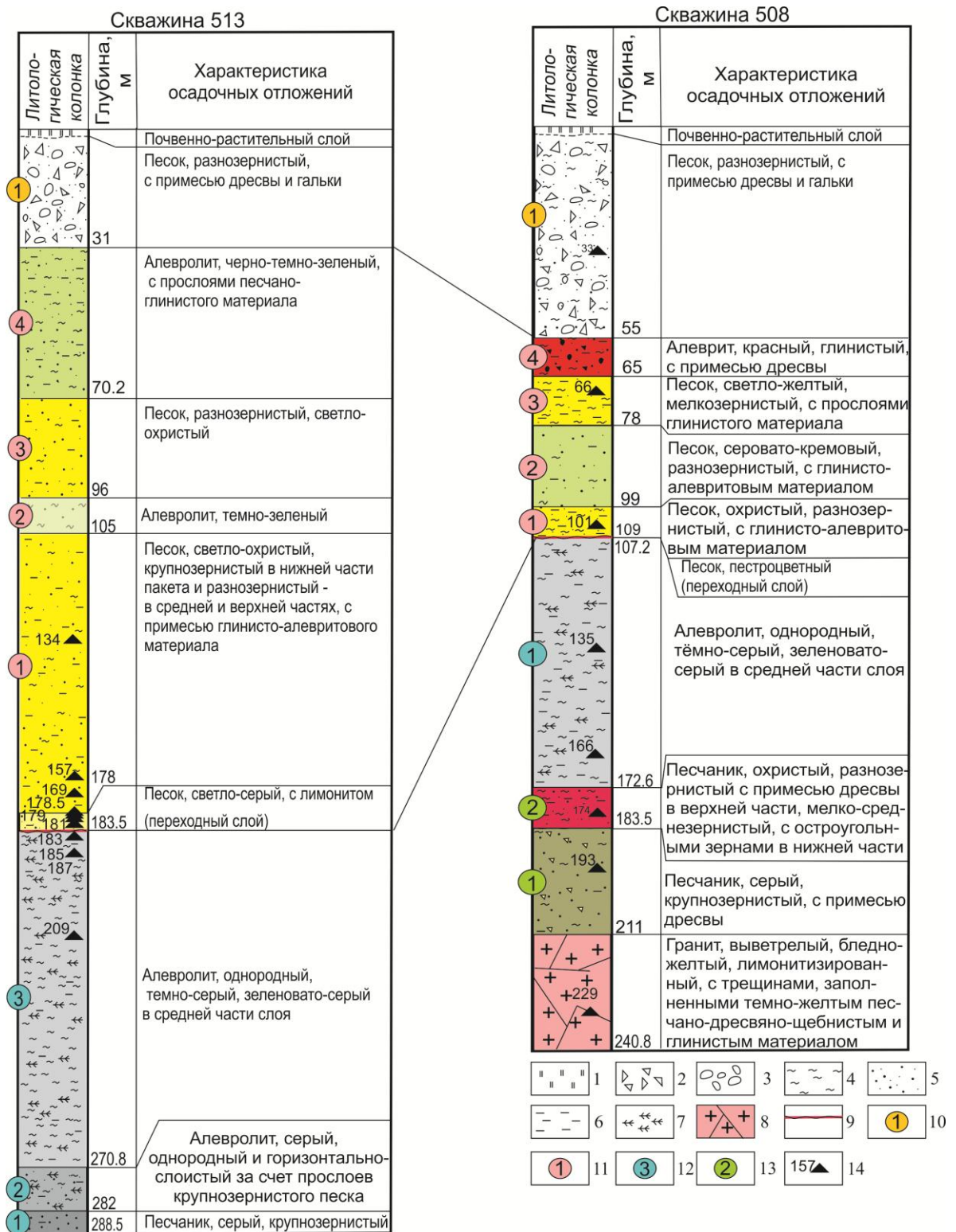


Рис. 2.4. Литологические колонки скважин 513 и 508. 1 – почвенно-растительный слой; 2 – дресва; 3 – гальки; 4 – алевролиты; 5 – песок разномерный; 6 – глины; 7 – органика; 8 – гранит; 9 – переходный слой от танхойской свиты к ановской; 10 – номера пачек четвертичных отложений; 11 – номера пачек ановской свиты; 12 – номера пачек танхойской свиты; 13 – номера пачек дотанхойской толщи; 14 – номера образцов, отобранных на рентгенодифракционные исследования состава глин.

## 2.2. Тункинская долина

Тункинская долина простирается в субширотном направлении более чем на 200 км и в структурном отношении входит в состав юго-западного фланга БРЗ (рис. 2.5). На севере ее ложе сочленяется с поднятием Тункинских гольцов, достигающих абсолютных высот 3000–3200 м, а на юге сравнительно плавно переходит в склон хребта Хамар-Дабан с отметками до 2400–2600 м. Рифтовую долину составляют локальные впадины второго порядка (Быстринская, Торская, Тункинская, Туранская, Хойтогорльская, Мондинская) и разделяющие их междувпадинные перемычки (Зуркузунская, Еловская, Ниловская, Туранская, Харадабанская). Последние занимают промежуточный, относительно поднятия плечей и днища впадин, ярус с абсолютными отметками 1400–1600 м.

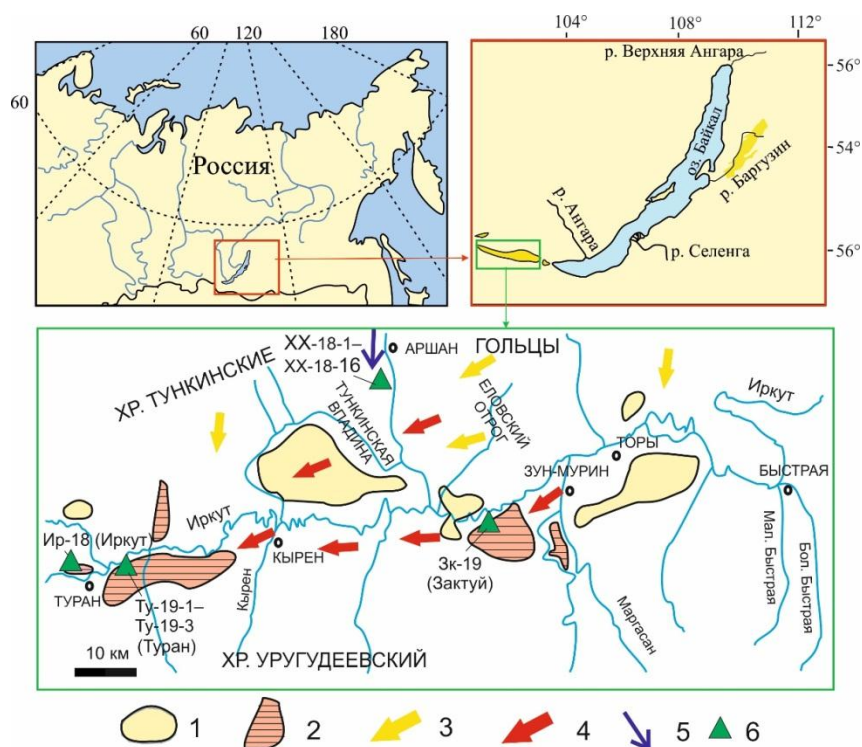


Рис. 2.5. Схема распространения дефляционных и аккумулятивных эловых образований и основных воздушных потоков в Тункинской и Торской котловинах ([Выркин, 2010] с изменениями).

Области: 1 – позднечетвертичной и современной дефляции и аккумуляции с дюнно-котловинным рельефом оголенных и заросших растительностью песков; 2 – аккумуляции с бугристо-западинным рельефом субаэральных покровов лессовидных отложений. Воздушные потоки: 3 – не содержащие пыли; 4 – с высоким содержанием пыли. 5 – направление воздушного потока при накоплении лессовидных отложений с подветренной стороны вулканического конуса Хурай-Хобок; 6 – точки опробования осадочных пород: ХХ-18-1–ХХ-18-16 – разрез Хурай-Хобок, другие точки – отложения лессовидных пород трех местонахождений (Иркут, Туран и Зактуй).

Считалось, что Тункинская впадина наложена на высокометаморфизованные консолидированные структурно-вещественные комплексы верхнего архея и протерозоя [Logatchev, Zorin, 1987]. С получением изотопных датировок пород фундамента, метаморфизм слюдянского кристаллического комплекса был отнесен к раннему палеозою [Беличенко и др., 2003, 2006]. В Тункинском хребте известны породы венд-кембрийского возраста, в составе которых преобладают полимиктовые песчаники, карбонатные сланцы и известняки. На водоразделе рр. Шумак и Билюта и других территорий юго-восточной части Восточного Саяна при государственном геологическом картировании были установлены выходы юрских пород нарингольской свиты: конгломератов, песчаников и алевролитов, переслаивающихся с углистыми и углисто-глинистыми отложениями.

Глубинные характеристики Тункинской впадины в 2000-х гг. изучались геоэлектрическим зондированием [Неведрова, Эпов, 2003; Санчаа и др., 2004; Неведрова и др., 2007]. Была подтверждена «байкальская» асимметрия Тункинской впадины, заключающаяся в смещении ее депоцентра к северному борту. Наиболее глубокое залегание кристаллического фундамента на глубине 3700 м выявлено в ~2 км севернее оз. Малый Саган-Нур. Установлено, что ложе впадины в центральной части осложнено приподнятой перемычкой, которая на поверхности не проявляется. Эти выводы согласуются с интерпретацией аномалий силы тяжести [Булмасов, 1968], благодаря которой впервые была показана высокая расчлененность рельефа фундамента Тункинской и других впадин БРЗ.

Тункинская впадина заполнена олигоцен-четвертичными осадочными отложениями, представленными различными видами обломочных пород. Осадочный чехол Тункинской рифтовой впадины представлен отложениями терригенного состава неоген-четвертичного возраста: валунниками, галечниками, гравием, песком, глиной разной плотности. Распространены слабосцементированные породы: песчаники, алевролиты, иногда аргиллиты, углистые сланцы и бурые угли [Логачев, 1958, 1974; Уфимцев и др., 2008, 2009;]. Внутри впадины и в ее горном обрамлении обнажаются базальты. Их извержения разделяются на три этапа: раннемиоценовый – 18–17 млн лет назад, средне-позднемиоценовый – 16–8 млн лет назад и плиоцен-четвертичный – 4–0.8 млн лет назад [Рассказов и др., 2000].

#### 2.2.1. Лессовидные отложения

Лессовидные покровные образования широко развиты в Тункинской долине. Их мощность достигает 6 м. Обычно они плащеобразно облегают все формы рельефа, особенно в пределах внутривпадинных Еловского и Ниловского отрогов. Столь значительное площадное распространение лессовидных отложений свидетельствует о ветровой деятельности, проявляющейся в настоящее время и имевшей место в геологическом прошлом. Скорость ветра



может достигать здесь 46 м/с. Современные эоловые процессы охватывают 28 % площади Тункинской котловины [Выркин, 1998, 2010].

Лессовидные отложения перекрывают край постройки вулкана Хурай-Хобок, частично погруженной в осадочное наполнение впадины. В разрезе вскрыты слои отложений, которые идентифицируются на предмет их субаквального и эолового происхождения с сопоставлением их состава с подобными эоловыми (лессовидными) отложениями, образующими обширные покровы на северном склоне Ургудеевского хребта и в сопредельной части Тункинской долины (рис. 2.5).

Вулкан Хурай-Хобок представляет собой невысокий (20–25 м) конус шлаков и агглютинатов красного, желтого и черного цвета. Кратер разработан карьером (рис. 2.6). Возраст вулкана составляет 1,6 млн. лет [Рассказов и др., 2000].

Рис. 2.6. Вулкан Хурай-Хобок в Тункинской долине. На поверхности шлакового конуса виден слой белесых лессовидных пород.



Разрез вскрыт в ложбине, образовавшейся с южной стороны шлаковой постройки Хурай-Хобок. Накопление песков явилось результатом переноса ветром частиц с севера на юг и их отложением в подветренной части вулканической постройки (см. рис. 2.5).

Во влажном состоянии отложения имеют коричневый цвет, а при высыхании приобретают желтовато-коричневую окраску. Сверху вниз документируются слои (рис. 2.7): 1 – песок, неоднородный, пылеватый, желтовато-коричневый (интервал 0,0–0,24 м); 2 – слой песка пылеватого, коричневого во влажном состоянии, желтовато-коричневого в сухом виде, с темно-коричневым прослоем, имеющим раздувы мощностью до 20 см (интервал 0,24–1,0 м); 3–4 – слои песка, коричневого, осветленного, тонкослоистого (интервал 1,0–1,65 м) и 5 – слой песка, коричневого, однородного (интервал 1,65–2,8 м).

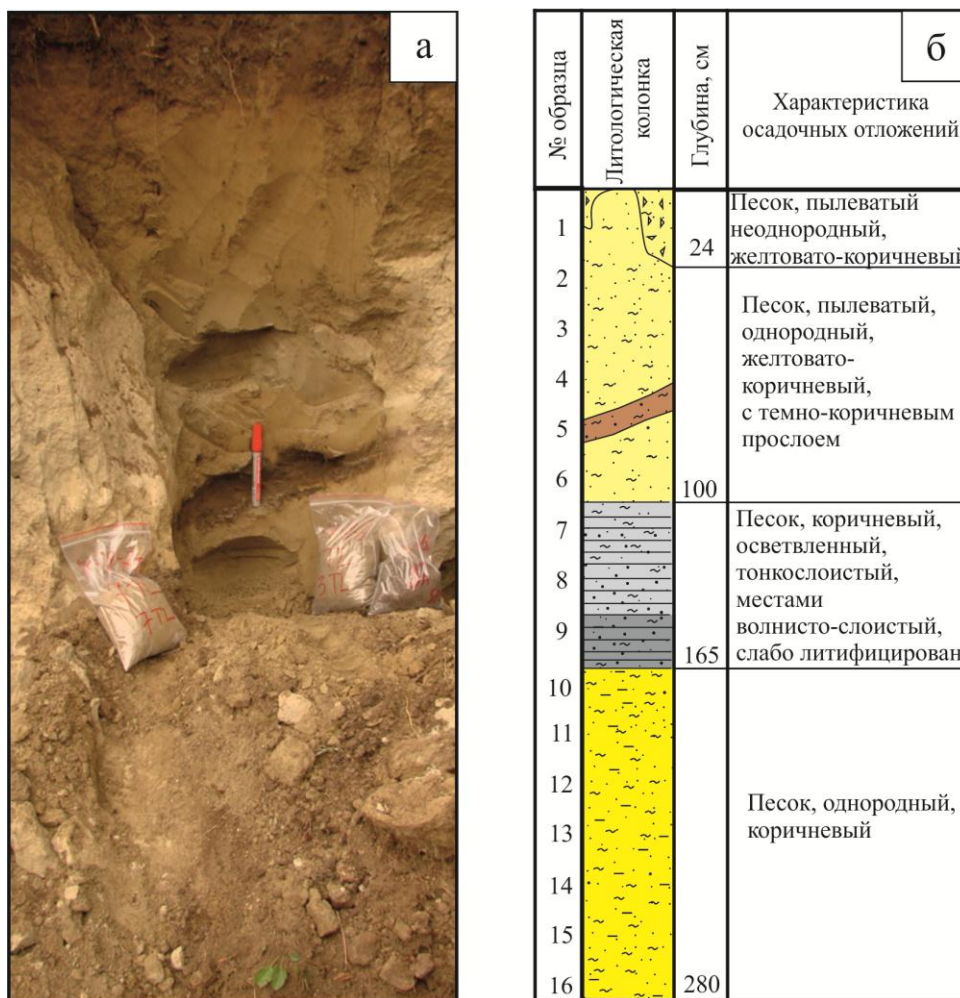


Рис. 2.7. Фотография фрагмента вскрытой верхней части разреза осадочных отложений, перекрывающих склон вулкана Хурай-Хобок (а) и общая литологическая колонка разреза (б). Влажные породы имеют коричневый цвет, сухие – желтовато-коричневый. Красным маркером показан темно-коричневый прослой (обр. 5), прослеживающийся вдоль всего обнажения.

### 2.2.2. Лечебные грязи

Состав отложений озер, в которых образуется зона криптогипергенеза, определяется климатом, гидрохимическим составом накапливающихся в них вод и биологической активностью самих водоемов. В озере отсутствуют течения и существует спокойный гидродинамический режим. Для сапропелевых илов характерна тонкая слоистость, обусловленная сезонностью осадконакопления и изменением содержания органического материала. В них скапливается большое количество органического вещества, часто слабо разложившегося. Состав глинистых минералов озерных осадков зависит от климата и состава береговых пород.

Из оз. Саган-Нур, расположенного в центральной части Тункинской впадины (рис. 2.8), отобраны три колонки донных осадков на расстоянии 1–2 м от берега. Четвертая колонка

отобрана из-под дерна на расстоянии 30 м от берега. В колонках выделяется верхний слой черного и темно-серого цвета, насыщенный органическим материалом (глубина от 30 до 45 см) и подстилающие озерные отложения (рис. 2.9, 2.10). Образцы грязи из колонок, отобранные с интервалом 3–10 см, были высушены и проанализированы комплексом методов.



Рис. 2.8. Местоположение оз. Саган Нур в Тункинской долине (а) и положение участка опробования (б).

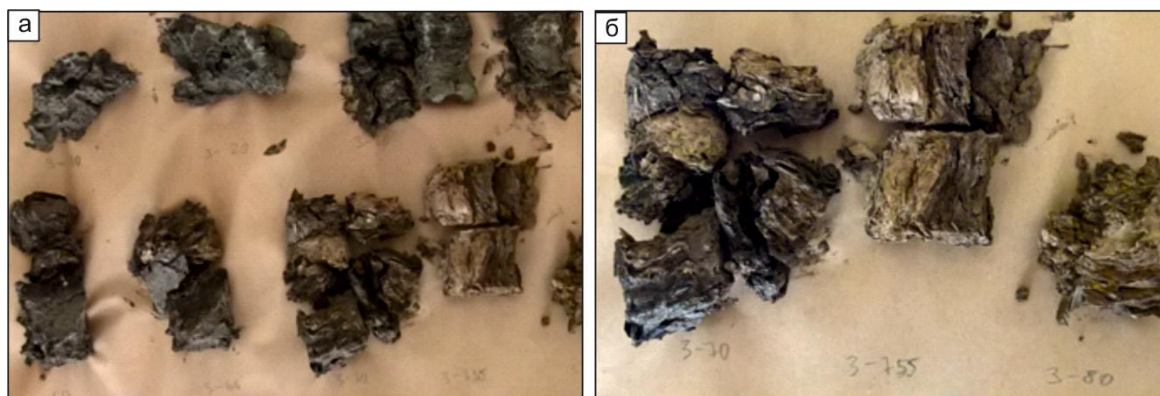


Рис. 2.9. Высушенный материал колонки 3 (а) и смена слоев черного и темно-желтого цвета (б).



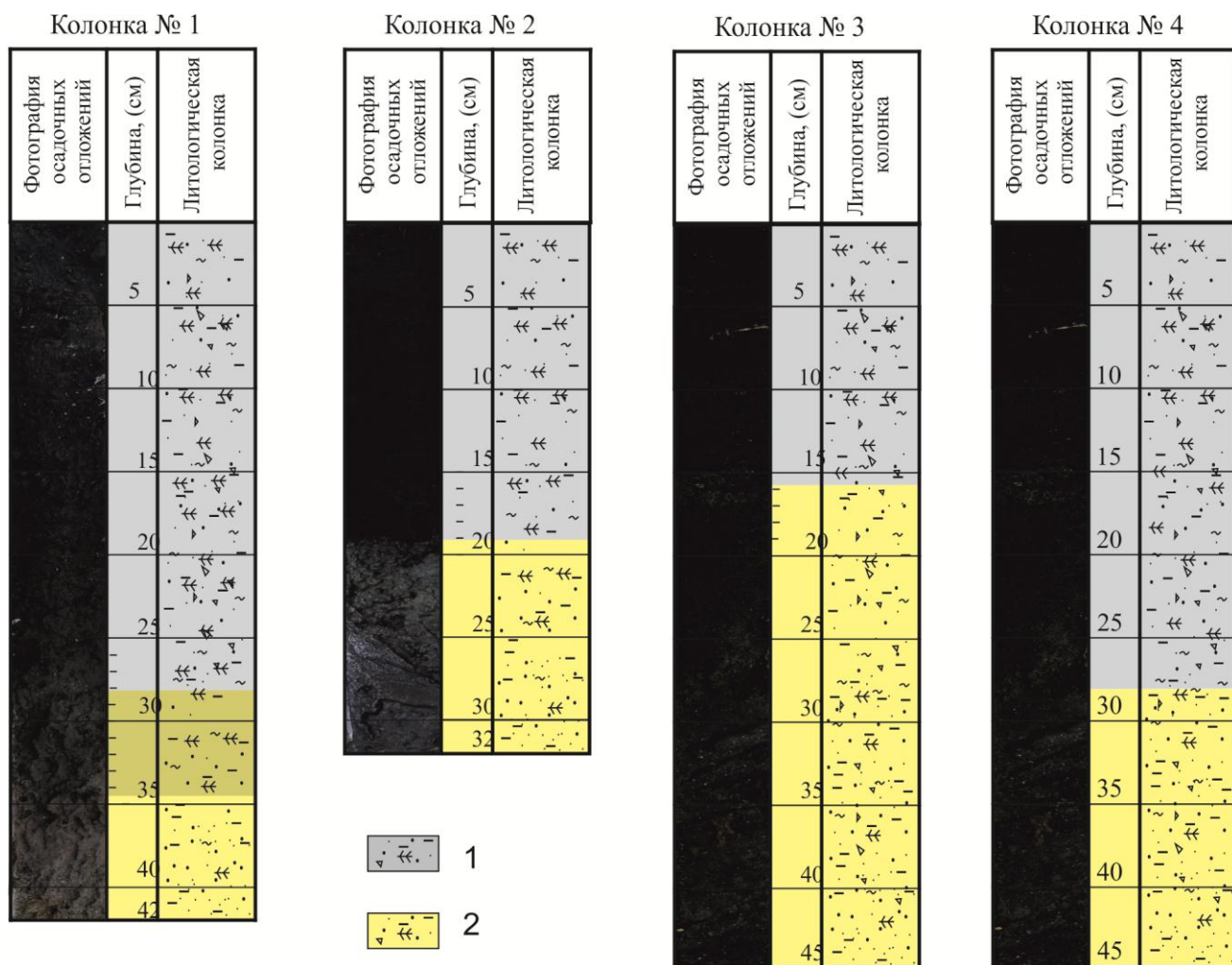


Рис. 2.10. Литологические колонки донных осадков оз. Саган-Нур. 1 – пелоид, черный до темно-серого, насыщенный органическим материалом; 2 – алевритистый песок, темно-желтый, с включениями органического материала.

\*\*\*\*\*

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

В обеих долинах накопились толщи алевритово-песчаного материала комплексного озерно-речного и речного происхождения с примесью фаций пролювиального, делювиального и эолового генезиса. В Тункинской долине развиты позднекайнозойские базальтовые покровы среднего-верхнего миоцена и плиоцена-эоплейстоцена. В четвертичное время в Тункинской впадине в субэаральных аэробных условиях накапливались лессовидные отложения в виде покровов, часто на склонах и низких водоразделах, а в субаквальных анаэробных условиях в современных озерах формировались сапропелевые илы.

### **Глава 3. Методики аналитических исследований**

Изучение минерального состава глин и идентификация глинистых минералов значительно затруднены из-за их высокой дисперсности и необходимости применения сложного оборудования. Основной метод, позволяющий диагностировать глинистые минералы – рентгенодифракционный анализ. В структурной минералогии для определения тонких структурно-кристаллохимических особенностей минералов, помимо рентгенодифракционного, применяют такие более сложные физические методы, как просвечивающая и растровая электронная микроскопия, спектральные методы локального химического анализа и др.

#### **3.1. Гранулометрический анализ осадков**

Гранулометрический состав песчано-глинистых отложений определен методом пипетки (по скорости падения частиц в воде) с двумя способами подготовки образца: полудисперсный (стандартный) и дисперсный [Ломтадзе, 1990]. Первый способ предполагает предварительное кипячение водной суспензии образца с добавлением (1 см<sup>3</sup>) раствора аммиака (25%), второй – с добавлением (5 см<sup>3</sup>) водного пирофосфата натрия (6,7%). В результате анализа получены содержания (%) пяти фракций (мм): средне-крупнопесчаной (1–0,25); тонко-мелкопесчаной (0,25–0,05); крупнопылевой (0,05–0,01); мелкопылевой (0,01–0,002); тонко-грубоглинистой (<0,002). Названия отложений приняты по классификации глинистых пород В.В. Охотина [Охотин, 1940], в основу которой положено содержание глинистой фракции (<0,002 мм) и отношение между песчаной и пылевой фракциями [Иванов, 1990]. При этом использованы результаты гранулометрического анализа со стандартным способом подготовки образца.

#### **3.2. Изучение химического состава пород**

Концентрации петрогенных оксидов определяются по схеме, приведенной в отчете Ю.И. Сизых [1985] «Комплексная схема химического анализа горных пород и минералов». Состав породы выражается суммой оксидов: SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>. В сумму входит также определенная при 1000 °С потеря при прокаливании (ППП). Силикатный анализ имеет различные варианты. Обычный включает определение элементов, оксиды которых перечислены выше; в ряде случаев требуется расширенный спектр компонентов. Для проведения обычного анализа требуется 4–8г исследуемого вещества, при его недостатке возможно уменьшение объема образца путем комбинирования определений, обычно выполняемых из отдельных навесок; однако такой способ оказывается более продолжительным.

Сумма содержания оксидов должна быть близкой к 100 мас. %. Допускается отклонение ±0.05 мас.%. Пониженная сумма оксидов объясняется присутствием в породе компонентов,

которые могут быть пропущены при обычном ходе анализа. Из отдельных навесок определяют закись железа, воду, уголекислоту, потерю при прокаливании и серу.

Для силикатного анализа пробу сплавляют со смесью соды и буры. Сплав растворяют в разбавленной соляной кислоте, переносят в мерную колбу емкостью 500 мл и объем доводят до метки дистиллированной водой. В аликвотных частях определяют содержание  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{H}_2\text{O}^-$ . В таблице 3.1 приведены нижние пределы обнаружения элементов.

Таблица 3.1.

Нижние пределы обнаружения (НПО) определяемых элементов

Элемент	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$ (total)	$\text{MnO}$	$\text{MgO}$
нпо, %	0,05	0,02	0,25	0,5	0,01	0,10
Элемент	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{H}_2\text{O}^-$	ППП
нпо, %	0,10	0,01	0,01	0,03	0,01	0,05

Для определения содержания кальция, марганца, магния, используется метод атомно-абсорбционной спектрометрии, который основан на распылении исследуемого раствора в пламени (закись азота – пропан – бутан, воздух– пропан – бутан) в виде аэрозоля и измерении степени ослабления излучения стандартного источника света (лампы с полым катодом) вследствие поглощения этого излучения атомами анализируемого элемента. Для устранения мешающего влияния посторонних элементов при определении  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$  в качестве спектрофотометрического буфера, в исследуемые растворы вводят хлорид стронция. Содержание элементов находят расчетным путем или по градуировочным графикам, для чего предварительно фотометрируют растворы соответствующих стандартных образцов, приготовленных аналогично пробам.

Гигроскопическую воду определяют высушиванием навески породы в тигле до постоянного веса при 105 °С. Потерю при прокаливании определяют прокаливанием навески при температуре 1000 °С до постоянного веса. Силикатный анализ завершается подсчетом суммы всех определяемых компонентов, которая должна быть близкой к 100%. В большинстве случаев это является хорошим ориентиром для контроля качества анализа. При значительном отличии суммы от 100 % (> 1%) возможны повторения некоторых определений.

Концентрации микроэлементов в осадочных породах определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой ИСП-МС (ICP-MS) на масс-спектрометре Agilent 7500se по методике, охарактеризованной в работах [Рассказов и др., 2012; Ясныгина и др., 2015].

### 3. 3. Рентгенодифракционные исследования

Основной задачей рентгенодифракционного анализа является идентификация различных фаз в смеси кристаллических веществ на основе создаваемой ими дифракционной картины. Наиболее часто применяемый практический метод рентгенодифракционного анализа – метод порошка. Он является одним из основных в химии твердого тела в силу его простоты и универсальности. В данной работе показаны возможности метода при исследовании кристаллических веществ: определение состава смеси нескольких соединений; определение параметров элементарных ячеек; построение теоретической рентгенограммы по известным структурным данным; использование графических программ для изображения кристаллических структур и идентифицирования изображений обратной решетки, полученных при помощи просвечивающего электронного микроскопа, что показывает единство законов дифракции для различных источников излучения и тесную связь между разными дифракционными методами [Пименова, 2005].

Рентгенодифракционный анализ заключается в распознавании кристаллических фаз на основе присущих им значений межплоскостных расстояний и соответствующих интенсивностей линий рентгенодифракционного спектра, он позволяет определить количество тех или иных фаз в смеси. С помощью рентгенодифракционного анализа определяются размеры элементарной ячейки минерала, его сингония, вид симметрии, а затем расшифровывается кристаллическая структура [Ковба, Трунов, 1976].

В отличие от видимых лучей, которые, как известно, отражаются от зеркала при любом угле падения, рентгенодифракционный луч с длиной волны  $\lambda$  «зеркально» отражается пакетом данных параллельных кристаллических плоскостей только под строго определенными углами, под другими же имеет место погасание. Рентгенодифракционные лучи проникают вглубь кристалла, и отражение происходит не только от поверхности, но и от нижележащих плоскостей. Путь, пройденный лучом, отраженным от второй кристаллической плоскости оказывается большим, чем путь, пройденный таким же лучом от первой, на величину  $2 \sin d \theta$  (рис. 3.1). Эта величина называется разностью хода лучей. Четкая дифракционная картина будет наблюдаться только в случае, если разность хода лучей равна (или кратна) длине волны рентгенодифракционного излучения. Таким образом, получается уравнение Вульфа-Брэгга (1):

$$n \lambda = 2d \sin \theta (1),$$

где  $\lambda$  – длина волны монохроматического рентгенодифракционного излучения;  $n = 1, 2, 3, \dots$  – порядок отражения, для простоты расчетов его принимают равным 1;  $\theta$  – угол падения рентгенодифракционного луча (причем угол падения равен углу отражения);  $d$  – межплоскостное расстояние.

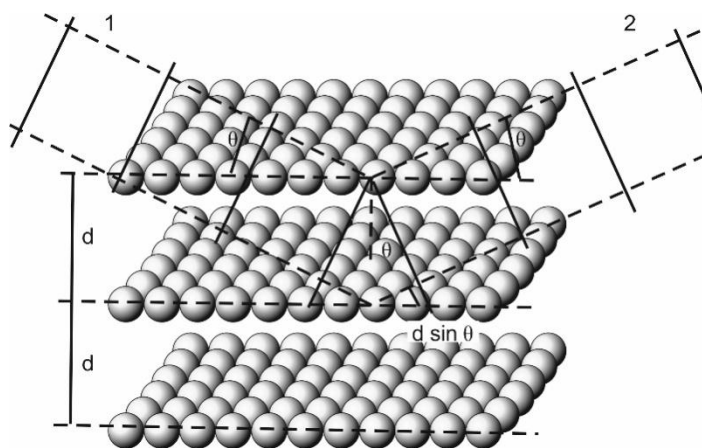


Рис. 3.1. Схема, поясняющая уравнение Вульфа-Брэгга для дифракции рентгеновских лучей кристаллами: 1 – падающий луч, 2 – отраженный луч [Васильев, 1986; Нахмансон, Фекличева, 1990].

Каждое кристаллическое вещество (фаза) имеет не одно, а целый набор присущих ему межплоскостных расстояний, поскольку регулярно расположенные атомы в решетке кристалла можно мысленно рассеять плоскостями в различных направлениях. Набор межплоскостных расстояний – это характеристика, по которой можно идентифицировать кристаллическую фазу. Рассчитать межплоскостные расстояния можно из уравнения Вульфа-Брэгга, сняв рентгеновскую дифрактограмму анализируемого материала и определив по ней углы  $\theta$ .

Прибор для съемки рентгенограмм в общем случае должен иметь источник рентгенодифракционного излучения и устройство для регистрации отраженных рентгенодифракционных лучей (рис. 3.2). Рентгенодифракционные лучи выходят из трубки, проникая через специальное окошко, изготовленное из легкого металла, и падают на анализируемый образец. Регистрация отраженных рентгенодифракционных лучей может производиться двумя способами: на фотопленку (фотографически), либо с помощью счетчиков квантов рентгенодифракционного излучения (дифрактометрически), которые позволяют автоматизировать съемку и запись результатов.

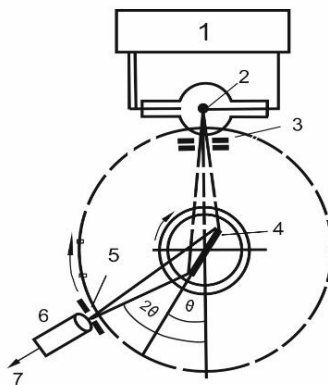




Рис. 3.2. Схема дифрактометрической съемки плоского образца: 1 – генераторное устройство; 2 – рентгенодифракционная трубка; 3 – диафрагма первичного пучка; 4 – образец; 5 – диафрагма счетчика; 6 – счетчик; 7 – к регистрирующему устройству [Васильев, 1986; Нахмансон, Фекличева, 1990].

Кванты отраженного рентгенодифракционного луча возбуждают в счетчике импульсы тока, они преобразуются в импульсы напряжения и подаются на самопишущий прибор. На диаграммной ленте записывается интенсивность импульсов в зависимости от угла поворота счетчика (рис. 3.3).

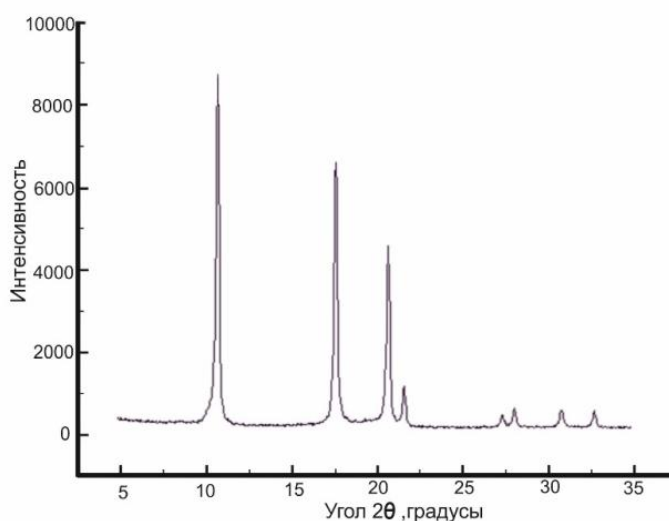


Рис. 3.3. Рентгенограмма кварца, снятая на дифрактометре [Васильев, 1986; Нахмансон, Фекличева, 1990].

Для изучения донных Баргузинских осадков были приготовлены ориентированные препараты плотностью  $20 \text{ мг/см}^3$  из нефракционированных проб нанесением водной суспензии на стеклянную подложку ( $2.5 \times 2.5 \text{ см}$ ) и высушиванием при комнатной температуре. Препараты для моделирования дифракционных профилей насыщались этиленгликолем в течение суток в боксе. Съемка образцов выполнена на автоматизированном дифрактометре аппарат ДРОН – 3,0, излучение –  $\text{Cu K}\alpha$ ,  $\text{Ni}$  – фильтр,  $V=25 \text{ кВ}$ ,  $I=20 \text{ мА}$ , в интервале углов: от  $3$  до  $55^\circ$  –  $2\theta$  со скоростью измерения –  $1^\circ/\text{мин}$ . Образцы приготовлены методом «порошка» (истерты в спирте до состояния пудры) [Рентгенодифракционные методы..., 1965]. Рентгенограммы идентифицированы с помощью программы поиска фаз. Полуколичественное соотношение компонентов рассчитано по корундовым числам методом RIR [Hubbard, Snyder, 1988].

### **3.4. Физико-химическое моделирование минерального состава породы**

Экспрессное определение ассоциаций глинистых минералов проводится математическими методами на основании химического состава пород, что позволит выявить наиболее перспективные для дальнейшего изучения интервалы керна, а также оценить климатические условия осадконакопления. Одним из методов расчета является физико-химическое моделирование, в основе которого лежит принцип минимизации свободной энергии. Такой метод разработан [Карпов, 1981] и реализован в универсальном программном комплексе (ПК) «Селектор» [Чудненко, 2010].

Используя принцип частичного равновесия, процесс необратимого растворения и замещения горной породы расчленяется на последовательные элементарные этапы. На каждом элементарном этапе процесса решается одна задача химического равновесия путем численной минимизации свободной энергии мультисистемы, характеризующей весь процесс в целом. Таким образом, даже в неравновесных процессах выветривания и в кинетических экспериментах по последовательному минералообразованию выполняются условия частичного равновесия. Опираясь на принцип частичного равновесия, можно утверждать, что в каждый данный момент времени и в каждой точке пространства выполняются условия термодинамического равновесия для данного фиксированного состава геохимической системы. Равновесие в расчетной системе дополнительно обеспечено включением в модель водного раствора.

Термодинамическое моделирование позволяет использовать для расчета реальный, а не нормативный состав глинистых минералов в виде модели твердых растворов. Под раствором в термодинамике понимается гомогенная фаза, состоящая более чем из одного компонента [Авченко, 2009]. Описание смешанослойных глинистых минералов при помощи списка минералов приведено в работе [Ransom, 1993].

Свободная вода присутствует непосредственно в осадках. Кроме того, растворенные в воде ионы позволяют компенсировать количественно те элементы, которые находятся в межслоевых промежутках глин и не могут быть учтены при записи стехиометрических формул. Основные компоненты водного раствора:  $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{H}_2\text{SiO}_4^{-2}$ ,  $\text{NaH}_3\text{SiO}_4$ ,  $\text{H}_3\text{SiO}^{4+}$ ,  $\text{Mg}(\text{OH})_2$ ,  $\text{Fe}(\text{OH})^{4+}$ ,  $\text{CaOH}^+$ ,  $\text{MgOH}^+$ ,  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ ,  $\text{Fe}(\text{OH})_2$ .

### **3.5. Исследование глинистых минералов методом СЭМ**

Структура глинистых минералов – это важнейшее качество породы, с одной стороны, отражающее условия ее формирования, с другой стороны, определяющее ее физические, механические и другие свойства [Осипов, 1979, 1989]. Для изучения микроструктур глинистых

пород, наиболее информативным и наглядным является электронная микроскопия [Pusch , 1970; Gillot , 1969; Грабовска-Ольщевска , 1984].

СЭМ дает возможность получения изображений исследуемой микроструктуры, выполнение различных операций по их обработке и количественной оценке морфометрических и геометрических признаков микроструктуры. Метод позволяет выполнять исследования на небольшом образце в широком диапазоне увеличений от оптических ( $\times 10$ ) до электронно-оптических ( $\times 1000$  и более). В настоящее время разработано достаточно обширное программное обеспечение (ПО) и аппаратура для количественного анализа СЭМ изображений поверхности скола образца. Однако в зависимости от методики подготовки образцов, выбора режимов работы СЭМ, получаемые результаты будут различаться. Для проведения корректного количественного анализа микроструктуры необходимо:

- 1) соблюдение единообразной методики отбора и хранения образцов, которая не должна искажать их реальную микроструктуру;

- 2) единая подготовка исследования образцов на сканирующем электронном микроскопе;

- 3) определение микроструктуры глинистых минералов и элементного состава.

В связи с тем, что в большинстве СЭМ микроструктура изучается в условиях глубокого вакуума (вакуум в камере образцов обычно составляет  $10^{-3}$ – $10^{-4}$  Па), образцы исследуемых пород должны быть полностью обезвожены. Сушка пород не оказывает заметного изменения на линейные и объемные размеры образцов. Для сохранения микроструктуры образцов используют несколько методик: на воздухе или в термостате, вакуумная морозная сушка и др.

Процесс исследования микроструктуры в СЭМ основан на сканировании электронного зонда по поверхности образца, в результате чего формируется сигнал (например, сигнал вторичных электронов), который в дальнейшем фиксируется соответствующим детектором, усиливается, преобразуется и воспроизводится в виде СЭМ-изображения на экране видеомонитора [Beutelspacher, Van Der Marel, 1968]. Если электронный зонд сканирует по поверхности неэлектропроводных образцов, в том числе сухих глинистых пород – типичных диэлектриков, на его поверхности начнет скапливаться наведенный электростатический заряд. В результате, через некоторое время, на СЭМ-изображении появятся артефакты в виде ярких светлых пятен, искажающих изображение микроструктуры. Для предотвращения эффекта зарядки поверхности образца и улучшения качества изображений на образцы в вакууме напыляется тонкая пленка меди, железа или алюминия. Однако, наилучшие результаты (наиболее высококачественные СЭМ-изображения) получаются напылением золота (сплошная пленка толщиной 5–10 нм).

В целом, количественный анализ микроструктур глинистых минералов должен включать ряд последовательных операций: подготовку образца, выбор режима работы СЭМ, выполнение

всех операций по получению корректного высококачественного изображения и съем с него необходимой информации, обработку получаемой информации и расчет количественных показателей.

Для выявления различных минеральных форм в образцах Баргузинской долины использован растровый электронный микроскоп Quanta-200 в Лимнологическом институте СО РАН.

#### *Методика отбора и хранения образцов*

Выбор методики подготовки образцов глинистых пород к количественному анализу морфометрических и геометрических признаков их микроструктуры один из самых ответственных моментов, во многом определяющий успех проведения количественного анализа и достоверность получаемых результатов. Поэтому перед проведением анализа исследователи должны знать характеристику образцов и в зависимости от типа и состояния глинистой породы использовать ту или иную методику пробоподготовки.

Для микроструктурных исследований использовались образцы в виде монолитов, которые отбирались из керна скважин. После отбора и документации образец помещался в сухом виде (высушенные при комнатной температуре) в отдельный пронумерованный пакет с указанием номера скважины и глубины отбора. Образцы хранились в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН при комнатной температуре и нормальной влажности.

#### *Пробоподготовка образцов для СЭМ*

Отобранный разновозрастной материал содержит разное количество глинистой составляющей. В ряде проб содержится некоторое количество механических примесей (камешков, песка и т.д.), которые необходимо удалить. Было произведено отмучивание образцов в воде при комнатных условиях в соответствии с методикой, изложенной ниже, позволяющее сохранить микроструктуру глинистых минералов:

- 1) брали 100 грамм образца и с помощью молотка крупные куски раздавливались (разбивались) на более мелкие, чтобы они могли легко разойтись в воде;
- 2) помещали полученный материал в банку и заливали большим количеством воды, размешивали до получения взвеси;
- 3) ждали (1–3 суток) пока песок и другие тяжелые частицы осядут на дно, а сверху останутся только легкие частицы с водой, которые аккуратно переливали в другую емкость;
- 4) ждали, пока осядет глина (от нескольких часов до суток), и две трети объема воды сливали, а оставшуюся часть помещали в специальную посуду для удаления оставшейся воды (испарения при комнатной температуре) и получения глинистой составляющей.

Для исследований микроструктуры образцов на сканирующем электронном микроскопе использовались три методики. В первом случае на стекло, обернутое скотч-фальгой (двухсторонний электропроводный скотч), на двусторонний скотч наносился образец в сухом виде (порошок). Для получения более качественного изображения производилось напыление золотом. Во втором методе часть образца дополнительно разводилась в воде, и разные концентрации накапывались на специальный столик. В третьем методе, вместо воды, использовался спирт. Пробы сутки высушивались, после чего производилось напыление золотом [Hughes, Bohor, 1970].

#### *Определение микроструктуры глинистых минералов*

СЭМ-изображения отличаются чрезвычайно большим диапазоном изменения яркости и контрастности. Данные высококачественные изображения не всегда могут служить хорошей основой для количественного анализа микроструктуры. Выбирается такой режим работы СЭМ, который обеспечивает получение изображения реальной микроструктуры и получение бинарного изображения с четкими границами между твердыми структурными элементами и порами.

Для количественного описания микроструктуры по СЭМ-изображениям требуется использование достоверных количественных показателей. В природных условиях глинистые минералы встречаются в виде тонкодисперсных кристаллитов или их обломков, которые называются глинистыми частицами. Глинистые частицы являются кристаллическими телами, обладающими определенными физическими параметрами, такими как размер и форма. Как правило, частицы обладают максимальной длиной в плоскости 001 структуры минерала, слагающего частицу. Толщина частицы определяется количеством слагающих элементарных слоев и характеризует ее размер поперек слоев. Длина глинистых частиц изменяется в широком диапазоне от сотых долей до нескольких микрометров (табл. 3.2). Наименьшую длину имеют частицы монтмориллонита, а наибольшую – частицы хлорита.

Важными морфометрическими характеристиками глинистых частиц являются их габитус – от тонких пластинок до чешуек, трубок и листовидных образований [Солотчина, 2009].

Каолинит  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  (группа каолинита) обладает пластинчатой формой в виде шестигранника. Хорошо видны контуры плоских огранных частиц и их микроагрегатов. Галлуазит  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  отличается от каолинита формой частиц. Они имеют вид трубок (трубчатые формы).

Монтмориллонит  $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  (группа смектита) обычно наблюдается не отдельными частицами, а ультрамикроагрегатами и микроагрегатами. Сростки этого минерала имеют на краях завихрения или шиповидные выросты.

Размеры частиц глинистых минералов

Минерал	Длина, мкм	Толщина, мкм
Каолинит	4–0,08	2–0,5
Галлуазит	2–0,1	0,2–0,05
Монтмориллонит	0,1–0,01	0,05–0,001
Иллит	3–0,1	0,1–0,03
Глауконит	1–0,2	0,1–0,05
Вермикулит	0,5–0,05	0,1–0,01
Хлорит	8–0,1	1–0,05
Палыгорскит	2–0,1	0,1–0,05
Сепиолит	20–3	0,2–0,3

Из минералов группы гидрослюд в исследуемых породах обнаружены глауконит и иллит. Частицы глауконита  $(K, H_2O)(Fe^{3+}, Al, Fe^{2+}, Mg)_3[(Si_3Al)O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$  имеют глобулярный вид микроагрегатов, хорошо различимых под электронным микроскопом, что позволяет легко определять этот минерал. Иллит  $(Mg, Fe)_3[(Si, Al)_4O_{10}](OH)_2 \cdot 4H_2O$  имеет удлиненные или изометричные пластинки.

Вермикулит  $(Mg^{+2}, Fe^{+2}, Fe^{+3})_3[(AlSi)_4O_{10}](OH)_2 \cdot 4H_2O$  трудно отличить от частиц слюд, поэтому электронно-микроскопическая диагностика его со слюдястыми минералами весьма затруднительна.

Частицы хлорита  $(Mg, Fe)_3(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2 \cdot (Mg, Fe)_3(OH)_6$  (группа хлорита) имеют изометричную форму с четкими контурами и многочисленными ступенями скола.

По структуре глинистые частицы разных минералов могут быть схожи между собой, что затрудняет их идентификацию. Каждый глинистый минерал имеет особый химический состав. СЭМ позволяет определять элементный состав, при этом получается количественная оценка состава частицы, что позволяет проводить более точную диагностику глинистого минерала.

\* \* \* \* \*

В лабораторных исследованиях терригенных песчано-глинистых пород выбранных объектов используются методы анализа, дающие информацию для определения их генезиса и фациальных, палеогеографических реконструкций: гранулометрический, минералогический, рентгеноструктурный спектральный, физико-химическое моделирование, электронно-микроскопический и химический.

## Глава 4. Результаты исследований и их обсуждение

### 4. 1. Отложения танхойской и аносовской свит Баргузинской долины

#### *Химический состав пород*

После литологического изучения пород из керна двух скважин были отобраны представительные образцы из разновозрастных толщ (более 75) для определения химического состава. Был определен состав петрогенных оксидов (табл. 4.1) и микроэлементов.

Таблица 4.1.

Состав петрогенных оксидов представленных образцов танхойской, аносовской свит и переходного слоя между ними.

№ скв.	513									
	Аносовская			Переходный слой				Танхойская		
Глуб., м	134	157	169	178.5	179	181	183	185	187	209
SiO <sub>2</sub>	66,49	57,27	59,90	60,54	58,85	60,73	55,50	51,39	56,29	53,24
TiO <sub>2</sub>	0,49	1,11	0,56	0,70	0,77	0,73	0,90	0,99	1,00	0,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,30	22,54	15,43	18,07	18,48	18,59	18,97	18,07	16,35	18,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,74	2,17	8,05	3,62	3,32	2,47	2,44	3,79	3,24	4,57
FeO	0,45	0,60	1,11	1,57	1,91	1,59	3,22	4,25	3,27	2,95
MnO	0,06	0,02	0,06	0,07	0,06	0,06	0,10	0,10	0,08	0,11
MgO	0,65	1,10	1,51	1,72	1,91	1,47	2,12	1,58	1,48	1,74
CaO	1,64	1,85	2,10	2,59	2,65	3,17	2,68	1,74	1,57	1,72
Na <sub>2</sub> O	2,63	2,13	2,77	3,31	3,36	3,65	2,87	1,68	1,67	1,93
K <sub>2</sub> O	5,00	2,55	4,33	4,04	3,99	3,72	3,02	1,79	1,67	1,93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,20	0,13	0,11	0,23	0,23	0,21	0,17	0,13	0,17
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,58	1,92	0,92	0,51	0,32	0,40	0,65	1,70	1,67	1,74
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,96	6,62	3,35	3,15	3,68	2,87	6,05	11,18	10,75	10,66
CO <sub>2</sub>	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,84	1,40	0,83	0,34
Сумма	100	100	100	100	100	100	99,57	99,82	99,99	100,2

№ скв.	508									
Свита	Аносовская				Переходный слой		Танхойская			
Глуб., м	57	66	80	101	107,5	109	111	120	140	169
SiO <sub>2</sub>	56,98	69,76	47,79	59,28	77,25	48,12	48,00	53,64	53,99	52,61
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,51	0,56	0,80	0,11	1,09	0,97	0,80	0,72	0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,72	16,73	18,69	20,07	11,73	15,90	18,48	18,33	21,48	20,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,62	0,94	17,07	3,82	1,25	13,50	6,72	4,28	3,54	4,99
FeO	0,35	0,12	0,39	0,35	0,25	0,39	3,92	3,42	2,19	1,56
MnO	0,14	0,01	0,02	0,03	0,03	2,57	0,12	0,15	0,07	0,04
MgO	1,84	0,23	0,48	1,19	0,21	1,81	2,89	2,20	1,47	1,90
CaO	3,72	0,88	0,67	2,18	0,74	2,19	2,24	2,53	1,27	2,01
Na <sub>2</sub> O	1,01	2,83	1,62	2,98	1,77	2,21	2,41	2,64	1,51	2,11
K <sub>2</sub> O	2,97	5,02	2,93	3,62	5,78	2,46	2,93	2,85	2,63	2,47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,06	0,37	0,32	0,06	0,82	0,15	0,17	0,34	0,15
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,91	0,25	1,31	0,94	0,05	1,51	0,47	0,26	0,02	1,14
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	8,05	2,54	7,74	4,39	0,94	6,88	3,35	2,27	0,82	9,32
CO <sub>2</sub>	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,56	0,43	0,21	Н.о.
Сумма	99,93	99,88	99,64	99,97	100,2	99,45	93,21	93,97	90,26	99,55

Примечание: Н.о. – не определено или ниже предела обнаружения.

Анализ полученных результатов показал незначительные отличия по химическому составу между коррелируемыми отложениями танхойской и аносовской свит в изученных разрезах. В целом по разрезам наблюдается переход от танхойской к аносовской свите по изменению содержаний петрогенных оксидов и микроэлементов в осадочных отложениях (рис. 4.1, 4.2).

В скважине 508 в осадочных отложениях аносовской свиты разброс концентраций петрогенных элементов по сравнению с концентрациями отложений танхойской свиты увеличивается. Отчетливо коррелируются содержание MgO и CaO: в верхней части танхойской свиты концентрации общих оксидов повышаются (соответствуют до 2 и 2,5 мас. %), в переходном слое снижаются до 0,2 мас. % и менее и остаются на этом уровне в вышележащих отложениях аносовской свиты. В скв. 513 отношения Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO в осадках танхойской свиты составляют от 1 до 3 и в осадках аносовской свиты возрастают до интервала 3–44.



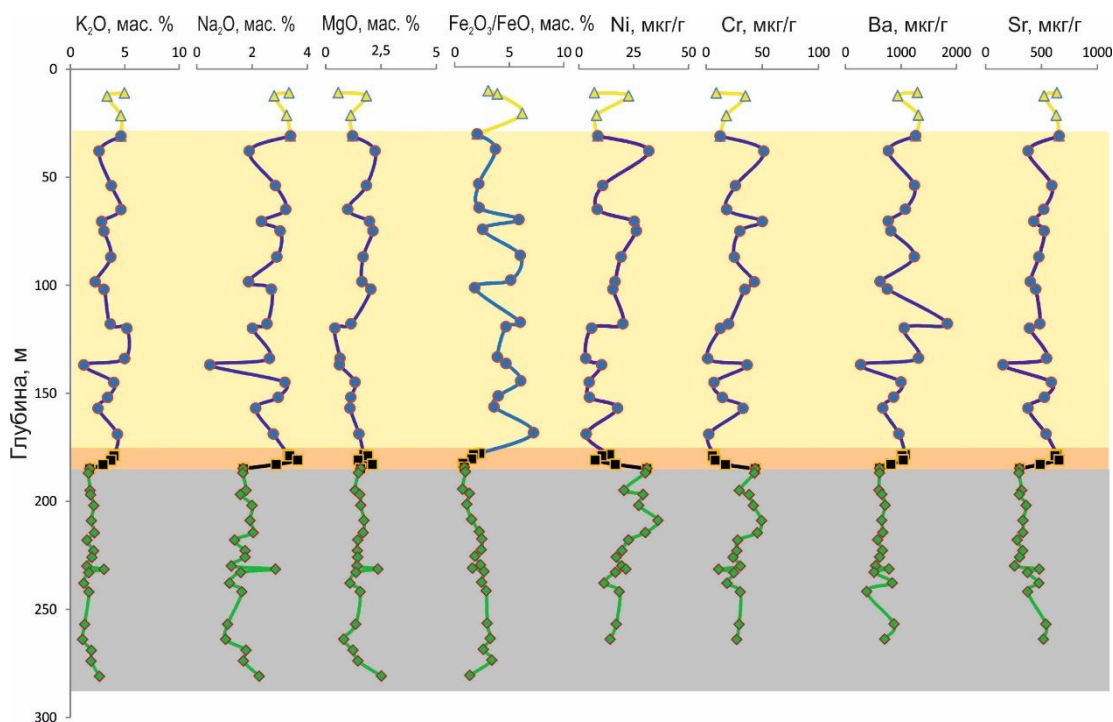


Рис. 4.1. Диаграмма вариаций содержаний петрогенных оксидов (мас. %), микроэлементов (мкг/г) в зависимости от глубины осадков из скв. 513. Зеленые значки – танхойская свита, черные значки – переходный слой, синие значки – аносовская свита, желтые значки – четвертичные отложения.

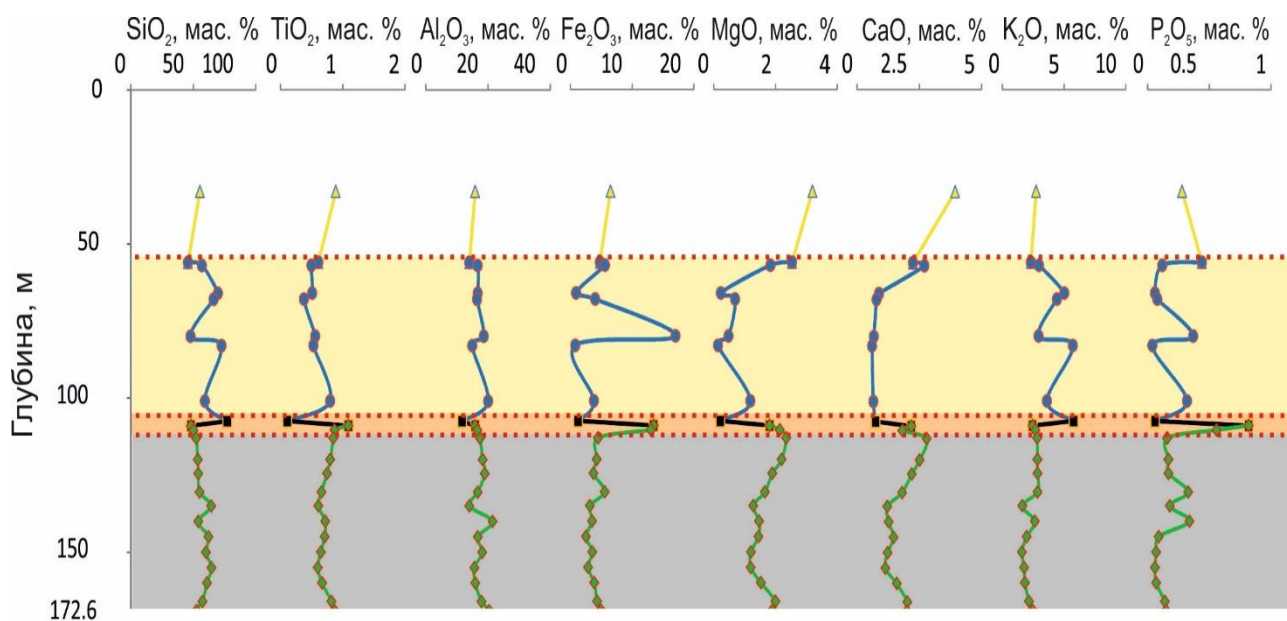


Рис. 4.2. Диаграмма вариаций содержаний петрогенных оксидов (мас. %) в зависимости от глубины осадков из скв. 508. Условные обозначения см. на рис. 4.1.

#### Геохимические индексы

По полученным данным силикатного анализа рассчитываются геохимические коэффициенты, позволяющие сопоставить вещественный состав исследуемых отложений

[Лукашев В.К, 1972; Лукашев К.И., Лукашев В.К., 1977; Лукашев К.И., 1977; Лукашев В.К., 1977]. Кремнекислый коэффициент ( $K_i = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ) является в значительной мере функцией литологической дифференциации. Отношение  $\text{CaO}/\text{MgO}$  ( $K_k$  – коэффициент карбонатности) позволяет судить о составе карбонатов и их перераспределении. Коэффициент окисления ( $K_o = \text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) характеризует направленность и интенсивность окислительных процессов выветривания. Отношения  $(\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $K_A$  – основной коэффициент),  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ( $K_h$  – щелочной коэффициент),  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$  ( $K_z$  – коэффициент зрелости) можно рассматривать как суммарные показатели геохимических процессов, показывающие степень выноса подвижных продуктов выветривания. Исследование отложений на основе геохимических модулей дает возможность более точно проводить их классификацию, реконструировать химические и геодинамические особенности обстановок осадконакопления [Nesbitt, Young, 1982; Taylor, 1985; McLennan, 1993; Интерпретация..., 2001; Маслов и др., 2002; Brijraj K., Das Birgit-Gaye Naake, 2003; Скляров и др., 2007; Рященко и др., 2014].

$\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] * 100$  – индекс химического изменения вещества, используется как показатель климатической обстановки формирования отложений. Интенсивность химического выветривания в области размыва напрямую коррелирует с палеоклиматом. Для осадочных отложений гумидных обстановок характерен вынос из полевых шпатов кальция, натрия и калия, что ведет к увеличению соотношения алюминия и щелочей в продуктах выветривания. В аридных и гляциальных обстановках в область аккумуляции поступает тонкозернистый и слабо переработанный материал, представленный глинистыми минералами с меньшим содержанием алюминия и значительным количеством неизменных или слабоизмененных полевых шпатов [Nesbitt, Young, 1982].

$\text{CIW} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})] * 100$  – отражает степень выветривания поступающей в область осадконакопления тонкой алюмосиликокластики, величина индекса возрастает с ростом степени выветривания глинистой фракции.

$\text{ICV} = [(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2) / \text{Al}_2\text{O}_3]$  – отражает степень химической зрелости тонкой алюмосиликокластики: незрелые отложения с высоким содержанием неглинистых минералов имеют индекс  $>1$ , для более зрелых с большим количеством глинистых минералов индекс  $<1$  [Cox, 1995; Potter, 2005].

Отложения аносовской толщи характеризуются высокими значениями  $\text{ICV}$ , меняются от 0,68 до 1,46 и в среднем составляют 0,9 (исключение в скважине 513 образец 137/0,34 и 157/0,48) по сравнению со значениями  $\text{ICV}$  в отложениях танхойской свиты, где значения меняются от 0,51 до 0,98 и в среднем 0,73. Для отложений аносовской свиты  $\text{CIA}$  и  $\text{CIW}$  характеризуются пониженными показателями, в сравнении с танхойской (рис. 4.3). Значит, условия формирования не способствовали химической зрелости отложений, климат был более

аридным и холодным по сравнению с условиями формирования нижней части разреза, в том числе и глинистого аллювия.

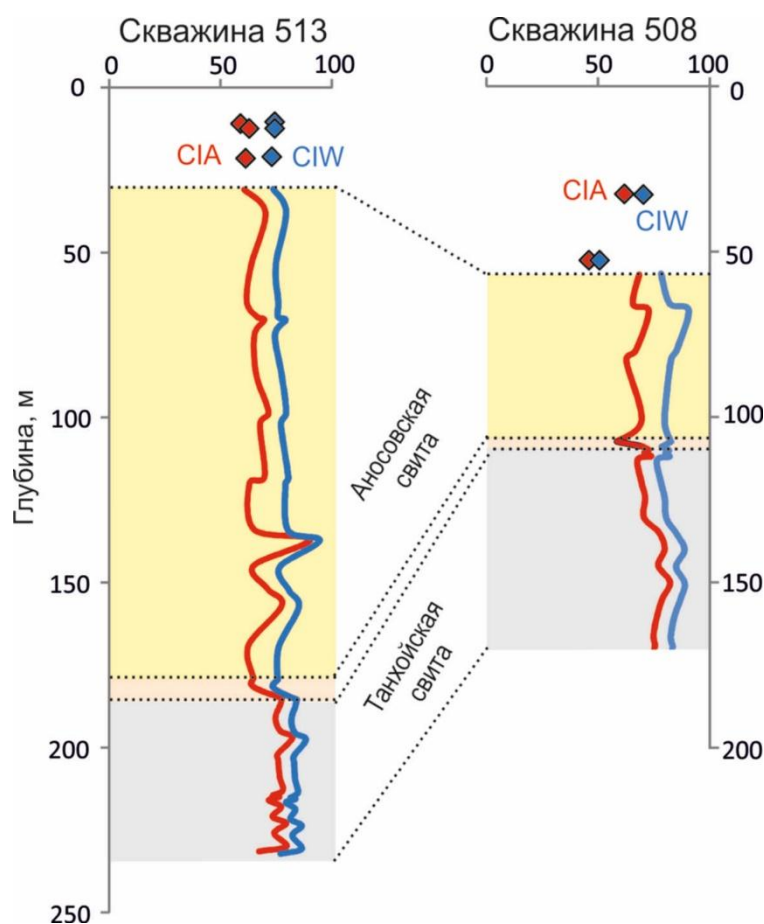


Рис. 4.3. Вариации химического индекса выветривания (CIA) и индекса выветривания (CIW) в осадочных отложениях скважин 513 и 508.

#### *Результаты рентгенодифракционного анализа*

Для определения минерального состава глинистой и обломочной составляющей рентгенодифракционным методом в скв. 513 выбрано десять реперных образцов: три – из озерной (верхнетанхойской) толщи, три – из аносовской свиты и четыре – из переходного слоя между свитами. Из скв. 508 было выбрано восемь реперных образцов из основных пачек, выделенных по литологическим особенностям: один – из фундамента, четыре – из отложений танхойской свиты, два – из аносовской свиты и один – из четвертичных отложений.

На ленте самописца в дифрактометре фиксируется кривая зависимости интенсивности дифракционной картины от угла отражения  $2\theta$ . Первичную информацию о состоянии вещества можно получить из внешнего вида рентгенодифракционных спектров. Хорошо окристаллизованный и однородный по параметрам решетки материал дает узкие и высокие дифракционные пики, а плохо окристаллизованный, неоднородный материал – широкие и низкие. В первом случае исследования существуют значительные трудности в проведении

рентгенодифракционного анализа осадков, содержащих смешаннослойные глинистые минералы (рис. 4.4).

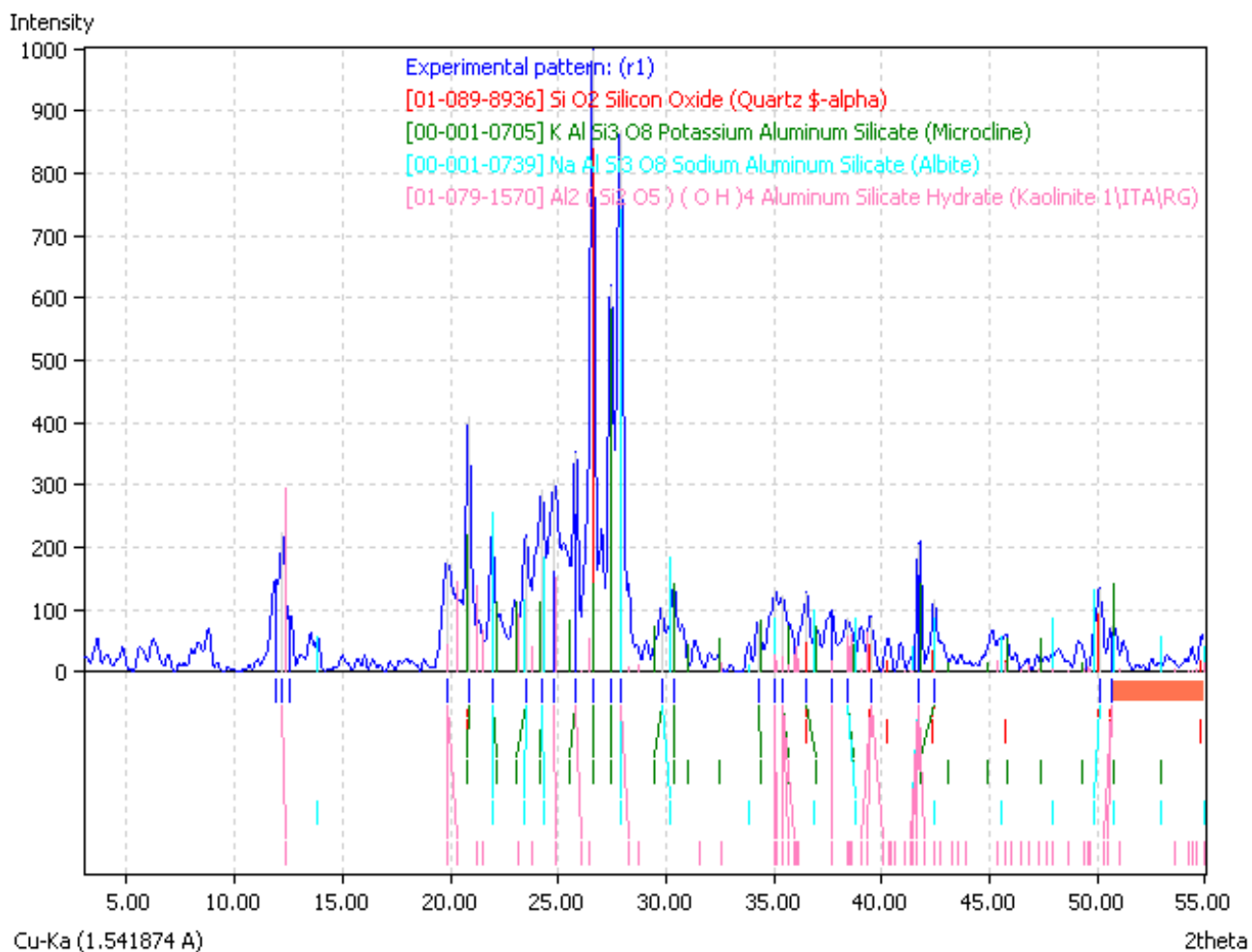


Рис. 4.4. Результаты съемки порошкового препарата на дифрактограмме образца 513/157.

Для достоверной идентификации выполнена рентгенодифракционная съемка трех препаратов одного и того же образца, подготовленных различными способами (рис. 4.5):

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

Поскольку каждый минерал дает всегда одинаковый дифракционный спектр, характеризующийся набором межплоскостных расстояний  $d(hkl)$  и соответствующих интенсивностей линий  $I(hkl)$ , по рис. 18 можно определить минеральный состав образца [Солотчина, 2009]. Например, пик на черном графике 7,2218 соответствует каолиниту. Наличие этого минерала фиксируется и на синем графике (ЭГ) высоким пиком и отсутствует на красном (Т), поскольку при прокаливании каолинит разрушается.

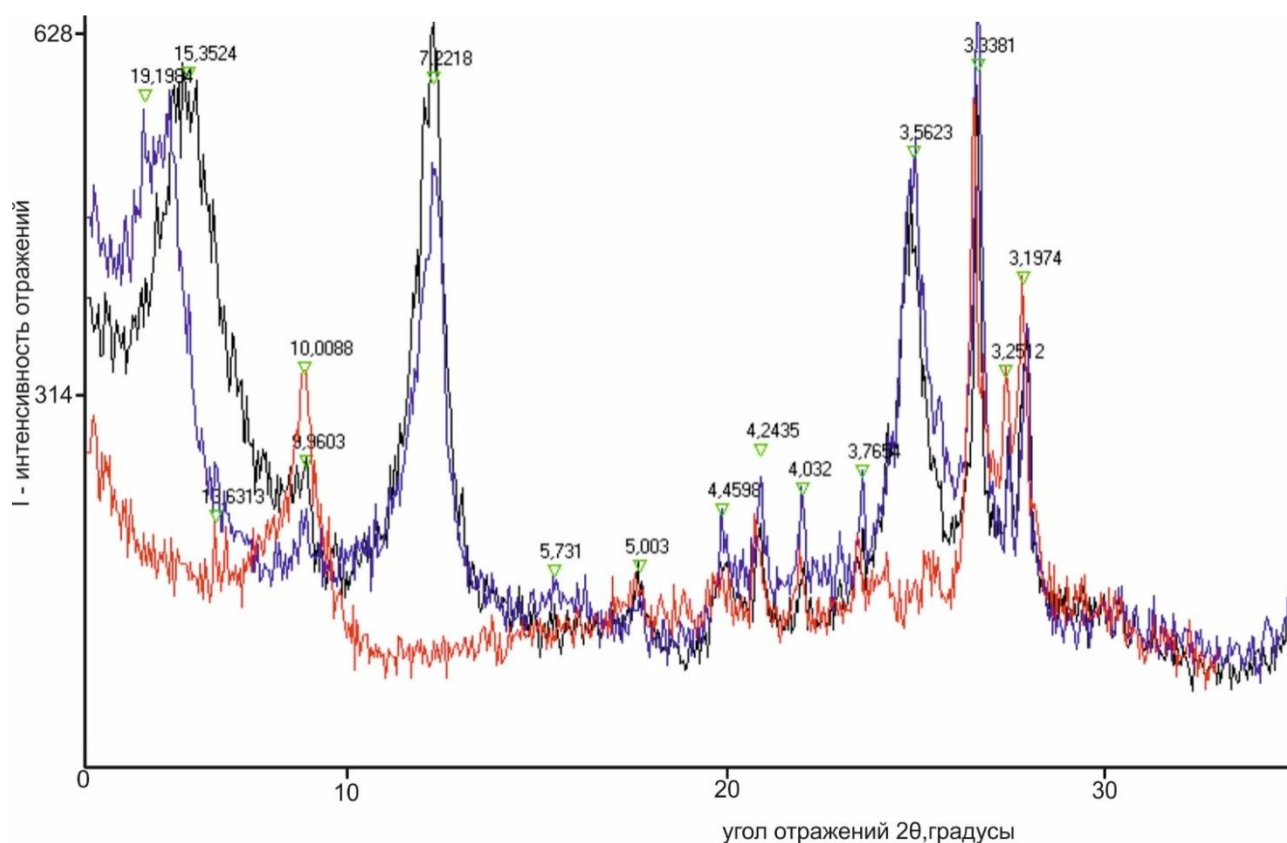


Рис. 4.5. Результаты съемки ориентированного препарата на дифрактограмме образца 513/157. Черный график – ВС, синий – ЭГ, красный – Т (объяснение в тексте).

В результате расшифровки дифрактограммы получается фазовый состав образца, в данном примере: каолинит, смектит (возможно две модификации), гидрослюда (с разбухающими смектитовыми пакетами), полевой шпат, кварц. По результатам рентгенодифракционных исследований пород скв. 513 выявлены изменения состава глинистых минералов по разрезу, что позволило точно определить границу между аносовской и танхойской свитами.

Во всех пробах идентифицированы обломочные минералы: кварц, альбит и каолинит. Микроклин определен только в отложениях переходного слоя и вышележащих отложениях аносовской свиты. Отсутствие микроклина в отложениях танхойской свиты свидетельствует о повышенной степени выветривания пород в источнике сноса. В пелитовой фракции танхойской свиты содержится хлорит и монтмориллонит, не характерные ни для аносовской свиты, ни для переходного слоя. В пелитовой фракции переходного слоя и аносовской свиты содержится иллит и смешанослойные глинистые минералы, не выявленные в нижележащей танхойской свите (рис. 4.6).

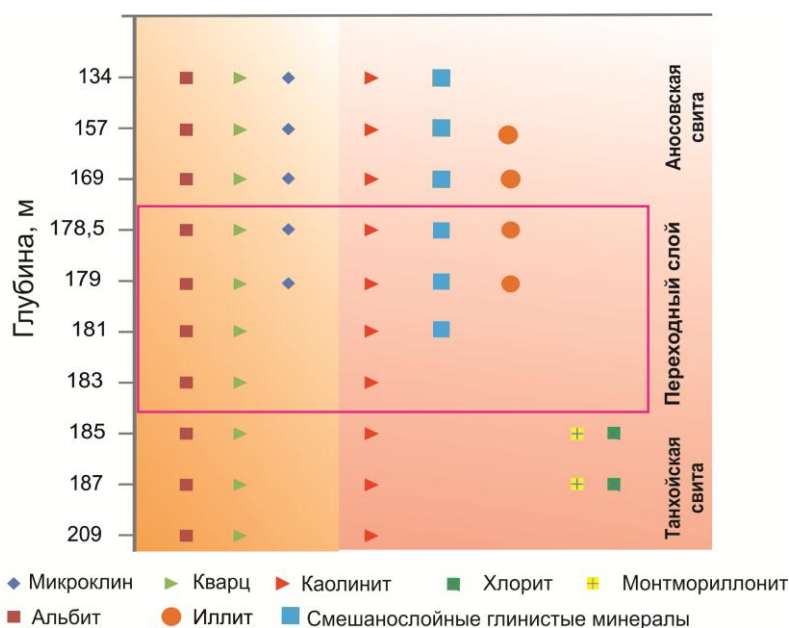


Рис. 4.6. Результаты рентгенодифракционных исследований представительных проб скв. 513 в интервале глубин 134–209 м.

Во всех пробах скв. 508 идентифицированы обломочные минералы: кварц, альбит, глинистые минералы, каолинит, и гидрослюда (рис. 4.7). В пелитовой фракции танхойской свиты содержится смектит, хлорит и гетит, не характерный ни для аносовской свиты, ни для переходного слоя. В пелитовой фракции переходного слоя и аносовской свиты содержатся смешанослойные глинистые минералы, не выявленные в нижележащей танхойской свите.

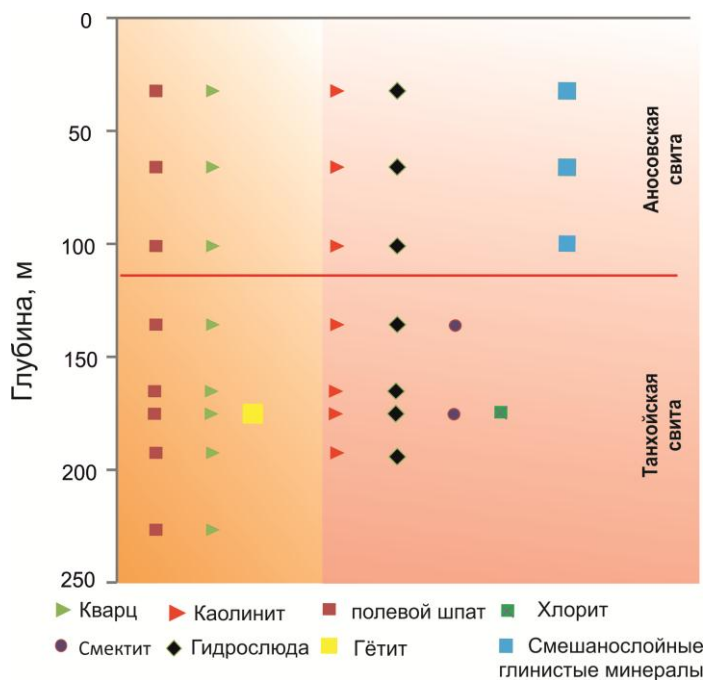


Рис. 4.7. Результаты рентгенодифракционных исследований представительных проб скв. 508 в интервале глубин 33–229 м.

Минеральный состав отложений переходного слоя маркирует смену условий осадконакопления от танхойского времени к аносовскому. Результаты рентгенодифракционного исследования свидетельствуют о том, что характерными минералами танхойской свиты являются хлорит, монтмориллонит и гетит. В осадках аносовской свиты и переходного слоя присутствуют микроклин, иллит и смешанослойные глинистые минералы, не обнаруженные в осадках танхойской свиты. Во всех пробах идентифицированы обломочные минералы, кварц, глинистые минералы, каолинит и гидрослюда.

По результатам рентгенодифракционного анализа все глинистые минералы в танхойской свите имеют несовершенную структуру.

#### *Физико-химическое моделирование*

Расчет минерального состава с помощью математического моделирования осуществлен с корректировкой количества воды, содержащейся в осадке. Потери при прокаливании (ППП) включают не только конституционную воду силикатных минералов, но и молекулярную воду, входящую в структуру биогенного кремнезема. В данной работе при расчете к потерям при прокаливании (ППП), установленным химическим анализом, дополнительно добавлено 0,1 моль  $H_2O$  (1,8 г). При формировании модели подобраны вероятные минеральные фазы, реализующиеся в модели (табл.4.2).

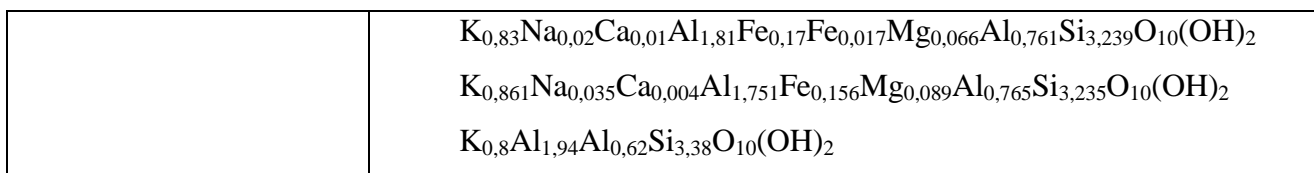
Таблица 4.2.

Твердые минеральные фазы модели осадков Баргузинской долины

Минерал	Химическая формула
Кварц	$SiO_2$
Полевые шпаты (3 минала)	$NaAlSi_3O_8$ $CaAl_2Si_2O_8$ $KAlSi_3O_8$
Мусковит	$KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$
Биотит (3 минала)	$KMg_2Al_3Si_2O_{10}(OH)_2$ $NaMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ $NaFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$
Каолинит	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$
Гидрооксиды железа	$FeO(OH)$ $Fe(OH)_2$ $Fe(OH)_3$
Иллит-сметиты	$Ca_{0,165}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2$

(16 миналов)	$Fe_{0,165}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2$ $Fe_{0,11}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2$ $Mg_{0,165}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2$ $Na_{0,33}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2$ $Al_{0,0884}Al_{1,545}Fe_{0,225}Mg_{0,29}Al_{0,065}Si_{3,935}O_{10}(OH)_2$ $Ca_{0,187}Na_{0,02}K_{0,021}Al_{1,52}Fe_{0,141}Mg_{0,33}Al_{0,07}Si_{3,93}O_{10}(OH)_2$ $Ca_{0,15}Al_{1,9}Si_4O_{10}(OH)_2$ $Mg_{0,1325}Al_{1,515}Fe_{0,225}Mg_{0,29}Al_{0,065}Si_{3,93}O_{10}(OH)_2$ $Mg_{0,195}Al_{1,52}Fe_{0,22}Mg_{0,29}Al_{0,19}Si_{3,81}O_{10}(OH)_2$ $Mg_{0,207}Al_{1,29}Fe_{0,33}Mg_{0,445}Al_{0,18}Si_{3,82}O_{10}(OH)_2$ $Mg_{0,21}Al_{1,52}Fe_{0,14}Mg_{0,46}Al_{0,32}Si_{3,68}O_{10}(OH)_2$ $Mg_{0,15}Al_{1,9}Si_4O_{10}(OH)_2$ $MgAl_2Si_4O_{10}(OH)_2$ $Na_{0,27}Ca_{0,1}K_{0,02}Al_{1,52}Fe_{0,19}Mg_{0,22}Al_{0,06}Si_{3,94}O_{10}(OH)_2$ $Na_{0,3}Al_{1,9}Si_4O_{10}(OH)_2$
Хлориты (7 миналов)	$Fe_4Si_2Al_4O_{10}(OH)_8$ $Fe_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$ $Fe_5Fe_2Si_3O_{10}(OH)_8$ $Mg_4Al_4Si_2O_{10}(OH)_8$ $Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$ $Fe_4Al_4Si_2O_{10}(OH)_8$ $Mg_{4,5}Al_3Si_{2,5}O_{10}(OH)_8$
Иллиты (15 миналов)	$K_{0,8}Fe_{0,41}Fe_{0,15}Al_{2,07}Si_{3,43}O_{10}(OH)_2$ $K_{0,5}Al_{2,0}Al_{0,5}Si_{3,5}O_{10}(OH)_2$ $K_{0,5}AlFeAl_{0,5}Si_{3,5}O_{10}(OH)_2$ $KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2$ $K_{0,8}Mg_{0,635}Al_{2,07}Si_{3,43}O_{10}(OH)_2$ $K_{0,6}Mg_{0,25}Al_{2,3}Si_{3,5}O_{10}(OH)_2$ $K_{0,8}Al_{2,4}Si_{3,5}O_{10}(OH)_2$ $K_{0,56}Na_{0,04}Al_{1,9}Mg_{0,24}Al_{0,78}Si_{3,22}O_{10}(OH)_2$ $K_{0,63}Na_{0,01}Ca_{0,14}Al_{1,32}Fe_{0,29}Fe_{0,04}Mg_{0,34}Al_{0,57}Si_{3,42}O_{10}(OH)_2$ $K_{0,67}Al_2Al_{0,67}Si_{3,33}O_{10}(OH)_2$ $K_{0,72}Na_{0,06}Ca_{0,01}Al_{1,84}Fe_{0,09}Mg_{0,08}Al_{0,75}Si_{3,25}O_{10}(OH)_2$ $K_{0,75}Na_{0,06}Ca_{0,025}Al_{1,925}Fe_{0,03}Fe_{0,005}Mg_{0,027}Al_{0,747}Si_{3,25}O_{10}(OH)_2$





Расчет минерального состава осадков из скв. 513 и 508 проведен методом ФХМ на программном комплексе «Селектор». Для моделирования использовался химический состав отложений и данные о минеральном составе реперных точек, полученных методом рентгенодифракционного анализа. Распределение реализованных минеральных фаз по разрезу представлено на рис. 4.7 и 4.8.

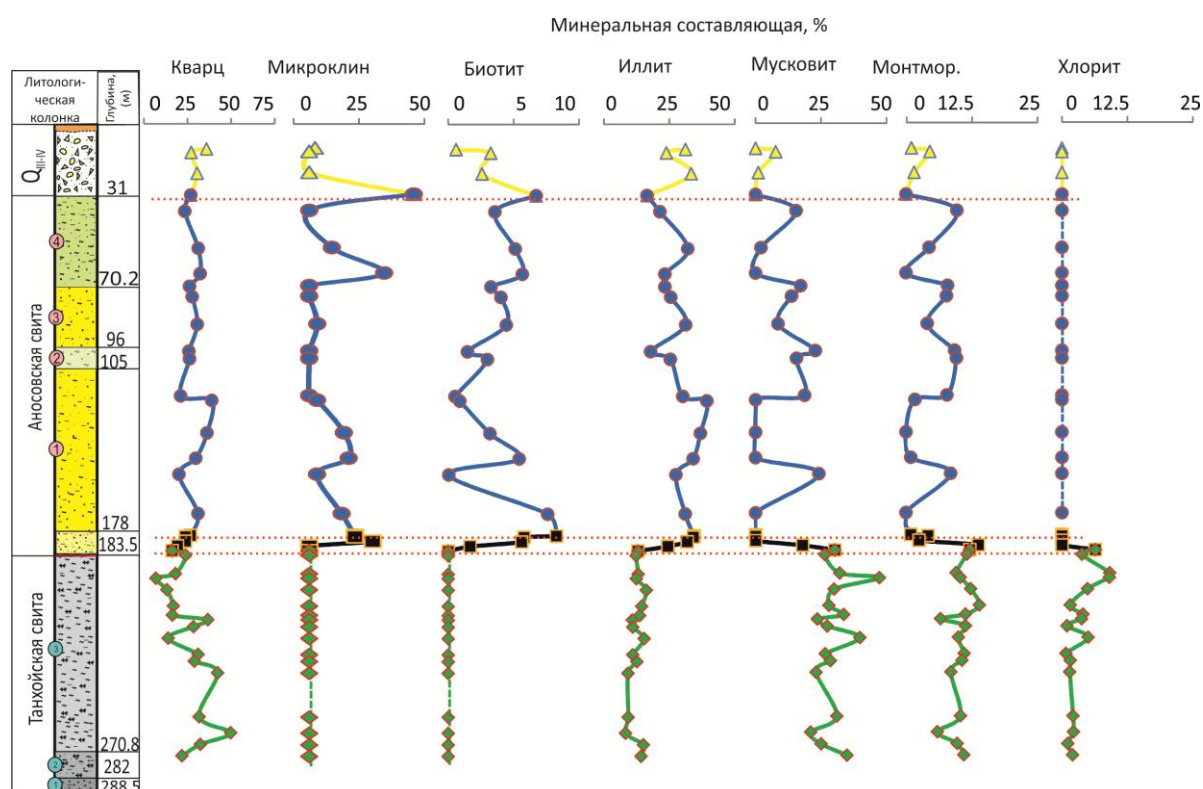


Рис. 4.7. Минеральный состав (содержание в весовых процентах) осадков скв. 513 по данным ФХМ с глубиной. Условные обозначения см. на рис. 4.1. Монтмор. – монтмориллонит.

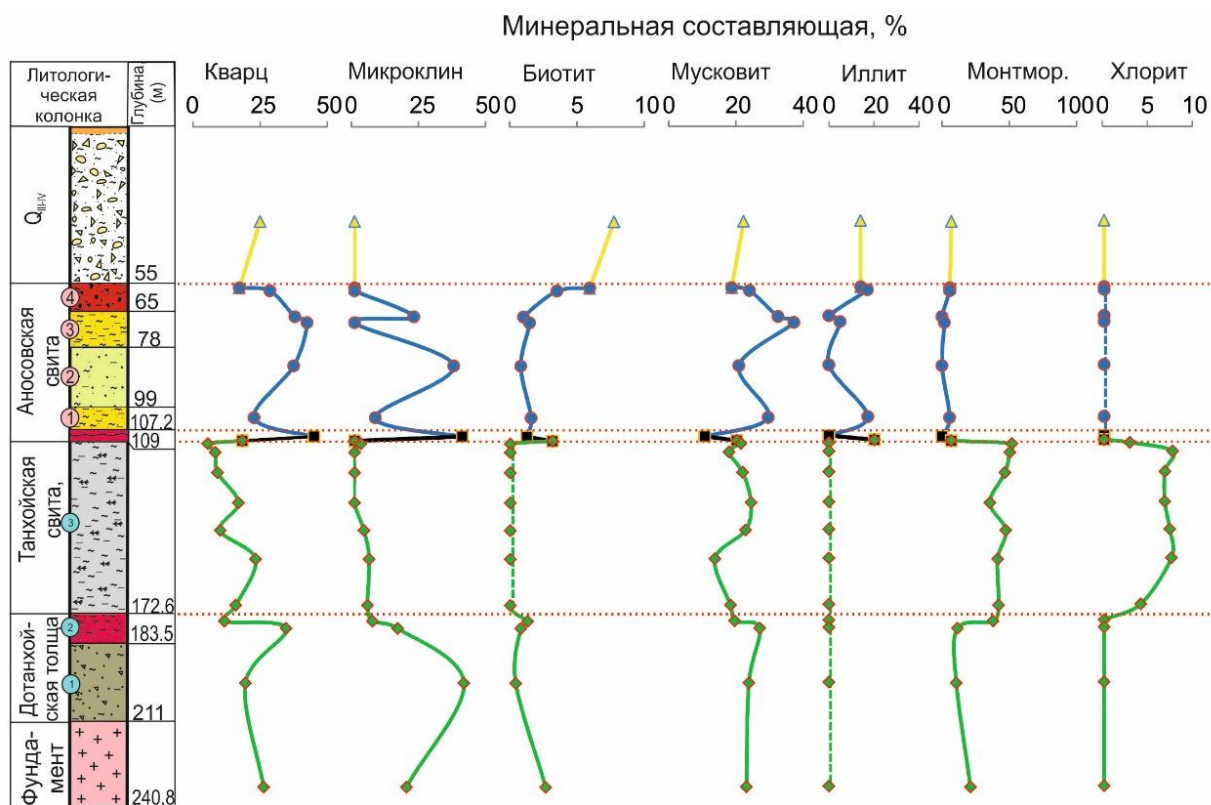


Рис. 4.8. Минеральный состав (содержание в весовых процентах) осадков скв. 508 по данным ФХМ с глубиной. Условные обозначения см. на рис. 4.1 и 4.7.

По результатам моделирования во всех пробах отложений скв. 513 идентифицирован кварц. В танхойской свите определены хлорит и монтмориллонит, в аносовской свите и переходном слое – иллит, микроклин и биотит, не свойственные танхойской свите. Мусковит входит в состав отложений танхойской свиты в небольших количествах (до 18 %), а в вышележащих его содержание от 18 до 40 %.

Результаты моделирования распределения минералов по разрезу скв. 508 показывают характерные минеральные фазы озерных отложений танхойской свиты – хлорит и монтмориллонит. Выше по разрезу (в переходном слое, аносовской свите и четвертичных отложениях) и ниже по разрезу (в дотанхойских отложениях) эти минеральные фазы не выявляются, лишь в дотанхойской толще слабо проявлен монтмориллонит. По данным ФХМ (для дотанхойской толщи, переходного слоя, аносовской свиты, четвертичных отложений) характерно присутствие иллита, биотита и микроклина (за исключением четвертичных отложений). По результатам ФХМ, данные минералы в отложениях танхойской свиты отсутствуют. Подобно относительному распределению в разрезе микроклина и биотита количество мусковита в танхойской свите невелико и немного возрастает в дотанхойских отложениях и в аносовской свите. Относительное распределение кварца коррелируется с распределением микроклина, биотита и мусковита, что в целом отражает повышение роли

обломочного материала в нижней (дотанхойской) и верхней (аносовской, четвертичной) частях разреза и снижение – в средней (танхойской).

Полученные расчетные данные ФХМ вариаций минеральных фаз в разрезе осадочной толщи в целом согласуются с данными прямых рентгенодифракционных исследований пелитовой фракции отложений. Для озерной толщи танхойской свиты получены несколько отличающиеся ассоциации минеральных фаз, что, по-видимому, отражает накопление осадков сокращенной мощности в скв. 508 на поднимавшемся дне озера и большей мощности в скв. 513 на опускавшемся дне. Очевидно, что скважины, пройденные на поднятых участках дна озера, в том числе на межвпадинных перемычках, вскрывают осадки, отличающиеся по составу глинистой фракции от осадков глубоких частей озера.

#### *Результаты исследований методом СЭМ*

В образцах глин танхойской свиты установлено различное распределение кристаллов монтмориллонита и сопутствующих минералов (рис. 4.9 а) при одинаковой структуре (рис. 4.9 в, г). Размер агрегатов составляет 20–120 мкм (рис. 4.9 б).

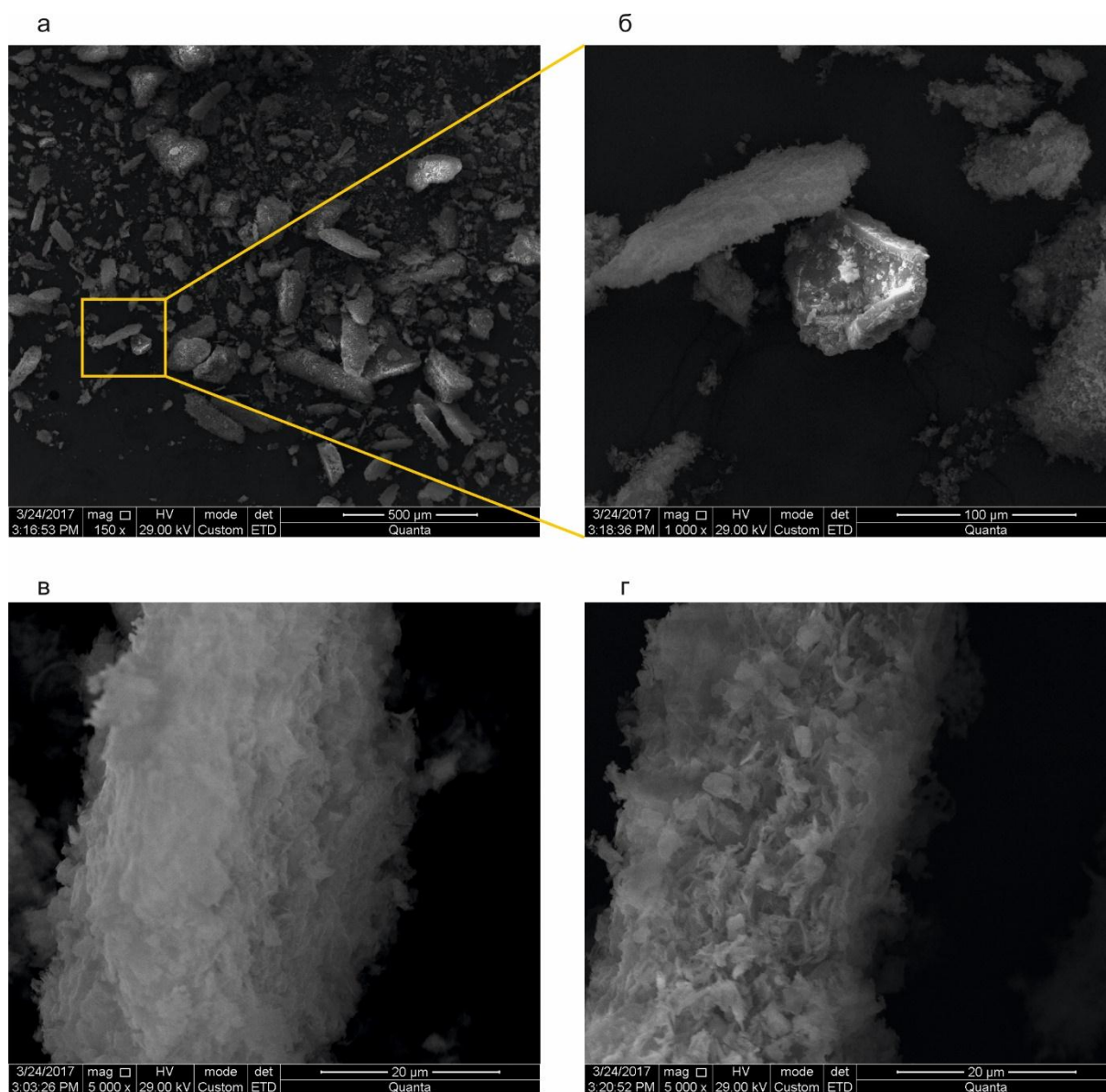


Рис. 4.9. Микрофотографии СЭМ частиц монтмориллонита в образце 513/245 отложений южной части Баргузинской долины (танхойская свита): а – общее распределение при  $\times 150$ -кратном увеличении; б – структура при  $\times 1000$ -кратном увеличении; в, г – детальные фрагменты при  $\times 5000$ -кратном увеличении.

При максимальном увеличении частицы имеют вид высушенных листьев разной толщины со сморщенной поверхностью (рис. 4.10).

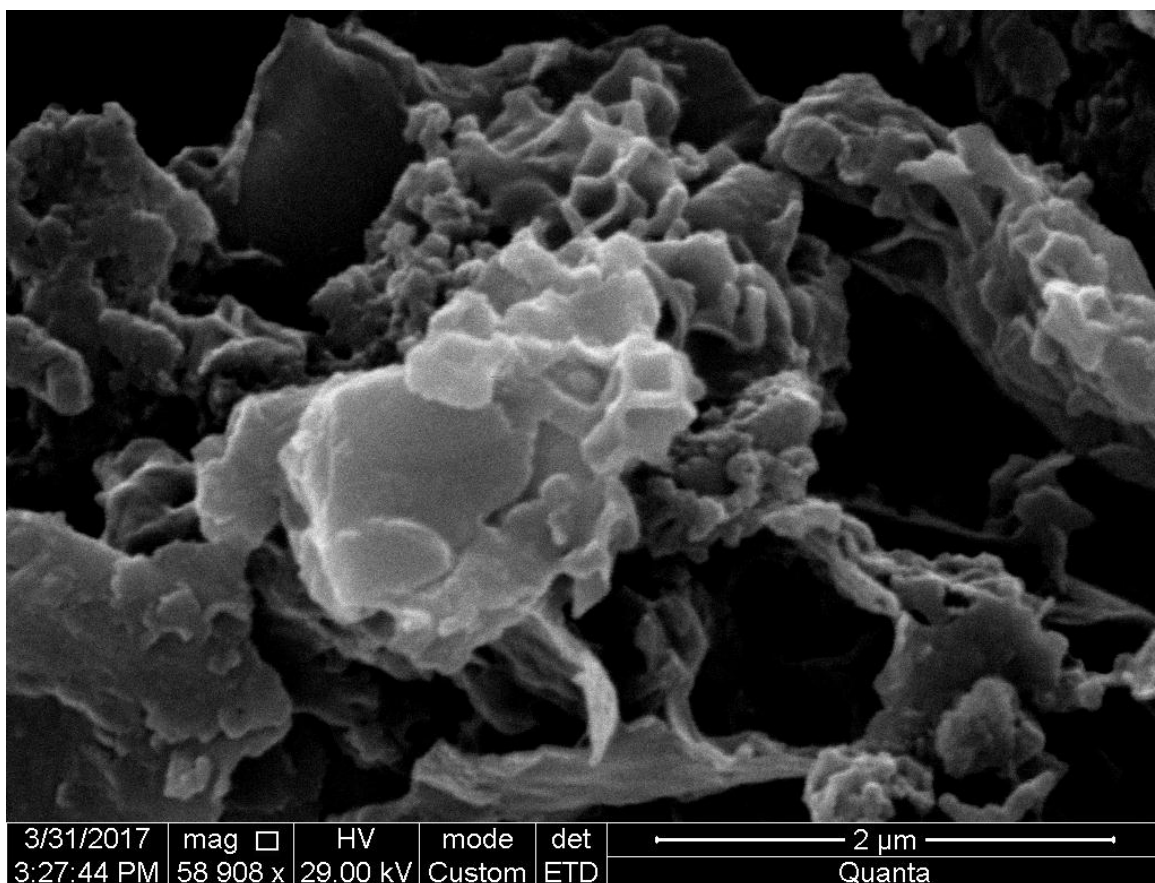


Рис. 4.10. Микрофотографии СЭМ монтмориллонита в образце 513/185 (танхойская свита) при максимальном увеличении.

Кристаллы монтмориллонита хорошо определяются по форме и структурным особенностям. Они обнаружены в образцах танхойской свиты из скв. 513 (185, 245, 257, 218) и скв. 508 (135).

В составе глин идентифицируются кристаллы каолинита, имеющие вид гексагональных пластин с четко выраженными всеми или несколькими гранями и углами шестигранника. Контуры частиц четкие, длина колеблется от 4 до 0,08 мкм, хорошо видны контуры их микроагрегатов. Размер агрегатов составляет 10–70 мкм. Чаще в образцах наблюдаются агрегаты каолинита (рис. 4.11 а) и реже отдельные кристаллы (рис. 4.11 б). Каолинит встречен во всех образцах, имеет варьирующие размеры и сохранность кристаллов.



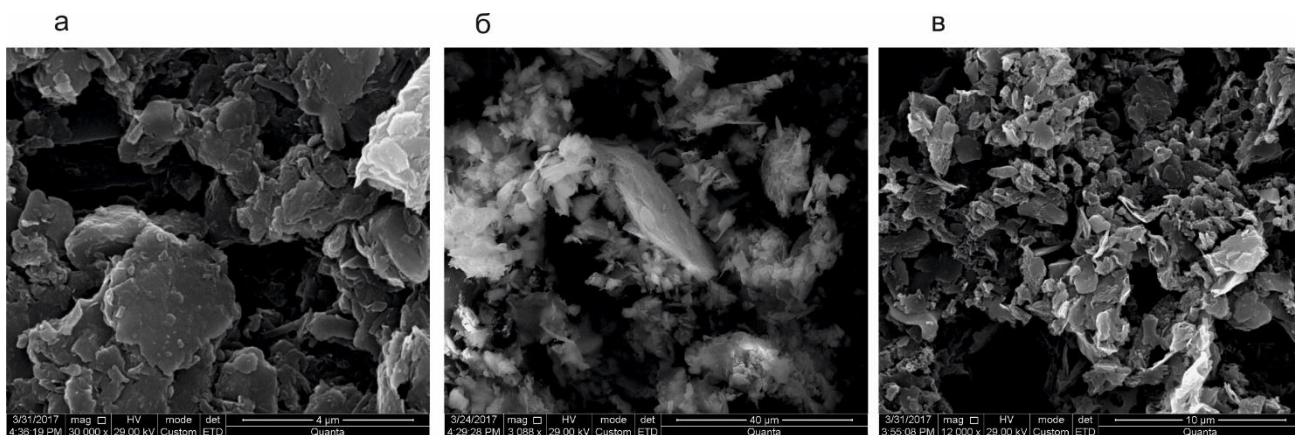


Рис.4.11. Микрофотографии СЭМ частиц каолинита: а) в скв. 513/157 (аносовская свита); б) в скв. 513/183 (переходный слой); в) в скв. 513/185 (танхойская свита).

Гидрослюды представлены двумя минеральными видами: глауконитом и иллитом. Минералы группы гидрослюд отличаются между собой морфологией. В аносовской свите встречаются частицы глауконита в виде глобулярных микроагрегатов на разных глубинах (рис. 4.12 а, б). Размер частиц 0,2–1 мкм. Иллит имеет удлиненные или изометричные пластинки, реже встречается в виде частиц щепковидной формы длиной до нескольких микрон. Длина обнаруженных микрокристаллов изменяется от нескольких мкм до 0,1 мкм (рис. 4.13а, б). Частицы вермикулита визуально не отличаются от частиц гидрослюд и идентифицируются по элементному составу (рис. 4.13 в, г).

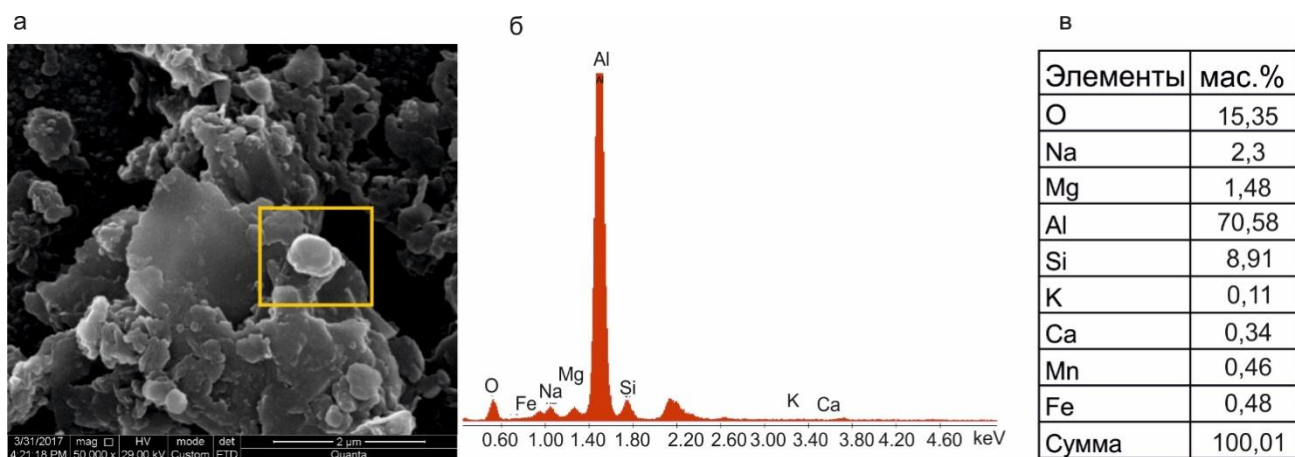


Рис. 4.12. Микрофотографии СЭМ глауконита (обр. 513/157): а – вид под сканирующем электронным микроскопом; б – интенсивность пиков элементов (пик алюминия связан с фоном подложки); в – процентные соотношения элементов.

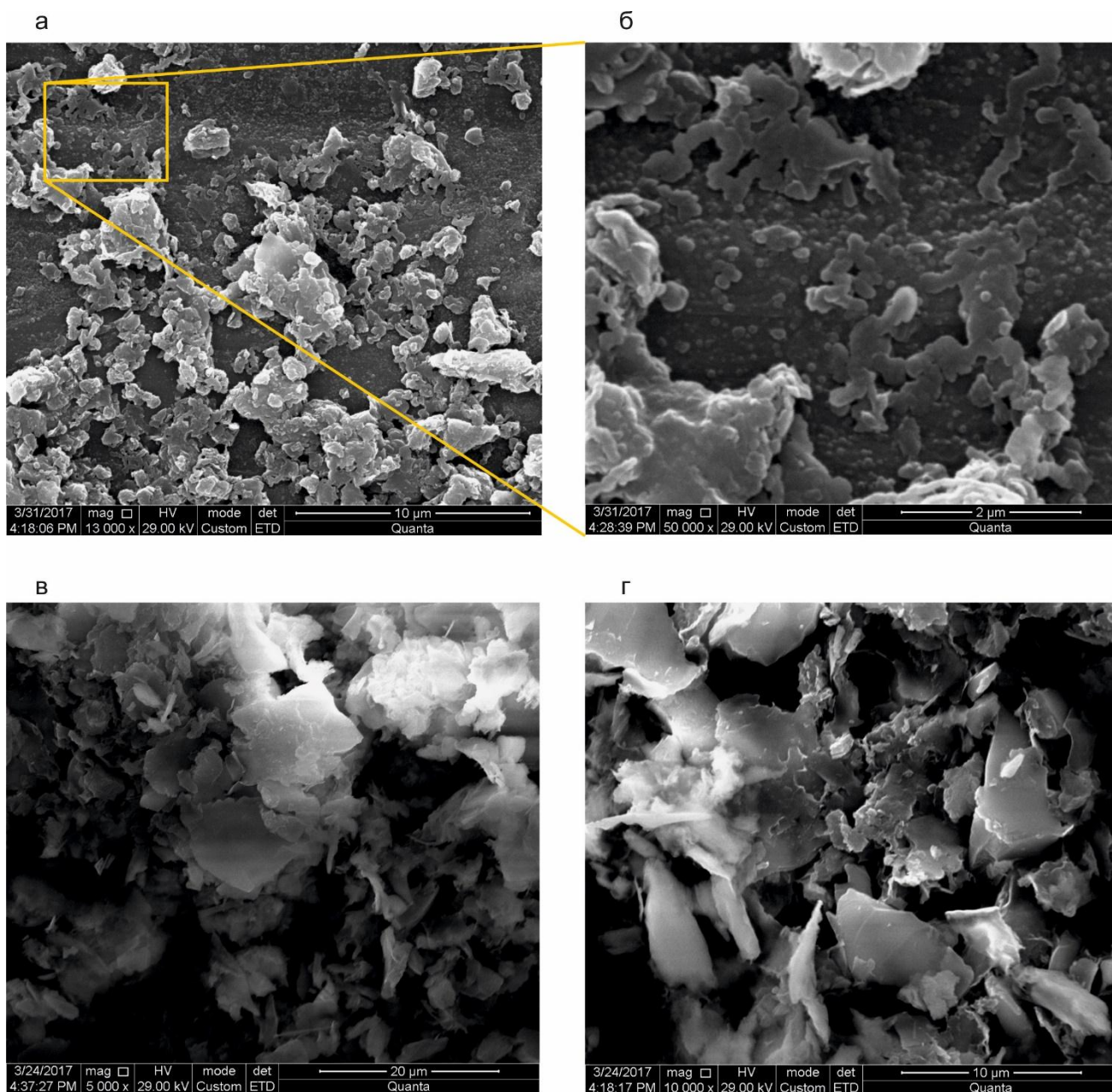


Рис. 4.13. Микрофотографии СЭМ иллита и вермикулита из аносовской свиты при разных увеличениях СЭМ.

а, б – иллит при увеличениях  $\times 13000$  и  $\times 50000$ ; в, г – вермикулит при увеличениях  $\times 5000$  и  $\times 1000$ .

Кристаллы хлорита обнаружены только в образцах осадков танхойской свиты. Они имеют четкие изометричные контуры и многочисленные ступени скола. Их длина до 8 мкм, толщина – 0,05–1 мкм (рис. 4.14).

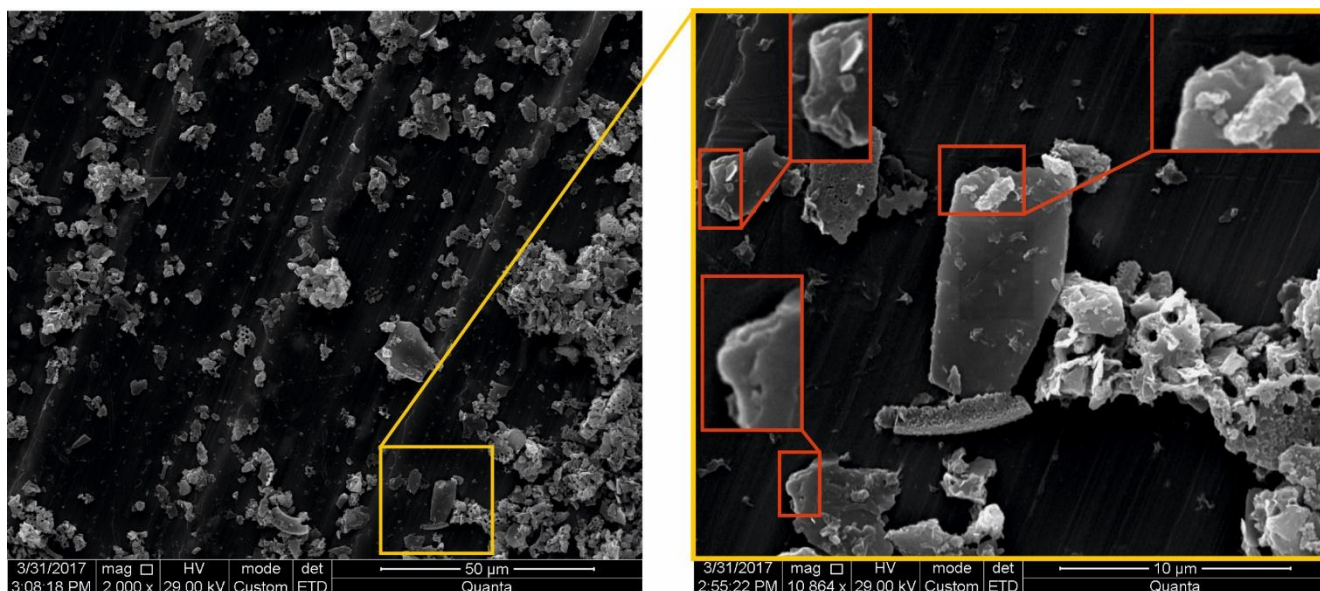


Рис. 4.14. Микрофотографии СЭМ хлорита из танхойской свиты (обр. 513/185): а – общий вид при увеличении  $\times 2000$ ; б – детальный фрагмент при увеличении  $\times 11000$  (красными прямоугольниками выделены участки кристаллов со ступенями скола).

В образце 513/169 в массе обнаружен глинистый минерал волокнистого вида, не характерный для изученной серии образцов. По форме он наиболее близок к сепиолиту и палыгорскиту. Сепиолит – водный алюмосиликат магния, наряду с монтмориллонитом, один из возможных компонентов бентонитовых глин. Кристаллическая структура минерала имеет промежуточный тип между ленточными и слоистыми силикатами. Строение агрегатов минерала – спутанно-волокнутое. Палыгорскит – типичный аутигенный минерал хемогенных отложений, богатых Si, Ca, Mg, фосфатами кальция, но бедных окислами и гидроокислами Fe и Al. Размеры обнаруженных индивидов значительно превышают максимальные размеры образований сепиолита, прежде описанных в литературе. Волокна очень тонкие, поэтому определение их состава не возможно. С волокнами ассоциируются кубические микрокристаллы соли (NaCl) (рис. 4.15). Идентифицированы также микрокристаллы карбоната (кальцита и арагонита) (рис. 4.16).



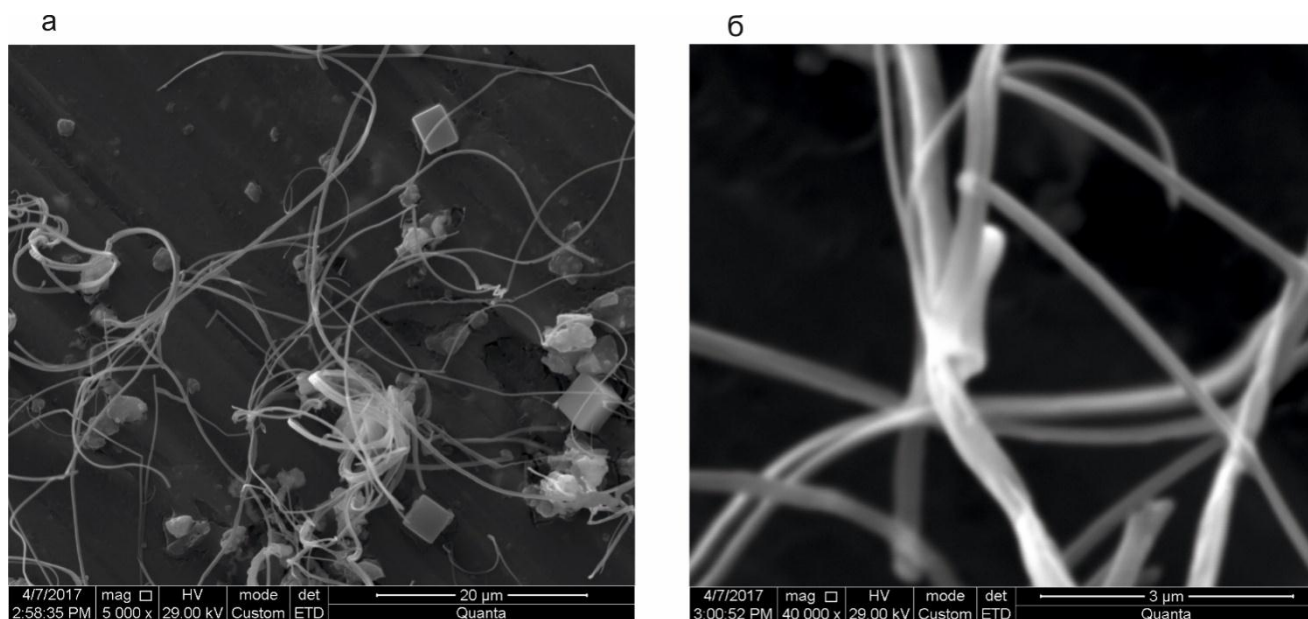


Рис. 4.15. Микрофотографии СЭМ сепиолита из аносовской свиты (обр. 513/169): а – общий вид, б – детальное строение.

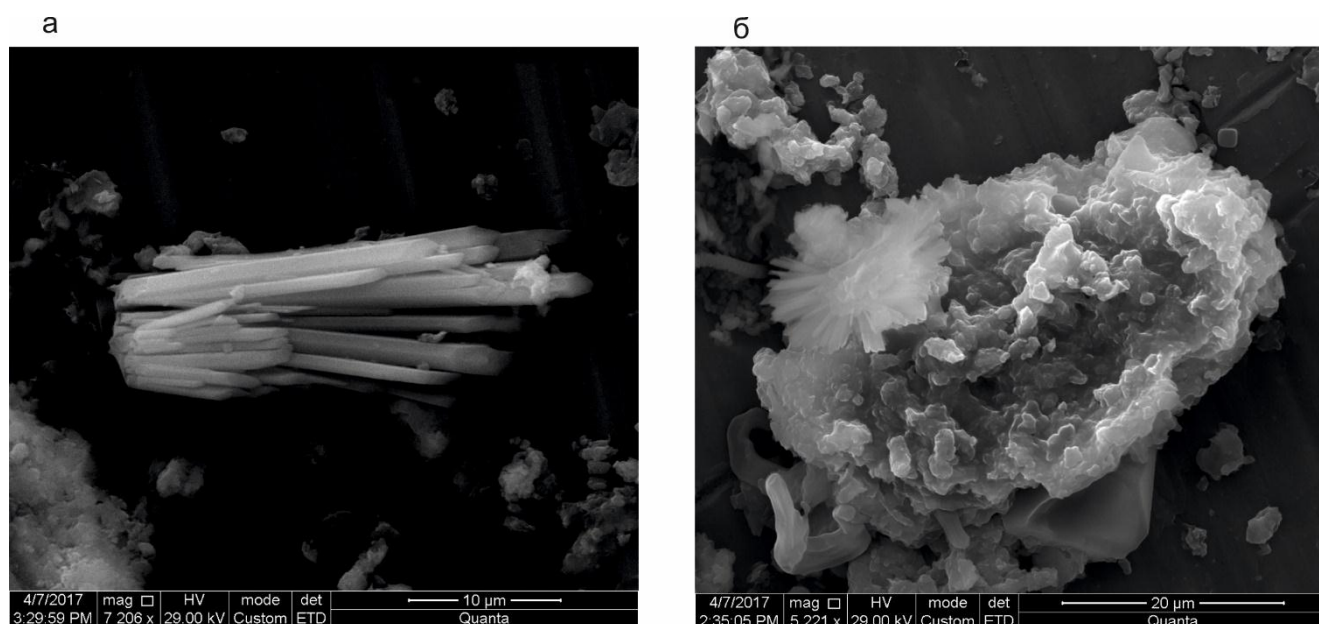


Рис. 4.16. Микрофотографии СЭМ структуры карбонатных минералов из аносовской свиты (обр. 513/169): а – арагонит, б – кальцит (розочка).

При исследованиях с использованием электронного микроскопа каолинит встречен в образцах всего разреза. Гидрослюды, представленные глауконитом и иллитом, и вермикулит характерны для пород аносовской свиты и переходного слоя, хлорит и монтмориллонит – только для танхойской свиты.

Плохая кристалличность и нарушенность микрокристаллов в танхойской свите свидетельствует об их образовании в условиях наложенных процессов. В аносовской свите,

наоборот, наблюдаются глинистые минералы с хорошей кристалличностью и малой нарушенностью, что отражает их формирование без наложенных эффектов.

#### *Обсуждение результатов*

Осадочное наполнение Баргузинской долины в районе Уро представлено нижним (озерным), средним (аллювиальным, охристым) и верхним (полифациальным) стратонами. Граница между нижним и средним стратонами отчетливо маркируется литологически и обозначается сменой глинистых минералов, определенных методом СЭМ. Для нижнего из них характерен хлорит и монтмориллонит. В переходном слое (от нижнего к среднему стратону) и в среднем стратоне определены гидрослюды, представленные глауконитом и иллитом и вермикулит. Монтмориллонит и хлорит в отложениях нижнего стратона обозначают образование глинистых минералов в условиях теплого влажного климата, а гидрослюды (глауконит и иллит) и вермикулит, а также микроклин и слюды (мусковит и биотит) в отложениях среднего (аносовского) стратона – смену условий минералообразования при аридизации климата. Каолинит встречен по всему разрезу в виде пластинчатых кристаллов размером от долей до нескольких микрон.

Глинистые частицы из отложений танхойского стратона нарушены, в отличие от глинистых частиц из отложений аносовского стратона, обладающих совершенной кристалличностью и малой нарушенностью. Эти отличия свидетельствуют о преобразовании озерных отложений наложенными процессами и об отсутствии подобных преобразований аллювиальных отложений.

Из результатов изучения глинистых минералов в разрезе танхойской и аносовской свит следует первое защищаемое положение: граница между танхойской свитой миоцена-нижнего плиоцена и аносовской свитой верхнего плиоцена-эоплейстоцена Баргузинской долины выражается в смене глинистых минеральных фаз. Для пород танхойской свиты характерны хлорит и монтмориллонит, для пород аносовской свиты и переходного слоя – глауконит, вермикулит, иллит и сепиолит.

## 4.2. Лессовидные отложения Тункинской долины

### Содержания петрогенных оксидов

В осадочных отложениях разреза Хурай-Хобок значения CIA находятся в интервале 57,7–45,7, значения CIW – в интервале 63,6–49,1, значениями ICV – в интервале 1,39–1,84. Эти параметры свидетельствуют о высоком содержании обломочных минералов, слабой степени выветривания материала и его слабой химической зрелости.

Отложения верхней части разреза (обр. 1–6) характеризуются повышенным содержанием  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$  при пониженном содержании CaO и MgO (рис. 4.17). Здесь же отмечаются максимальные значения CIA, CIW и минимальные – ICV. В лессовидных отложениях значения отношения  $Fe_2O_3/FeO$  меняются в интервале от 2,7 до 1,6. С повышением окисленности железа содержание  $SiO_2$  варьируется в интервале от 60,35 до 52,45 мас. % (табл.4.3).

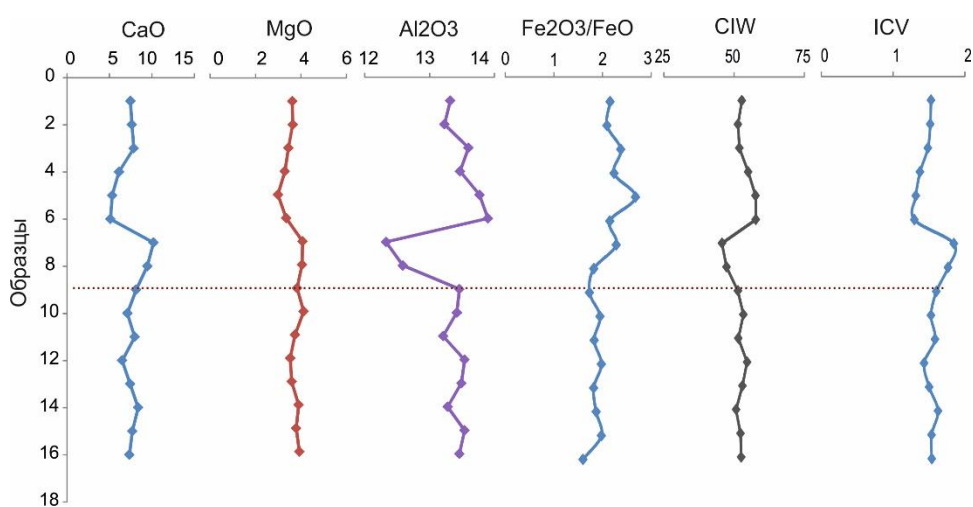


Рис. 4.17. Диаграмма вариаций содержаний петрогенных оксидов (мас. %) и литогеохимических показателей (ICV и CIW) в осадочных слоях разреза Хурай-Хобок.

На диаграммах CIA –  $SiO_2$  и CIA – ППП\* (потери при прокаливании ( $T = 1000\text{ }^\circ\text{C}$ ) вместе с сорбированной влагой ( $H_2O^-$  и  $CO_2$ )) (рис. 4.18а,б) вскрытая часть основания разреза (обр. 10–16) имеет сравнительно однородный состав. Неоднородность проявляется в вышележащих слоях 2 и 3 тонкополосчатого слегка осветленного песка. В обр. 9 значение CIA возрастает при слабом относительном снижении содержания  $SiO_2$ . В обр. 7 и 8 значение CIA резко снижается, хотя содержания  $SiO_2$  и ППП\* не отличаются от содержаний в обр. 9. Резко меняется состав четвертого снизу слоя (обр. 2–6), в котором возрастает и CIA, и  $SiO_2$ , но снижается ППП\*. Прослой темно-коричневого песка (обр. 5) имеет наиболее высокое отношение  $Fe_2O_3/FeO$  (2,7). Самый верхний слой (обр. 1), распространенный фрагментарно, имеет низкое значение CIA при высоком содержании ППП\* (при низком  $CO_2$  и  $SiO_2$ ).

Таблица 4.3

Содержания петрогенных оксидов представленных образцов лессовидных пород, мас. %

Образцы	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	ППП
КК-18-1	55,46	13,32	3,97	1,84	0,08	7,47	3,62	9,95
КК-18-2	57,01	13,23	3,79	1,81	0,07	7,65	3,64	7,05
КК-18-3	57,97	13,6	3,85	1,62	0,06	7,87	3,45	7,06
КК-18-4	59,56	13,47	3,87	1,73	0,07	6,12	3,29	5,53
КК-18-5	56,97	13,77	4,18	1,56	0,1	5,33	2,99	8,01
КК-18-6	60,35	13,9	3,96	1,84	0,08	5,12	3,35	4,77
КК-18-7	52,63	12,33	3,93	1,72	0,08	10,2	4,07	10,07
КК-18-8	52,6	12,59	3,41	1,87	0,08	9,47	4,05	9,86
КК-18-9	52,45	13,46	3,45	1,99	0,1	8,15	3,83	9,15
КК-18-10	54,56	13,42	3,88	1,81	0,09	7,12	4,12	8,28
КК-18-11	53,11	13,21	3,98	1,82	0,1	7,98	3,74	9,09
КК-18-12	55,75	13,54	3,84	1,94	0,09	6,5	3,53	7,36
КК-18-13	54,59	13,49	3,89	1,9	0,09	7,44	3,59	7,95
КК-18-14	54	13,28	3,93	1,9	0,08	8,39	3,9	8
КК-18-15	54,75	13,54	3,84	1,94	0,08	7,7	3,79	7,34
КК-18-16	55,91	13,46	3,71	2,32	0,09	7,35	3,93	6,48

Контрастные вариации CIA при постоянном содержании SiO<sub>2</sub> во втором и третьем слоях свидетельствуют об определяющей роли поступления в осадок глинистых минералов без изменения роли его обломочной составляющей, что, наряду с отчетливо выраженной тонкослоистостью, характеризует субаквальные условия накопления отложений. Резкое возрастание SiO<sub>2</sub> в вышележащих отложениях четвертого слоя (обр. 2–6) показывает увеличение доли обломочных минералов (кварца, полевых шпатов) в связи с усилением ветрового переноса частиц. Фигуративное поле нижнего слоя разреза (обр. 10–16) расположено на диаграммах рис. 4.18 а между глинистым вариационным трендом и фигуративным полем отложений четвертого слоя, обогащенных обломочным материалом (обр. 2–6). Следовательно, отложения основания разреза накапливались в условиях сочетания субаквального и эолового факторов.

Роль эолового фактора в образовании слоев Хурай-Хобокского разреза оценивается при сопоставлении распределения фигуративных точек отложений этих слоев на диаграммах рис. 4.18 с распределением фигуративных точек лессовидных пород Тункинской долины. Отобранные для сопоставления лессовидные отложения показывают низкое значение CIA в

местонахождении Иркут при низком содержании  $\text{SiO}_2$  и высоком содержании ППП\* (почти без  $\text{CO}_2$ ), контрастные, по отношению к местонахождению Иркут, значения CIA и содержания  $\text{SiO}_2$  и ППП\* (при низком содержании  $\text{CO}_2$ ) в местонахождении Зактуй и промежуточные значения этих характеристик в местонахождении Туран. Лессовидные отложения последнего местонахождения сопоставляются с отложениями четвертого слоя разреза Хурай-Хобок (обр. 2–6) и заметно отличаются от других слоев этого разреза.

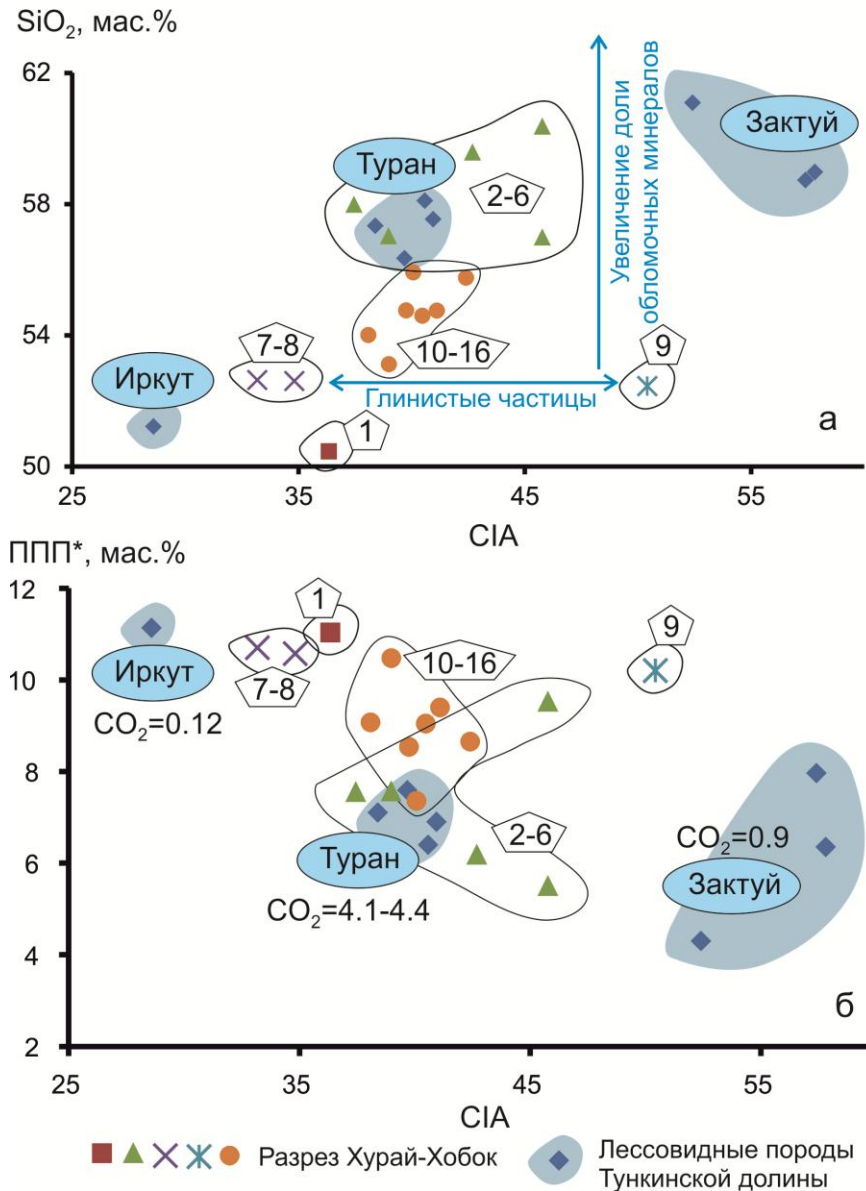


Рис. 4.18. Сопоставление осадочных отложений разреза Хурай-Хобок с лессовидными отложениями Тункинской долины на диаграммах CIA –  $\text{SiO}_2$  (а) и CIA – ППП\* (б). ППП\* – потери при прокаливании ( $T = 1000\text{ }^\circ\text{C}$ ) вместе с сорбированной влагой ( $\text{H}_2\text{O}^-$ ) и  $\text{CO}_2$ .

#### *Гранулометрический состав тонких фракций*

Для обр. 10 и 7 получены соотношения (%) пяти фракций (мм) (табл. 4.4): средне-крупнопесчаной (1–0,25); тонко-мелкопесчаной (0,25–0,05); крупнопылевой (0,05–0,01);

мелкопылевой (0,01–0,002); тонко-грубоглинистой (<0,002). Названия отложений приняты по классификации глинистых пород В.В. Охотина [1940]. В ее основу положено содержание глинистой фракции (<0,002 мм). Отношение между песчаной и пылевой фракциями принимается по И.П. Иванову [1990]. В этой классификации использовались результаты гранулометрического анализа со стандартным способом подготовки образца.

Таблица 4.4.

Результаты гранулометрического анализа песчано-глинистых отложений из разреза на склоне вулкана Хурай-Хобок

№ образца	Содержание фракций, %					Тип отложений
	0,5–0,25 мм	0,25– 0,05	0,05– 0,01	0,01– 0,002	< 0,002	
КК-18-7	<u>3,2</u>	<u>35,7</u>	<u>48,1</u>	<u>5,7</u>	<u>7,2</u>	Песок, глинистый, пылеватый
	2,8	33,5	47,9	2,8	13,0	
КК-18-10	<u>7,0</u>	<u>45,8</u>	<u>37,6</u>	<u>2,6</u>	<u>7,0</u>	Песок, глинистый
	5,6	38,0	34,9	5,7	15,8	

Примечание: Содержание фракций – в числителе по данным гранулометрического анализа с полудисперсным (стандартным) способом подготовки образца, в знаменателе – с дисперсным способом подготовки. Типы отложений определены по классификации В.В. Охотина [1940].

По данным гранулометрического анализа с полудисперсным способом подготовки образцов в отложениях разреза определено близкое содержание глинистой фракции (соответственно, 7,2 и 7,0%). В отложениях КК-18-7 преобладает пылевая фракция 0,05–0,002 мм (53,8%), доля которой в КК-18-10 существенно ниже (40,2%).

Оценки, полученные по результатам гранулометрического анализа с дисперсным способом подготовки образцов, свидетельствуют об изменении реальной глинистости изученных образцов от 13,0 до 15,8 %, что отвечает глине сильнопесчаной, пылевой.

#### *Минеральный состав отложений по данным рентгенодифракционного анализа*

Рентгенодифракционный анализ минеральных ассоциаций выполнен для пяти образцов из разных литологических слоев. Легкая фракция (размерность 0,25–0,05 мм) представлена следующим набором минералов: кварц, плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, карбонаты (кальцит и доломит), а также обломки пород, глинистые агрегаты, углефицированные ткани растений, остатки диатомовых панцирей и спикул губок. Кварц присутствует в осадках почти

повсеместно. В большинстве проанализированных проб его содержание превышает суммарный процент полевых шпатов. При среднем количестве 40 %, максимальное содержание кварцевых обломков достигает 60 %. Полевые шпаты также являются наиболее распространенными минералами донных осадков, после кварца. Среднее содержание плагиоклазов – 15 %, максимальное – 30 %.

Тяжелая фракция (от 0,003 до 17 г/кг) состоит из трех десятков минералов, входящих в состав тяжелых минеральных компонентов, и лишь один присутствует постоянно. Это – минерал группы амфиболов, среднее содержание которого составляет 5 %.

Содержание глинистых компонентов (<0,001 мм), по данным рентгенодифракционного анализа образцов, отобранных по разрезу (4 образца), колеблется в пределах от 10 до 20 % и редко достигает 30 %. Это свидетельствует о крайне ограниченном распространении собственно глинистых минералов в отложениях. Лессовидные отложения предоставлены чаще всего четырехкомпонентной смесью: следы гидрослюды, смектит, каолинит и смешанослойная фаза (иллит-смектит). Песчано-алевритовая примесь в глинах имеет полевошпатово-кварцево-слюдистый состав при преобладании слюд и кварца. Тонкопелитовая фракция состоит из каолинита, смектитов и гидрослюд.

Результаты определения минерального состава отложений показали, что кварц в вертикальном разрезе отражает содержание песчаной и крупнопылевой фракции. Это свидетельствует об усилении песчаности и пылеватости элементарного слоя, что можно связать с эоловым привносом материала. Постепенное увеличение отмечается в верхней части разреза, затем фиксируется стабильная зона с меньшим содержанием кварца, которая совпадает с интервалами верхней погребенной почвы. Содержание глинистых фракций связано с содержанием алюминия и приурочено к интервалу верхней погребенной почвы, т.е. подтверждается связь  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  с почвенным горизонтом. Эта часть толщи является более глинистой за счет ослабления эоловой деятельности и проявления эффекта почвообразовательных процессов. В почвенных горизонтах скапливаются карбонаты, которые могут частично вымываться, что отражается в вариациях содержания СаО.

#### *Минеральный состав отложений по данным СЭМ*

С помощью СЭМ в составе отложений выявляются глинистые минералы (каолинит, монтмориллонит и палыгорскит), карбонаты, обломочные минералы и фрагменты микрофлоры и микрофауны. Основную массу тонкой фракции изученных образцов составляют глинистые минералы.

Каолинит имеет различное распределение при одинаковой структуре. На рис. 4.19а,б,в показан вермикулярный каолинит, растущий в порах песчаника. Каолинит этого типа



образуется в результате выветривания слюды или полевого шпата (Keller, 1977; Fitzpatrick, 1984; Banfield and Eggleton, 1988; Singh and Gilkes, 1992; Jeong et al., 1995). Прямое образование вермикулярного каолинита возможно из раствора во время выветривания полевого шпата. Под сканирующем электронным микроскопом частицы вермикулярного каолинита имеют вид пакетиков из набора пластин (рис. 4.19 г), которые являются кристаллами. Каолиниты имеют четко выраженные грани и углы шестигранника (рис. 4.19 в, г). Контуры частиц не очень четкие, длина колеблется от 0,08 до 2 мкм и редко – до 4 мкм, хорошо видны контуры их микроагрегатов. Размер агрегатов составляет 10–40 мкм (рис. 4.19 а, б). Каолинит, присутствующий во всех образцах, имеет варьирующие размеры и сохранность кристаллов.

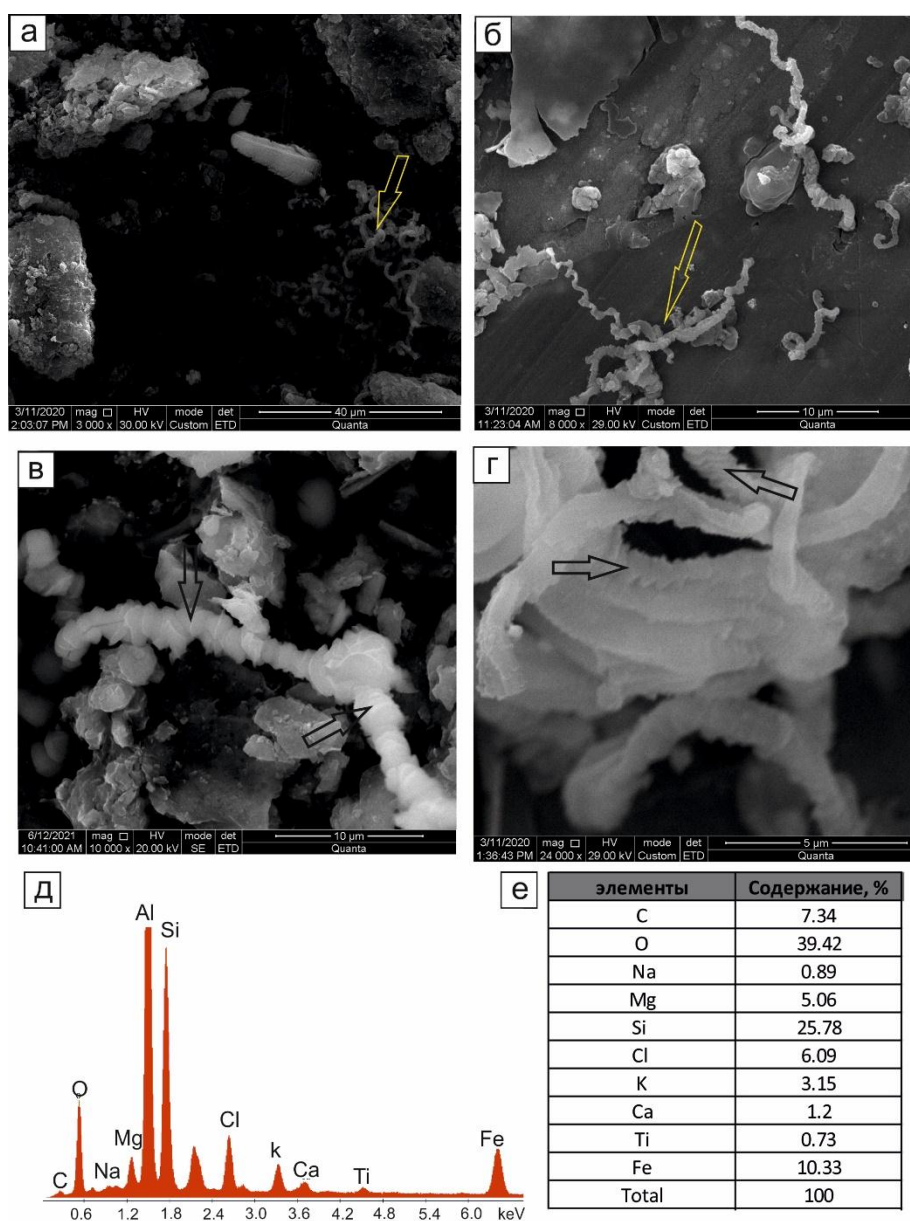


Рис. 4.19. Микрофотографии СЭМ частиц вермикулярного каолинита (а–г): а – обр. КК-18-10 (прослой красного песка в нижней части разреза); б – обр. КК-18-7 (кровля слоя 3); в–обр. КК-18-4; г – частицы каолинита с несколькими четко выраженными гранями (тот же образец).



Состав ( $\delta$ - $e$ ):  $\delta$  – интенсивности пиков элементов (пик алюминия связан с фоном подложки) КК-18-10;  $e$  – процентные соотношения элементов (обр. КК-18-10).

На снимках СЭМ в образце КК-18-10 (рис. 4.20) видны частицы, отчетливо ограниченные по «каолинитовому типу» (с более совершенной структурой), более однородные и по размеру, и по форме, чем в образце КК-18-7 (рис. 4.19, б).

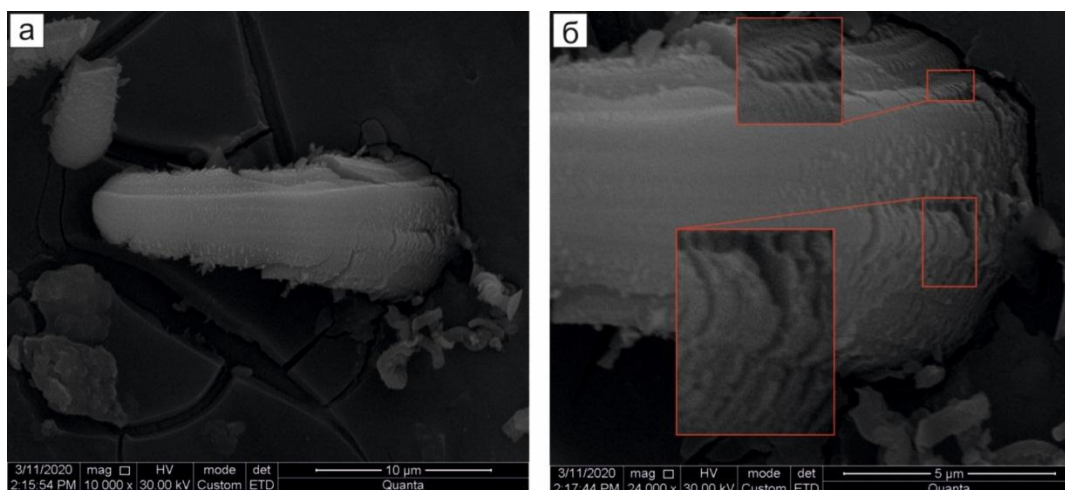


Рис. 4.20. Микрофотографии СЭМ каолинита (обр. КК-18-10): *а* – общий вид при увеличении  $\times 10000$ ; *б* – детальный фрагмент при максимальном увеличении (красными прямоугольниками выделены участки кристаллов с доменной микроструктурой).

В лессовидных отложениях Тункинской долины частицы монтмориллонита имеют вид высушенных листьев разной толщины со сморщенной поверхностью (рис. 4.21).

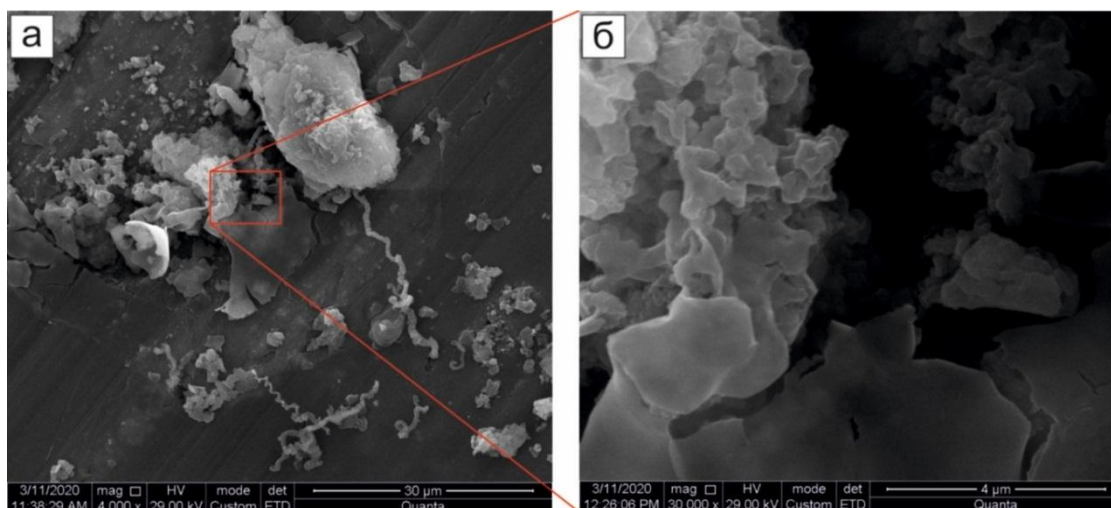


Рис. 4.21. Микрофотографии СЭМ частиц монтмориллонита (КК-18-7) из лессовидных отложений: *а* – общий вид при увеличении  $\times 4000$ ; *б* – вид при увеличении  $\times 30000$ .

Пальгорскит – типичный аутигенный минерал хомогенных отложений, богатых Si, Ca, Mg, фосфатами кальция, но бедных окислами и гидроокислами Fe и Al. В верхней части разреза обнаружены индивиды этой глинистой минеральной фазы размером 0,1–2 мкм (рис. 4.22).

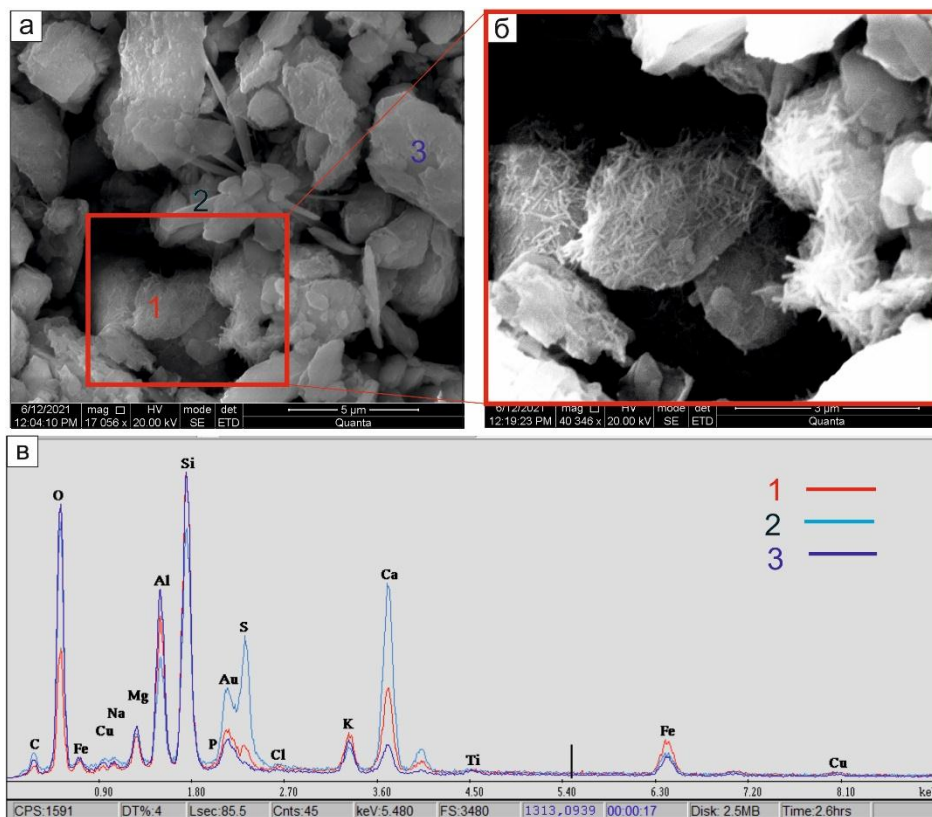


Рис. 4.22. Микрофотографии СЭМ аутигенного пальгорскита в образце КК-18-5: а – общий вид разных кристаллов; б – детальный фрагмент; в – интенсивности пиков элементов в трех точках измерения (пик алюминия связан с фоном подложки). Точки с цифрами 1, 2, 3 на панели а соответствуют графикам на панели в.

В виде обломков кристаллов в глинистой фракции присутствует кварц, полевой шпат, кальцит, слюды и другие минералы. Размер зерен меняются от 0,005 до 2 мм. Наиболее часто встречается кварц. На рис. 4.23 наблюдаются кварцевые зерна преимущественно изометричной формы, полуокатанные и окатанные, реже – уплощенные.

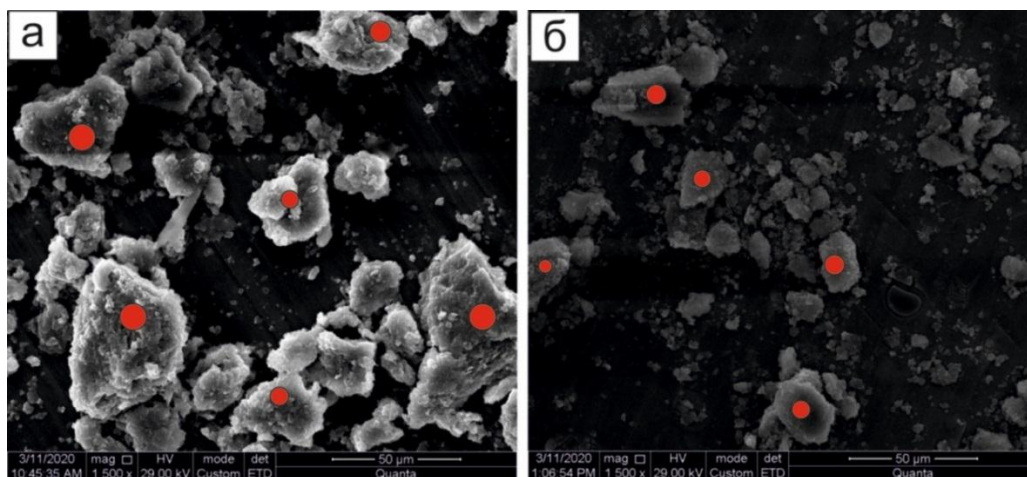
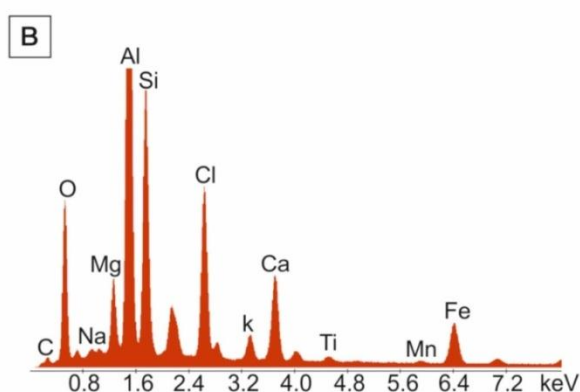
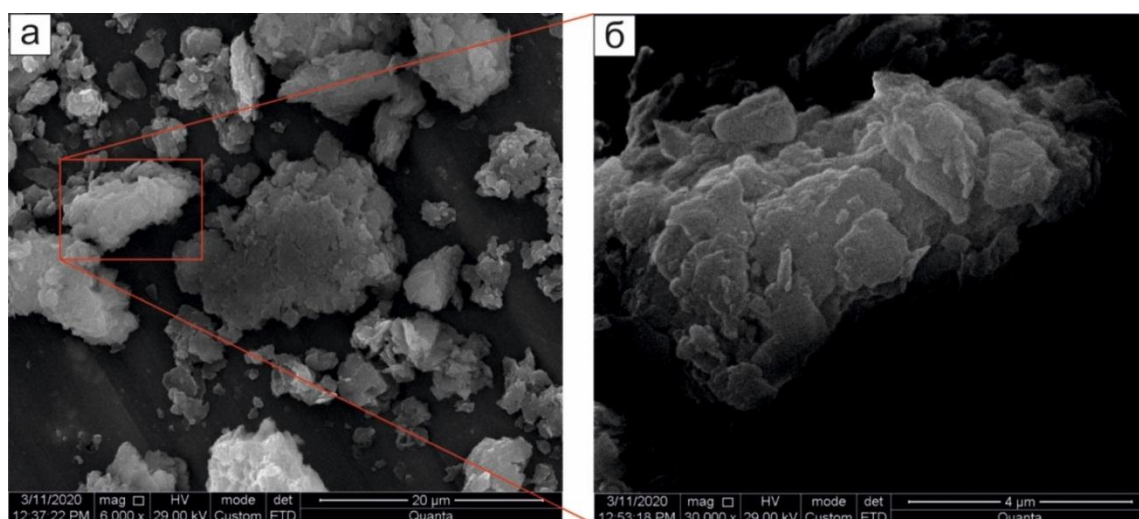


Рис. 4.23. Микрофотографии СЭМ зерен кварца из лессовидных отложений (обозначены красными точками): а – в обр. КК-18-7; б – в обр. КК-18-10.

Зерна полевых шпатов изометричной и полуокатанной формы имеют размеры от нескольких до сотен мкм. На поверхности некоторых зерен видны глинистые рубашки (рис. 4.24 а,б). Состав полевого шпата соответствует плагиоклазу (рис. 4.24 в,г).



Г	элементы	Содержание, %
	C	6.27
	O	45.38
	Na	0.68
	Mg	6.74
	Si	17.26
	Cl	10.26
	K	1.66
	Ca	5.76
	Ti	0.42
	Mn	0.21
	Fe	5.35
	Total	100

Рис. 4.24. Микрофотографии СЭМ зерен полевых шпатов (обр. КК-18-7): а – общий вид разных кристаллов; б – глинистые рубашки на поверхности зерна; в – интенсивности пиков элементов; г – процентные соотношения элементов.



Карбонатные минералы распространены в глинистой фракции в виде коллоидных скоплений тонкодисперсных кристаллов хомогенного кальцита или нитевидных микрокристаллов аутигенного кальцита. На рис. 4.25 показаны зерна кальцита изометричной кубической и ромбоэдрической формы. Размер зерен составляет от нескольких до 40 мкм. Сравнивая анализ химических элементов на рис. в и д, можно отметить более высокое содержание кальция в первой таблице, чем во второй при высоких содержаниях магния и железа во второй таблице. Следовательно, на рис. 4.25 б представлен кальцит, а на рис. 4.25 г – доломит.

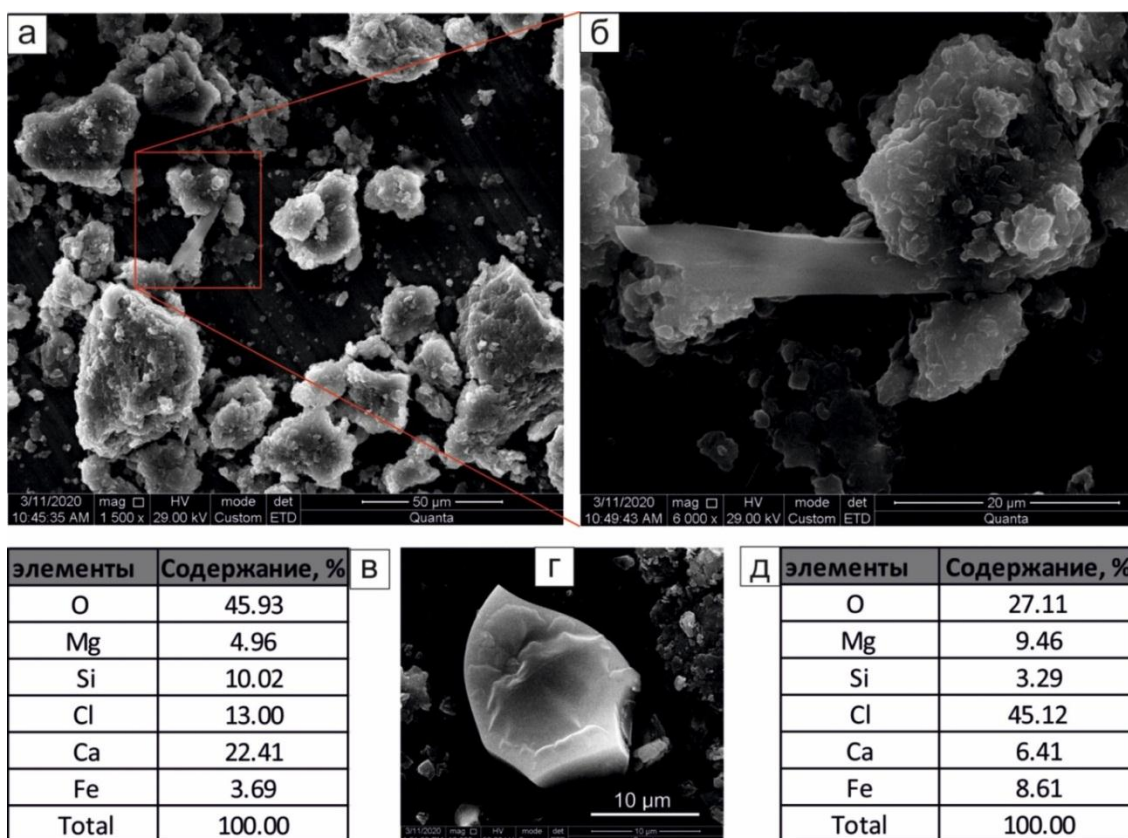


Рис. 4.25. Микрофотографии СЭМ структуры карбонатных минералов: а–б – шестоватое зерно арагонита (КК-18-7); в – процентные соотношения элементов обр. КК-18-7; д – процентные соотношения элементов обр. КК-18-10; г – зерно доломита (КК-18-7).

В глинистой фракции часто встречаются отдельные фрагменты микрофлоры и микрофауны различной степени сохранности, обычно представленные карбонатными скелетиками кокколитофорид, обломками кремнистых панцирей диатомовых водорослей и радиолярий, спорами и пылью различных растений, а также бактериями (рис. 4.26).

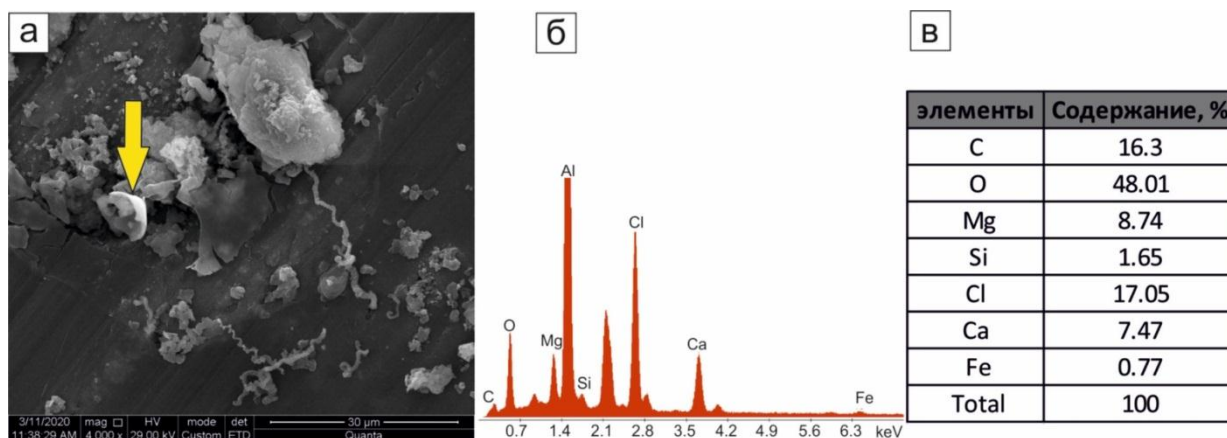


Рис. 4.26. Микрофотография СЭМ структуры органического вещества в глинистых минералах (фрагмент микрофауны показан стрелкой) (обр. КК-18-7) (а), интенсивности пиков элементов (б) и процентные соотношения элементов (в).

#### *Обсуждение результатов*

В ходе исследований методом СЭМ определены глинистые минералы, содержащие крупные минеральные отдельности и недефектные структуры. Такие глинистые минералы относятся к образованиям аутигенного происхождения. В зависимости от типов глинистых минералов, обнаруженных в изучаемых осадочных отложениях, которые в основном представляют собой каолинит, монтмориллонит и палыгорскит, можно сказать, что глинистые минералы являются продуктами выветривания пород кислого состава в холодных и умеренно холодных условиях. Каолинит с доменной микроструктурой может быть производным каолинитовой коры выветривания [Грабовска-Ольшевска и др., 1984].

В изученной верхней части разреза сначала, в условиях холодного до умеренного климата, накапливался слой делювиальных лессовидных отложений, а при похолодании и засухе, в условиях семиаридного холодного климата, накапливался слой делювиальных лессовидных пород.

### **4.3. Лечебные грязи Тункинской долины**

#### *Гранулометрический состав тонких фракций*

Для пелоидов получены содержания (%) пяти фракций (мм): средне-крупнопесчаной (1–0,25); тонко-мелкопесчаной (0,25–0,05); крупнопылевой (0,05–0,01); мелкопылевой (0,01–0,002); тонко-грубоглинистой (<0,002). Названия отложений приняты по классификации глинистых пород В.В. Охотина (Охотин, 1940), в основу которой положено содержание глинистой фракции (<0,002 мм) и отношение между песчаной и пылевой фракциями (Иванов, 1990). При этом использованы результаты гранулометрического анализа со стандартным способом подготовки образца.

В колонках 2 и 4 содержание глинистой фракции (табл. 4.5) в исследуемых образцах, по данным гранулометрического анализа с полудисперсным способом подготовки образца, составило (%): 3.8 (верхняя часть колонки 2), 6.3 (нижняя часть колонки 2), и 4.3 (нижняя часть, колонки 4). Количество песчаной фракции во всех образцах превышает 80 %. Выделяются пески слабоглинистые (верхняя часть колонки 2; нижняя часть колонки 4) и глинистые (нижняя часть колонки 2).

Результаты гранулометрического анализа с дисперсным способом подготовки образца позволяют судить о реальной глинистости и степени агрегированности отложений. В данном случае, содержание глинистой фракции во всех представленных образцах превышает 10 % (10.2–12.2), что соответствует глине сильнопесчаной. Существенная часть глинистых частиц (37–52 %) находится в агрегированном состоянии, т.е. участвует в создании агрегатов различной размерности.

Таблица 4.5.

Результаты гранулометрического анализа песчано-глинистых отложений

№ образца	Содержание фракций, %					Наименование дочетвертичных (четвертичных) отложений
	1 – 0,25	0,25– 0,05	0,05– 0,01	0,01– 0,002	< 0,002 мм	
Верхняя часть, к, 2	<u>16,4</u> 16,4	<u>64,9</u> 63,0	<u>10,5</u> 8,2	<u>4,4</u> 2,0	<u>3,8</u> 10,4	Песок слабоглинистый (легкий)
Нижняя часть, к, 2	<u>17,5</u> 15,8	<u>71,6</u> 68,6	<u>2,8</u> 3,3	<u>1,8</u> 0,1	<u>6,3</u> 12,2	Песок глинистый (тяжелый)
Нижняя часть, к, 4	<u>14,0</u> 7,6	<u>76,1</u> 77,4	<u>4,9</u> 4,5	<u>0,7</u> 0,3	<u>4,3</u> 10,2	Песок слабоглинистый (легкий)

Примечание: Содержание фракций – в числителе – по данным гранулометрического анализа с полудисперсным (стандартным) способом подготовки образца, в знаменателе – с дисперсным способом подготовки.

#### *Содержания петрогенных оксидов и микроэлементов*

Химический состав отложений (табл. 4.6) рассматривается в соответствии с литологическим подразделением колонок на верхнюю (пеллоидную) и нижнюю (песчаную) части (рис. 4.27).

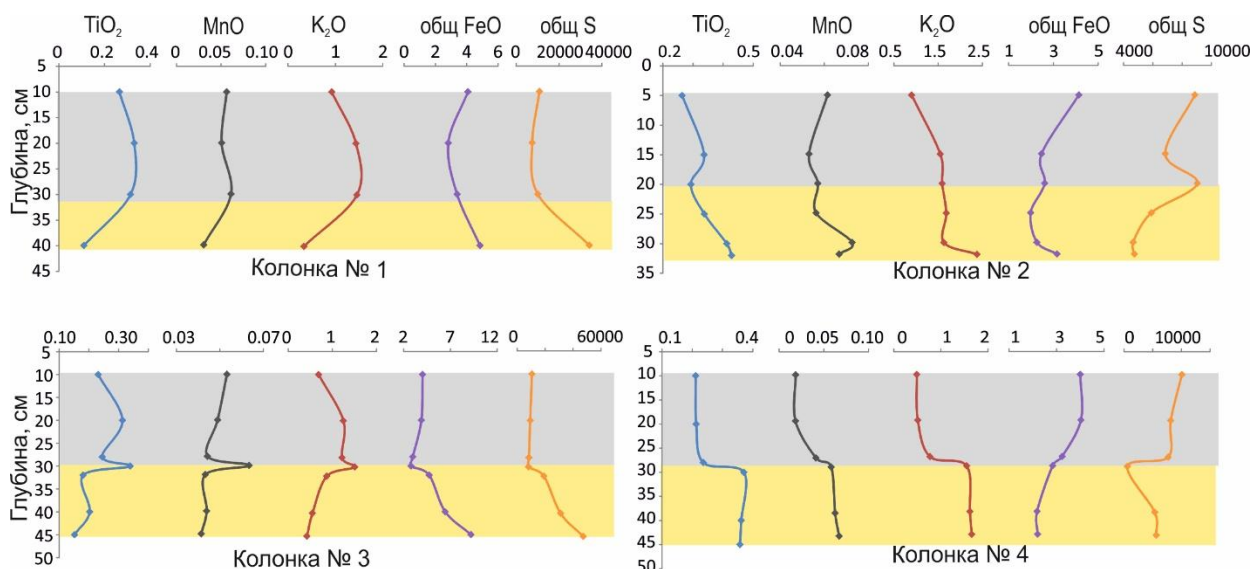


Рис. 4.27. Диаграмма вариаций содержаний  $TiO_2$ ,  $MnO$ ,  $K_2O$ ,  $FeO_{общ}$  и  $S_{общ}$  (мас. %) в донных осадочных отложениях оз. Саган-Нур в зависимости от глубины.

Наиболее отчетливая смена содержаний оксидов между слоями наблюдается в береговой колонке 4. В пелоидах ее верхней части определено повышенное содержание  $S_{общ}$ . На границе слоев содержание  $S_{общ}$  снижается до нуля и слегка возрастает в нижележащих песках. От слоя песков к слою пелоидов резко увеличиваются содержания  $TiO_2$ ,  $MnO$ ,  $K_2O$  и снижается содержание  $FeO_{общ}$ . В колонке 2 пелоиды верхней части также имеют повышенное содержание серы, но распределение  $TiO_2$ ,  $MnO$ ,  $K_2O$  и  $FeO_{общ}$  не имеет отчетливой связи с ее распределением в песчаном и пелоидном слоях. В колонках 1 и 3 содержание  $S_{общ}$  в слое пелоидов ниже, чем в подстилающих алевритистых песках. Содержание  $S_{общ}$  в слоях этих колонок согласуется с содержанием  $FeO_{общ}$ , что свидетельствует о сульфидной форме серы.

На диаграмме петрогенных оксидов и микроэлементов отложений факторов 1 и 2 группа  $Ge$ ,  $W$ ,  $Mo$  имеет значимую положительную корреляцию с серой. По отношению к этой группе элементов концентрированная совокупность большинства микроэлементов ( $Ba$ ,  $Be$ ,  $V$ ,  $Co$ ,  $Ni$ ,  $Ga$ ,  $Rb$ ,  $Y$ ,  $Nb$ ,  $Cs$ ,  $Ta$ ,  $Th$ ,  $Cu$ ) вместе с  $TiO_2$ ,  $MnO$  и  $K_2O$  дает значимую обратную корреляцию. Промежуточное положение по фактору 1 занимают  $Sr$ ,  $U$  и  $FeO_{общ}$ . Последние 2 компонента по фактору 2 тесно связаны с группой  $Ge$ ,  $W$ ,  $Mo$ , тогда как  $Sr$  резко отделяется от этой группы (рис. 4.28).

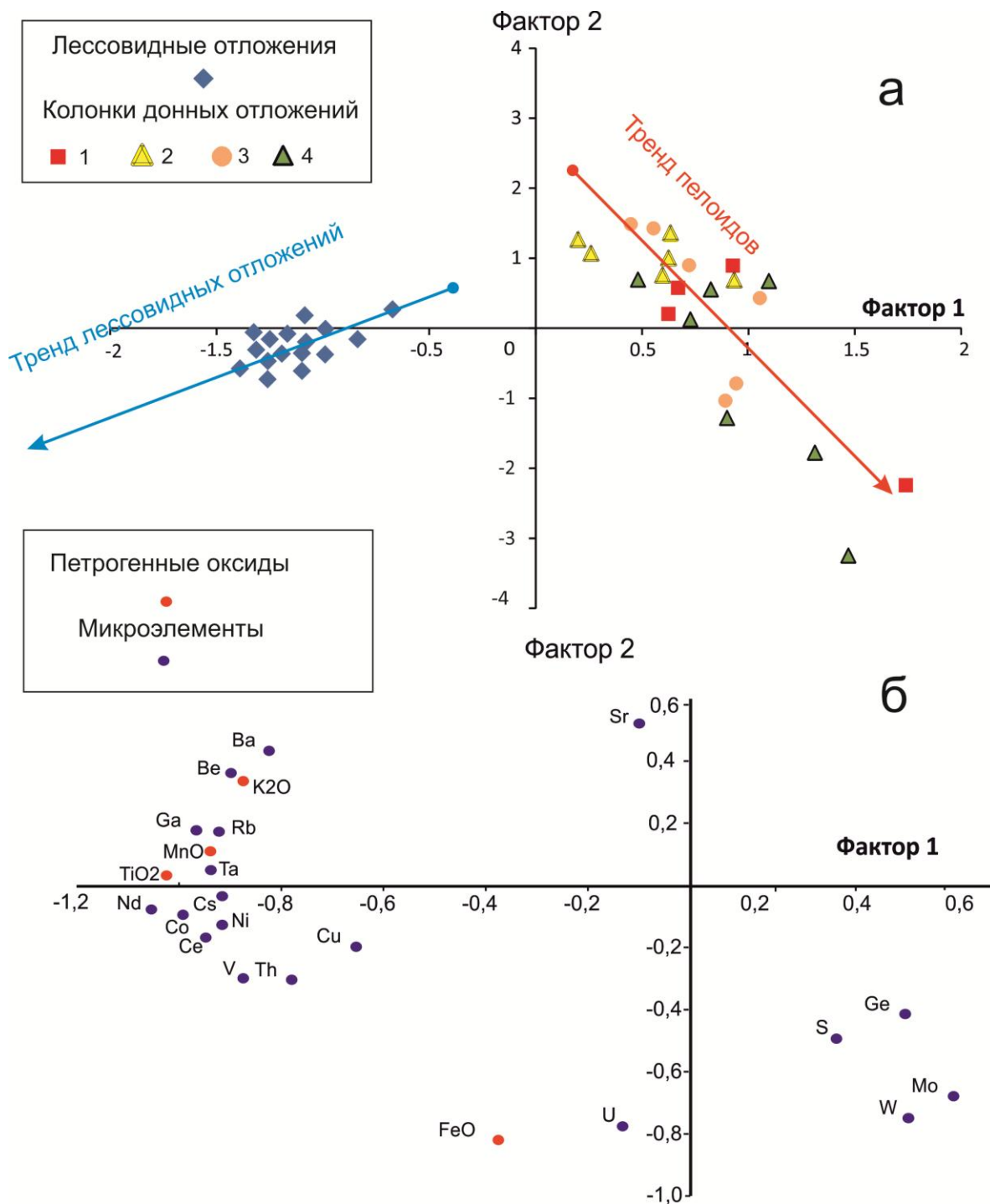


Рис. 4.28. Диаграмма факторов 1 и 2 для выбранных петрогенных оксидов ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{FeO}_{\text{общ}}$ ), микроэлементов и S из донных отложений оз. Саган-Нур. Наблюдается высокая положительная корреляция Ge, W, Mo и S при отрицательной корреляции этой группы с другими микроэлементами и оксидами.



Таблица 4.6.

## Содержания микроэлементов в донных отложениях оз. Саган-Нур

Коло- нки	Глуб, см	Ba	Cs	Rb	Th	Nb	Be	Ni	Co	Ta	Mo	W	U	Ge
1	10	71,84	162,9	50,9	48,13	8,18	1,0	23	5,18	0,50	1,2	1,3	0,59	0,7
	20	83,49	178,6	68,8	41,62	9,92	1,3	22	5,12	0,53	3,5	1,1	0,74	1,2
	30	85,96	199,4	72,4	63,18	8,63	1,2	23	5,17	0,45	5,4	1,2	1,06	1,4
	40	42,52	100,1	21,8	28,25	5,00	0,6	18	3,29	0,26	24,6	5,7	0,83	1,5
2	10	64,52	157,0	41,7	47,93	6,50	0,8	22	4,84	0,31	1,4	1,5	0,55	0,7
	20	80,70	187,4	64,5	51,26	8,89	1,2	23	5,42	0,43	6,7	1,5	0,96	1,2
	28	81,90	177,0	64,7	40,83	7,46	1,2	19	4,30	0,34	4,7	0,8	0,88	1,0
	30	86,94	207,6	75,5	41,97	10,50	1,4	23	5,74	0,49	2,8	0,6	1,12	1,1
	32	69,12	175,9	50,7	44,42	8,07	1,0	21	4,61	0,29	9,6	1,7	2,46	1,1
	40	57,74	156,9	36,0	50,28	6,25	0,8	23	4,76	0,28	14,3	3,8	1,30	1,7
	45	46,79	122,2	28,5	33,70	5,68	0,7	20	4,17	0,23	14,8	3,7	3,41	1,9
3	5	71,34	166,6	49,7	50,52	7,28	0,9	23	5,14	0,39	<0,5	1,2	0,61	0,8
	15	85,56	179,8	74,6	38,03	11,24	1,4	21	4,86	0,73	1,8	0,9	1,01	1,2
	20	86,59	177,4	76,2	40,67	8,60	1,4	21	4,89	0,38	1,8	0,7	0,78	1,1
	25	92,45	186,9	82,4	36,36	9,29	1,5	20	5,20	0,54	<0,5	0,3	0,78	1,0
	30	88,51	203,1	80,4	51,14	12,24	1,5	25	6,46	0,65	<0,5	0,3	1,02	0,9
	32	112,13	461,8	134,0	36,25	11,41	1,6	49	10,42	0,47	3,8	0,2	0,78	0,8
4	10	52,34	124,0	26,7	103,62	6,61	0,9	28	5,89	0,30	2,3	2,1	1,68	0,5
	20	53,09	137,2	29,6	104,60	6,52	0,9	26	5,64	0,29	1,7	1,9	1,44	0,4
	28	66,44	145,2	40,6	43,74	6,68	1,0	20	4,06	0,30	1,3	1,3	0,71	0,5
	30	92,47	216,9	74,6	40,19	9,01	1,5	22	5,33	0,48	<0,5	2,5	0,63	0,8
	40	87,57	201,7	81,8	40,75	9,73	1,5	20	5,58	0,47	<0,5	0,3	0,65	0,8
	45	90,01	200,4	84,1	33,93	10,43	1,5	21	6,09	0,53	<0,5	0,3	0,66	0,8

В колонках 1 и 4 отсутствует значимая корреляция содержаний петрогенных оксидов и микроэлементов с содержанием  $S_{\text{общ}}$ . Содержание этого компонент изменяется с глубиной. В колонках 1 и 3  $S_{\text{общ}}$  возрастает, а в колонках 2 и 4 – снижается.

*Минеральный состав отложений*

Рентгенодифракционный анализ показал состав легкой фракции (размерность 0.25–0.05 мм): кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, карбонаты (кальцит и доломит), а также глинистые минералы (хлорит, гидрослюда и каолинит). Кварц присутствует в осадках почти повсеместно (от 25 до 65 %). В большинстве проанализированных проб его содержание превышает суммарный процент полевых шпатов. При среднем количестве 40 %, максимальное

содержание кварцевых обломков достигает 60 %. Калиевый полевой шпат составляет 15–25 %, плагиоклаз – 10–20 %. В осадках находятся обломки кристаллических пород, углефицированные ткани растений, остатки диатомовых панцирей и спикулов губок.

В верхнем (пелоидном) слое содержится меньше кварца, кальцита и глинистых минералов, чем в нижнем (песчаном). В нижнем слое кальцит отсутствует и появляется доломит. Присутствует сульфид (пирит).

#### *Микроструктуры минералов по данным СЭМ*

В образцах глины из лечебных грязей установлено различное распределение кристаллов каолинита. На рис. 4.29 и 4.30 наблюдается каолинит, имеющий вид гексагональных пластинок с четко выраженными всеми или несколькими гранями и углами шестигранника. Контуры частиц четкие, длина колеблется от 4 до 0,08 мкм, хорошо видны контуры их микроагрегатов. Размер агрегатов составляет 10–40 мкм. В образцах наблюдаются агрегаты каолинита (рис. 4.29б) и отдельные кристаллы (рис. 4.29а; 4.30а,б). Каолинит встречен во всех образцах верхних частей, имеет варьирующие размеры и сохранность кристаллов.

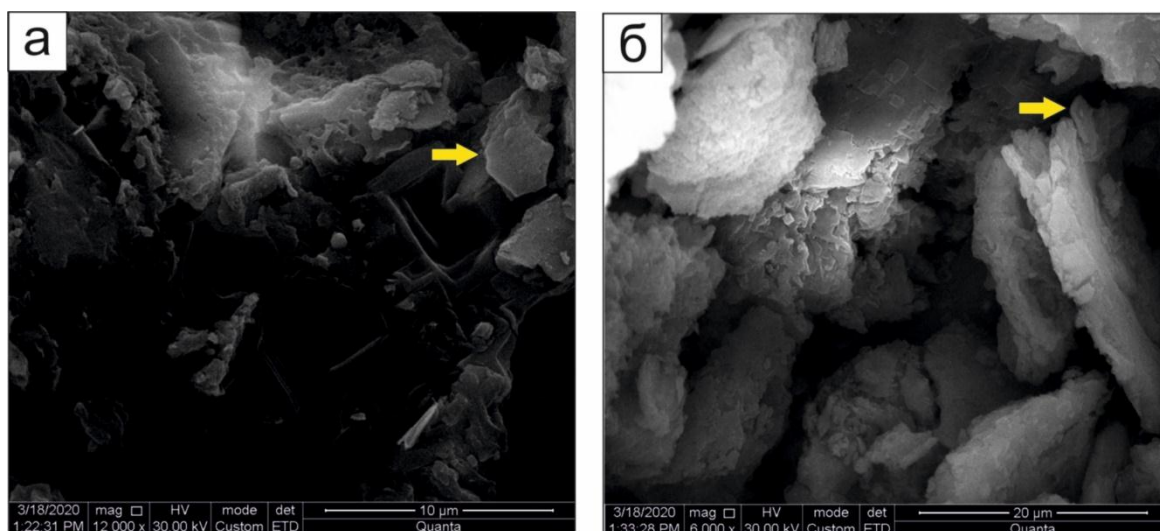


Рис. 4.29. Микрофотографии СЭМ частиц каолинита из верхней части колонки 2: а – отдельный кристалл; б – агрегаты.

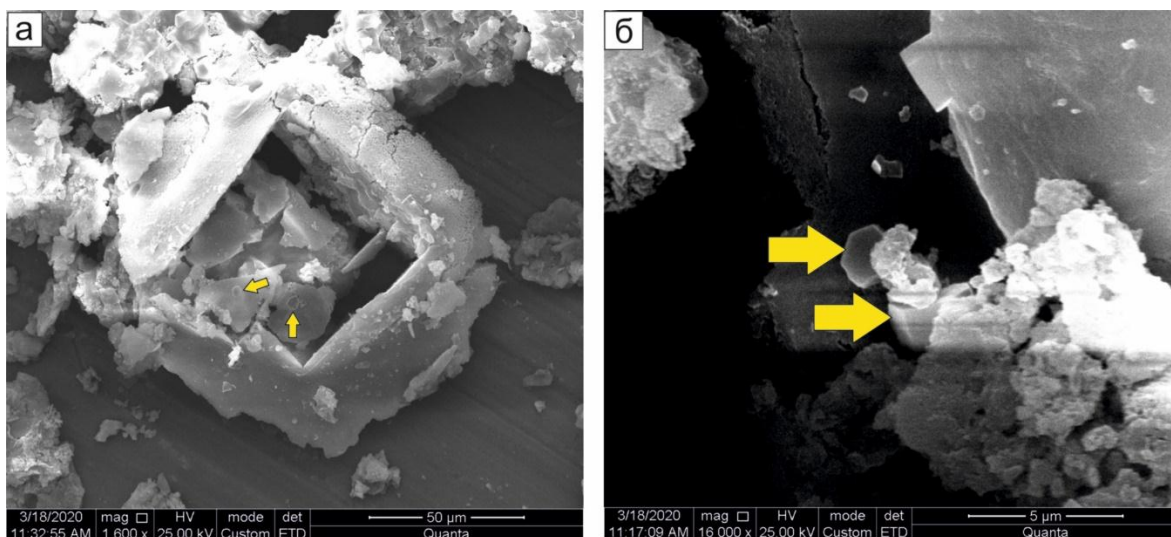


Рис. 4.30. Микрофотографии СЭМ частиц каолинита из верхней части колонки 4: а – при увеличении  $\times 1600$ ; б – при увеличении  $\times 16000$ .

Во всех образцах пелоидов обнаружены кристаллы хлорита. Они имеют четкие изометричные контуры и многочисленные ступени скола на базальной поверхности (рис. 4.31а). Их длина достигает 8–12 мкм, толщина – 0,05–1 мкм. Хлорит диагностируется при дополнительном исследовании с применением рентгенодифракционного анализа или определением химического состава (рис. 4.31 б, в).

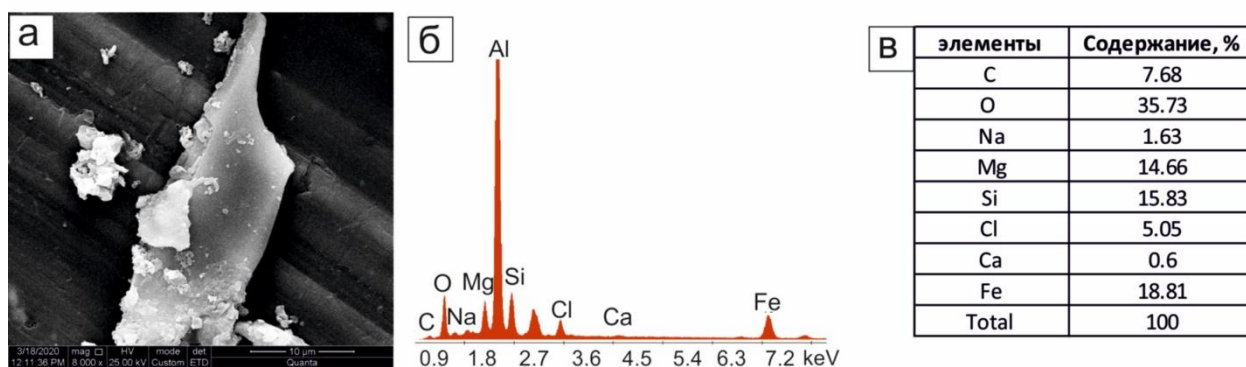


Рис. 4.31. Микрофотографии СЭМ частиц хлорита из нижнего слоя колонки 4: а – общий вид кристалла; б – интенсивности пиков элементов (пик алюминия связан с фоном подложки); в – процентные соотношения элементов.

В пелоидах обнаружен иллит. В отложениях верхней части колонки 2 встречаются частицы иллита в виде удлиненных или изометричных пластинок, реже – в виде частиц щепковидной формы длиной до нескольких микрон. Длина обнаруженных микрокристаллов изменяется от нескольких мкм до 0.1 мкм (рис. 4.32).



Рис. 4.32. Микрофотографии СЭМ иллита из отложений колонки 2.

В образцах верхней части колонки 4 в массе обнаружен глинистый минерал волокнистого вида, который по форме близок к сепиолиту (рис. 4.33). Волокна очень тонкие, поэтому определение их состава невозможно, но видно что длинные стороны частиц параллельны и ширина пластинок к концам уменьшается, что свойственно сепиолиту.

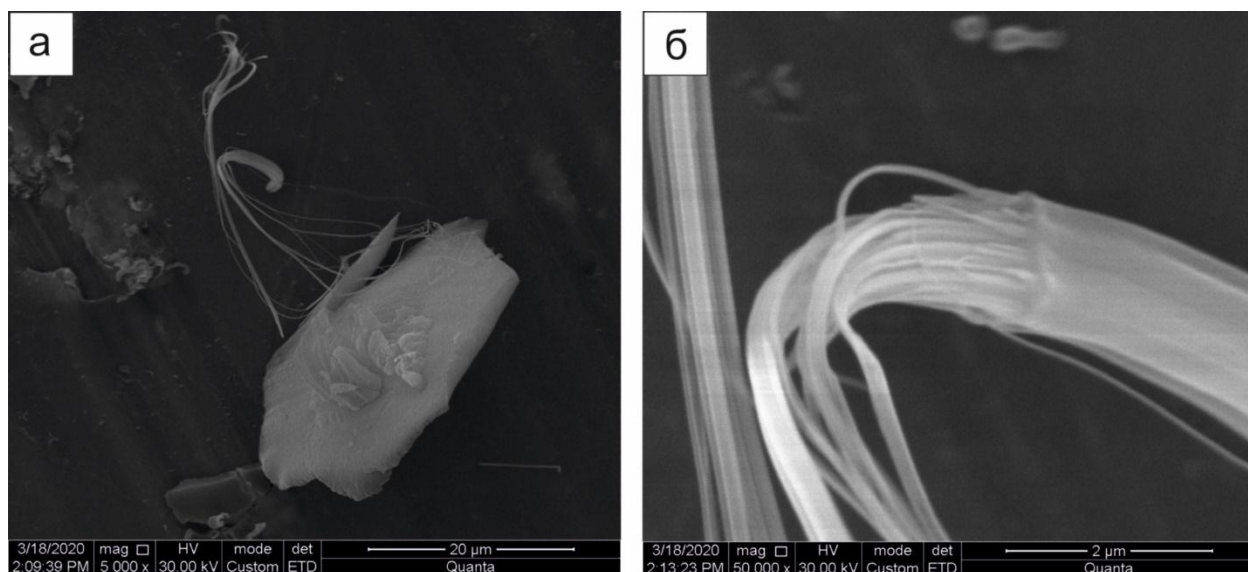


Рис. 4.33. Микрофотографии СЭМ сепиолита из верхней части колонки 4: а – общий вид, б – детальное строение.

В глинистых породах представлены обломки кристаллов кварца, полевого шпата, кальцита, пирита и других минералов. На рис. 4.34 показаны морфологические зерна полевых шпатов. Форма зерен обычно изометричная, полуокатанная, а их размер изменяется от нескольких до сотен микрометров. На поверхности некоторых зерен видны глинистые рубашки.

Содержание Са превышает содержание К. Следовательно, минерал принадлежит к ряду плагиоклаза.

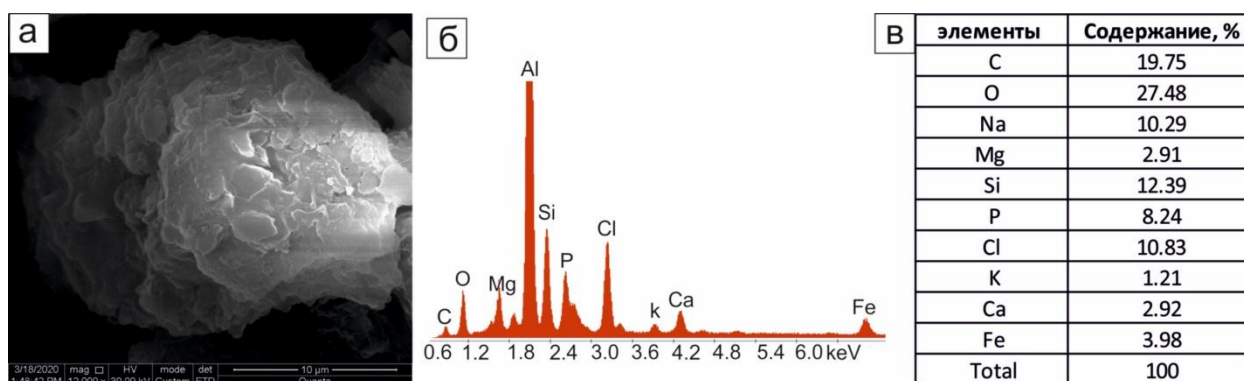


Рис. 4.34. Микрофотография СЭМ поверхности полевого шпата из верхней части колонки 4 (общий вид кристалла и глинистой рубашки на его поверхности) (а), интенсивности пиков элементов (б) и процентные соотношения элементов (в).

Идентифицированы также микрокристаллы кальцита и доломита из карбонатных минералов. Чаще всего это – колломорфные скопления тонкодисперсных кристаллов хемогенного карбоната или нитевидные микрокристаллы аутигенного карбоната. На рис. 4.35 показаны зерна изометричной кубической и ромбоэдрической формы. Размер зерен от нескольких до 20 мкм.



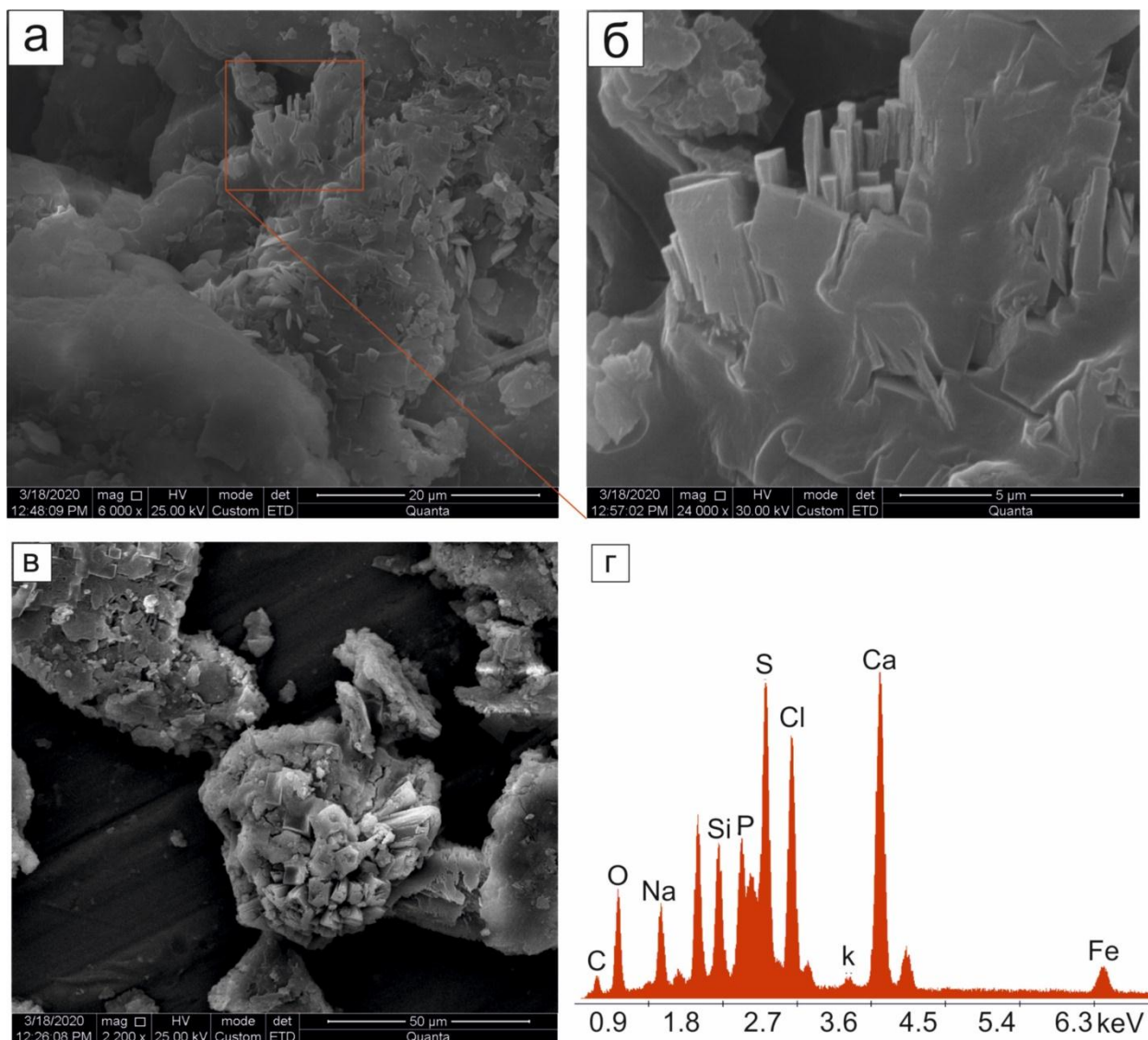


Рис. 4.35. Микрофотографии СЭМ структуры карбонатных минералов из отложений колонки 2: а–в – зерна различного габитуса и размера; г – интенсивности пиков элементов карбоната образца панели а.

#### *Обсуждение результатов*

В изученных колонках отложений содержания  $\text{FeO}_{\text{общ}}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{TiO}_2$  пелоидов изменяются с глубиной сходным образом.  $\text{FeO}_{\text{общ}}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и большинство микроэлементов (Be, V, Co, Ni, Ga, Rb, Y, Nb, Cs, Ba, Ta, Th,) имеют значимую обратную корреляцию с содержанием серы, а группа трех микроэлементов (Ge, W, Mo) имеет с ней значимую положительную корреляцию.

Результаты гранулометрического анализа лечебных грязей оз. Саган-Нур в Тункинской долине, позволяют судить о реальной глинистости и степени агрегированности отложений. Содержание глинистой фракции превышает 10 %. Таким образом, существенная часть глинистых частиц (37–52 %) находится в агрегированном состоянии, т.е. участвует в создании агрегатов различной размерности.

Глинистые минералы относятся к образованиям аутигенного происхождения (т.е. образовались на месте их нахождения). При исследованиях с использованием рентгенодифракционного анализа и СЭМ в составе глинистых минералов определены в основном каолинит, хлорит и иллит. Идентифицирован типичный аутигенный минерал – сепиолит, а также карбонатные минералы.

\* \* \* \* \*

В Баргузинской долине впервые исследованы глинистые минералы методом СЭМ. Параллельно проводился рентгенодифракционный анализ и математическое моделирование осадочных отложений. Установлены характерные минералы пород танхойской свиты – хлорит и монтмориллонит, пород аносовской свиты и переходного слоя – глауконит, иллит, вермикулит и сепиолит.

В Тункинской впадине изучены лессовидные отложения, перекрывающие постройку вулкана Хурай-Хобок (возраст 1,6 млн. лет), частично погруженную в осадочное наполнение впадины. В ходе их исследований определены глинистые минералы, содержащие крупные минеральные отдельности и недефектные структуры. Глинистые минералы, которые в основном представляют собой каолинит монтмориллонит и палыгорскит, являются продуктами выветривания кислых пород в холодных и умеренно холодных условиях. Каолинит может быть производным каолинитовой коры выветривания с доменной микроструктурой. Пониженное содержание карбонатов в слоях лессовидных отложений свидетельствует о влажных и относительно умеренных климатических условиях и развитии почвообразовательных процессов.

Изучен элементный состав лечебных грязей из оз. Саган-Нур, которые используются на местном курорте Аршан Тункинской впадины. В изученных колонках отложений содержания  $\text{FeO}_{\text{общ}}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{TiO}_2$  пелоидов изменяются с глубиной сходным образом. Содержания  $\text{FeO}_{\text{общ}}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и большинства микроэлементов (Be, V, Co, Ni, Ga, Rb, Y, Nb, Cs, Ba, Ta, Th,) имеют значимую обратную корреляцию с содержанием серы, а группа трех микроэлементов (Ge, W, Mo) имеет с ней значимую положительную корреляцию. При исследованиях с использованием рентгенодифракционного анализа и СЭМ в составе глинистых минералов определены в основном каолинит, хлорит и иллит. Идентифицирован типичный аутигенный минерал – сепиолит, а также карбонатные минералы – кальцит и доломит.

## **Глава 5. Сравнительный анализ**

### **5.1. Анаэробные и аэробные условия в зоне гипергенеза БРС**

Область гипергенеза подразделяется на 2 зоны: зону криптогипергенеза, в которой создается анаэробная обстановка, и собственно зону гипергенеза, связанную с аэробными условиями. В Байкальской рифтовой системе для характеристики зоны криптогипергенеза показательны осадки оз. Саган-Нур (Тункинский район), в качестве примера собственно гипергенеза – лессовидные отложения, покрывающие склоны эоплейстоценовых вулканов Тункинской долины.

Результаты гранулометрического анализа с дисперсным способом подготовки образца позволяют судить о реальной глинистости и степени агрегированности отложений. В данном случае содержание глинистой фракции во всех образцах из лечебных грязей превышает 10% (10,2–12,2), что соответствует уже глине сильнопесчаной. Содержание глинистой фракции в образцах из лессовидных отложений изменяется от 10,3% до 21%, что соответствует глине сильнопесчаной пылеватой. Таким образом, существенная часть глинистых частиц находится в агрегированном состоянии.

Факторный анализ с использованием результатов микроэлементов показал отличия по химическому составу между отложениями, накопившимися в анаэробных и аэробных условиях зоны гипергенеза БРС (см. рис. 4.28). При исследованиях с использованием рентгенодифракционного анализа и СЭМ в составе глинистых минералов в сапропелевых илах современного озера определены в основном каолинит, хлорит, иллит и сепиолит, а также карбонатные минералы – кальцит и доломит. Глинистые минералы в лессовидных отложениях представлены каолинитом, монтмориллонитом и палыгорскитом. Глинистые минералы в обеих обстановках содержат крупные минеральные отдельности и недефектные структуры.

### **5.2. Переход от плиоцен-четвертичных отложений верхней части разреза к лессовидным породам и современным сапропелевым илам**

В Тункинской впадине, на окраине с. Никольское, была пройдена скважина Тунка-13, в которой была вскрыта (снизу вверх): базальтовый слой (возраст 15 млн лет) (глубина более 86,5 м), нижняя туфогенно-осадочная пачка темно-серых до черных алевритов с угловатыми обломками вулканического материала (глубины 86,5–73,7 м), пачки мелкозернистых слюдисто-алевритовых песков (глубины 66,1–50,0 м), пачки озерных алевритов с примесью мелкозернистого песка верхней части танхойской свиты (глубины 50,0–7,2 м), пачка красноцветных песков ановской свиты (7,2–2,5 м) и перекрывающая пачка четвертичных серых разнозернистых песков (2,5–0 м) [Хассан и др., 2020].



Состав пород аносовской свиты и перекрывающей песчаной толщи разреза скв. Тунка-13, лессовидных отложений Тункинской долины и пелоидов оз. Саган-Нур анализировался с помощью факторного анализа (рис. 5.1). В координатах факторов 1 и 2 отчетливо выделяется тренд четвертичных и аносовских песков, направленный из правого нижнего квадранта в левый верхний квадрант. Фигуративные точки четвертичных песков занимают промежуточное положение между фигуративными полями четвертичных лессовидных пород и современных пелоидов оз. Саган-Нур. Таким образом, наблюдается литогеохимическая смена аносовских отложений четвертичными отложениями, которые имеют промежуточный литогеохимический состав между лессовидными отложениями и сапропелевыми илами. В промежуточном составе субаквальных четвертичных песков разреза Тунка-13 отразился, с одной стороны, эоловый литогенетический фактор (фактор образования лессовидных пород), с другой стороны – субаквальный фактор (фактор образования донных озерных отложений).

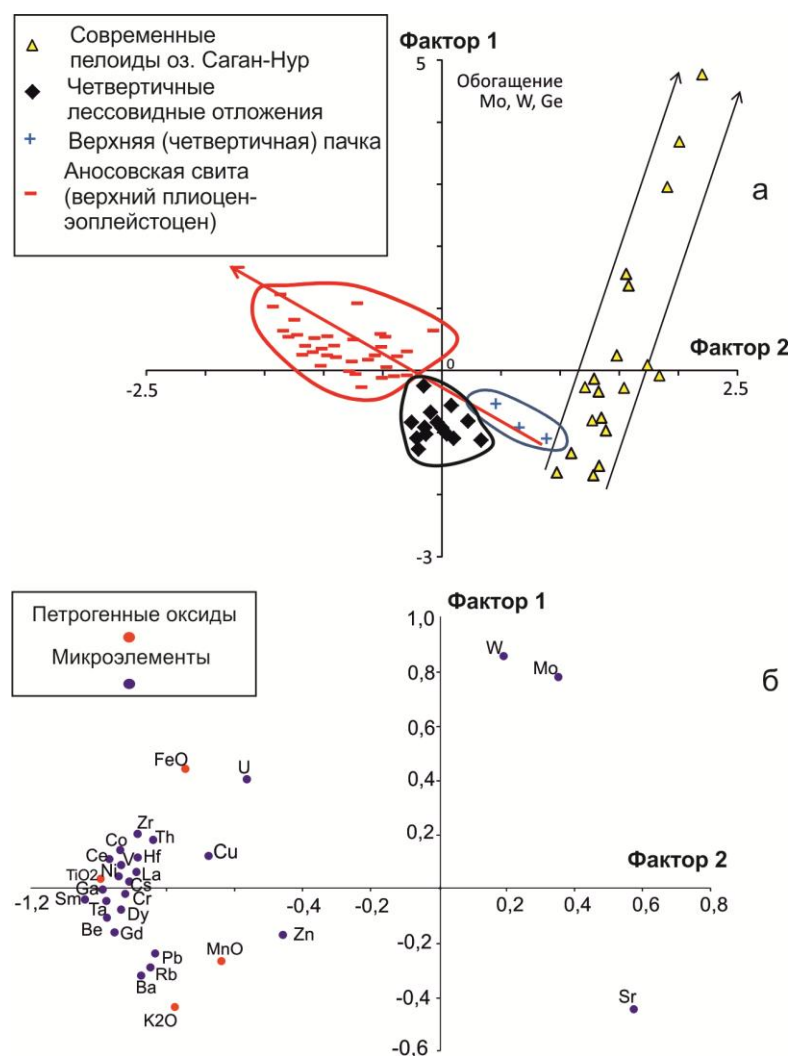


Рис. 5.1. Диаграмма факторов 1 и 2 проб (а) и факторных нагрузок для петрогенных оксидов и микроэлементов (б). Для сопоставления с лессовидными породами и пелоидами использованы данные, полученные для осадочных отложений верхней части разреза, вскрытых скв. Тунка-13 – верхняя (четвертичная) пачка и аносовская свита [Хассан и др., 2020].

Из результатов сравнительного изучения глинистых минералов в лессовидных породах и лечебных грязях Тункинской впадины и сравнительного литогеохимического анализа стратоней верхней части разреза следует второе защищаемое положение: Современные субаквальные анаэробные условия образования сапропелевых илов и субаэральные аэробные условия накопления лессовидных отложений Тункинской впадины отражаются в составе глинистых минералов. В сапропелевых илах распространяется каолинит, хлорит, иллит и сепиолит, в лессовидных отложениях – каолинит, монтмориллонит и палыгорскит. В верхней части разреза осадочного заполнения Тункинской впадины обозначается литогеохимический переход от плиоцен-четвертичных осадочных отложений к лессовидным породам и современным сапропелевым илам.

### **5.3. Корреляция разрезов осадочных отложений Баргузинской долины и Байкальской впадины**

Подводный Академический хребет разделяет Северную и Центральную впадины Байкала. Средние глубины озера над вершинами хребта составляют 300–400 метров. Над дном он возвышается более чем на 500 м на северо-западе и более чем на 1000 м – на юго-востоке. Поверхность фундамента хребта перекрыта осадочной толщей мощностью до 1500 м [Хлыстов и др., 2000, Кузьмин и др., 2014]. В рамках проекта «Байкалбурение» в донных отложениях оз. Байкал на Академическом хребте пройдены скважины BDP-96 (200 м) и BDP-98 (600 м) [Коллектив..., 1998; Кузьмин и др., 2000]. Скважина BDP-96 расположена ближе к острову Ольхон, а BDP-98 смещена к северо-востоку (рис. 5.2).

Расчетные данные минерального состава отложений танхойской свиты Баргузинской долины, согласующиеся с данными рентгенодифракционного анализа и СЭМ, свидетельствуют о присутствии хлорита в отложениях танхойской свиты и его отсутствии в отложениях ановской свиты. В глинистой фракции отложений Академического хребта, вскрытых скважиной BDP-98, хлорит устойчиво идентифицирован в отложениях нижней части разреза (203–600 м). Характеристикой формирования осадков этой части разреза в сравнительно теплых климатических условиях миоцена является высокое содержание хлорита, гидрослюд, смектитов и гиббсита. Содержания слюды, частично иллита и полевых шпатов в верхней части разреза связывалось с обстановкой перехода от умеренного к умеренно-холодному климату в плиоцене. Содержание хлорита становится неустойчивым [Кашик, Ломоносова, 2006] (рис. 5.3).

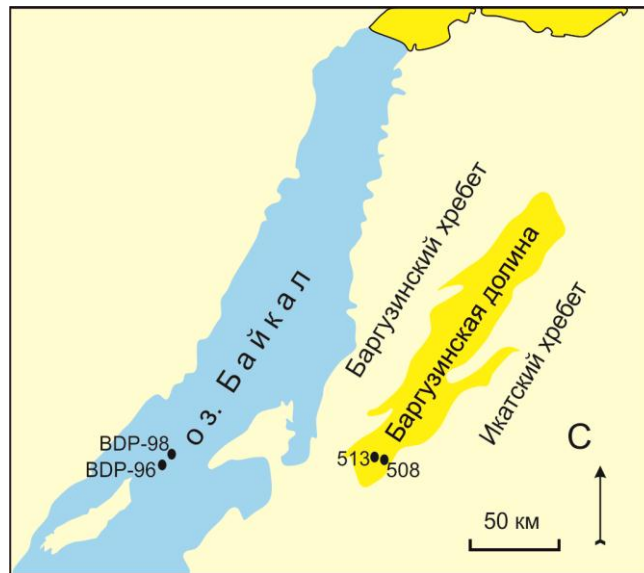


Рис. 5.2. Схема пространственного соотношения скважин 513 и 508 в районе Уро Баргузинской долины и скважин BDP-96, BDP-98 на подводном Академическом хребте оз. Байкал.

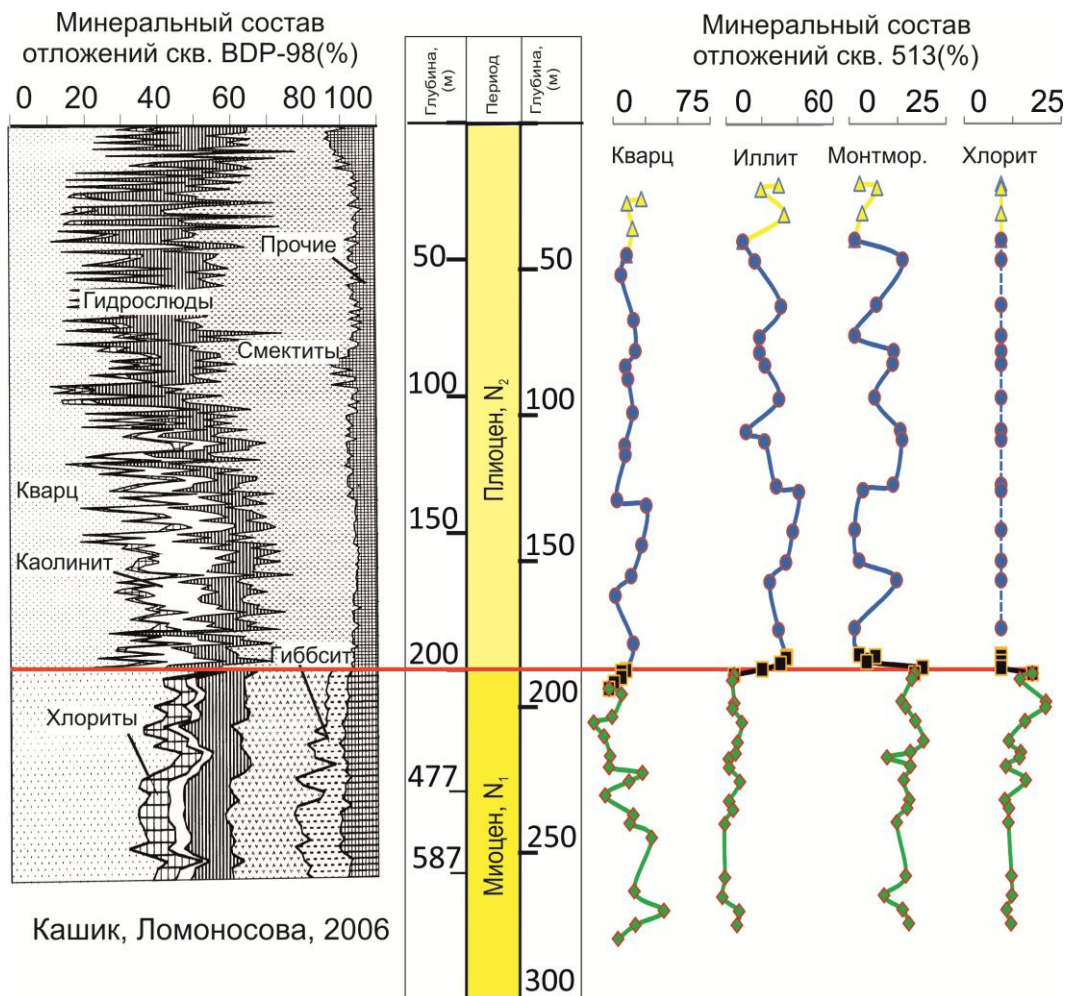


Рис.5.3. Минеральный состав: на рисунке слева – из отложений оз. Байкал, скв. BDP-98 [Кашик, Ломоносова, 2006]; справа – из отложений скв. 513. Монтмор. – монтмориллонит.

Распространение хлорита в нижней (танхойской) части разреза Баргузинской долины коррелируется с его распространением в отложениях нижней части разреза (203–600 м) донных отложений Академического хребта. Вариации содержаний гидрослюды (иллита), выявленные в отложениях по результатам физико-химического моделирования, также сопоставляются с вариациями этой глинистой фазы в донных отложениях Академического хребта. Ранние отложения Академического хребта относились к авандельте р. Пра-Баргузин. Смена литологического состава отложений интерпретировалась как показатель смены источника сноса материала с баргузинского на северо-байкальский [Кашик, Ломоносова, 2006]. Снижение роли хлорита и изменение содержания гидрослюды от нижней к верхней части разреза означает фактор изменений от теплого климата к холодному.

Из результатов сопоставления изменчивости состава глинистых минералов в стратонах Баргузинской долины и донных отложениях оз. Байкал следует третье защищаемое положение: Смена миоценовых отложений плиоцен-четвертичными в разрезе Баргузинской долины коррелируется с возрастной сменой донных отложений оз. Байкал на подводном Академическом хребте по исчезновению хлорита и переходу от стабильного распространения монтмориллонита и иллита к спорадическому.

\* \* \* \* \*

В результате сравнительных исследований выявлены: 1) различия в образовании глинистых минералов в четвертичных лессовидных отложениях и современных пелоидах Тункинской долины, 2) различия в литогеохимических характеристиках осадочных пород этих обстановок с характеристиками осадочных отложений аносской свиты верхней части разреза осадочного заполнения Тункинской впадины при сходстве с литогеохимическими характеристиками четвертичных субаквальных песков и 3) сходство смены состава глинистых минералов в разрезах осадочных стратонов Баргузинской долины и в донных отложениях оз. Байкал.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изученный разрез осадочных отложений Баргузинской долины представлен последовательностью дотанхойского олигоценового стратона, озерных отложений танхойской свиты миоцена – нижнего плиоцена, охристой аносовской свиты верхнего плиоцена – эоплейстоцена и перекрывающих четвертичных отложений. Переход от озерных сероцветных отложений танхойской свиты к охристым отложениям аносовской свиты выражен возрастанием отношения  $Fe_2O_3/FeO$  от 1–3 до 3–44 (скв. 513). Граница между стратонами обозначается сменой глинистых минералов, определенных методами рентгенодифракционного анализа, ФХМ и СЭМ. Для танхойской свиты характерен хлорит и монтмориллонит. В переходном слое и в аносовской свите определены гидрослюды (представленные глауконитом и иллитом), вермикулит и смешанно-слойные глинистые минералы. Монтмориллонит и хлорит в отложениях танхойского стратона обозначают образование глинистых минералов в условиях теплого влажного климата, а гидрослюды (глауконит и иллит) и вермикулит, а также микроклин и слюды (мусковит и биотит) в отложениях аносовского стратона – смену условий минералообразования при аридизации климата. Каолинит встречен по всему разрезу в виде пластинчатых кристаллов размером от долей до нескольких микрон. Глинистые частицы из отложений танхойского стратона нарушены, в отличие от глинистых частиц из отложений аносовского стратона, обладающих совершенной кристалличностью и малой нарушенностью. Эти отличия свидетельствуют о преобразовании танхойских отложений наложенными процессами и об отсутствии подобных преобразований в аносовских отложениях.

Осадочные отложения, образовавшиеся в анаэробных и аэробных условиях в Тункинской долине, включают глинистые минералы, содержащие крупные минеральные отдельности и недефектные структуры, которые относятся к образованиям аутигенного происхождения. Глинистые минералы в лессовидных отложениях представляют собой каолинит и, в меньшей мере, монтмориллонит и палыгорскит. В пелоидах современного озера определены: иллит, хлорит и сепиолит, а также карбонатные минералы. Переход от осадочных отложений верхней части разреза суходольных впадин байкальского типа к лессовидным породам и современным пелоидам выражается литологически и обозначается сменой глинистых минералов. Для аносовской свиты характерны: иллит, каолинит и смешанно-слойный минерал (гидрослюда-сметтит), карбонатные минералы, для лессовидных пород и современных пелоидов – иллит, каолинит, монтмориллонит, хлорит, сепиолит и палыгорскит.

Выявленная смена глинистых фаз от сероцветных озерных отложений танхойской свиты к красноцветным аллювиальным отложениям аносовской свиты в Баргузинской долине коррелируется с изменением ассоциации глинистых минералов в донных отложениях

Академического хребта оз. Байкал – исчезновением хлорита и переходу от стабильного распространения монтмориллонита и иллита к спорадическому.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А. Основы физико-химического моделирования минеральных систем. М.: Наука, 2009. 229 с.

Базаров Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 180 с.

Базаров Д.Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского Среднегорья. Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, 1968. 165 с.

Базаров Д.Б., Резанов И.Н., Наумов А.В. О лессах и лессовидных отложениях Селенгинского Среднегорья и Юго-Восточного Прибайкалья // Геология, магматизм и полезные ископаемые Забайкалья. Тр. Геологического института БФ СО АН СССР. Улан-Удэ. 1974. Вып. 5 (13). С. 115–126.

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.

Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино–Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 6. С. 554–565.

Бокучава Н. Лечебные грязи Грузии. Тбилиси: Издательский дом «Технический университет», 2009. 157 с.

Браун Г. Рентгеновские методы изучения и структуры глинистых минералов. М.: Мир, 1965. 599 с.

Булмасов А.П. Некоторые особенности геофизических полей и структуры земной коры Прибайкалья // Байкальский рифт. Ред. Н.А. Флоренсов. М.: Наука. 1968. С. 113–123.

Васильев Е.К. Качественный рентгенофазовый анализ / Под ред. С.Б. Брандта. Новосибирск: Наука, 1986. 195 с.

Выркин В.Б. Современное экзогенное рельефообразование котловин байкальского типа. Иркутск: ИГ СО РАН, 1998. 175 с.

Выркин В.Б. Эоловое рельефообразование в Прибайкалье и Забайкалье // География и природные ресурсы. 2010. №3. С. 25–32.

Гаськова О.Л., Солотчина Э.П., Складорова О.А. Реконструкция эволюции состава растворов по данным осадочной летописи соленых озер Приольхонья // Геология и геофизика. 2011. Т. 52 (5). С. 704–711.

Голдырев Г.С. Диагенетические структуры, текстуры и аутигенные минералы донных отложений Байкала. Донные отложения Байкала. М.: Наука, 1970. С. 116–122.

Голдырев Г.С. Осадкообразование и четвертичная история озера Байкал. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. 181 с.

Грабовска-Ольшевска Б., Осипов В.И., Соколов В.Н. Атлас микроструктур глинистых пород. Бапмава: PanstoweWydawnictwoNaukowe, 1984. 414 с.

Дейк Р., Вебстер Д., Каллендер Э. Изменение осадков и аутигенная минералогия по колонкам 307Р, 307 А–3 на Академическом хребте озера Байкал // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 10–11. С. 160–173.

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.

Иванов А.Д. Эоловые пески Западного Забайкалья и прибайкалья. Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, 1966. 227 с.

Иванов И.П. Инженерная геология месторождений полезных ископаемых: Учебник для вузов. М.: Недра, 1990. 302 с.

Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 247 с.

Кашик С.А., Ломоносова Т.К. Кайнозойские отложения подводного Академического хребта в озере Байкал // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 4. С. 339–353.

Кашик С.А., Мазиллов В.Н. Литология четвертичных отложений в разрезе глубокой скважины в акватории озера Байкал // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 5. С. 484–491.

Ковба Л.М., Трунов В.К. Рентгенофазовый анализ. М.: Изд-во Московского университета, 1976. 231 с.

Коллектив исполнителей Байкальского бурового проекта. Результаты бурения первой скважины на озере Байкал в районе Бугульдейской перемычки // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 2. С. 2–32.

Коллектив авторов. Непрерывная запись климатических изменений в отложениях оз. Байкал за последние 5 миллионов лет. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. №2. С.139–156.

Кригер Н.И. Лесс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука, 1965. 295 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., Ощепкова А.В., Горегляд А.В., Иванов Е.В. Химический состав осадков глубоководных байкальских скважин как основа реконструкции изменений палеоклимата и окружающей среды // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 1. С. 3–22.



Кузьмин М.И., Солотчина Э.П., Василевский А.Н. М.И. Глинистые минералы донных осадков озера Байкал как индикатор палеоклимата // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 10. С. 1347–1359.

Леонова Г.А., Мальцев А.Е., Меленевский В.Н., Мирошниченко Л.В., Кондратьева Л.М., Бобров В.А. Геохимия диагенеза органогенных осадков на примере малых озер юга Западной Сибири и Прибайкалья // Геохимия. 2018. № 4. С. 363–382.

Литология третичных отложений впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. / В.Н. Мазилев, Т.К. Ломоносова, В.М. Климанова, Г.М. Кашаева, Р.И. Ершов, Г.О. Семенова. М.: Наука, 1972. 120 с.

Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44 (5). С. 391–406.

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., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 193 с.

Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 4. С. 18–20.

Ломоносова Т.К. Минералогия и генезис глин раннекайнозойских отложений Прибайкал: Автореф. дис. канд. геолог. наук. Рос. гос ун-т. Иркутск, 1972. 22 с.

Ломтадзе В.Д. Физико-механические свойства горных пород. Методы лабораторных исследований. Л.: Недра, 1990. 328 с.

Лукашев В.К. Литология и геохимия перигляциальных отложений / Под ред. В.К. Лукашева. Минск: Наука и техника, 1977. 146 с.

Лукашев В.К. Геохимические индикаторы процессов гипергенеза и осадкообразования. Минск: Наука и техника, 1972. 320 с.

Лукашев К.И. Проблема лессов в свете современных представлений. Минск: Изд-во АН БССР, 1961. 218 с.

Лукашев К.И., Кузнецов В.А., Лукашев В.К. Геохимическое изучение земной коры. Минск: Наука и техника, 1977. 176 с.

Лукашев В.К., Лукашев К.И. Литогеохимические характеристики инженерно-геологических свойств осадочных отложений // Докл. АН БССР. 1977. Т. XXI, № 1. С. 76–79.

Мавлянов Г.А. Генетические типы лессов и лессовидных пород центральной и южной части Средней Азии и их инженерно-геологические свойства. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958. 609 с.

Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Бобров В.А., Кривоногов С.К. Геохимия сапропелей голоценовых разрезов из малых озер юга. Западной Сибири и Восточного Прибайкалья. Новосибирск : Академическое изд-во «Гео», 2019. 444 с.

Маслов А.В., Тгареев Э.З., Крупенин М.Т. Использование петро- и геохимической информации для реконструкции условий формирования осадочных образований (на примере типового разреза рифея) // Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто-и литогенез, минералогия. Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН, 2002. – С. 143–154.

Мац В.Д. Кайнозой Байкальской впадины: Автореф. дис. ...докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 1987. 42 с.

Москвитин А.И. Лесс и лессовидные отложения Сибири. Труды Института геол. наук АН СССР. Вып. 14. М., 1940. 82 с.

Нахмансон М.С., Фекличева В.Г. Диагностика состава материалов рентгенодифракционными и спектральными методами. Л.: Машиностроение, 1990. 357 с.

Неведрова Н.Н., Эпов М.И. Глубинные геоэлектрические исследования в сейсмоактивных районах // Материалы 2-го международного симпозиума «Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов». Москва–Бишкек. 2003. С. 153–163.

Неведрова Н.Н., Суродина И.В., Санчаа А.М. Трехмерное моделирование сложных геоэлектрических структур // Геофизика. 2007. № 1. С. 36–41.

Обручев В.А. Лесс Северного Китая // Лессы Северного Китая. Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода. XIV. – М.: Изд-во АН СССР. 1959. С. 18–53.

Осипов В.И. Глины и их свойства. Состав, строение и формирование свойств. М.: ГЕОС, 2013. 576 с.

Осипов В.И. Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. М.: Изд-во МГУ, 1979. 235 с.

Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А. Микроструктура глинистых пород. Под ред. Академика Е.М. Сергеева. М.: Недра, 1989. 211 с.

Охотин В.В. Грунтоведение. Л.: Изд. Военно-трансп. Академии, 1940. 240 с.

Пименова Л.Н. Рентгенофазовый анализ: методические указания по дисциплине «Физико-химические методы исследования». Томск: Изд-во. Том. архит. строит. ун-та, 2005. 14 с.

Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 336 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, 2000. 288 с.

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.

Ратеев М.А. Глинистые минералы в донных осадках современных водоемов. Образование осадков в современных водоемах / Под ред. Д.С. Белянкина, П.Л. Безрукова. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 339–371.

Ратеев М.А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М.: Наука, 1964. 278 с.

Решения третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1981. 91 с.

Рященко Т.Г., Акулова В.В., Ербаева М.А., Гринь Н.Н. Процессы лессообразования в Приангарье, Забайкалье, Западной Монголии и Северо-Западном Китае (сравнительный анализ) // География и природные ресурсы. 2007. №2. С.105–113.

Рященко Т.Г., Акулова В.В., Ухова Н.Н., Штельмах С.И., Гринь Н.Н. Лессовые грунты Монголо-Сибирского региона. Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 2014. 241 с.

Рященко Т.Г., Ухова Н.Н. Химический состав дисперсных грунтов: возможности и прогнозы (Юг Восточной Сибири). Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 2008, 131 с.

Санчаа А.М., Неведрова Н.Н., Яковлев А.В. Особенности геоэлектрического строения Баргузинской и Тункинской впадин Байкальской рифтовой зоны // Сейсмические исследования земной коры. Новосибирск: Институт Геофизики СО РАН. 2004. С. 465–470.

Сергеев Е.М. Грунтоведение / Под ред. Е.М. Сергеева. М.: Изд-во МГУ, 1971. 595 с.

Сергеев Е.М., Грабовская-Ольшевская Б., Осипов В.И., Соколов В.Н. Типы микроструктур глинистых пород // Инженерная геология. 1979. №2. С. 48–58.

Сергеев Е.М., Ларионова А.К., Комиссаровой Н.Н. Лессовые породы СССР. М.: Недра, 1986. Т. 1, 2. 232 с. 278 с.

Сизых Ю.И. Комплексная схема химического анализа горных пород и минералов. Отчёт. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1985. 61 с.

Склярв Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Бараш И.Г., Буланов В.А., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Сизых А.И. Интерпретация геохимических данных. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.

Склярв Е.В., Федоровский В.С., Склярва О.А., Скввитина Т.М., Данизова Ю.В., Орлова Л.А., Ухова Н.Н. Гидротермальная активность в Байкальской рифтовой зоне: горячие источники и продукты отложения палеотерм // Докл. РАН. 2007. Т. 412, № 2. С. 257–261.

Склярв Е.В., Солотчина Э.П., Вологина Е.Г., Игнатова Н.В., Изох О.П., Кулагина Н.В., Склярва О.А., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Ухова Н.Н., Федоровский В.С., Хлыстов О.М. Детальная летопись климата голоцена из карбонатного разреза соленого озера Цаган-Тырма (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 3. С. 303–328.

Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпешта И.И. Глинистые минералы в почвах: Уч. Пособие. Тула: Гриф и К., 2005. 336с.

Солоненко В.П. Очерки по инженерной геологии Восточной Сибири. Иркутск, 1960. 88 с.

Солоненко В.П. Основные проблемы инженерной геологии Восточной Сибири. Материалы по инженерной геологии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск-Москва: СО АН СССР, 1964. С. 4–22.

Солоненко В.П. Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1981. 168 с.

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

Солотчина Э.П., Горелик Т.Е., Прокопенко А.А. Глинистые минералы как индикатор химических процессов в водосборе озера Байкал при глобальных изменениях природной среды и климата // Химия в интересах устойчивого развития. 1999а. Т. 7, №5. С. 585–591.

Солотчина Э.П., Склярв Е.В., Страховенко В.Д., Солотчин П.А., Склярва О.А. Минералогия и кристаллохимия карбонатов современных осадков малых озер Приольхонья (Байкальский регион) // Доклады академии наук. 2015. Т. 461 (5). С. 579–585.

Страховенко В.Д., Солотчина Э.П., Восель Ю.С., Солотчин П.А. Геохимические факторы аутигенного минералообразования в донных отложениях Тажеранских озер (Прибайкалье) // Геология и Геофизика. 2015. Т. 56, №10. С. 1825–1841.

Требухов Я.А. Нормирование качества лечебных грязей // Современные проблемы сан.-кур. дела. Москва. 1996. С. 100.

Требухов Я.А. Требования к изучению месторождений лечебных грязей // Вопр. курортолог. 2000. №5. С. 39–42.

Требухов Я.А., Боголюбов В.М. Лечебные грязи и минеральные водоемы // Курортология и физиотерапия (руководство). В 2-х томах. М. 1985. Т. 1. С. 128–138.

Трофимов В.Т., Балыкова С.Д., Болиховская Н.С. Лессовый покров Земли и его свойства. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 464 с.

Трофимов В.Т., Королев В.А., Вознесенский Е.А., Голодковская Г.А., Васильяук Ю.К., Зиангиров Р.С. Грунтоведение. М.: Изд-во МГУ, 1971. 595 с.

Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А. Позднекайнозойское осадконакопление во впадинах Тункинского рифта (Южное Прибайкалье) // Отечественная геология. 2008. №3. С. 98–105.

Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А. Инверсии в новейшей геодинамике Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2009. Т.50. №7. С. 796–808.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.-Л.: Изд-во Академии наук СССР, 1960. 258 с.

Хассан А.И., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Решетова С.А., Рубцова М.Н., Ясныгина Т.А., Будаев Р.Ц., Аль Хамуд А., Титова Л.А., Родионова Е.В., Усольцева М.В. Кайнозойские осадочные отложения Селенгино-Витимского прогиба и Байкальской рифтовой зоны, пространственно совмещенные в разрезе Уро // Литосфера. 2022. Т. 22, № 6. С. 796–817.

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. 11, № 2. С. 261–284.

Хлыстов О. М., Мац В. Д., Воробьева С. С., Климанский А. В., де Батист М., Черамикола С. Строение и развитие подводного Академического хребта // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 6. С. 819—824.

Черский И.Д. О послетретичных образованиях Сибири // Тр. СПб. Общ-ва естествоиспытателей. 1887. Т. 28, вып. 1. С. 88–95.

Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Изд-во «Гео», 2010. 287 с.

Шаевич Я.И. Цикличность формирования лессов. Опыт системного подхода. – М.: Наука, 1987. 103 с.

Ясныгина Т.А., Маркова М.Е., Рассказов С.В., Пахомова Н.Н. Определение редкоземельных элементов, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Ti в стандартных образцах серии ДВ методом ИСП-МС // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2015. Т. 81, № 2. С. 10–20.

Ясныгина Т.А., Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Филева Т.С., Саранина Е.В., Сунь Йи-минь Литогеохимические характеристики высокосернистых лечебных грязей оз. Нуху-Нур (Иркутская область): сопоставление с лечебными грязями мира // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 1. С. 84–109.

Ярг Л.А. Изменение физико-механических свойств пород при выветривании. М.: Недра, 1974. 142 с.

Banfield J.F., Eggleton R.A. Transmission electron microscope study of biotite weathering // *Clays Clay Miner.* 1988. V. 36. P. 47–60.

Beutelspacher H., Van Der Marel H.W. Atlas of electron microscopy of clay minerals and their admixture. Elsevier publ. Amsterdam-London-NewYork, 1968. 267 p.

Brijraj K. Das, Birdit-Gaye Haake Geochemistry of Rewalsar Lake sediment, Lesser Himalaya, India: implications for source-area weathering, provenance and tectonic setting // *Geosciences J.* 2003. V.7, No. 4. P. 299–312.

Cases J.M., Cunin P., Grillet Y., Poinsignon C., Yvon J. Methods of analysing morphology of kaolinites; relations between crystallographic and morphological properties // *Clay minerals.* 1986. V. 21. P. 55–68.

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.

Fagel N., Boski T., Likhoshway L. and Oberhaensli H. Quaternary clay mineral record in Central Lake Baikal (Academician Ridge, Siberia) // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 2003. V. 193. P. 159–179.

Fitzpatrick E.A. *Micromorphology of soils.* New York: Chapman and Hall. 1984. 433 p.

Gillot J.E. Study of the fabric of fine-grained sediments with the scanning electron microscope // *J. Sedim. Petrology.* 1969. V. 39, No. 1. P. 90–105

Goldhaber M.B. Sulfur-rich sediments // *Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks. Treatise on Geochemistry.* 2005. V. 7. P. 257–288.

Hubbard C.R., Snyder R.L. RIR – Measurement and Use in Quantitative XRD // *Powder Diffraction.* 1988. V. 3. P. 74–77.

Hughes R.E., Bohor B.F. Random clay powders prepared by spray drying // *Am. Mineralogist* 55. 1970. No. 9–10. P. 1780–1786.

Jeong G.Y., Kim S.J., Kim Y.H., Cho H.G. Kaolinite formation by weathering of biotite in Sancheong kaolin // *J. Mineral Soc Korea.* 1995. No. 8. P. 37–45.

Jolivet M., Boisgrollier T., Petit C., Fournier M., Sankov V. A., Ringenbach J., Byzov L., Miroshnichenko A. I., Kovalenko S., Anisimova S. V. How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fission track thermochronology // *Tectonics.* 2009. V. 28. P. 1–21.

Keller W.D. Scan electron micrographs of kaolins collected from diverse environments of origin. Georgia kaolin and kaolinizing source rocks // *Clays Clay Miner.* 1977. No. 25. P. 311–345.

Logatchev N.A., Zorin Y.A. Evidence and causes of the two-stage development of the Baikal rift // *Tectonophysics.* 1987. V. 143, № 3. P. 225–334.

McLennan S.M. Weathering and global denudation // *J. Geol.* 1993. No. 101. P. 295–303.

Müllera J., Oberhänslib H., MellesaM., SchwabbM., Racholda V., Hubbertena W. Late Pliocene sedimentation in lake Baikal: implications for climatic and tectonic change in SE Siberia // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 2001. V. 174. P. 305–326.

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.

Petit C., Deverchere J. Structure and evolution of the Baikal rift // *Geochemistry, Geophysics, Geosystem*. 2006. V.7. № 11. P. 1–26.

Potter P.E., Maynard J.B., Depetris P.J. *Mud and Mudstone: Introduction and overview*. Berlin. Heidelberg Springer: Springer–Verlag, 2005. 297 p.

Pusch R. Clay microstructure. National Swedish Building Research // Document D8. 1970. P. 93–101.

Ransom B., Helgeson G. Compositional end members and thermodynamic components of illite and dioctahedral aluminous smectite solid solutions // *Clays and Clay minerals*. 1993. V.41, №5. P. 537–550.

Rasskazov S., Xie Z., Yasnygina T., Chuvashova I., Wang X., Arsentev K., Sun Y., Fang Z., Zeng Y. Geochemical and clay-mineral study of healing mud from Wudalianchi, NE China // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. V. 8 (3). P. 539–544. doi:10.5800/GT-2017-8-3-0285

Singh B., Gilkes I.L. An electron optical investigation of the alteration of kaolinite to halloysite // *Clays Clay Miner.* 1992. № 40. P. 212–229.

Taylor S.R., McLennan S. *The Continental Crust: Its composition and Evolution*. Oxford, Blackwell, 1985. 312 p.

Yuretich R., Mettes M., Sarata B., Grobe H. Clay minerals in the sediments of Lake Baikal: a useful climate proxy // *J. Sediment. Res.* 1999. V. 69, № 3. P. 588–596.

Zonghu Z., Zhiyi Z., Yunsheng W. *Loess in China // The Quaternary of China*. Beijing, 1991. 575 p.

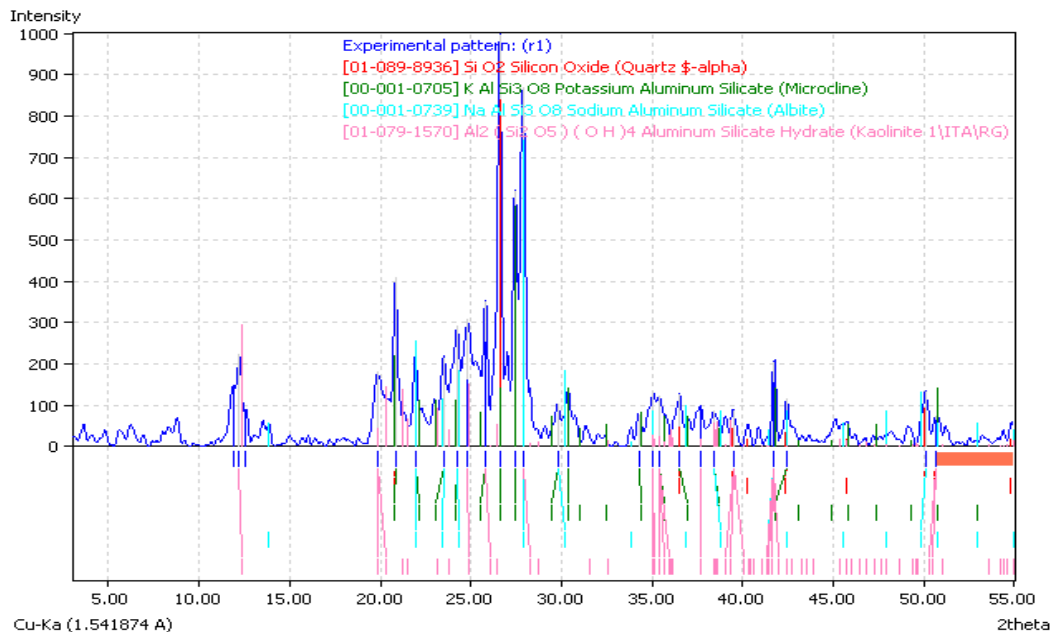
## Приложение. Результаты рентгенодифракционного исследования минерального состава осадочных отложений

### 1. Танхойская и ановская свиты Баргузинской долины

Условия съёмки: аппарат ДРОН- 3.0, излучение – Cu K $\alpha$ , Ni – фильтр, V= 25 кВ, I = 20 мА, угловой диапазон: от 3 до 55°- 2 $\theta$  со скоростью измерения – 1°/мин.

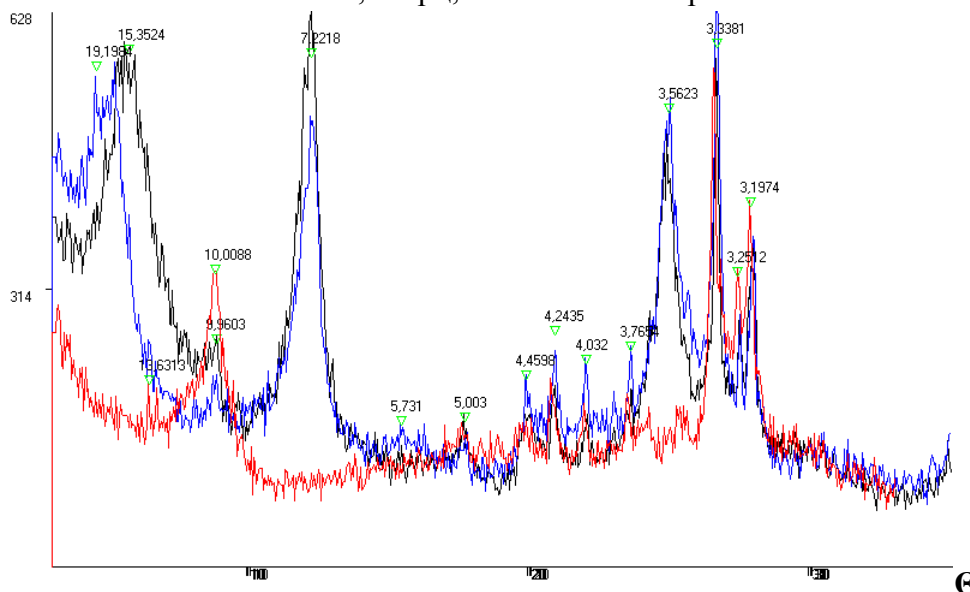
Образцы приготовлены методом «порошка» (истёрты в спирте до состояния пудры) и методом «ориентированных препаратов» (истёрты резиновым пестиком в дистиллированной воде, суспензия осаждена на стекло и высушена при комнатной температуре), воздушно-сухой (ВС), прокалённый в течение 3 часов при t 550<sup>0</sup> (Т), насыщенный этиленгликолем (ЭГ).

#### 1) 513/157



Съёмка порошкового препарата.

Фазовый состав: Полевой шпат, кварц, глинистые минералы.



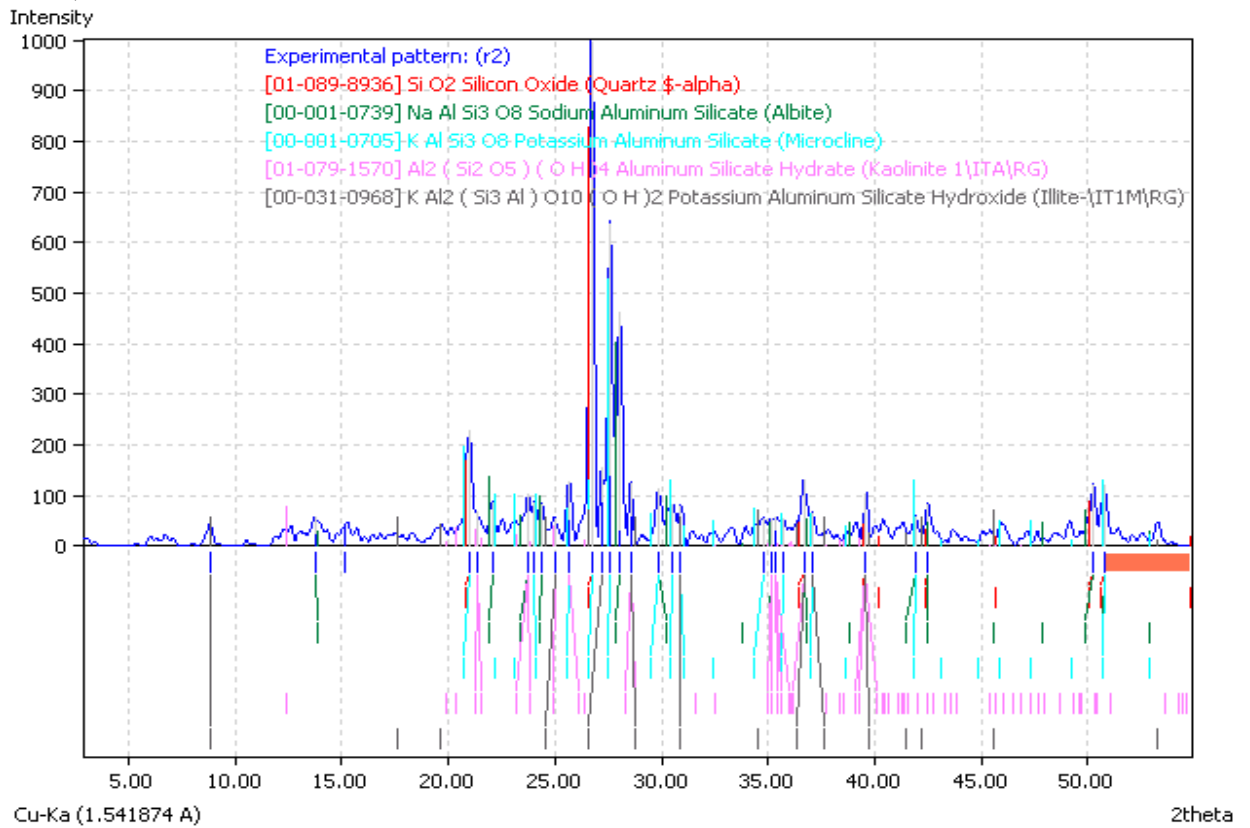
Съёмка ориентированного препарата.

Чёрный график – ВС. Синий – ЭГ. Красный – Т

Фазовый состав: Каолинит, гидрослюда (с разбухающими смектитовыми пакетами), следы хлорита, полевой шпат, кварц.

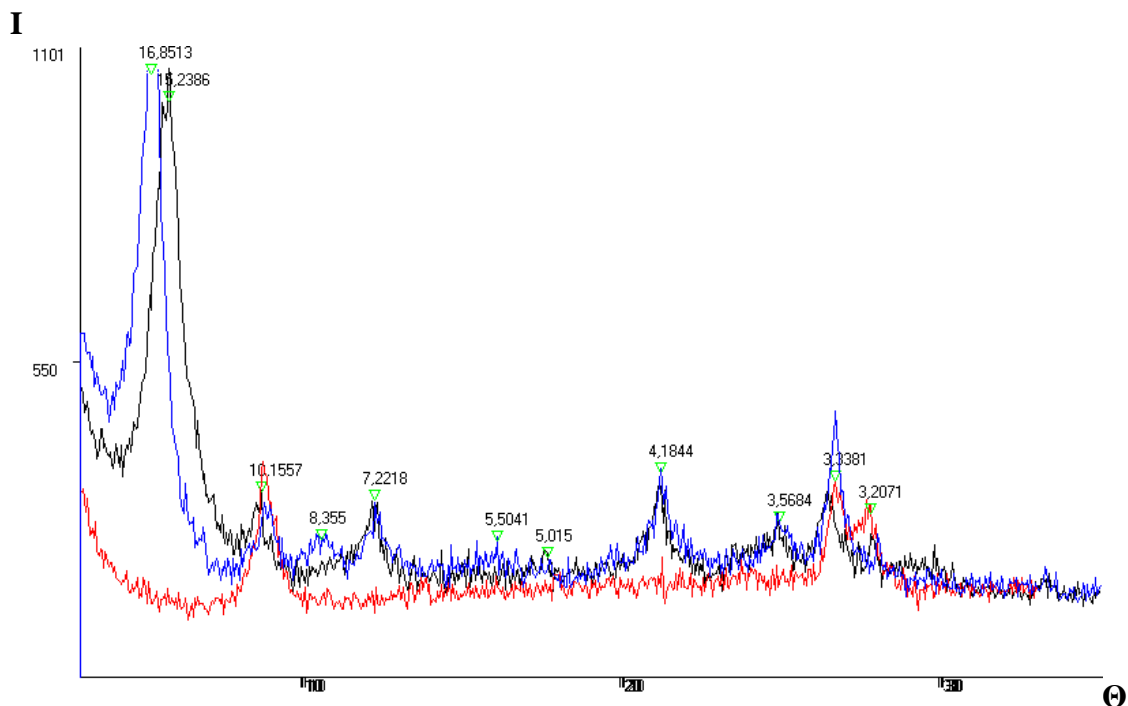


2) 513/169



Съёмка порошкового препарата.

Фазовый состав: Полевой шпат, кварц, глинистые минералы.



Съёмка ориентированного препарата.

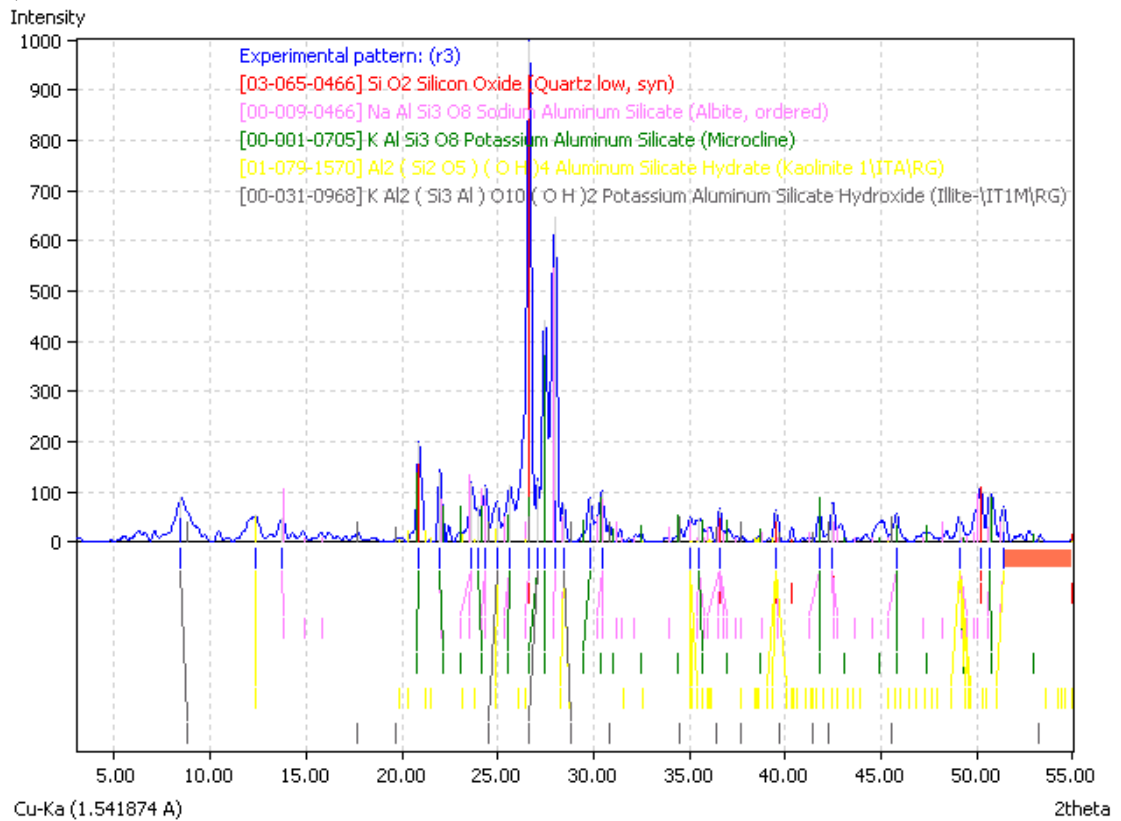
Чёрный график – ВС

Синий – ЭГ

Красный – Т

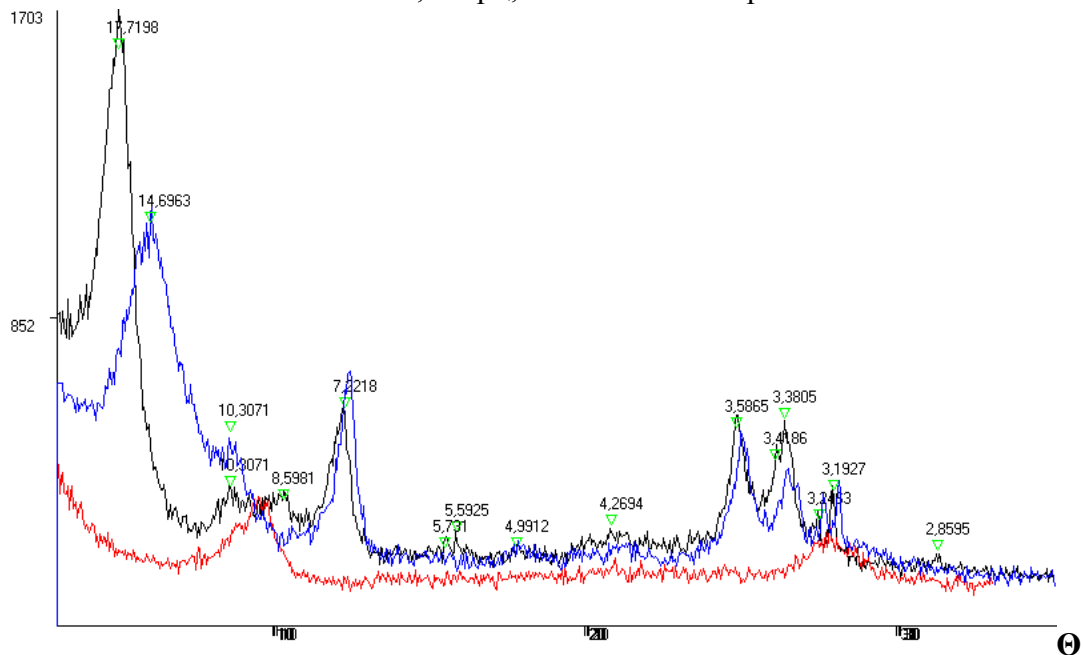
Фазовый состав: гидрослюда, каолинит. Полевой шпат, кварц.

3) 513/178,5



Съёмка порошкового препарата.

Фазовый состав: Полевой шпат, кварц, глинистые минералы.



Съёмка ориентированного препарата.

Синий график – ВС

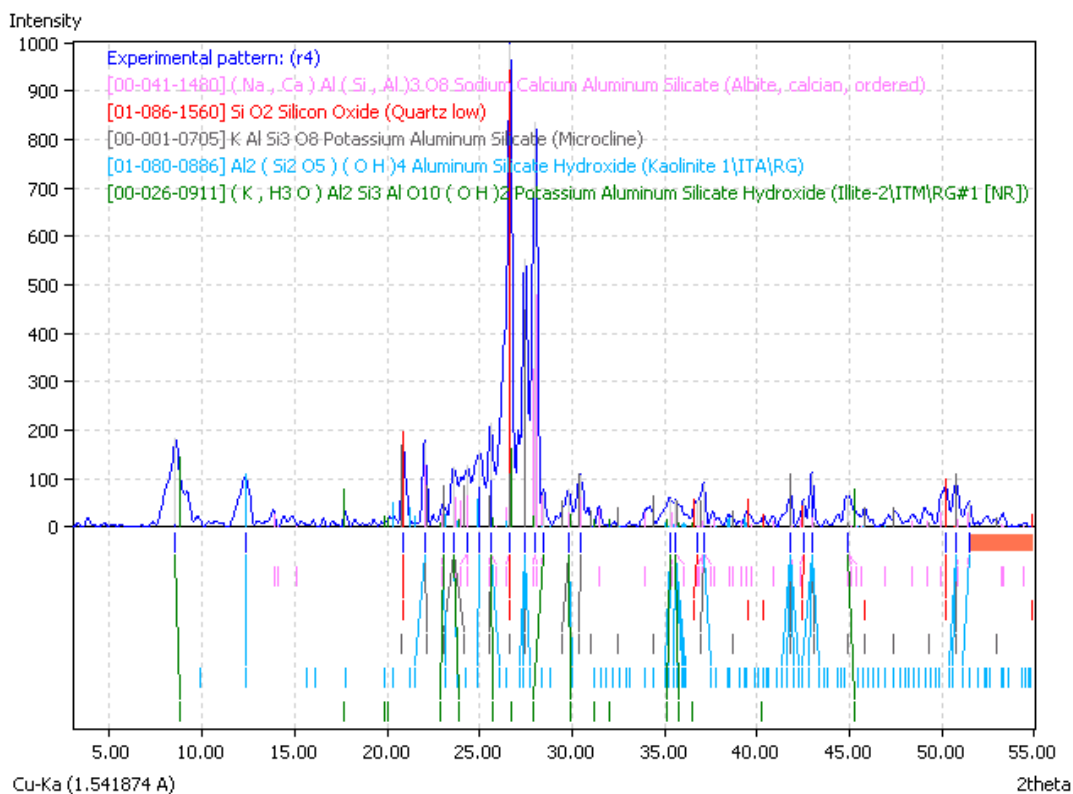
Чёрный – ЭГ

Красный – Т

Фазовый состав: каолинит, гидрослюда (с разбухающими смектитовыми пакетами).

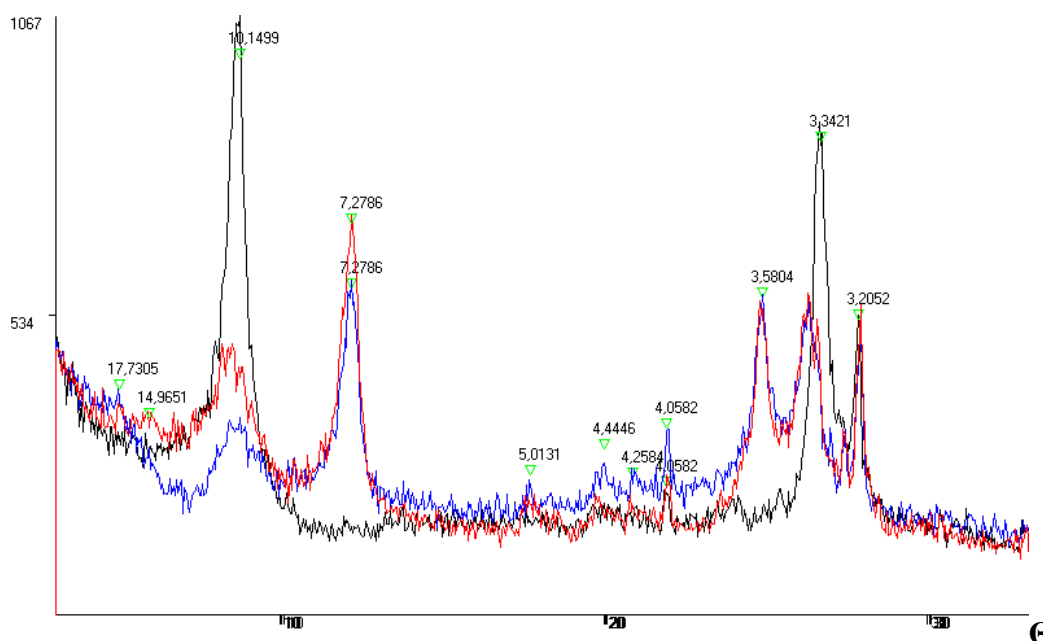
Полевой шпат, кварц.

4) 513/179



Съёмка порошкового препарата.

Фазовый состав: Полевой шпат, кварц, глинистые минералы.



Съёмка ориентированного препарата.

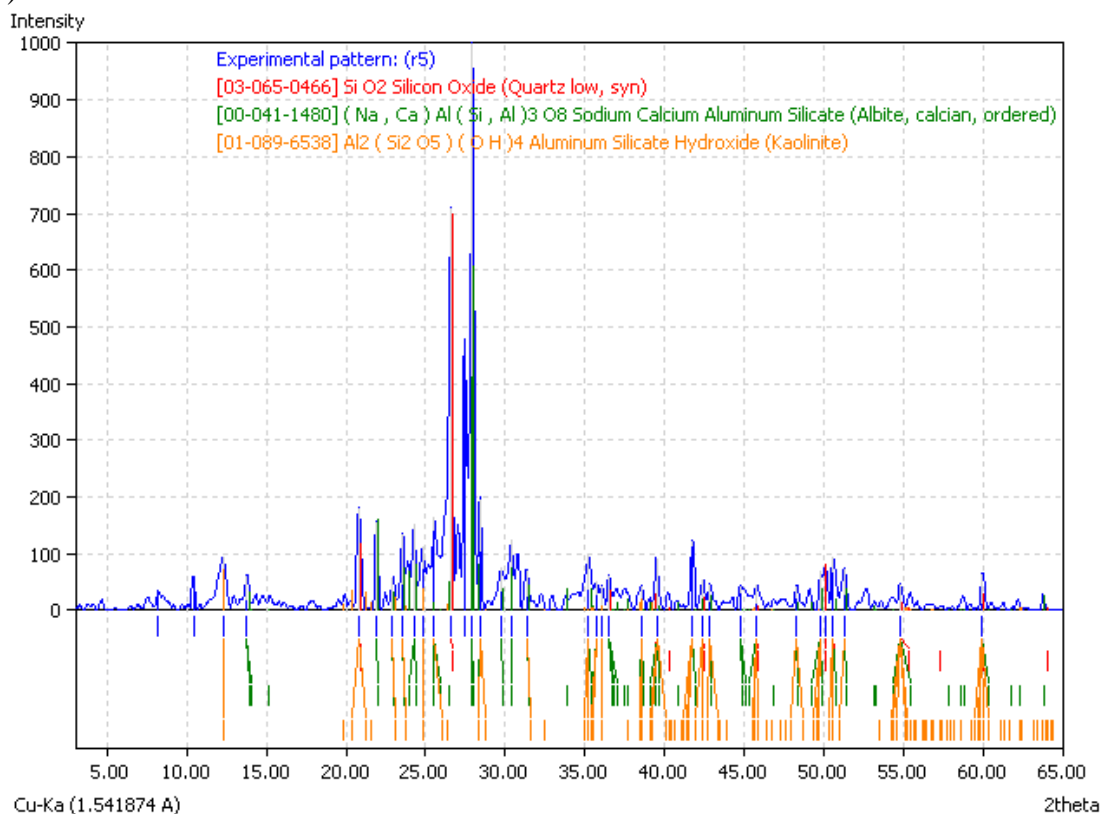
Красный график – ВС

Синий – ЭГ

Чёрный – Т

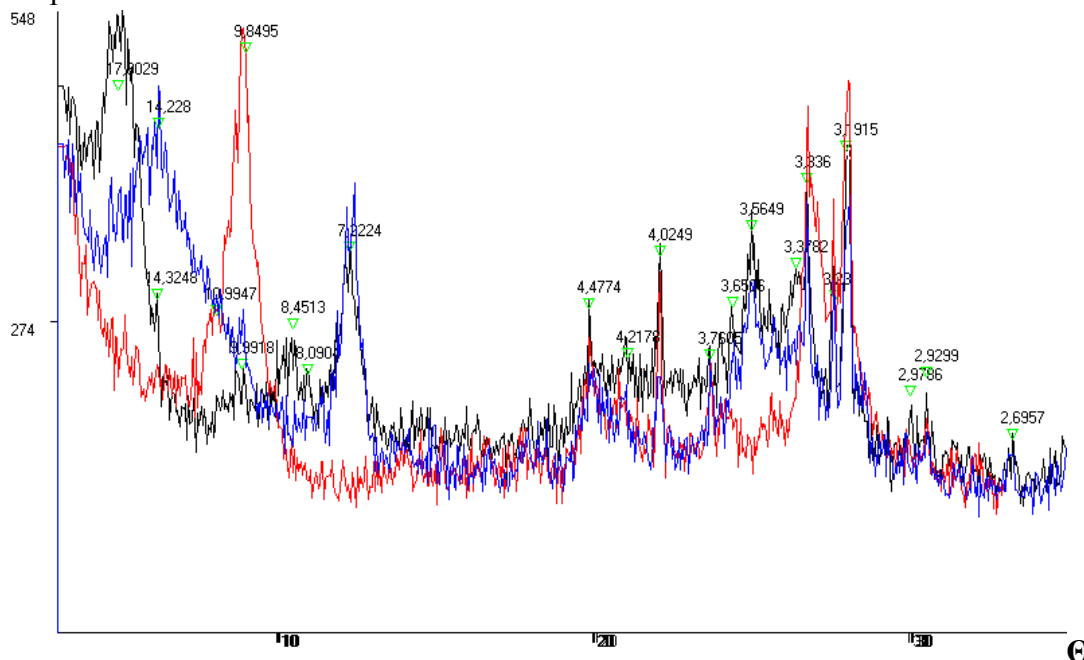
Фазовый состав: Гидрослюда тонкодисперсная с разрушенной структурой, при прокаливании структура гидрослюда восстанавливается, интенсивность рефлекса  $d = 10,15(\text{\AA})$  увеличивается в 2 раза, пик становится симметричным, возможно это гидробиотит, каолинит, возможно следы серпентина. Полевой шпат, кварц.

5) 513/181



Съёмка порошкового препарата.

Фазовый состав: Полевой шпат, кварц, возможно следы амфибола, глинистые минералы.



Съёмка ориентированного препарата.

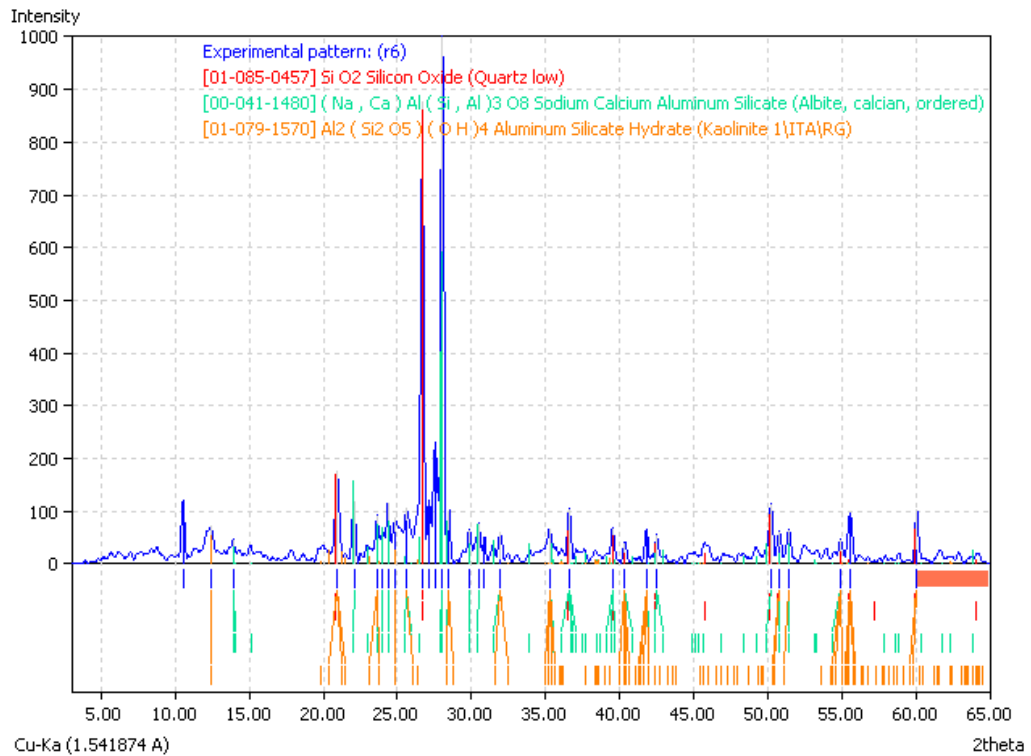
Синий график – ВС

Чёрный – ЭГ

Красный – Т

Фазовый состав: Каолинит, гидрослюда, смешанослойный минерал гидрослюда – смектит, возможно вермикулит. Полевой шпат, кварц.

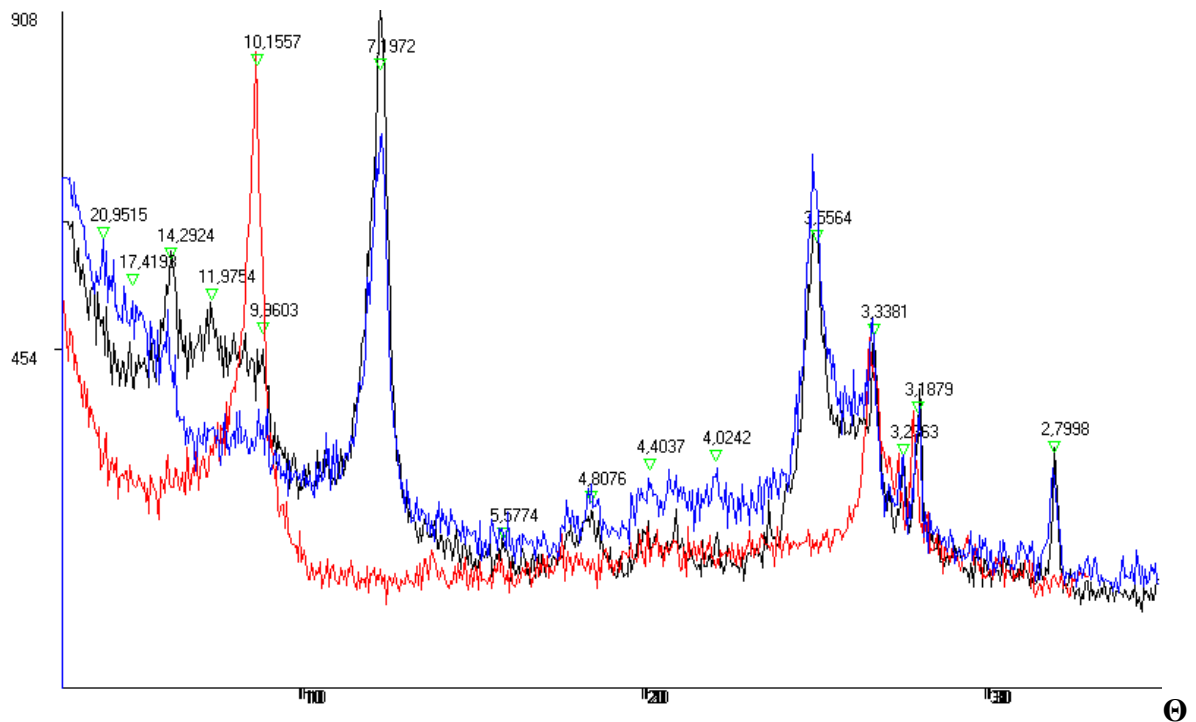
6) 513/183



Съёмка порошкового препарата.

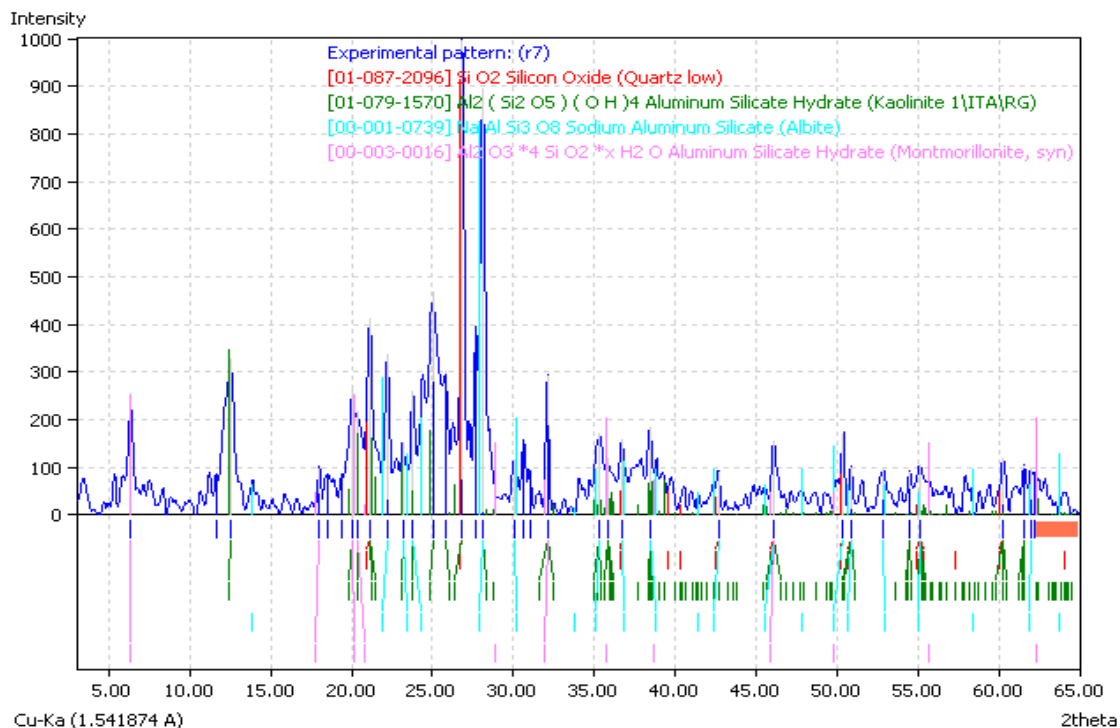
Фазовый состав: Полевой шпат, кварц, возможно амфибол ( $d = 8,4(\text{Å})$ ), глинистые минералы.

I



Фазовый состав: Каолинит, смешанослойный минерал гидробиотит (биотит-вермикулит), гидрослюда – смектит, возможно вермикулит. Полевой шпат, кварц.

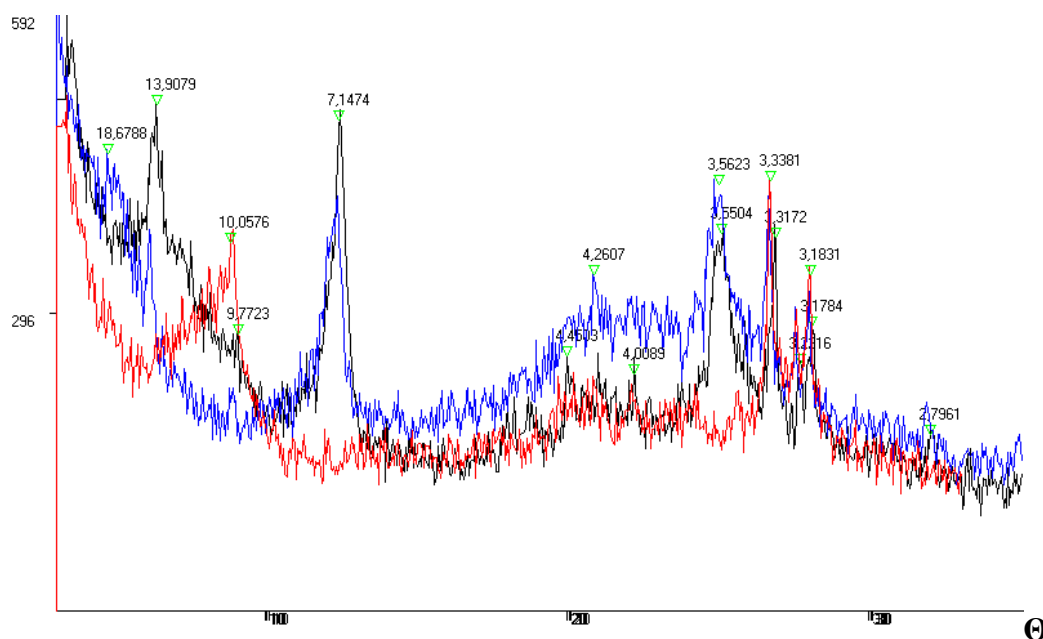
7) 513/185



Съёмка порошкового препарата.

Фазовый состав: Полевой шпат, кварц, глинистые минералы.

I



Съёмка ориентированного препарата.

Синий график – ВС

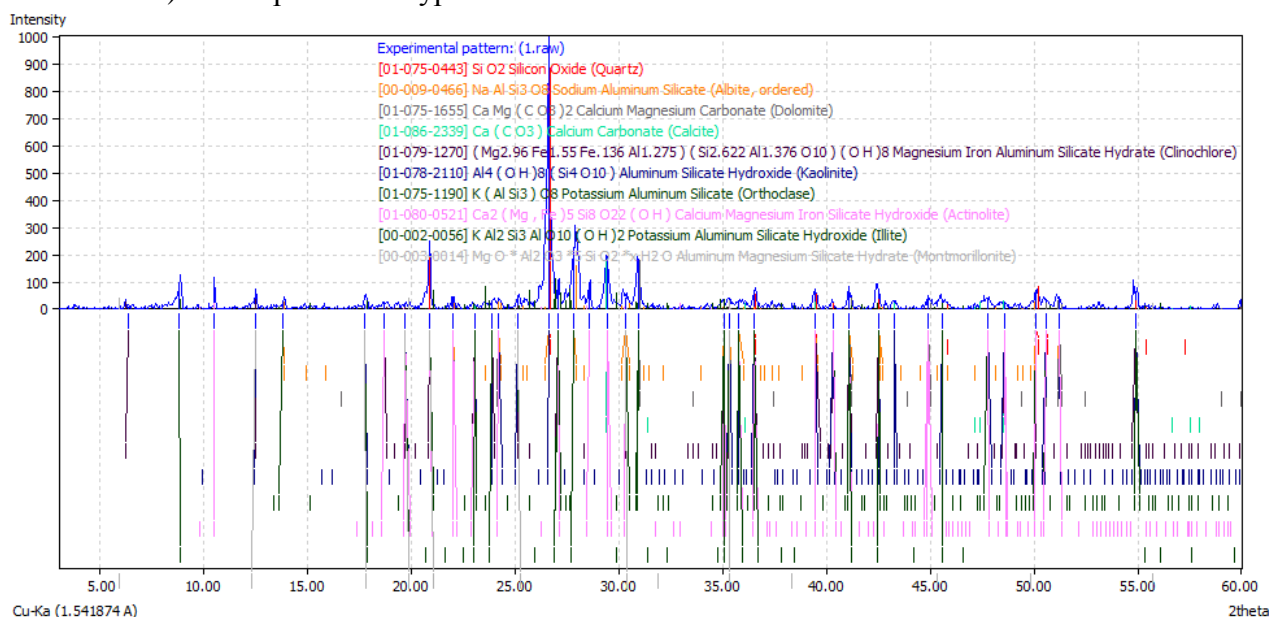
Чёрный – ЭГ

Красный – Т

Фазовый состав: Каолинит, смектит (структурно не совершенный), хлорит, возможно серпентин. Полевой шпат, кварц.

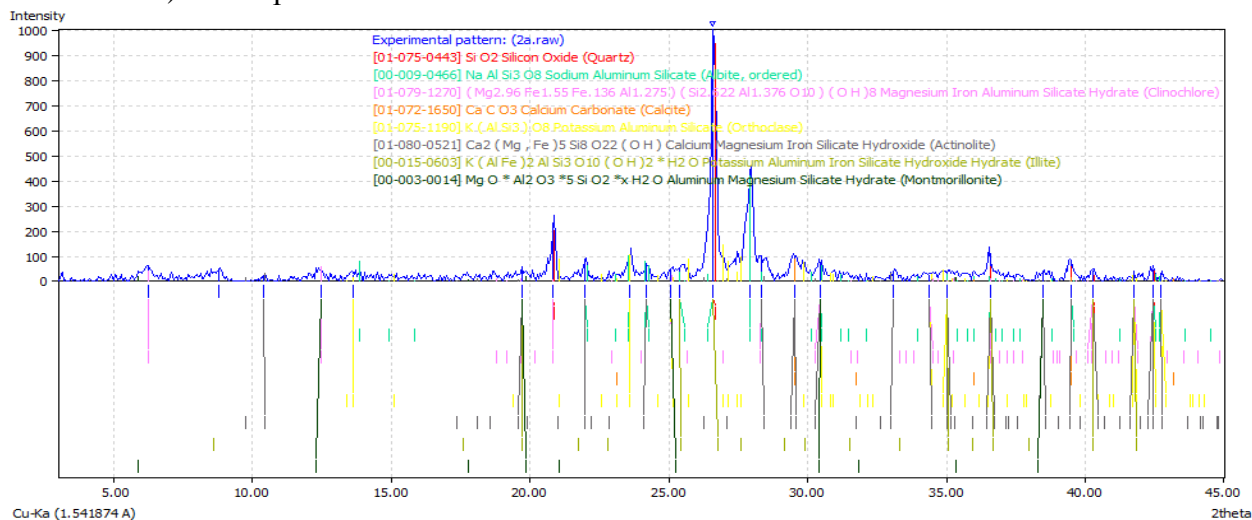
## 2. Лессовидные отложения Тункинской долины

### 1) Обр. КК-18 Туран



Фазовый состав: кварц (40%±5), К-полевой шпат (10%±5), плагиоклаз (~5%), кальцит (10%±5), доломит (10%±5), амфибол тремолит-актинолитового ряда (~5%). Глинистые минералы (15%±5, смектит, смешанослойный минерал иллит-смектит, каолинит.

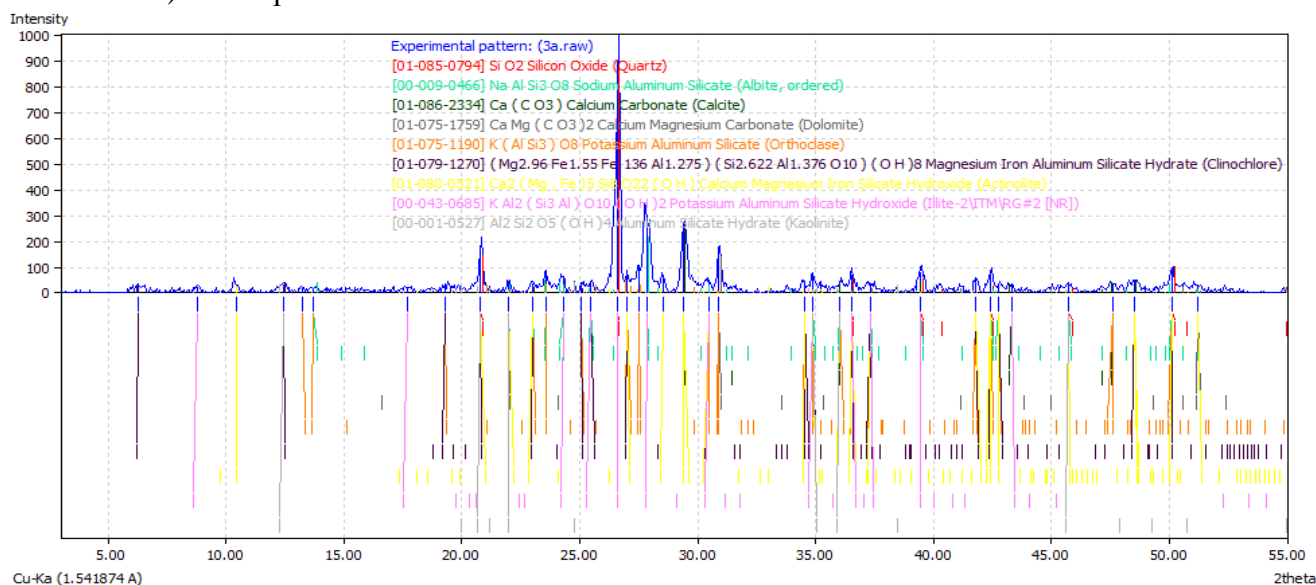
### 2) Обр. КК-18-5



Фазовый состав: кварц (40%±5), полевые шпаты (30%±5), кальцит (~5%), амфибол тремолит-актинолитового ряда (~5%). Глинистые минералы (15%±5): гидрослюда, смектит, смешанослойный минерал иллит-смектит, каолинит.

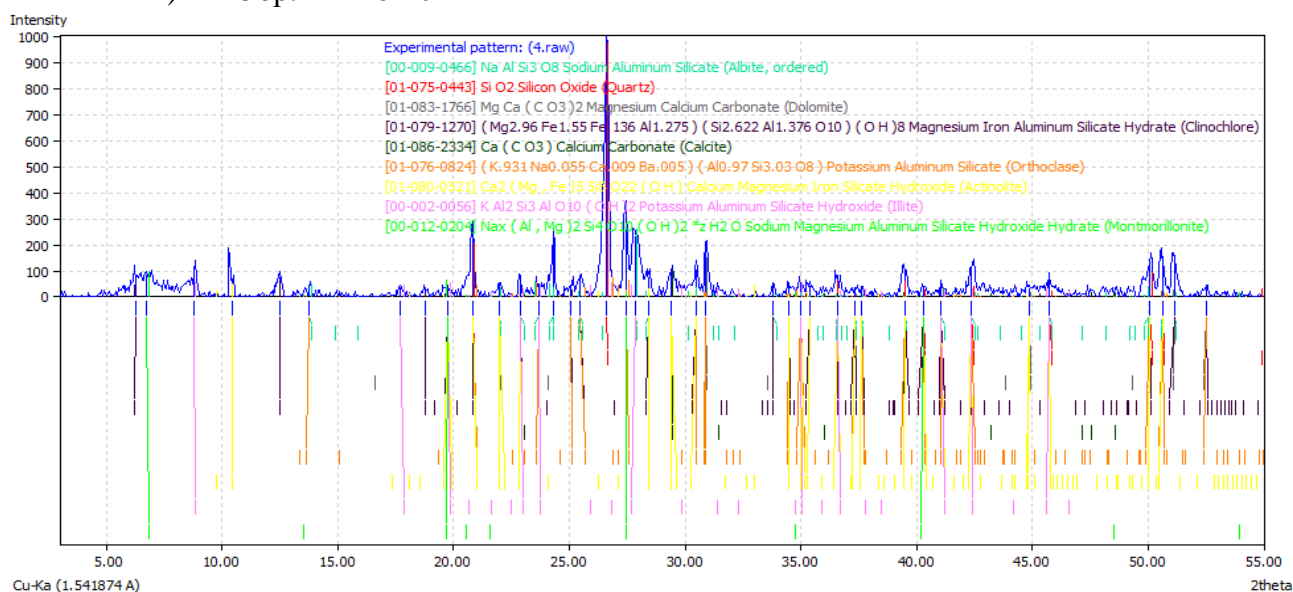


### 3) Обр. КК-18-7



Фазовый состав: кварц (40%±5), К-полевой шпат (10%±5), плагиоклаз (15%±5), кальцит (10%±5), доломит (~5%), амфибол тремолит-актинолитового ряда (~5%). Глинистые минералы (13%±5): следы гидрослюда, смектит, смешанослойный минерал иллит-смектит, каолинит.

### 4) Обр. КК-18-10



Фазовый состав: кварц (35%±5), К-полевой шпат (15%±5), плагиоклаз (10%±5), амфибол тремолит-актинолитового ряда (10%±5), доломит (~5%), следы кальцита. Глинистые минералы (20%±5): каолинит, смектит, смешанослойный минерал иллит-смектит, каолинит.

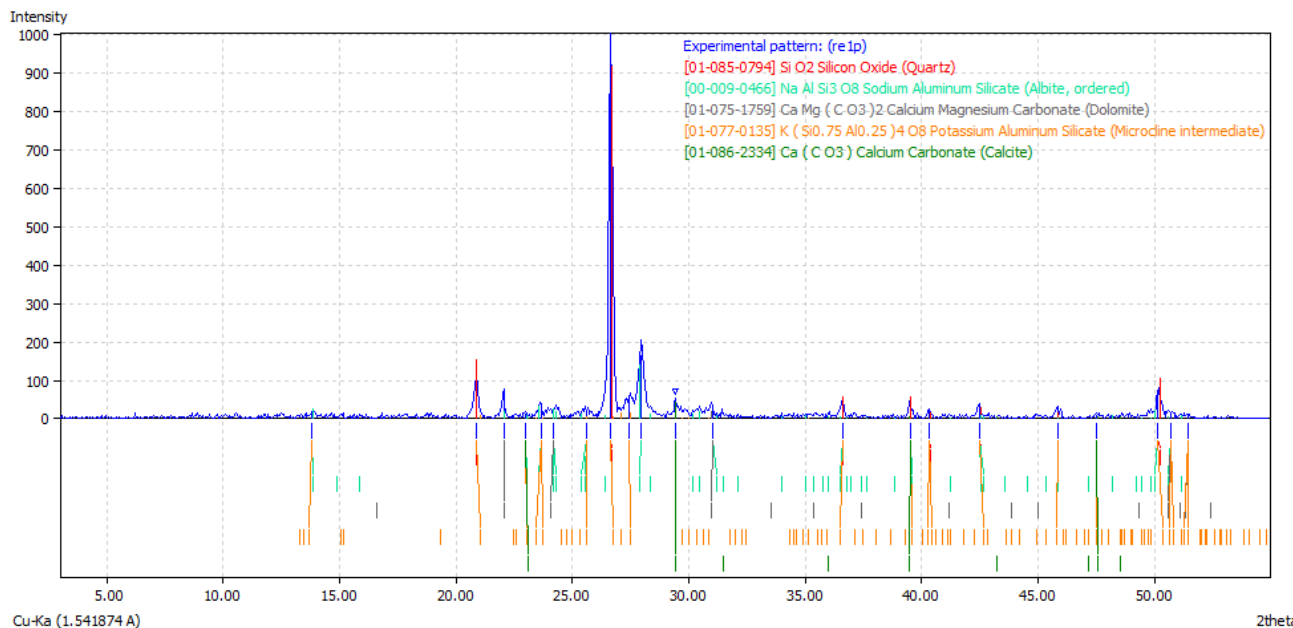
### 5) Обр. КК-18-16



Фазовый состав: кварц (45%±5), К-полевой шпат (10%±5), плагиоклаз (25%±5), амфибол тремолит-актинолитового ряда (~5%), кальцит (~5%), следы доломита. Глинистые минералы (~5%): следы гидрослюда, смектит, смешанослойный минерал иллит-смектит, каолинит.

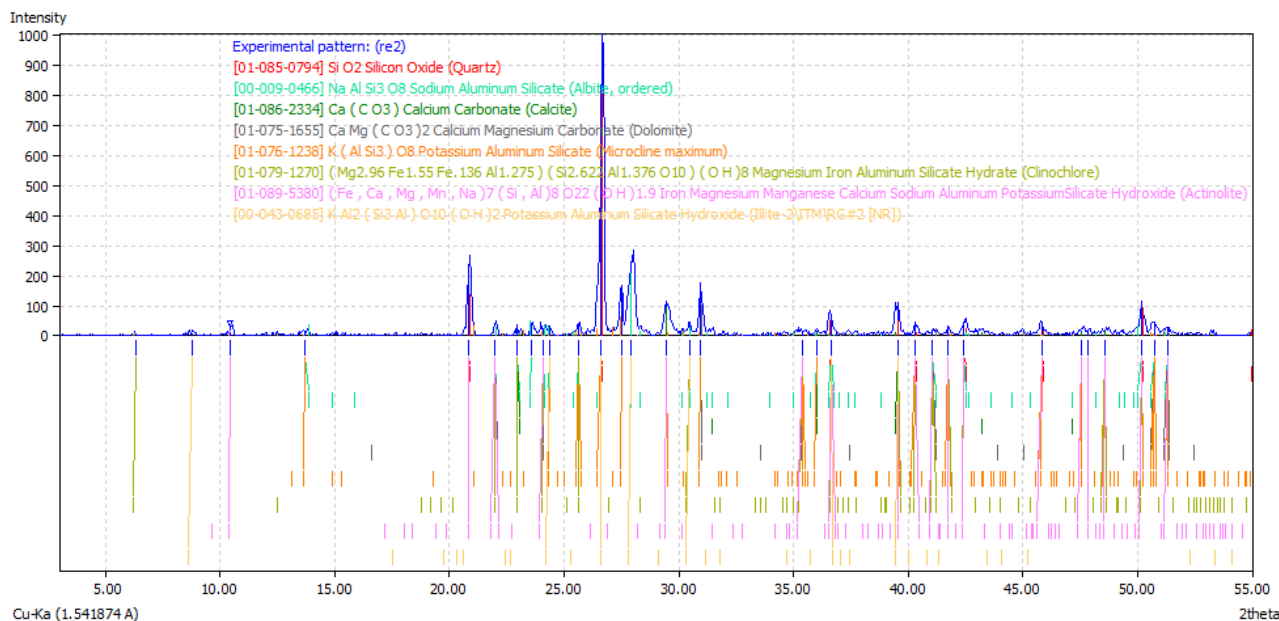
### 3. Пелоиды оз. Саган-Нур Тункинской долины

TSN-18-2/15



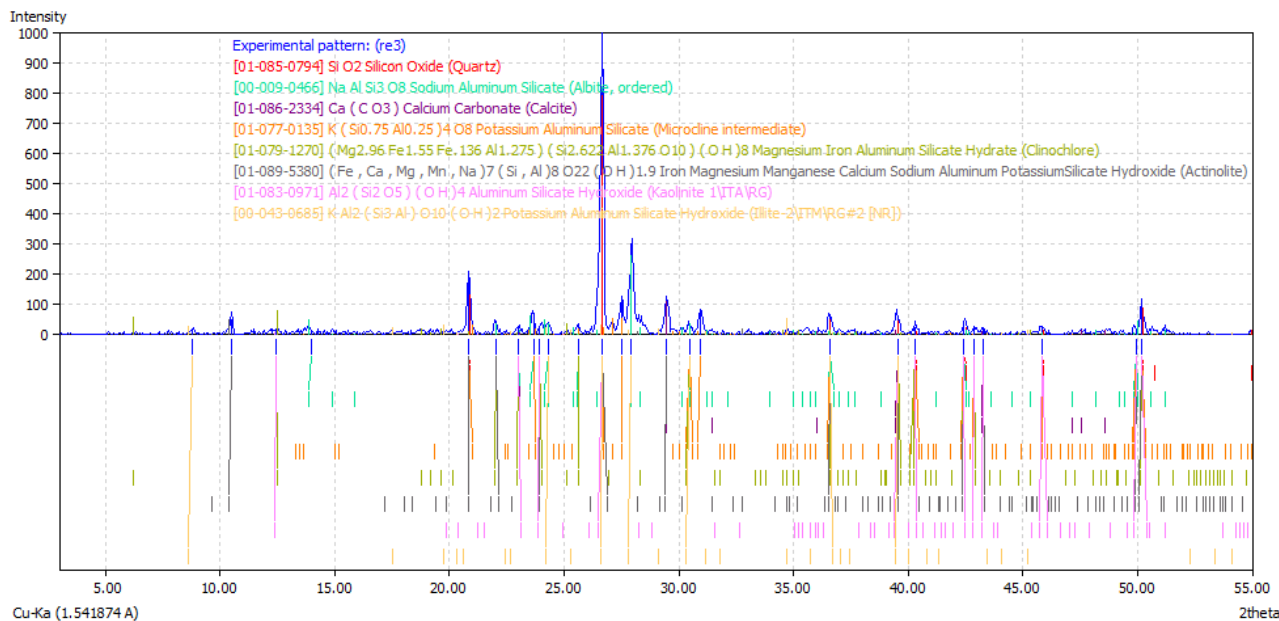
Фазовый состав: кварц (65%±5), плагиоклаз (15%±5), К-полевой шпат (10%±5), кальцит (~5%), следы доломита и глинистых минералов (хлорит, гидрослюда, каолинит, смешанослойный минерал гидрослюда-смектит).

### TSN-18-2/30



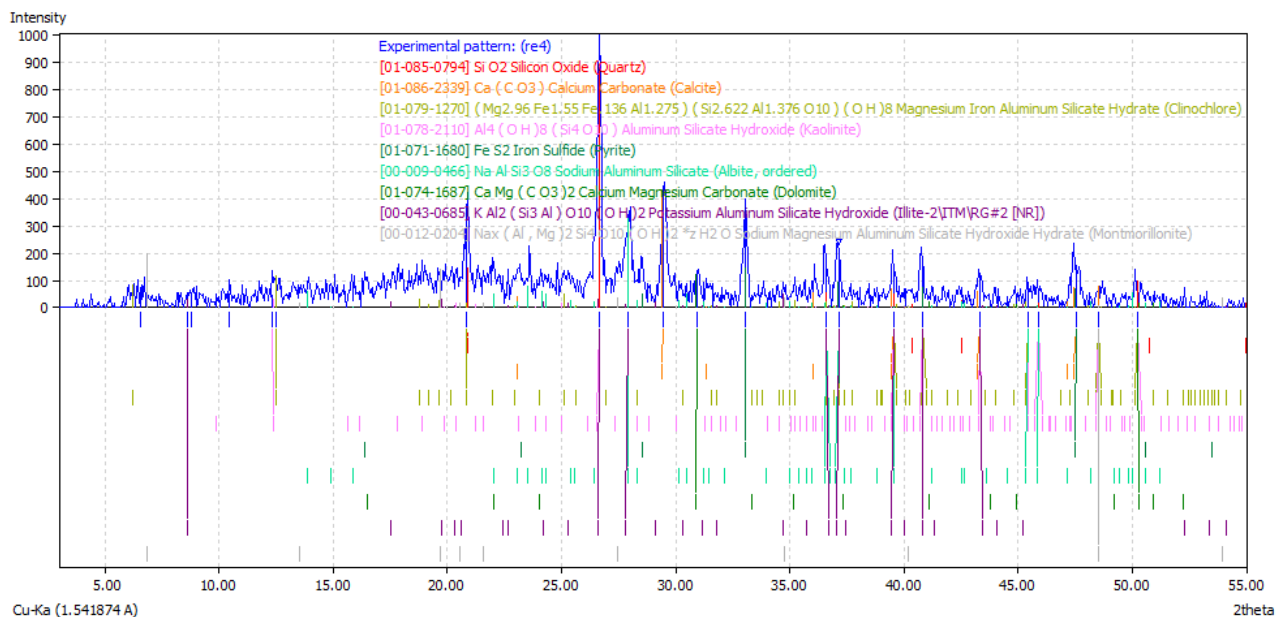
Фазовый состав: кварц (45%±5), К-полевой шпат (20%±5), плагиоклаз (15%±5), кальцит (~5%), доломит (~5%). Глинистые минералы (~5%): хлорит, гидрослюда, возможно каолинит.

### TSN-18-3/28



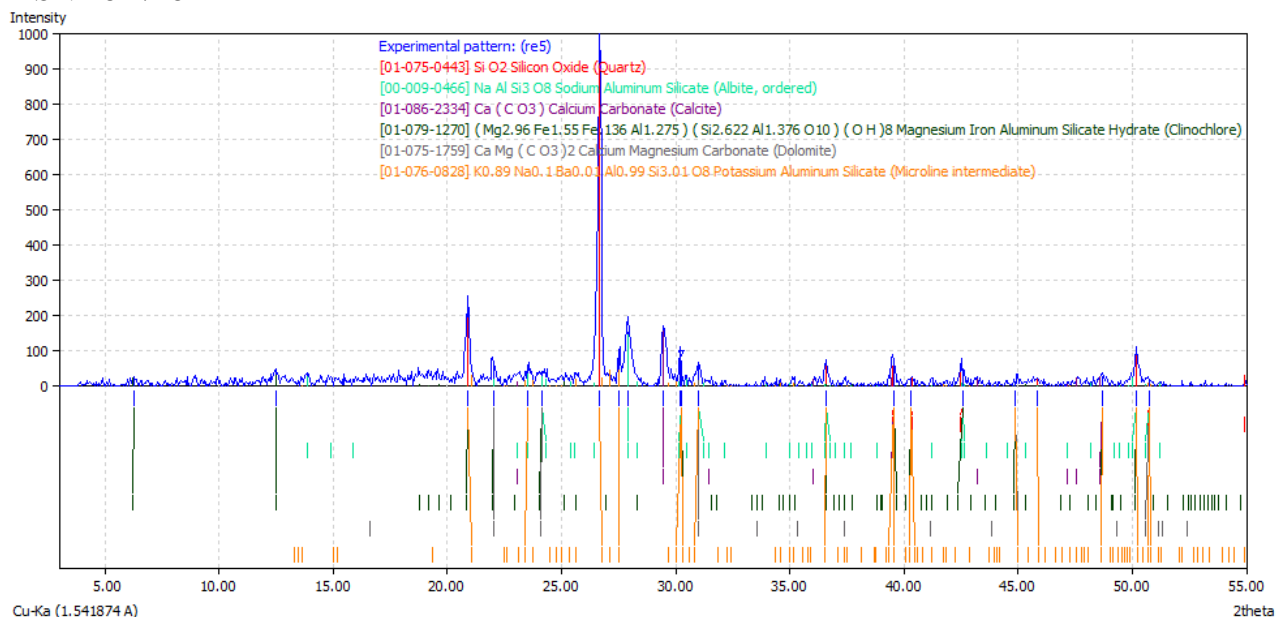
Фазовый состав: кварц (45%±5), плагиоклаз (20%±5), К-полевой шпат (15%±5), кальцит (~5%), амфибол (~5%). Глинистые минералы (~5%): хлорит, гидрослюда, возможно каолинит и смешанослойный минерал гидрослюда-сметтит.

### TSN-18-3/40



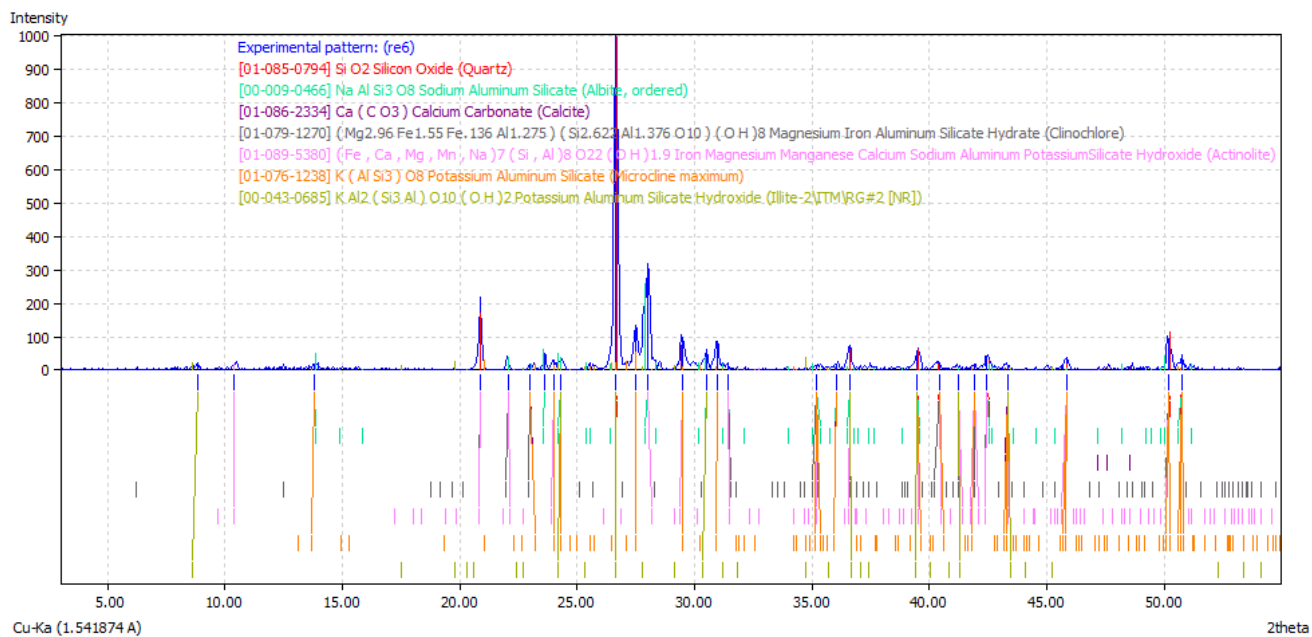
Фазовый состав: кварц (25%±5), плагиоклаз (20%±5), пирит (15%±5), кальцит (15%±5), доломит (~5%). Глинистые минералы: хлорит (~5%), гидрослюда (~5%), каолинит (~5%).

### TSN-18-4/28



Фазовый состав: кварц (55%±5), К-полевой шпат (15%±5), плагиоклаз (10%±5), кальцит (10%±5), следы доломита. Глинистые минералы (~5%): хлорит, возможно каолинит.

TSN-18-4/40



Фазовый состав: кварц ( $55\% \pm 5$ ), плагиоклаз ( $20\% \pm 5$ ), К-полевоы шпат ( $15\% \pm 5$ ), кальцит ( $\sim 5\%$ ), следы амфибола и глинистых минералов (хлорит, гидрослюда, каолинит).