

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

имени М.В. ЛОМОНОСОВА

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи



Меренкова Софья Ивановна

**КЕМБРИЙСКИЙ ПАЛЕОБАССЕЙН ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ:
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА**

1.6.1 – Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук, доцент

Габдуллин Руслан Рустемович

Москва – 2024

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНОВ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	9
1.1. Алдано-Майская краевая синеклиза.....	10
1.2. Байкитская антеклиза.....	12
1.3. Непско-Ботуобинская антеклиза и Предпатомский региональный прогиб.....	13
1.4. Стратиграфическое положение исследуемых разрезов Иркутско-Байкитской области....	15
ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	20
ГЛАВА 3. ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫЙ БАССЕЙН (РАННИЙ-СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ).....	26
3.1. Состояние изученности.....	26
3.2. Краткое описание разреза.....	36
3.3. Минералогические особенности	45
3.4. Геохимические особенности	53
3.5. Палеогеографическая интерпретация.....	57
3.5.1. Редокс обстановки	57
3.5.2. Источник элементов	62
3.5.3. Роль динамики океана	63
3.5.4. Характеристика выветривания	65
3.6. Особенности генезиса лидитов	66
3.7. Методические проблемы определения содержания аморфного кремнезема.....	69
Выводы по главе 3	81
ГЛАВА 4. ЭВЕНКИЙСКАЯ СВИТА (СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ)	85
4.1. Состояние изученности.....	85
4.2. Краткое описание разреза.....	89
4.3. Геохимические особенности	93
4.4. Минеральный состав, его особенности, формы нахождения элементов.....	94
4.5. Фациальная интерпретация	101
Выводы по главе 4.....	102

ГЛАВА 5. ВЕРХОЛЕНСКАЯ СЕРИЯ (СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ).....	104
5.1. Состояние изученности.....	104
5.2. Краткое описание разреза.....	104
5.3. Геохимические особенности	106
5.4. Минеральный состав, его особенности и формы нахождения элементов.....	107
5.5. Характеристика выветривания.....	115
Выводы по главе 5	119
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	121
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	123
ПРИЛОЖЕНИЕ	147

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность и степень разработанности темы исследования.

Восстановление глобальной океанической циркуляции, гидрохимических особенностей водных масс, геохимических круговоротов, биосферных событий и связь этих процессов с климатическими изменениями является важной задачей современной геологии. В историческом контексте кембрия Сибирской платформы наиболее полно эти вопросы можно раскрыть через изучение отложений разных палеогеографических обстановок и временных срезов. Особенно перспективными для изучения в этом отношении становятся черносланцевые формации, так как их формирование обусловлено циркуляционной и биологической активностью, а также химическим составом вод. Черные сланцы — это осадочные горные породы водного генезиса, обычно темные, пелитоморфные и сланцеватые, обогащенные сингенетичным органическим веществом преимущественно аквагенного и отчасти терригенного типов (Юдович, Кетрис, 1988). К черным сланцам принадлежат породы иниканской свиты нижнего и среднего кембрия, отложения которой развиты на юго-востоке Сибирской платформы, входящей в куонамскую битуминозную карбонатно-сланцевую формацию.

Общие условия формирования высокоуглеродистых формаций в научной среде не вызывают больших вопросов. Но формирование отдельных прослоев до сих пор обсуждается. В разрезе иниканской свиты присутствуют протяженные прослои черных кремней — лидитов, генезис которых (в частности, источник кремнезема и способ его осаждения) до конца не выяснен. Реконструкция условий формирования иниканской свиты тесно связана с прогнозом ее потенциала в качестве источника полезных ископаемых — углеводородов и полиметаллической минерализации (Гурари и др., 1984; Евтушенко, 1969; Кембрий ..., 1972; Конторович, 1976; Конторович и др., 1999). Помимо информации о круговороте металлов, изучение таких отложений важно для понимания изменений содержания свободного кислорода и углекислого газа в атмосфере, эволюции океана и биосферных перестроек.

Реконструкции условий формирования отложений лагун, себх, приливных отмелей и других переходных зон между сушей и морским бассейном, представляет собой одну из самых сложных проблем в исследовании палеозойских и более ранних отложений. Несмотря на активное изучение терригенно-карбонатных и карбонатно-соленосных отложений внутренних районов Сибирской платформы, формировавшихся в прибрежно-мелководных и субаэральных условиях (например, (Кузнецов и др., 2000; Булова и др., 2017; Кузнецов, Журавлева, 2019; Плюснин, 2019; Мотова и др., 2021)), эти разрезы все еще остаются недостаточно изученными как из-за трудностей с датировкой отложений, так и из-за большого своеобразия фаций, не имеющих явных современных аналогов. Данное исследование призвано выявить особенности

среднекембрийских отложений внутренних районов Сибирской платформы – эвенкийской свиты.

Породы верхоленской серии среднего-верхнего кембрия формировались в ограниченном внутреннем бассейне и не менее перспективны с точки зрения изучения климатических флуктуаций, влияющих на седиментогенез в переходных прибрежно-мелководных зонах. В рамках комплексных исследований динамики палеосреды сведение данных и проверка гипотез о взаимодействии между тектоническими перестройками, климатическими, океанологическими изменениями и развитием жизни требует наличия достаточного количества информации о каждом из этих факторов. Наиболее широко используемым показателем палеоклимата является палеотермометрия на основе изотопного состава кислорода карбонатов. Для раннего палеозоя этот метод имеет существенные ограничения, включающие как неполноту знаний о составе древней морской воды, так и сильное влияние на изотопное отношение постседиментационных преобразований (напр., Hering et al., 2018, Goldberg et al., 2021). Помимо этого, важно учесть, что температура вод палеобассейнов не всегда является функцией климата (т.е. отражением интенсивности суммарной солнечной радиации) и изучение «ландшафтов» моря неизбежно перерастает в изучение природных свойств водной массы (Солнцев Н.А., 2001). Палеогеосистемы в переходной зоне суши и морского бассейна (субаэральные и аквальные палеогеосистемы) являются более чувствительными к изменениям, т.к. сокращено время отклика седиментационных систем на палеоклиматические особенности среды и их вариации.

Цель и задачи. Цель диссертационной работы: уточнение палеогеографических условий формирования отдельных кембрийских отложений Сибирской платформы (Алдано-Майская синеклиза, Байкитская антеклиза, Непско-Ботубинская антеклиза и Предпатомский прогиб).

Для достижения указанной цели поставлены и решены следующие задачи:

1. Реконструировать гидрохимические условия, особенности стратификации водной толщи в восточной части морского палеобассейна Сибирской платформы, создать концептуальную модель окислительно-восстановительной зональности для данного участка палеобассейна с помощью геохимических исследований пород инниканской свиты из береговых обнажений р. Юдома.

2. Уточнить условия формирования эвенкийской свиты на основе литолого-фациальных реконструкций и геохимических данных соответствующих отложений разреза р. Подкаменная Тунгуска.

3. Получить новые данные о геохимии и минералогии пород верхоленской серии, уточнить палеоклиматические условия их формирования.

Объект и предмет исследования. Объект исследования – породы иниканской свиты из береговых обнажений р. Юдома, разреза эвенкийской свиты р. Подкаменная Тунгуска, верхоленской серии из обнажений р. Малая Чуя. Предмет исследования – палеогеографические реконструкции для указанных объектов.

Фактический материал и методика исследований. В основу диссертации положен каменный материал, отобранный автором в ходе полевых работ на р. Подкаменная Тунгуска (эвенкийская свита), а также отобранный и предоставленный Г.А. Калмыковым (МГУ) из обнажений иниканской свиты, В.Э. Павловым (ИФЗ РАН) из обнажений верхоленской серии.

Для пород иниканской свиты проанализированы: содержание общего количества органического углерода (пиролиз), содержание петрогенных оксидов (рентгенофлюоресцентный анализ, 46 образцов), элементный состав (рентгенофлюоресцентный анализ и ICP MS, 28 образцов) минеральный состав (рентгеновская дифрактометрия, 16 образцов), изотопный состав углерода и кислорода (7 образцов). Для 85 образцов эвенкийской свиты измерено содержание петрогенных оксидов (ICP AES), а также определен изотопный состав углерода и кислорода (74 образца). В 35 образцах пород верхоленской серии выполнено определение концентрации главных оксидов и некоторых микроэлементов (рентгенофлюоресцентный анализ). Для единичных образцов иниканской, эвенкийской, верхоленской свит выборочно выполнены SEM (сканирующая электронная микроскопия) исследования.

Достоверность полученных результатов обеспечивается достаточным объемом выборки исследуемого фактического материала, применением современного высокоточного оборудования, сходимостью результатов с имеющимися на данный момент в литературе данными и теоретическими представлениями. Основные результаты опубликованы в рецензируемых изданиях, входящих в базы данных RSCI и Scopus.

Личный вклад автора. Автор принимал личное участие в полевых работах на р. Подкаменная Тунгуска (2022 г.), в ходе которых выполнил геологическое наблюдение и опробование пород эвенкийской свиты. Автором выполнялась интерпретация всех полученных литологических и геохимических данных, а также их концептуальное обобщение. Соискатель (в качестве первого автора) внес существенный вклад в написание 5 статей по теме диссертации в научные журналы, рецензируемые RSCI и Scopus. Также проведение всех этапов экспериментов по щелочному разложению пород и подсчета содержания аморфного кремнезема (кроме ICP-AES измерений) выполнено соискателем.

Научная новизна. Впервые для пород иниканской свиты составлена концептуальная модель окислительно-восстановительной зональности и стратификации водной толщи, сопоставленная с региональными данными. Разработана уточненная модель формирования эвенкийской свиты, выполнено ее высокодетальное опробование, впервые определен изотопный

состав слагающих пород. Получены новые данные о геохимии верхоленской серии, которые применены для уточнения условий ее формирования. Впервые выполнено элементное картирование (SEM) для образцов иниканской, эвенкийской свит и верхоленской серии.

Защищаемые положения.

1. Породы иниканской свиты р. Юдома накапливались в условиях устойчивой стратификации, аноксии, периодической эвксинии природных вод в тойонском и амгинском веках. Субокисные условия возникали в раннеботомское и раннемайское время.

2. Породы эвенкийской свиты формировались в пределах верхней литорали, эпизодически сменяемой условиями нижней супралиторали. Это обстановки приливно-отливных отмелей, ассоциированных с прибрежными себхами.

3. В разрезе верхней части верхоленской серии, соответствующей аюссоканскому-сакскому векам, установлены крупные интервалы изменения характера выветривания в области денудации. Определены два таких интервала: 1) преимущественного усиления химического выветривания, связанный с потеплением или гумидизацией климата, 2) усиления физического выветривания за счет похолодания или аридизации.

Теоретическая и практическая значимость. Данные, полученные по редокс-условиям в водах иниканского бассейна и климатическим вариациям в интервале формирования верхоленской серии, дополняют палеорекострукции для кембрия как в региональном плане (для поиска и прогноза полезных ископаемых), так и для глобального понимания процессов эволюции ранних океанов. Результаты изучения разреза эвенкийской свиты позволяют уточнить ее фациальную принадлежность и региональные реконструкции (в частности – положения береговой линии).

Апробация работы и публикации. Результаты исследований докладывались автором на Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых учёных «Ломоносов» (Москва, 2021, 2023), XXXIII молодежной научной школе-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии» (2022), XXV Международной научной конференции (Школе) по морской геологии (2023), XIII Всероссийской научно-практической конференции с международным участием для молодых учёных по проблемам водных и наземных экосистем «Понт Эвксинский – 2023».

По результатам исследования опубликовано 5 статей в рецензируемых научных изданиях, индексируемых в базах данных RSCI и Scopus, основополагающий вклад в которых принадлежит соискателю, и 4 работы представлены в материалах совещаний и тезисах на конференциях.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 5 глав, заключения и списка литературы. Работа объемом 163 страницы содержит 56 иллюстраций, 7 таблиц и приложения (8 таблиц, 5 рисунков). Список литературы включает 304 источника.

Благодарности. Автор выражает глубокую благодарность научному руководителю д.г.-м.н. доценту Руслану Рустемовичу Габдуллину за предоставленную возможность заниматься изучением интересующих научных вопросов и поддержку на всех этапах выполнения этой работы.

Автор благодарен д.г.-м.н. профессору Г.А. Калмыкову (МГУ) за предоставление материала для исследований, консультации и поддержку. Также автор выражает благодарность д.ф.-м.н. профессору В.Э. Павлову (ИФЗ РАН) за предоставление материала и конструктивную критику. Соискатель выражает благодарность д.б.н. профессору А.Ю. Журавлеву (МГУ) за конструктивную критику и постоянные консультации. Автор благодарен д.г.-м.н. М.А. Левитану (ГЕОХИ РАН) за консультации и помощь.

Автор выражает благодарность сотрудникам геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова к.г.-м.н. Е.В. Карповой, к.г.-м.н. Е.А. Красновой, А.С. Грязновой, В.Л. Косорукову, к.г.-м.н. В.О. Япаскурту, д.г.-м.н. А.Ю. Бычкову; сотрудникам центра коллективного пользования «Электронная микроскопия в науках о жизни» МГУ им. М.В. Ломоносова (УНУ «Трехмерная электронная микроскопия и спектроскопия»), особенно к.б.н. М.М. Широян (Сусленковой). Автор выражает отдельную благодарность к.г.н. доценту географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова А.А. Медведкову за предоставление возможности участия в полевых работах на р. Подкаменная Тунгуска. Автор благодарен сотрудникам химического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова к.х.н. И.В. Михееву, к.х.н. И.Ф. Серегиной и д.ф.-м.н. М.А. Большову. Также автор выражает благодарность сотрудникам ПГНИУ А.Ю. Пузику, И.В. Бадьяновой, к.х.н. М.А. Волковой, к.г.-м.н. К.П. Казымову, сотруднику ИГЕМ РАН А.И. Якушеву за проведение аналитических исследований. Автор благодарит сотрудника ГИН РАН В.Л. Злобина за предоставление программы MINLITH. Автор признателен д.г.-м.н. профессору географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова В.С. Савенко. Также автор благодарит д.г.-м.н. заведующего лабораторией палеоэкологии и биостратиграфии ИО РАН А.Г. Матуля за консультации и поддержку.

В конце хочется выразить отдельную благодарность моим друзьям, близким и особенно родителям – к.с.-х.н. Л.Ф. Кошелевой и к.с.-х.н. И.А. Кошелеву за всестороннюю помощь на протяжении выполнения и написания этой работы.

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Сибирская платформа (рис. 1.1, 1.2) является древней и занимает центральное место в структуре Северной Азии, располагаясь между реками Енисеем и Леной. На западе и юге она граничит со складчато-покровными сооружениями, принадлежащими Урало-Охотскому поясу, северное ограничение платформы может быть довольно условно совмещено с Енисей-Хатангским прогибом, современная восточная граница платформы определяется надвиговым фронтом Верхояно-Колымской складчато-покровной системы, на севере, до впадения в Лену р. Алдана сопровождающемуся передовым прогибом (Хаин, 2001).

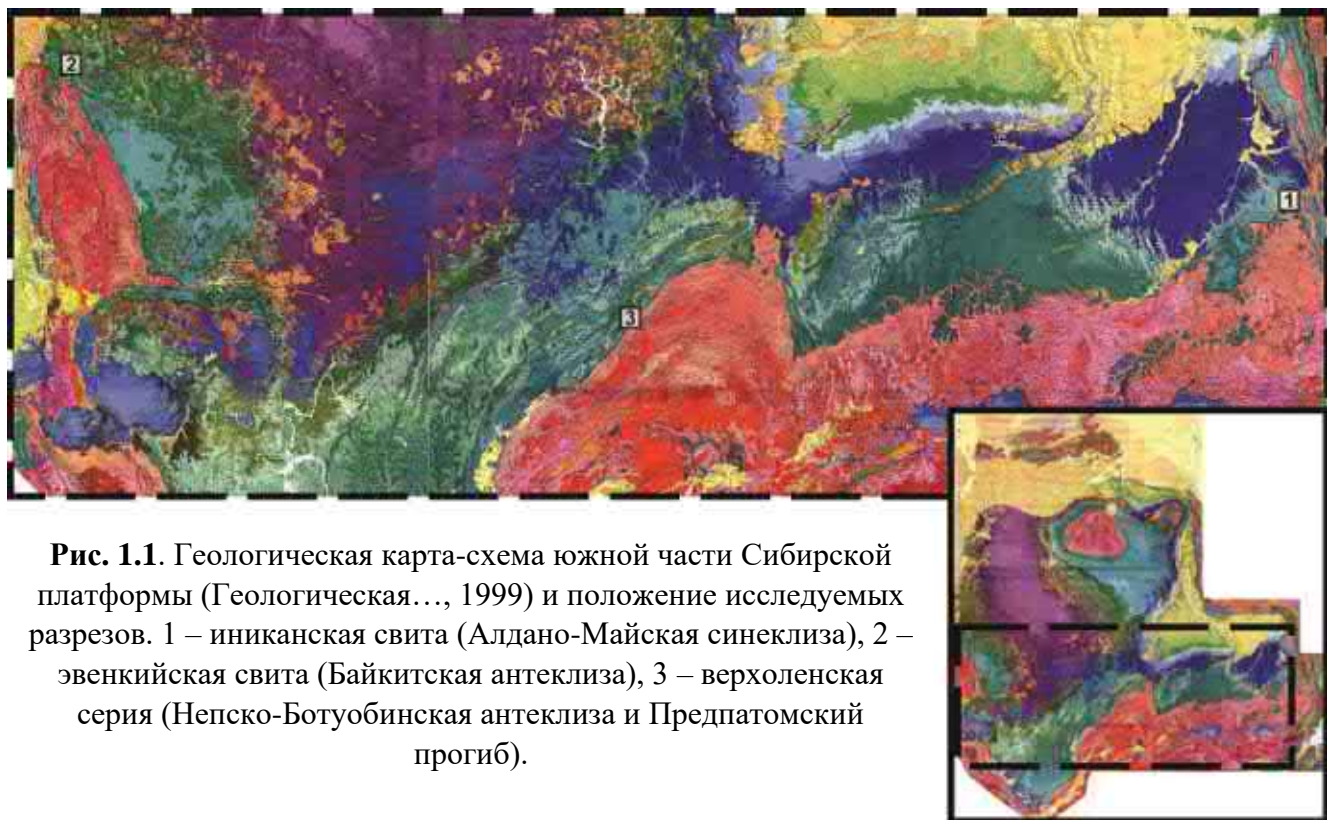


Рис. 1.1. Геологическая карта-схема южной части Сибирской платформы (Геологическая..., 1999) и положение исследуемых разрезов. 1 – иниканская свита (Алдано-Майская синеклиза), 2 – эвенкийская свита (Байкитская антеклиза), 3 – верхоленская серия (Непско-Ботуобинская антеклиза и Предпатомский прогиб).

История развития Сибирского палеоконтинента с ядром в виде Сибирского кратона приводится из работы А.М. Никишина и коллег (2010). Согласно их исследованиям, Сибирский палеоконтинент обособился в рифее. В его состав, помимо собственно Сибирской платформы, входили область восточной части Западно-Сибирского бассейна, Верхоянская складчатая область, северная часть Забайкалья и Центральный — Южный Таймыр. На границе рифея и венда рифейские рифтовые и платформенные отложения в восточной части Сибирской платформы испытали значительные внутриплитные деформации сжатия и эрозию (Никишин и др., 2010). В течение позднего палеозоя и среднего(?) — позднего триаса произошли эпохи значительных внутриплитных деформаций сжатия с формированием складок и крупномасштабных вертикальных движений. В конце юры—раннем мелу Сибирская платформа также испытывала деформации сжатия, и с юга и востока была окружена горами. В олигоцен-четвертичное время

Сибирская платформа испытала значительное тектоническое воздымание в обстановке регионального сжатия (Никишин и др., 2010).

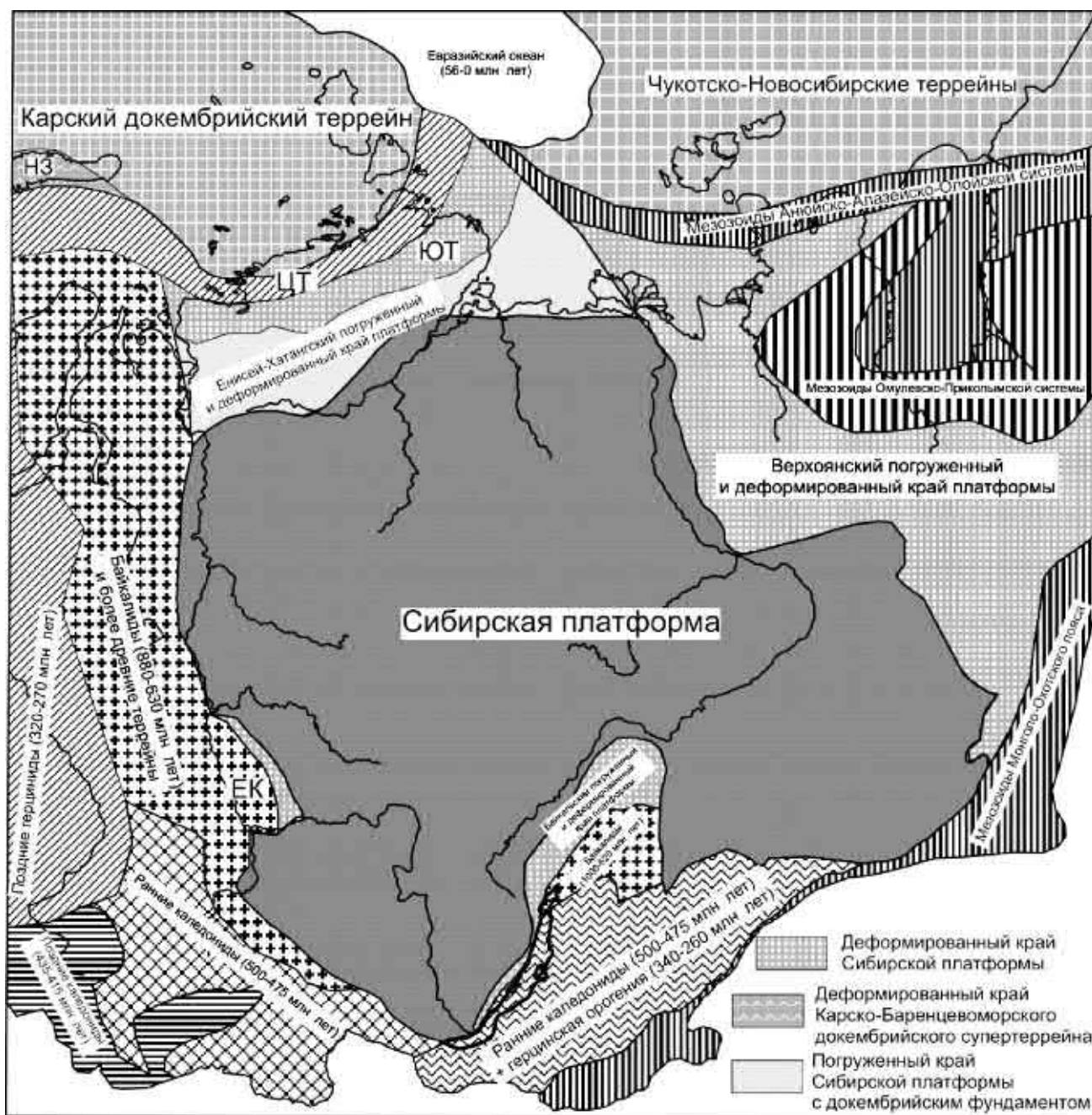


Рис. 1.2. Тектоническая схема Сибирской платформы по (Никишин и др., 2010)

Далее рассмотрим более детально структуру и строение непосредственно регионов исследования (рис. 1.1.).

1.1. Алдано-Майская краевая синеклиза

Состав, строение и история развития приводятся из работ В.Г. Варнавского и В.Е. Кузнецова (2011, 2017, 2018). Современная сейсмостратиграфическая модель строения осадочного выполнения Юдомо-Майского бассейна представлена в работе Е.П. Развозжаевой (2020).

Структурный план синеклизы сложный, многопорядковый. Структурой первого порядка является архейский кристаллический фундамент, структурами второго порядка – Алдано-Майская (Учуро-Майская) плита, Томпо-Майский (Юдомо-Майский) авлакоген (перикратонный прогиб), Южно-Верхоянский синклиорий.

В строении рифей-венд-кембрийского чехла юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона (по Ю. А. Косыгину (1964), под Северо-Азиатским кратоном подразумевается Сибирская платформа вместе с обрамляющими ее миогеосинклинальными складчатыми сооружениями) выделяют два литолого-структурных этажа, несогласно с разрывом, с корами выветривания в основании перекрывающих архей-палеопротерозойское складчатое основание (фундамент): рифейский рифтогенный, рифтогенно-депресссионный и венд-кембрийский пострифтовый, плитный (Прокопьев и др., 2001а).

Складчатое основание гетерогенно, представлено архейскими кристаллическими и метаморфическими комплексами. Фундамент рассматриваемого региона представлен архейскими кристаллическими породами батомгской серии (кристаллические сланцы, гранулиты и эклогиты), диоритами, кварцевыми диоритами, гранитами, плагио- и лейкогранитами, а также тоналитами джагдаканского и хоюндиного комплексов. Входят в его состав дуниты и перидотиты кондерского комплекса протерозоя (Кузнецов, Варнавский, 2018, Развозжаева, 2020; Маслов, Подковыров, 2021).

Юдомо-Майский регион рассматривается как гипостратотипическая местность рифея (Семихатов, Серебряков, 1983). В монографии М.А. Семихатова и С.Н. Серебрякова приведены результаты многолетнего изучения геологии докембрия этого региона, история изучения его стратиграфии, детализированы и уточнены региональные стратиграфические схемы.

В раннем кембрии (томмотский-атдабанский, ботомский, тойонский ярусы) наследуется платформенный характер развития. Формируются преимущественно карбонатные, часто битуминозные литокомплексы пестроцветной (известняки и доломиты), инниканской (битуминозные известняки, мергели, доломиты, лидиты, породы смешанного состава) свит. В среднем-позднем кембрии формируются чайская, усть-майская свиты Алдано-Майского мегапрогиба (синеклизы) и Юдомской подзоны Кыллахской южной зоны, а также ариавканская, кадакчанская, сюрбеляхская свиты Верхнемайской подзоны Кыллахской южной зоны, чайская, усть-майская, кербинская, качелхуанская, еловская, тисовская, билахская свиты хребта Сетте-Дабан Кыллахской северной и Сете-Дабанской зон, отражающие доминирование карбонатного седиментогенеза (Прокопьев и др., 2001а, 2001б).

1.2. Байкитская антеклиза

Краткий очерк строения Байкитской антеклизы приводится по (Государственная..., 2010) со ссылками.

Байкитская антеклиза представляет собой поднятие раннедокембрийского фундамента Сибирской платформы, полностью погребенное под рифейско-палеозойским чехлом на юго-западной окраине платформы (Горохов и др., 2021). С северо-востока Байкитская антеклиза граничит с Курейской, а с запада — Предъенисейской синеклизой (Назимков, Конторович, 2002; Государственная..., 2010). В пределах Байкитской антеклизы (в центральной части) выделяется структура первого порядка — Камовский свод. Погребенными пликвативными структурами второго и третьего порядка в пределах антеклизы являются: Бахтинский структурный нос, Локчанский, Кочумдекский, Сурингдаконский и Верхнекондроминский купола (Государственная..., 2010).

В строении Байкитской антеклизы участвуют главным образом отложения верхневендско-нижнеордовикского и среднеордовикского-верхнедевонского структурных ярусов (в целом же в разрезе присутствуют породы от рифея до триаса (Frolov et al., 2011, 2015)). Верхневендско-нижнеордовикский структурный ярус делится на два подъяруса: верхневендско-среднекембрийский и среднекембрийско-нижнеордовикский, граница между которыми фиксируется по небольшому стратиграфическому и структурному несогласию на рубеже амгинского и майского веков. Верхневендско-среднекембрийский подъярус сложен преимущественно доломитовыми формациями плитного карбонатно-терригенного сульфатоносного и соленосного пестроцветного формационного ряда. Среднекембрийско-нижнеордовикский структурный подъярус представлен плитным терригенным и терригенно-карбонатным красно-и пестроцветным структурно-формационным рядом (Государственная..., 2010).

К образованиям кембрия в Иркутско-Байкитской области, в пределах которой располагается Байкитская антеклиза, относят: усольскую, бельскую, булайскую, ангарскую свиты нижнего кембрия, литвинцевскую свиту нижнего-среднего кембрия, оленчиминскую свиту среднего кембрия, эвенкийскую свиту (серию) среднего-верхнего кембрия, холокитскую и пролетарскую свиты верхнего кембрия. Более детально характеристика усольской, бельской, булайской, ангарской, литвинцевской свит представлена далее в разделе 1.3. Это связано с тем, что Байкитская и Непско-Ботуобинская антеклизы относятся к Иркутско-Байкитской области и разрезы кембрия данной области составляют одни и те же свиты (Мельников, 2018). Только в майском ярусе среднего и в верхнем кембрии свитное разделение меняется по районам этой области и рассмотрено в специальном разделе 1.4 применительно к исследуемым в данной работе разрезам.

1.3. Непско-Ботуобинская антеклиза и Предпатомский региональный прогиб

Описание стратиграфических подразделений приводится по данным (Нефтегазоносные..., 1994) со ссылками, Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье поколение, Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49) и в соответствии с Региональной стратиграфической схемой кембрийских отложений Сибирской платформы (2021). Тектоническое строение приводится по Г.Г. Шемину (2007).

Непско-Ботуобинская антеклиза на северо-востоке ограничена Сюгджерской седловиной и поперечными структурами платформы: Ыгытинской и Кемпендяйской впадинами, а также Сунтарским сводом, северо-западная граница проходит вдоль смежных бортов Курейской и Присяно-Енисейской синеклиз, южная часть структуры ограничена Ангаро-Ленской ступенью, юго-восточная – Предпатомским региональным прогибом. На территории Непско-Ботуобинской антеклизы по подсолевым отложениям венда и нижнего кембрия выявлены две структуры первого порядка (Непский свод, Мирнинский выступ), четыре – второго (Пеледуйское и Алтыбское куполовидные поднятия, Усть-Кутский вал, Верхнечонский структурный мыс) и локальные поднятия (Шемин, 2007).

Кроме пликативных дислокаций, осадочные образования антеклизы осложнены дизъюнктивами, в том числе надвигами, а также трапповыми интрузиями (как пластовыми, так и секущими), и структурами экзогенной природы.

В строении региона принимают участие архейско-нижнепротерозойские породы фундамента и рифейско-фанерозойские образования осадочного чехла. Кристаллический фундамент – сложное гетерогенное складчатое сооружение, сформировавшееся в результате длительной истории тектонического развития. Он подразделяется на три различных по возрасту и по условиям образования блока: западный, центральный и восточный, разделенные Таймыро-Байкальским и Бирюкским глубинными разломами. Первый блок занимает северную и центральную части Ангаро-Ленской складчатой системы поздних карелид, второй – южную часть Анабарской складчатой системы ранних археид и третий выделяется в контурах-Олекминской складчатой: системы ранних карелид (Шемин, 2007).

Вулканогенно-осадочный чехол региона представляют образования рифея, венда, кембрия, ордовика, силура, карбона, перми, триаса и юры, разделенные региональными перерывами, однако основной объем его составляют отложения венда и кембрия (Нефтегазоносные..., 1994).

Кембрийские образования представлены отложениями карбонатно-эвапоритовых формаций и распространены на всей территории бассейна. В отдельных участках Непско-Ботуобинской антеклизы они осложнены более поздними интрузивными образованиями, обычно силлами мощностью 50-120 м (Нефтегазоносные..., 1994).

Усольская свита (томмотский ярус) представлена мощными пачками и пластами каменных солей с прослоями доломитов, доломито-ангидритов, ангидритов, известняков, иногда строматолитовых, карбонатных брекчий, реже песчаников и мергелей (Митрофанова и др., 2012). Мощность от 370 до 755 м (Нефтегазоносные..., 1994).

Бельская свита (атдабанский ярус). Верхняя подсвита сложена каменной солью, реже доломитами, средняя подсвита – доломитами серыми, реже каменной солью, нижняя подсвита – доломитами темно-серыми, известняками, в нижней части присутствуют каменная соль и прослои доломитоангидритов. Мощность до 551 м (Региональная ..., 2021).

Булайская свита (ботомский ярус). Верхняя подсвита сложена доломитами и известняками, нижняя подсвита – доломитами, реже каменной солью. Мощность до 113 м (Региональная ..., 2021).

Ангарская свита (тойонский ярус) сложена каменной солью, ангидритами с прослоями доломитов и известняков, а при выходе на поверхность – чередованием карбонатов и брекчий (Митрофанова и др., 2012), мощность до 500м (Нефтегазоносные..., 1994).

Литвинцевская свита (тойонский–амгинский ярусы) представлена в нижней части маркирующей пачкой известняков, в подошвенных частях с прослоями алевролитов и песчаников, выше по разрезу залегают доломиты с прослоями мергелей, песчаников, строматолитовых доломитов, иногда брекчий (Митрофанова и др., 2012), мощность от 100 до 164 м (Нефтегазоносные..., 1994).

Верхоленская и илгинская свиты объединённые (майский-аксайский). Практически повсеместно в основании верхоленской свиты залегает слой мергелей зеленовато-жёлтых (Митрофанова и др., 2012). Соотношение верхоленской и илгинской свит между собой согласное. Состав и строение свит на всей площади распространения неизменны (Нефтегазоносные..., 1994). Минимальные мощности свит (140–200 м) приурочены к наиболее приподнятым частям юго-восточного склона Непско-Ботубобинской антеклизы, на остальной территории мощность свит составляет 320–520 м (Митрофанова и др., 2012). Основание верхоленской свиты сложено бурыми и желтовато-зеленовато-серыми доломитами и известковистыми доломитами с прослоями зеленых мергелей и красных аргиллитов с редкими тонкими прослоями гипса (Митрофанова и др., 2012). Выше залегает монотонная пачка буровато-коричневых аргиллитов и алевролитов с округлыми пятнами зеленовато-голубого цвета (Митрофанова и др., 2012). Верхнюю часть свиты слагают ритмично переслаивающиеся между собой красно- и зелёноцветные мергели, аргиллиты, алевролиты, песчаники, реже известняки (Митрофанова и др., 2012). Граница илгинской свиты проводится по появлению в разрезе желтовато- и розовато-серых доломитов с глауконитом и характеризуется сменой прослоев известняков в верхоленской свите, на доломиты – в илгинской (Нефтегазоносные..., 1994). В синклинальных структурах

Предпатомского прогиба мощность илгинской свиты возрастает до 125–170 м, при этом иногда доломиты сменяются известняками. Нижнюю часть разреза здесь слагают известняки песчаные, с прослоями мергелей и песчаников, верхнюю – известняки алевролитистые красновато-серые, переслаивающиеся с глинисто-алевритовыми и водорослевыми известняками зеленовато-серыми (Нефтегазоносные..., 1994; Митрофанова и др., 2012).

1.4. Стратиграфическое положение исследуемых разрезов Иркутско-Байкитской области

Положение изучаемого разреза иниканской свиты и его корреляция с другими в пределах Нижне-Алданской области по литературным данным приведено в разделе 3.2 настоящей диссертации. В текущем разделе необходимо более подробно остановиться на положении исследуемых фрагментов эвенкийской и верхоленской свит (рис. 1.3).

Эвенкийская свита выделяется в пределах Иркутско-Байкитской, Ботуобинско-Сюгджерской, Туруханской областей (Сухов и др., 2021). Эвенкийская свита (серия) подразделяется (Конторович и др., 2021) либо на три подсвиты (нижняя, средняя, верхняя) (Кириченко, 1950), либо на отдельные свиты (оленчиминская, черноостровская и вельминская) (Качевский и др., 1998). Оленчиминская свита, отвечающая уровню наманского горизонта тойонского яруса – зелеевского горизонта амгинского яруса (Розанов, Репина, 1992) выведена из состава эвенкийской серии (Решения ..., 1989). В Байкитской зоне эвенкийская свита подразделяется на либо две подсвиты (Мельников, 2018; Конторович и др., 2021), либо черноостровская и вельминская свиты в составе эвенкийской серии (Государственная ..., 2010), и согласно залегает на породах оленчиминской свиты. Общая мощность эвенкийской свиты (серии) 400-640 м (Розанов, Репина, 1992), в Байкитско-Катангском районе 470–510 м (Мельников, 2018). Суммарная мощность черноостровской свиты (отвечающей нижней подсвите эвенкийской серии), вскрытой в скважине ВТ-1 составляет 245.1 м (Васильев, 1990; Государственная ..., 2010), в параметрической скважине Полигусская-1 – 266 м (Зощенко, 1979; Государственная ..., 2010). Мощность нижнеэвенкийской подсвиты в скважине Хошонская-256 составляет 213 м, скважине Лебяжинская-1 в Туруханской области – 80 м. Общая мощность вельминской свиты, соответствующей (средне-) верхнеэвенкийской подсвите, в скважине ВТ-1 составляет 188 м (Васильев, 1990; Государственная ..., 2010), в параметрической скважине Полигусская-1 – 237 м (Зощенко, 1979; Государственная ..., 2010).

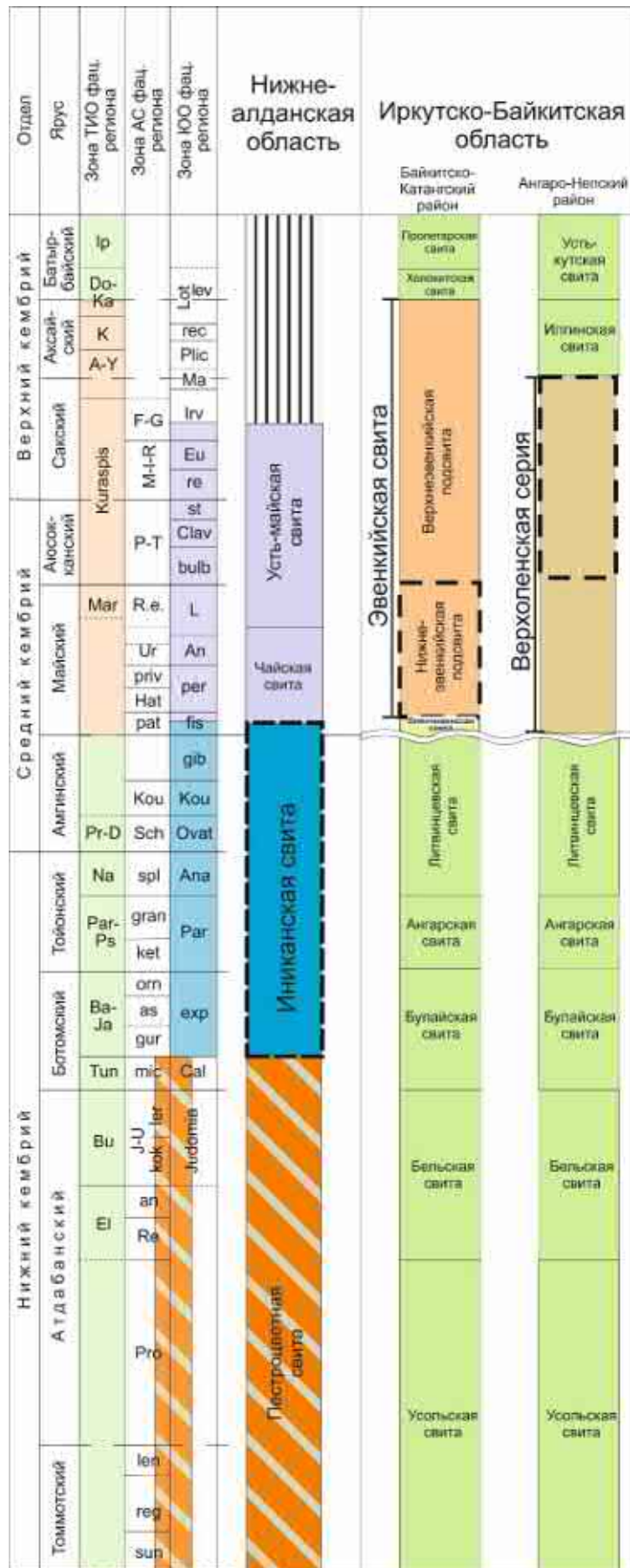


Рис. 1.3. Схема корреляции изучаемых свит. Прерывистой линией условно обозначено стратиграфическое положение исследуемых разрезов.

Возраст эвенкийской свиты устанавливается по ее положению относительно фаунистически охарактеризованных отложений нижнего кембрия и нижнего ордовика, а также на основании находок трилобитов. Это *Kuraspis obscura* N. Tchern. (в 120-106 м ниже кровли), *Pesaiella polyarica* Ros. (105-98 м от кровли), *Factura premiera* Ros., *F. infida* Laz., *Kuraspis* aff. *similis* N. Tchern. (в 97-65 м от кровли) по (Розанов, Репина, 1992), что соответствует майскому ярусу среднего кембрия – аксайскому ярусу верхнего кембрия. В низах среднеэвенкийской подсвиты по р. Камо найдены *Kuraspis obscura* N. Tchern., *K. ci. similis* N. Tchern., *Pseudokuraspis Pokrovskaja* (Ковригина, 1981). На правом берегу р. Вельмо, в 0.7 км ниже о-ва Тобольских, и по р. Подкаменной Тунгуске, в 5 км ниже устья р. Вельмо, в верхнеэвенкийской подсвите собраны трилобиты *Wilbernia* sp., *Pesaiella* sp., *Balaganella* sp., *Cederinella* sp., что позволило исследователям (Фомин, 1967; Ковригина, 1981) датировать вмещающие отложения как верхнекембрийские. В нижнеэвенкийской подсвите фауна не обнаружена.

Согласно Региональной стратиграфической схеме кембрийских отложений Сибирской платформы (2021), нижняя подсвита эвенкийской свиты в Иркутско-Байкитской области отнесена к майскому ярусу среднего кембрия, условно средняя часть эвенкийской свиты с находками эндемичных трилобитов в скв. Гаиндинская 3 к аюсокканскому и сакскому ярусам верхнего кембрия, верхняя часть эвенкийской свиты (условно) к аксайскому ярусу верхнего кембрия. Разрез эвенкийской свиты на правом берегу р. Подкаменная Тунгуска (рис. 1.4) близ поселка Сулома и острова Черный соответствует нижнеэвенкийской подсвите. На (Государственная ..., 2010) эти отложения выделены отдельно в черноостровскую свиту эвенкийской серии. Таким образом, изученный разрез условно можно отнести к майскому ярусу среднего кембрия.

Далее приводится краткое описание подсвит эвенкийской свиты по (Мельников, 2018). Нижняя подсвита (220–325 м) сложена в основании пачкой однообразных красных реже зеленых, алевритистых доломитовых мергелей. Мергели часто соленосные, песчанистые, с многочисленными слойками серых глинистых доломитов и известняков. Вышележащая пачка имеет более терригенный состав: преобладают доломитистые аргиллиты, алевролиты, мергели, песчаники. Верхняя подсвита по составу более карбонатная (190–205 м) и представлена красноцветными доломитами, доломитовыми мергелями, алевролитами. Мергели вишнево-бурые, пятнами зеленые, алевритовые и песчано-алевритовые, с прослоями аргиллитов, прожилками розового гипса, доломиты образуют тонкие (1–2 м) прослои среди мергелей. Нижняя подсвита эвенкийской свиты отнесена к майскому ярусу среднего кембрия, а верхняя (и средняя) – к верхнему кембрию (Мельников, 2018; Сухов и др., 2021).

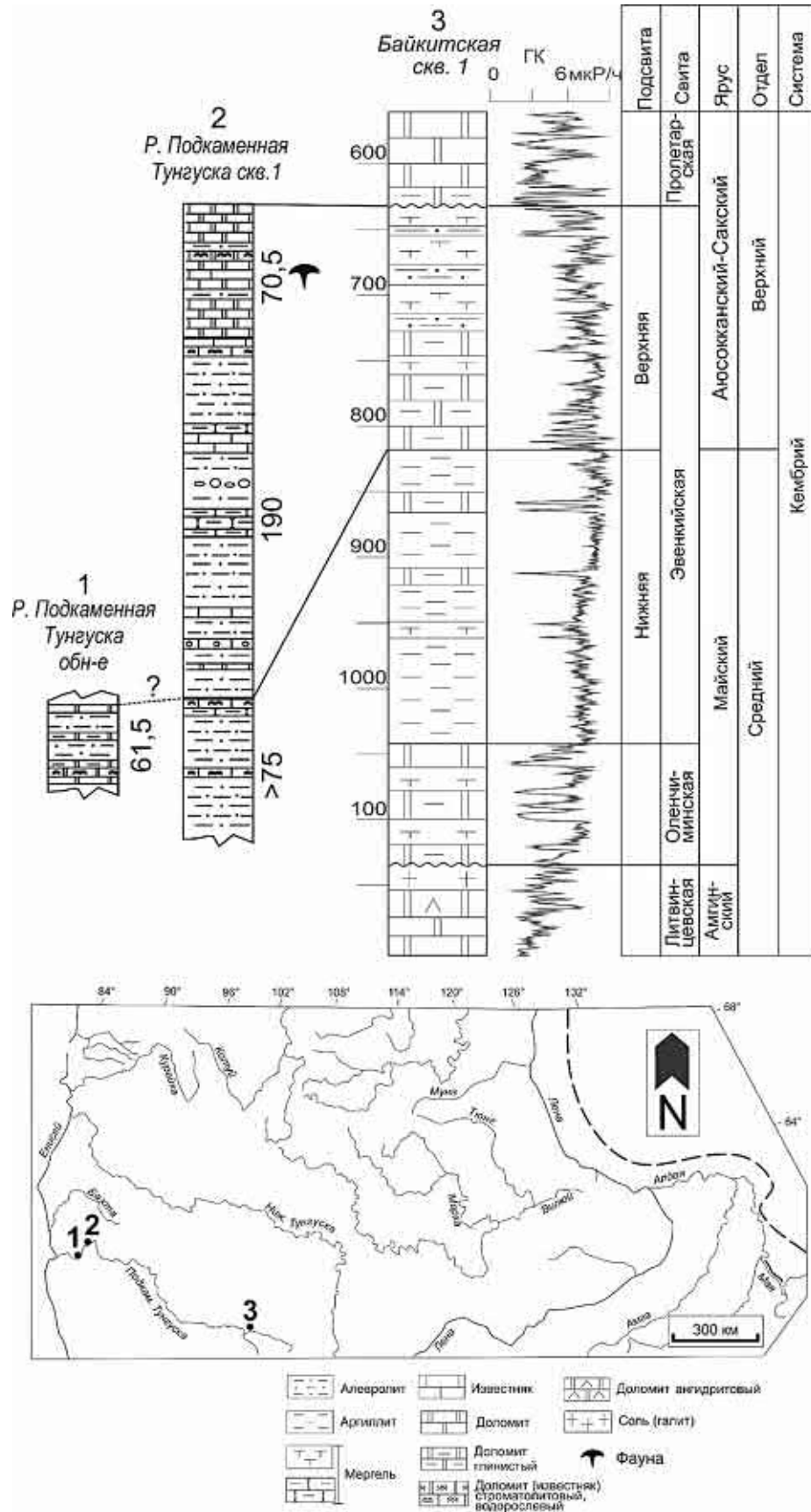


Рис. 1.4. Условная схема корреляции разрезов эвенкийской свиты. 1 – изучаемый фрагмент нижнеэвенкийской подсветы, 2 – разрез скважины 1 из (Ковригина, 1981), 3 – Байkitской скважины 1 из (Мельников, 2018).

Стратиграфическое положение **верхоленской серии** остается дискуссионным: часть исследователей (Карасев и др., 1966) относит ее к верхнекембрийским отложениям, другие к среднему кембрию (Королюк, Писарчик, 1965), М.А. Жарков (1966) связывал верхоленскую серию с майским ярусом, в более поздних работах (например, Сухов и др., 2016) серия сопоставляется с майским и амгинским ярусами (захватывая верхнюю часть тойонского). В «Региональной стратиграфической схеме кембрийских отложений Сибирской платформы» (2021) верхоленская серия имеет интервал распространения майский, аюсоканский, сакский и аксайский ярусы (средний – частично верхний кембрий). В Иркутско-Байkitской области к майскому ярусу условно отнесены отложения верхоленской серии без органических остатков (соответствует нижнеэвенкийской подсвите), к аюсоканскому и сакскому ярусам условно отнесены отложения средней части верхоленской серии также серии без органических остатков (соответствует средней части эвенкийской свиты). При этом в пределах Иркутско-Байkitской области в Присяянском районе к аксайскому ярусу по положению в разрезе отнесены отложения верхней части верхоленской серии без органических остатков, но в Ангаро-Непском – илгинская свита.

Верхоленская серия изучена в разрезе на правом берегу реки Малая Чуя, в 7 км вверх по течению от ее слияния с рекой Большая Чуя. В обнажении вскрывается верхняя часть верхоленской серии, илгинская свита и нижняя часть устькутской свиты. В диссертационном исследовании использованы образцы, отобранные из 84,3 м разреза верхоленской серии, граница с илгинской свитой находится выше по разрезу на 21 м. При общей мощности более 500 м верхоленской серии в Ангаро-Непском районе, трудно предположить, что в опробованный интервал верхней части верхоленской серии попадают породы, относящиеся к майскому ярусу. Помимо этого, ранее в разрезе на р. Малая Чуя исследователями (Буякайте и др., 2019) установлен экскурс $\delta^{13}\text{C}$ в верхней части верхоленской серии, который, возможно, соответствует изотопному событию SPICE (*Steptoean Positive Carbon Isotope Excursion*), а также, в кровле согласно перекрывающей ее илгинской свиты, отрицательный экскурс, вероятно соответствующий событию TOCE (*Top of Cambrian carbonate-isotope Excursion*). На этом основании можно предположить, что исследуемая часть разреза верхоленской серии условно отвечает аюсоканскому-сакскому векам.

ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В рамках исследования **иницканской свиты** проанализированы: содержание общего количества органического углерода (пиролиз, 46 образцов), содержание петрогенных оксидов (рентгенофлуоресцентный анализ, 46 образцов), элементный состав (рентгенофлуоресцентный анализ и ICP MS, 28 образцов) минеральный состав (16 образцов), изотопный состав углерода и кислорода (7 образцов). Для единичных образцов выборочно выполнены SEM (сканирующая электронная микроскопия) исследования. Для 85 образцов **эвенкийской свиты** измерено содержание петрогенных оксидов (ICP AES), а также определен изотопный состав углерода и кислорода (74 образца). Для единичных образцов выборочно выполнены SEM исследования. Задействовано 35 образцов пород **верхоленской серии**: определение концентрации главных оксидов и некоторых микроэлементов (рентгенофлуоресцентный анализ, 35 образцов). Для единичных образцов также выборочно выполнены SEM-исследования.

Для определения общего количества органического углерода (Total Organic Carbon, TOC) использовался пиролизатор HAWK Resource Workstation (выполнено Д.А. Ивановой (МГУ имени М.В. Ломоносова)). Система HAWK и связанное с ней программное обеспечение HAWK-Eye осуществляет пиролиз, основанный на процессе IFP-Fina. В системе HAWK используются пламенно-ионизационный детектор (ПИД) и 2 инфракрасных детектора для получения воспроизводимых данных и получения количественных результатов. Система HAWK позволяет осуществлять программирование пиролиза: начиная эксперимент с 50°C и заканчивая максимальной температурой печи, равной 850°C. Пиролитический цикл начинается с температуры 180°C и проводится до 650°C, после чего печь охлаждается до 300°C, затем печь нагревается до 750°C для проведения окислительного цикла эксперимента для определения количества "минерального" углерода в породе, заканчивающемся при 850°C.

Минералогический состав отложений определялся с помощью рентгеновского дифрактометра MiniFlex600 Rigaku (кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, выполнено В.Л. Косоруковым).

Определение элементного состава выполнено на спектрометре индуктивно-связанной плазмы с масс-спектральным детектированием (ICP MS) и системой абляции Aurora M90 «Bruker», Германия, на базе Пермского государственного национального исследовательского университета (аналитики А.Ю. Пузик, М.А. Волкова) по методике НСАМ ВИМС № 499-АЭС/МС «Определение элементного состава горных пород, почв, грунтов и донных отложений АЭС и масс-спектральным с индуктивно связанной плазмой методами». Навеска 0.1 г истертого образца подвергалась кислотному разложению. Её помещали в стеклоуглеродные стаканы, смачивали водой для лабораторного анализа, добавляли 0.5 см³ хлорной, 3 см³ фтористоводородной и 0.5 см³ азотной кислоты, закрывали крышками и прогревали в течении 30

минут при температуре 130°C на плитке РП-1 ООО «НПП Томьаналит» (Россия). Затем снимали крышки и упаривали при 170-180°C.

Далее стаканы охлаждали, обмывали стенки и снова упаривали до влажных солей. Затем добавляли 2 см³ соляной и 0.2 см³ 0.1М раствора борной кислоты и упаривали растворы до объема 0.7 см³. Полученные растворы переносили в полиэтиленовые пробирки, добавляли внутренний стандарт индия.

Для определения содержания бора пробоподготовка проводилась другим способом. Навеску 0.1 г помещали в тefлоновый стакан, добавляли 3 см³ соляной, 2 см³ азотной и 0.5 см³ фтористоводородной кислоты. Затем помещали в микроволновую установку пробоподготовки EXCEL (КНР).

Определение содержания петрогенных оксидов и отдельных элементов в породах иниканской свиты проводилось на волнодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного типа действия S8 Tiger («BRUKER», Германия) на базе Пермского государственного национального исследовательского университета (аналитики А.Ю. Пузик, И.В. Бадьянова, К.П. Казымов).

Определение концентрации главных оксидов и некоторых микроэлементов (Cr, V, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Zr, Ba, U, Th, Y, Nb, Pb, As, Cl, Mo) в пробах верхоленской серии выполнено методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (XRF) на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель Axios mAX производства компании PANalytical (Нидерланды). Анализ выполнен в ЦКП ИГЕМ РАН (исполнитель – н.с. А.И. Якушев).

Определение изотопного состава углерода и кислорода в породах **иниканской свиты** осуществлялось на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (выполнили Е.А. Краснова, А.С. Грязнова) на изотопном масс-спектрометре Delta V Advantage Thermo Finnigan (Бремен, Германия) с режимом ввода в непрерывном потоке через двойную систему напуска. Также использовалась универсальная система для пробоподготовки – Thermo Scientific™ GasBench II. Определение изотопного состава углерода и кислорода в породах **эвенкийской свиты** выполнено в ПИН РАН.

Микрофотографии и рентгеноспектральный микроанализ выполнены на базе центра коллективного пользования «Электронная микроскопия в науках о жизни» МГУ им. М.В. Ломоносова (УНУ «Трехмерная электронная микроскопия и спектроскопия») и лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Микрофотографии – методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ/SEM) на микроскопе Quattro S (Thermo Fisher Scientific, USA), карты распределения элементов по поверхности были получены при помощи детектора

энергодисперсионной рентгеновской спектроскопии (EDS X-ray detector). Исследования проводились в режиме регистрации вторичных электронов ESEM при ускоряющем напряжении 20 кВ, давлении 500 Па, рабочем расстоянии (WD) 10 мм. Также для рентгеноспектрального микроанализа и микрофотографий применялся сканирующий электронный микроскоп Jeol JSM-6480LV с вольфрамовым термоэмиссионным катодом, оснащенный энергодисперсионным спектрометром INCA X-Maxn (площадь активной зоны кристалла 50 мм², сверхтонкое окно ATW-2) с разрешением 124 эВ.

Фотографии шлифов выполнены на микроскопе Axio Scope 40 Carl Zeiss (кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, выполнено Е.В. Карповой).

Для установления *источника кремнезема* при образовании лидитов использовалось отношение Ge/Si. Ge и Si принадлежат к одной группе и имеют схожие химические свойства. В силикатных минералах Ge может замещать Si в кристаллической решетке, но степень замещения зависит от минерала, о чем свидетельствует изменение отношения Ge/Si в силикатах – от 0.5 до 6 $\mu\text{моль/моль}$ (Bernstein, 1985; Kurtz et al., 2002). Фракционирование Ge/Si происходит в ходе низкотемпературного выветривания или гидротермальных процессов. При выветривании континентальных пород выносимый реками материал имеет более низкое отношение Ge/Si (0.4–1 $\mu\text{моль/моль}$), чем в верхней континентальной коре (1.8 $\mu\text{моль/моль}$), гидротермальные флюиды же имеют гораздо более высокие отношения Ge/Si – до 11 $\mu\text{моль/моль}$ (Froelich et al., 1985; Mortlock, Froelich, 1987; Rudnick, Gao, 2003). В современном океане отношение Ge/Si в морской воде равно 0.72 $\mu\text{моль/моль}$, что интерпретируется как преобладание континентального выветривания при поставке кремния (80–90%) в океаны (Froelich et al., 1989; Treguer et al., 1995).

Для восстановления *редокс-условий* использовались редокс-чувствительные металлы (redox-sensitive trace metals (RSTMs)) – Mo, U, обогащающие отложения в восстановительных условиях. Также Zn и Mo обогащают сульфиды и активно удаляются с органическими агрегатами из воды в H₂S-зоне, накапливаясь в илах (Емельянов, 1998). Концентрации Mo в диапазоне 2–25 ppm указывают на бескислородные условия, концентрации >100 ppm интерпретируются как устойчивые эксинные условия (Scott, Lyons, 2012). Промежуточное обогащение Mo (25–100 ppm) может отражать либо прерывистую эксинию, либо истощение Mo в бассейне (Algeo and Lyons, 2006; Scott, Lyons, 2012). Ковариации содержаний U и Mo также являются эффективным палеоэкологическим индикатором. Это обусловлено различным геохимическим поведением U и Mo. Поглощение аутигенного U морскими отложениями начинается на окислительно-восстановительной границе Fe(II)–Fe(III), т.е. в субкислородных условиях, опосредованно контролируется бактериальной сульфатредукцией, не связанной с количеством свободного H₂S и

не зависящей напрямую от окислительно-восстановительного цикла Fe и Mn в водной толще, тогда как аутигенное обогащение Mo требует присутствия H_2S , т.е. эвксинных условий (Tribovillard et al., 2012). Привнос «водного» Mo в осадок может усиливаться за счет переноса твердых частиц, в то время как водный U не затрагивается этим процессом.

Ковариация U-Mo выражается через коэффициент обогащения (Algeo, Tribovillard, 2009; Tribovillard et al., 2012):

$$X - EF = [(X/Al)_{\text{образец}}]/[(X/Al)_{\text{PAAS}}]$$

где X – содержания элементов (U и Mo) в образце и в PAAS соответственно (Taylor, McLennan, 1985), EF – коэффициент обогащения.

Доля урана аутигенного (U_a) является индикатором редокс-обстановок в придонном слое вод (Wignall, Myers, 1988; Wignall, 1994). Так, значения U_a (ppm) < 2 указывают на окисческие условия; $2 < U_a < 10$ – на субокисческие; $10 < U_a < 15$ – на анокисческие, $U_a > 15$ – эвксинные (Wignall, 1994).

Доля урана аутигенного (U_a) в общем содержании урана (U_{total}), находящегося в породах (Wignall, Myers, 1988):

$$U_a = U_{\text{total}} - Th/3$$

Другим индикатором является отношение Mo/Mn, основанное на том, что при сероводородном заражении наддонных морских вод молибден в форме молибденита усиленно осаждается на дно, тогда как поступление марганца в осадок ограничивается его растворением в наддонных водах (Холодов, Недумов, 1991). Сотые доли отношения Mo/Mn типичны для аноксидной среды, тысячные – для кислородной (Холодов, 2006).

Для установления *источника рудообразующих элементов* в черных сланцах использована диаграмма по (Holland, 1979), основанная на обогащении относительно морской воды. В стоячем бассейне коэффициент обогащения R (концентрация элемента в образце породы/концентрация элемента в морской воде) связан с высотой водяного столба (h), плотностью воды (ρ), скоростью седиментации (ω) и скоростью пополнения бассейна «свежей» морской водой (каждые τ лет):

$$R = (h \times \omega)/(\rho \times \tau)$$

На основе результатов рентгеноспектрального флуоресцентного анализа для верхоленской серии выполнен *расчет нормативного минерального состава* с применением программы MINLITH (Розен и др., 2000). Ошибка вычислений по программе MINLITH для большинства случаев находится в пределах 5-15% отн., и только при содержаниях минерала менее 5% масс., она достигает 60-70% отн. (Розен, Аббясов, 2003). По этой причине в текущем исследовании приводятся данные по наиболее значимым в процентном отношении содержаниям

минералов, что, даже с поправкой на вышеуказанную ошибку, позволяет судить об определенных изменениях в составе пород.

Изучение *выветривания, его типа, характера и динамики*, является одним из ключевых инструментов для понимания климатических условий в геологическом прошлом. До настоящего времени исследователи совершенствуют способы оценки воздействия на породы выветривания, а также влияния последующего преобразования и вариаций состава пород источника сноса, искажающих палеоклиматические реконструкции. После широкого внедрения в научную практику индикатора (прокси) CIA (Nesbitt, Young, 1982, 1984, 1989), возникла необходимость коррекции этого показателя ввиду влияния на него состава материнских пород (например, Lo et al., 2017), эффекта сортировки, диагнеза и метасоматоза (Fedо et al., 1995; Guo et al., 2018). Также ограничением CIA является то, что он не учитывает роль мафических (оливин, пироксен, амфибол, биотит) и вторичных глинистых минералов (например, смектиты, вермикулит, хлорит) в общем составе формируемых терригенных осадочных пород (Fedо, Babechuk, 2023). Другой важный аспект CIA – влияние наличия кальцита, апатита, биогенного кремнезема и диагенетического кремнёвого цемента в породе. При расчете/построении вышеуказанных прокси необходим некарбонатный CaO^* , который нередко можно оценить только косвенно в богатых карбонатами терригенных породах. Предварительная обработка образцов соляной кислотой для устранения карбонатов несет свои риски – например, растворение некоторых глинистых минералов. Можно выполнить поправку на основе измеренных содержаний CO_2 и P_2O_5 . Если данных по CO_2 нет, то вносят приблизительные поправки, приняв рациональные соотношения Ca/Na в силикатном материале (McLennan, 1993). Если после корректировки на P_2O_5 оставшееся количество молей меньше, чем у Na_2O , его принимают за значение CaO^* . В противном случае CaO^* принимается равным Na_2O . Этот подход основан на том, что Ca при выветривании обычно теряется быстрее, чем Na. Наибольшее расхождение с реальным значением CIA (до 3 единиц) будет при его промежуточном значении 60-80, так как при низком CIA этот подход в целом справедлив, а при высоком CIA концентрации Na и Ca низкие, и неопределенности мало влияют на CIA (McLennan, 1993). Это наиболее легко реализуемая поправка, но, тем не менее, влияющая на точность. Статистическое сравнение $\ln(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$ и CIA показало, что $\ln(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$ может более точно отражать тенденцию выветривания, т.к. позволяет избежать неопределенностей, связанных с поправкой на CaO^* из фосфатной и карбонатной фаз (von Eynatten et al., 2003).

Ввиду крайне высокой карбонатности изучаемых пород **верхоленской серии**, такой показатель оценки степени химического выветривания и климатических изменений как CIA, может приводить к ошибочным выводам (von Eynatten et al., 2003; Montero-Serrano et al., 2015). Поэтому в данном исследовании используются отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ и $\ln(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$ (молярное). Рост величин свидетельствует об относительном потеплении и гумидизации,

падение – о снижении температур и аридизации (преобладание химического или физического выветривания в области денудации соответственно).

Отдельный блок посвящен методической проблеме *определения аморфного кремнезема* и является дополнительным исследованием, «вложенным» в общий контекст. По мере развития диссертационного исследования, произошла смена вектора его движения, но выполненная на ранних этапах методическая и экспериментальная работа представляется важной для упоминания. Это сравнение методов подсчета содержания условно биогенного кремния аморфной фазы (BSi) после щелочной экстракции с ICP-AES измерением в осадочных породах неогена и кембрия с различным минеральным составом, и определение перспектив использования этих методов для кембрийских пород. Задействованы как образцы иниканской и эвенкийской свит, так и неупомянутые выше миоценовые алевролиты (N₁S₂, сарматский региоярус, Тамань).

ГЛАВА 3. ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫЙ БАССЕЙН (РАННИЙ-СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ)¹

3.1. Состояние изученности

Поисковое бурение и системное стратиграфическое изучение кембрия Сибирской платформы началось в середине 30-х гг. XX века по инициативе А.Д. Архангельского, Н.С. Шатского и И.М. Губкина с одного из главных для кембрийской стратиграфии районов – северного склона Алданской антеклизы. Впервые большое количество работ по изучению нижнепалеозойских отложений Сибирской платформы было осуществлено в 50-60е в связи с крупной геологической съемкой. Итогом этого периода стало создание первых биостратиграфических схем древнейших толщ (Савицкий, 1959; Демокидов, 1957; Демокидов и др., 1958, Демокидов и Лазаренко, 1961, 1964). В дальнейшем пристальное внимание исследователей в связи с большим количеством выделенных на данной территории местных стратиграфических подразделений, было направлено на разработку региональных схем, корреляцию и обоснование границ и возрастов ранее выделенных подразделений. Также не меньший интерес исследователей был связан с прогнозом потенциала кембрийских отложений в качестве источника углеводородов и полиметаллической минерализации (напр., Гурари и др., 1984; Евтушенко, 1969; Кембрий ..., 1972; Конторович, 1976; Конторович и др., 1999). Эти работы продолжаются по сей день.

¹ При подготовке данной главы диссертации использованы следующие публикации соискателя, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Меренкова С.И.** Влияние стратификации и гидрохимии вод палеобассейна Сибирской платформы на формирование иниканской свиты // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2023» [Электронный ресурс] / Отв.ред. И.А. Алешковский, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов. Электрон. текстовые дан. М.: МАКС Пресс, 2023. Режим доступа: https://lomonosov-msu.ru/archive/Lomonosov_2023/data/28379/154655_uid102962_report.pdf.
2. **Меренкова С.И., Калмыков Г.А., Габдуллин Р.Р., Карпова Е. В., Пузик А.Ю., Бадьянова И.В., Волкова М.А., Казымов К.П.** Условия формирования кремнистых пород нижнего-среднего кембрия юго-востока Сибирской платформы // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2022. № 6. С. 71—82. RSCI (1.27 п.л., вклад автора – 70%, импакт-фактор РИНЦ 0.38).
3. **Меренкова С.И., Калмыков Г.А., Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю.** Особенности стратификации и гидрохимии вод палеобассейна Сибирской платформы в раннем-среднем кембрии и их влияние на формирование иниканской свиты // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии: материалы XXXIII молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова, г. Апатиты, 3–7 октября 2022 г. Издательство ФИЦ КНЦ РАН, 2022. 260 с.
4. **Меренкова С.И., Калмыков Г.А., Габдуллин Р.Р., Карпова Е.В., Пузик А.Ю.** Источник кремнезема и особенности формирования кремнистых сланцев иниканской свиты (ранний-средний кембрий, сибирская платформа) // Понт Эвксинский - 2023: Материалы XIII Всероссийской научно-практической конференции с международным участием для молодых ученых по проблемам водных и наземных экосистем, посвященной 60-летию со дня преобразования Севастопольской биологической станции в ИнБЮМ, Севастополь, 09–14 октября 2023 года. Севастополь: ФИЦ "Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН", 2023. С. 72-73.
5. **Меренкова С.И., Калмыков Г.А., Пузик А.Ю., Габдуллин Р.Р., Бадьянова И.В., Волкова М.А., Казымов К.П., Широян М.М.** Геохимические особенности пород иниканской свиты как индикаторы стратификации и гидрохимии вод палеобассейна // Геология и геофизика. 2024. Т. 65. №2. С. 265—287. RSCI (2.65 п.л., вклад автора – 80%, импакт-фактор РИНЦ 1.34).
6. **Меренкова С.И., Mikheev I.V., Kalmykov G.A., Gabdullin R.R., Suslenkova M.M.** Application of sequential alkaline amorphous silica extraction for Cenozoic and Early Paleozoic rocks // Journal of Earth System Science. 2023. Vol. 132. №99. DOI: 10.1007/s12040-023-02113-1. Scopus (1.6 п.л., вклад автора – 70%, импакт-фактор SJR 0.48).

Дискуссия об окислительно-восстановительных условиях в водах куонамского/иниканского морей нижнего и среднего кембрия и их осадках ведется с 1960-70 гг. (Конторович и др., 1970, 1976; Гурари и др., 1984 и мн. др.). А.Э. Конторович и В.Е. Савицкий (1970) предполагали отсутствие сероводородного заражения при отложении осадков куонамского типа, а условия среды в бассейне реконструируются как исключительно благоприятные (комфортный температурный режим акваторий, сравнительное их мелководье, хорошая аэрация придонной зоны, а также «пониженная» соленость вод бассейна). Другую точку зрения высказывал Ф.Г. Гурари с соавторами (1984). Это существование экстремальных условий в придонной части бассейна с сероводородным заражением, наложивших отпечаток как на биоту, так и на геохимию осадков. Позднее в работах (Гурари и др., 1984; Парфенова и др, 2008, 2017, 2018) обсуждалось, что поле сероводородного заражения не было постоянным – оно перемещалось и по вертикали в водной толще, и по площади бассейна. Для среднекембрийской части разреза куонамской свиты на р. Кюленке по распределению гомогпанов (гомогпановый индекс $C_{35}/C_{34} < 1$), содержанию гаммацераана $< 1\%$, отношению $Fe_{\text{пирит}}/C_{\text{орг}}$, И.В. Коровников и Т.М. Парфенова (2021) предполагают, что во время седиментогенеза не было устойчивой стратификации и аноксии придонных вод, а сильно восстановительные условия были ниже границы вода-осадок. Ранее на основании изучения пород куонамского комплекса установлено, что на современной территории северо-востока Сибирской платформы повышенная биопродуктивность обеспечивалась за счет «цветения» фитопланктона, а на юго-востоке долгое время, особенно в раннем кембрии, основную массу продуцентов представляли прокариоты, обитавшие в морском бассейне, воды которого, вероятно, были заражены сероводородом (Парфенова, 2008). На основании распределения гомогпанов битумоидов установлено устойчивое сероводородное заражение осадков и придонных вод синского палеоморя, иногда сменяющееся периодами аэрации морского бассейна (Парфенова и др., 2017). Для пород иниканской свиты Лено-Амгинского междуречья также предполагается формирование нижней части разреза в условиях сероводородного заражения (Парфенова, 2018).

Важно отметить нарастающую в исследованиях последних лет роль использования изотопов углерода, урана, серы и др. при реконструкции окислительно-восстановительных условий. Причем вопросы оксигенации океана и атмосферы, изменения океанической циркуляции, биосферных перестроек тесно перекликаются.

Параллельные положительные экскурсы изотопов урана, углерода и серы из карбонатных разрезов Сибирской платформы, включающие краткий эпизод глобальной оксигенации 521–520 млн лет назад, показывают, что резкое увеличение скорости осаднения морского органического вещества расширило насыщенную кислородом зону в океанах (Dahl et al., 2017). Но восстановительные условия возобновились через 1.3 ± 0.8 млн лет после начала этого эпизода

насыщения кислородом, что требовало сильной обратной связи с увеличивающимся уровнем кислорода. В связи с этим исследователи утверждают, что морские экосистемы (крупный зоопланктон) могли повлиять на доступность кислорода в поверхностных условиях Земли вскоре после их появления через биотурбацию, тем самым стабилизируя насыщенные кислородом среды в океанах. Позднее, на основе данных по изотопному составу урана ($\delta^{238}\text{U}$), углерода ($\delta^{13}\text{C}$), серы ($\delta^{34}\text{S}$) и стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в морских карбонатах Китая, Сибири и Марокко, реконструирована глобальная летопись оксигенации морского дна с разрешением менее миллиона лет, а также смоделированы уровни O_2 в атмосфере и поверхностных водах океана в интервале 540–520 млн лет назад (Dahl et al., 2019). Результаты указывают на динамичное и весьма изменчивое состояние оксигенации атмосферы и океана с двумя крупными эпизодами расширениями аноксии морского дна после длительного периода снижения уровня pO_2 в атмосфере.

Данные по изотопам углерода и серы с высоким разрешением для морских карбонатов на юго-востоке Сибирской платформы (документируют фазу «кембрийского взрыва» с ~ 524 до ~ 514 млн лет назад) позволили исследователям (He et al., 2019) выявить сильную положительную ковариацию между изотопными записями $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов и ассоциированного с карбонатом сульфата $\delta^{34}\text{S}$. Выполненное биогеохимическое моделирование позволило сделать предположение, что эта изотопная связь отражает периодические колебания атмосферного O_2 и степени оксигенации мелководных участков кембрийского океана. Также исследователи (He et al., 2019) указывают, что эпизодические максимумы биоразнообразия животных прямо совпадают с этими экстремальными изменениями уровня кислорода. И наоборот, последующие события вымирания в ботомско-тойонском интервале (от ~ 514 до ~ 512 млн лет назад) совпали с не коррелирующими между собой изотопными записями, которые предполагают сокращение морского резервуара сульфатов и расширение мелководной морской аноксии. Авторы (He et al., 2019) предполагают, что колебания доступности кислорода в мелководной морской области оказывали сильное влияние на время и скорость роста биоразнообразия на этапе ранней истории фауны.

Отношение изотопов углерода и урана ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{238}\text{U}$) успешно применено, например, для карбонатных пород разреза Ваэрганг (Южный Китай). Исследователями (Chen et al., 2023) изучен интервал, включающий изотопный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ TOCE (*Top Of Cambrian Excursion*), с которым связано снижение биоразнообразия морских животных в позднем кембрии из-за серии вымираний. Положительную связь $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{238}\text{U}$ связывают с существованием обширных промежуточных восстановительных условий (от субоксии с низким содержанием O_2 до периодической аноксии, без устойчивой эвксинии) в течение позднего кембрия наряду с низким атмосферным pO_2 и парниковым климатом.

С помощью серии экспериментов с моделированием было показано (Pohl et al., 2022), как перестройка положения континентов в течение фанерозоя привела к глубоким изменениям в оксигенации океана и вызвала разделение во времени между распределением кислорода в океане (поверхностным слоем и придонным). Выявлено (Pohl et al., 2022) наличие переходов в глобальной циркуляции океана, которые приводят к обширной глубоководной аноксии, развившейся в раннем фанерозое даже при современном pO_2 . При моделировании не обнаружено корреляции между глобальными климатическими изменениями и вентиляцией океана, что, по мнению авторов (Pohl et al., 2022), представляет собой проблему для интерпретации морских окислительно-восстановительных показателей, но также указывает на недооцененную роль континентальной конфигурации в эволюции биосферы.

Б. Дж. Миллс (2023) и соавторы оценили методы воспроизведения изменений уровней O_2 в течение фанерозойского эона (последние 539 миллионов лет) и объединили в согласованную фанерозойскую кривую O_2 . Авторы (Mills et al., 2023) пришли к выводу, что O_2 , вероятно, составлял в кембрии около 5–10 % атмосферы и повышался импульсами до 15–20 % в девоне, достигая дальнейшего пика более 25 % в пермском каменноугольном периоде, прежде чем начать снижаться к современному уровню.

Важное концептуальное палеоокеанологическое обобщение представлено в работе Р. Тостевин и Б. Дж. У. Миллса (2020). Авторы показывают, что в бескислородных (по большей своей части) неопротерозойско-раннепалеозойских океанах могли существовать слои кислородных поверхностных вод, лежащие над полностью бескислородными глубинными водами, образуя двухслойную структуру («*pancake structure*», рис. 3.1 а), или в виде зон кислородного минимума (ЗКМ или *OMZ*, рис. 3.1 б, в). Четырехмерный разрез локальных окислительно-восстановительных условий на шельфе позволил исследователям (Guilbaud et al., 2018) – на основании данных о составе железа и микроэлементов в Балтийском море – предположить, что структуры, подобные ЗКМ, были в кембрии. Эта модель предполагает, что глубоководные части кембрийского океана были в основном кислородными, а не бескислородным, как в стратифицированных окислительно-восстановительных моделях. Однако эта версия подвергается обоснованной критике (Li et al., 2020), вызванной проблемами с стратиграфической корреляцией изучаемых разрезов – слои дистальных разрезов, дающие глубоководные кислородные сигналы, старше, чем слои проксимальных разрезов, демонстрирующих развитие ЗКМ. Сравнительно мелководная ЗКМ может быть отражением более низких уровней кислорода в атмосфере, но также может быть результатом различий в цикле углерода (Tostevin, Mills, 2020). Глобальные окислительно-восстановительные индикаторы, как правило, фиксируют процентную долю морского дна в глобальном масштабе, которое покрыто бескислородными придонными водами, но не дают представления о

местонахождении этих бескислородных вод. Это дополнительно осложняется отсутствием доступной информации о морской продуктивности и циркуляции океана, которые являются ключевыми элементами, влияющими на характеристики ЗКМ. Уменьшение глубины распространения ЗКМ может привести к гораздо большей площади контакта между бескислородными водами и континентальным шельфом, что приводит к увеличению площади бескислородного морского дна, несмотря на отсутствие изменения толщины ЗКМ (Lau et al., 2016, рис. 3.1 в, г). Если ЗКМ также увеличится по мощности, комбинированный эффект может привести к расчетным 10–30% аноксии морского дна и 1% эвксинии морского дна, необходимым для генерации соответствующих сигналов $\delta^{98}\text{Mo}$, $\delta^{238}\text{U}$ и обогащения ураном осадков (рис. 3.1 б).

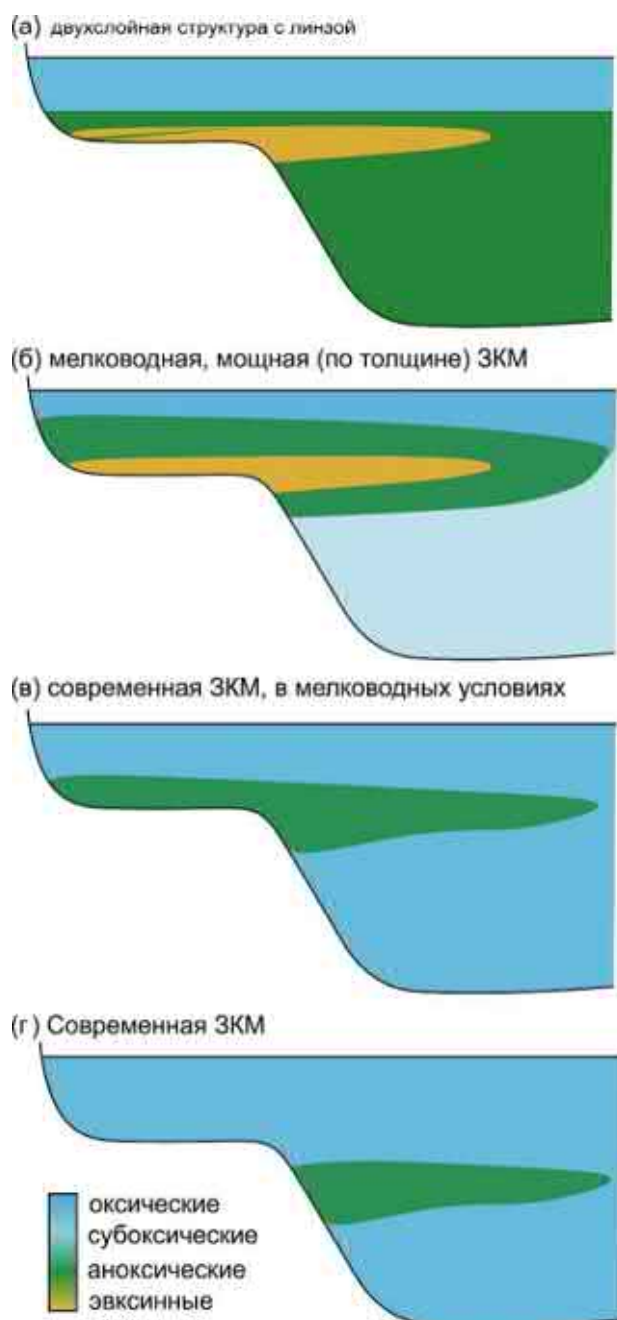


Рис. 3.1. Схема возможных вариантов стратификации и окислительно-восстановительных условий в толще неопротерозойско-раннепалеозойских океанов по (Tostevin, Mills, 2020).

Кроме того, если предположить, что придонные воды в глубоководной части океана были кислородными, но содержали только низкие уровни кислорода (менее 10 μM), тогда мелководные поровые воды обычно были бы бескислородными, что может дополнительно способствовать накоплению редокс-чувствительных элементов, таких как Mo и U. Хотя значительные участки морского дна оставались бескислородными или придонные воды имели только низкое содержание кислорода в течение неопротерозоя – нижнего палеозоя, некоторые индикаторы указывают, по мнению исследователей (Tostevin, Mills, 2020), на то, что условия были динамичными, с краткими событиями оксигенации океана (ООЕ).

Упомянутая в работе (Tostevin, Mills, 2020) двухслойная структура имеет и другое выражение. В 2010 г. для эдиакарских океанов была предложена «модель эвксинного клина», в которой есть промежуточная (*mid-depth*) эвксинная водная масса, зажатая внутри железистых (обогащенных Fe(II)) глубинных вод, и касающаяся континентального шельфа. В этой модели в стратифицированном океане одновременно сосуществовали кислородные, сульфидные и железистые зоны, чему благоприятствовали общие низкие концентрации сульфатов в океане. Этот клин динамически развивался в пределах переменного диапазона глубин воды между кислородным поверхностным слоем и глубинной железистой водной массой (т.е. от шельфа к обстановкам континентального склона и абиссали). Его размеры и расположение зависели от локального биогеохимического баланса Fe-S-C, на который влияли тектонические, климатические, палеогеографические и другие факторы (Li et al., 2010, 2020). Более поздние исследования показали, что модель эвксинного клина применима и к раннекембрийскому океану (см. обзор Li et al., 2020). Затем эта модель была модернизирована (Li et al., 2015).

В новой модели водная толща ниже кислородного поверхностного слоя океана состояла из нескольких восстановительных зон (рис. 3.2), которые отражали окислительно-восстановительную зональность, наблюдаемую в современных осадочных поровых водах (Canfield, Thamdrup, 2009) и в некоторых ограниченных бассейнах, например, в Черном море (Murray et al., 2005): (1) азотная зона с восстановлением нитратов и обогащением NO_3^- - NO_2^-), (2) марганцево-железистая зона (с восстановлением Mn-Fe, приводящим к обогащению Mn^{2+} - Fe^{2+}), (3) сульфидная (эвксинная) зона (эвксинный клин с восстановлением сульфатов, что приводит к обогащению H_2S), (4) метановая зона (с обогащением CH_4 за счет диспропорции органического вещества) и (5) железистая глубоководная зона (с гидротермальным привнесением Fe^{2+}). Из-за равновесия вода-газ поверхностные воды постоянно насыщались кислородом за счет атмосферного O_2 , что ограничивало расширение эвксинной зоны в направлении берега. Развитие нескольких окислительно-восстановительных слоев в модели зависит от поступления и, следовательно, наличия различных окислителей в морской воде (Li et al., 2015).

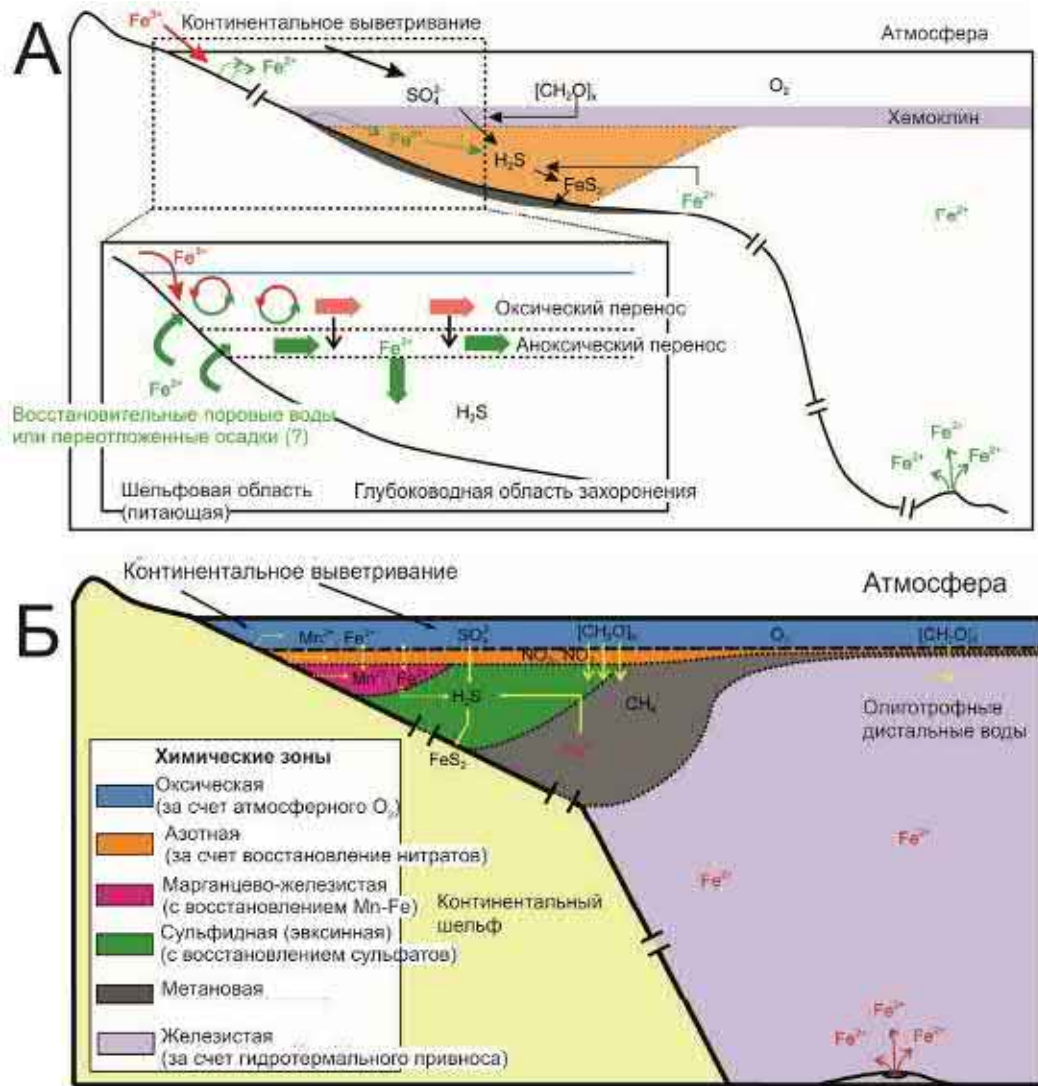


Рис. 3.2. Модель «эвксинного клина» и химической зональности в докембрийских-раннекембрийских океанах (Li et al., 2015).

А – модифицированная схема (Li et al., 2010, Raiswell, Canfield, 2012), демонстрирующая пути ремобилизации железа на шельфе. Fe^{2+} , ремобилизованный из восстановленных поровых вод или переработанных отложений, повторно окисляется в поверхностных водах до наноразмерных частиц оксидов Fe или гидроксидов Fe, которые затем транспортируются в дистальные бескислородные бассейны, где они подвергаются восстановлению и повторному отложению (кислородный перенос); и (2) ремобилизованный Fe^{2+} транспортируется в глубоководные части бассейна и повторно откладывается без повторного окисления (перенос). Mn ведет себя аналогичным образом и может транспортироваться этими же двумя способами.

Б – концептуальная модель химической зональности (Li et al., 2015).

В этой модели есть важный нерешенный вопрос, на который обращают внимание сами авторы – почему эвксинный клин исчезает в дистальном (океаническом) направлении. Теоретический анализ и геохимические данные, в основном из Южного Китая, позволяют авторам (Li et al., 2020) сделать предположение, что дистальное исчезновение промежуточной эвксинной водной массы, вероятно, в большей степени контролировалось уменьшением доступности сульфатов по направлению к океану (но не потоками органического углерода на дно). А, в свою очередь, интенсивность континентального выветривания и речные потоки

сульфатов, вероятно, были ключевыми факторами, контролирующими доступность сульфатов в морской воде и пространственное распределение эвксинных водных масс на промежуточных глубинах (Li et al., 2020).

Стоит также отметить, что приведенные гипотезы (особенно касательно докембрия) отвечают высказанным ранее представлениям отечественного литолога В.Т. Фролова (см. обзор Маслов, Подковыров, 2018). По мнению В.Т. Фролова (1995), древнейшая гидросфера была, скорее всего, неоднородной по распределению pH и Eh: в разных ее участках, и особенно в осадках, условия могли резко отличаться друг от друга и от среднего уровня, причем эти “газовые” фации сосуществовали (Маслов, Подковыров, 2018).

Кратко резюмируя, преобладание аноксии в глубинах раннекембрийского океана было результатом в целом низких уровней O_2 в атмосфере в сочетании с устойчивой окислительно-восстановительной стратификацией, которая, вероятно, была связана с низкими скоростями вертикального перемешивания. В связи с этим, исследования индиканских разрезов р. Юдома необходимы как вклад в изучение и понимание гидрологических процессов и химии морской среды, оксигенации океана, изменения океанической циркуляции в раннем и среднем кембрии.

Представления о природе формирования пластовых кремней (особенно ВУФ) различаются в зависимости от источника кремнезема (образование мощных прослоев выдержанных по простиранию кремнистых пород требует большого притока кремнезема) и механизма образования непосредственно самих пород. Известно три основных источника кремнезема в морских бассейнах: 1) морская вода (из которой путем биогенной аккумуляции выстраиваются кремнистые панцири и скелетные элементы организмов); 2) растворы, образующиеся при выветривании на водосборной суше в семи-аридном климате; 3) кремнезем, поставляемый гидротермально-вулканическими системами (Казанский и др., 1965; Страхов, 1966; Левитан, 1975; Волохин, 1985; Фролов, 1992; Hesse, 1990a; Hesse, 1990b).

Выделяют, соответственно, следующие механизмы образования силицитов: 1) диагенетическое замещение и сегрегация адсорбированного кремнезема, например, из глинистых минералов и оксидов железа (Левитан и др., 1975; Fischer, Knoll, 2009; Siever, 1992); 2) первичное накопление и диагенетическая трансформация биогенных кремнистых илов (Лисицын, Виноградов, 1982; Bohrmann et al., 1994; Murray et al., 1992); 3) прямое химическое осаждение из морской воды и (4) гидротермальная активность (Волохин, 1985; Van den Boorn et al., 2010; Fan et al., 2013; Dong et al., 2015; Brengman, Fedo, 2018; Shen et al., 2018).

В докембрии, до появления организмов, секретирующих кремнёвые скелетные элементы, концентрация кремнезема в морской воде, по-видимому, была близка к насыщению по отношению к аморфному кремнезему (Siever, 1992). Поэтому для кремней докембрия предполагают (Maliva et al., 1989; Maliva et al., 2005; Stefurak, 2015) возможность прямого

осаждения гранул кремнезема из морской воды, которое наиболее благоприятно протекает в условиях, способствующих быстрой полимеризации, включая высокую соленость и/или высокую концентрацию растворенного кремнезема. Между рН, соленостью и стабильностью коллоидной системы «кремнезем–вода» существуют сложные взаимосвязи. Полимеризация кремнезема происходит наиболее быстро при умеренном рН. Если рН не колеблется между околонейтральным и сильнокислым ($\text{pH} < 4$) или щелочным ($\text{pH} > 10$) значениями, изменения рН вряд ли могут вызвать образование гранул (Stefurak, 2015). При слабощелочном рН (8–10) увеличение солености может сильно влиять на скорость полимеризации, а скорость осаждения кремнезема пропорциональна концентрации растворенного кремнезема (Stefurak, 2015).

Несмотря на то что в докембрии концентрация растворенного в морской воде кремнезема была намного выше кембрийской (так как кремнезем уже стали осаждать радиолярии и губки), мог действовать механизм частичного прямого осаждения. В том числе, в связи с деятельностью бактерий. Кремнеобразование также могло способствовать уменьшению поступления терригенного материала, что стабилизировало границу раздела отложений и воды и диагенетические фронты в осадочной толще (Loi, Dabard, 2002; Dabard, Loi, 2012; Gao et al., 2020), а высокая соленость (в условиях солеродного бассейна) усиливала процесс (Maliva et al., 2005).

Механизм первичного осаждения и раннедиагенетического перераспределения кремнезема на мелководье предполагают для юртусских кремней (*Yurtus Formation*) раннего кембрия Таримского блока, что контрастирует с распространенным мнением о быстром снижении концентрации кремнезема в морской воде в раннем палеозое (Zhou et al., 2021). Для силицитов Аль-Шому Южно-Оманского соляного бассейна, образовывавшихся на границе докембрия и кембрия, из-за отсутствия признаков биогенного происхождения (на сегодняшний день не обнаружены идентифицируемые макро- или микрофоссилии), предполагается схожий механизм образования (Amthor et al., 2005). Так, авторами (Amthor et al., 2005) предложена модель бассейна с устойчивой стратификацией в водной толще, где поверхностные воды были местом повышенной биопродуктивности и осаждения платформенных карбонатов, тогда как глубинные воды на уровне или ниже термоклина/хемоклина были местом образования силикагеля и роста бактериального мата. Способность сульфатредуцирующих бактерий удалять кремнезем из раствора (в виде опала-КТ) в бескислородной среде, вероятно, – ключевой фактор в формировании исходного кремнистого осадка силицитов Аль-Шому.

Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис (1988) указывают, что поскольку многие геологи разделяют мнение о вулканогенном источнике кремнезема в кремнистых породах, то и кремнистость черных сланцев часто рассматривают как прямое указание на связь их с вулканизмом. В частности, в одной из работ (Евтушенко, 1978) использована эта аргументация для силицитов

КВУФ. В.М. Евтушенко (1979) также связывает высокую биопродуктивность планктона и прокариотов во время формирования куонамской свиты с возможным поступлением богатых химическими элементами и соединениями вод по системе глубинных разломов (Бахтуров, 1985). Л.В. Пешехонов (1970) при рассмотрении вопроса образования кремнистых сланцев Кузнецкого Алатау пишет: «Органогенное происхождение кремнистых сланцев в последние годы стало подкрепляться находками кремнистых микроорганизмов, что, в какой-то мере, поколебало существующее предположение ряда исследователей о метасоматическом происхождении кремнистых сланцев, ... тесная связь кремнистых и вулканогенных продуктов свидетельствует об осаждении непосредственно вблизи вулканических очагов, ... кремнистые сланцы являются в основном химическими осадками коллоидального кремнезема», формировавшимися благодаря привнесу кремнезема на начальных этапах подводного вулканизма (не исключено, что часть кремнезема могла осаждаться кремнистыми организмами).

Для эдиакарских–раннекембрийских черных кремней блока Янцзы в Южном Китае в зависимости от формации предполагают различные механизмы образования. Для силицитов Лаобао в качестве преобладающего источника кремнезема установлена морская вода (Dong et al., 2015), для эдиакарских кремнистых конкреций формации Доушантуо (блок Янцзы), напротив, доминирующим источником кремнезема считают глинистые минералы (при участии органического вещества), а во вторую очередь – морскую воду (Shen et al., 2011; Gao et al., 2020). В работах (Chen et al., 2009; Wang et al., 2012) сделано предположение, что кремни в западной провинции Хунань в основном образовались из гидротермальных флюидов. В работе (Zang et al., 2020) ее авторы считают, что кремни Муянг формации Яньцзяхэ и Цзуньи формации Нютитанг образовались в результате замещения карбонатов и черных сланцев (источник – морская вода, обогащенная кремнеземом), а кремни Чуаньянпине формации Лучапо, напротив, могли образоваться в результате прямого химического осаждения из морской воды и/или гидротермальных флюидов. Образованию кремней, по мнению авторов, способствовала метастабильная окислительно-восстановительная зона, которая могла динамически возникать на шельфе и континентальном склоне на блоке Янцзы в раннем кембрии, что, вероятно, было аналогом современной зоны кислородного минимума, связанной с биологической активностью.

Исследования кремнистых пород черносланцевых формаций также имеет важное практическое значение. Богатые органическим веществом слоистые кремни Южно-Оманского соляного бассейна, сформированные на границе докембрия и кембрия, служат резервуарами углеводородов (Ramseyer et al., 2013). Нижнекембрийские черные сланцы Южного Китая (блок Янцзы) содержат богатые промышленные руды (никель, молибден, ванадий, баритовые, фосфоритовые), при этом генезис этих месторождений остается спорным. В основном – в

отношении источника рудообразующих элементов: морская вода/гидротермальные флюиды/минерализация, связанная с органическим веществом (Shi et al., 2020).

В разрезе иниканской свиты р. Юдома присутствуют протяженные прослои черных кремней – лидитов, генезис которых (в частности, источник кремнезема и способ его осаждения) до конца не выяснен. Также неясна их связь с окислительно-восстановительными зонами.

3.2. Краткое описание разреза

Породы **иниканской свиты** (C_{1-2in}) были изучены в обнажениях правого берега р. Юдома (коллекция собрана Калмыковым Г.А. в июле 2019 г.). В данной работе будут рассмотрены образцы из разрезов двух участков: Г13 и Г03..07 (рис. 3.3). Участок Г13 представляет собой нижнюю часть разреза и находится вблизи перехода к подстилающим отложениям пестроцветной свиты (C_{1ps}). Контакт с пестроцветной свитой в изучаемом обнажении не вскрыт, но ее породы появляются ниже по течению через зону тектонического нарушения с изменением элементов залегания и выраженную зоной дробления. Участок Г03..07 является верхней частью разреза. Далее отложения согласно перекрывают зеленовато-серые карбонатные породы чайской свиты (C_{2cs}).

Породы иниканской свиты в изученном обнажении представлены черными высокоуглеродистыми известняками, окремнелыми, часто доломитистыми, доломитами известковыми, мергелями (в том числе, доломитовыми), аргиллитами известковистыми и известковисто-доломитистыми, лидитами (черные силициты), а также породами смешанного состава (кремнисто-карбонатного и кремнисто-глинисто-карбонатного). Все породы обогащены органическим веществом (органический углерод от 0.22 до 17.05%, лидиты от 0.73 до 4.07% - *определено в настоящем исследовании* (табл. 3.1)) и имеют темную (до черного) окраску.

Таблица 3.1. Содержание органического углерода (масс %)

Образец	ТОС	Образец	ТОС	Образец	ТОС	Образец	ТОС	Образец	ТОС
G03-001	0.95	G03-014	4.60	G03-024	4.68	G05-034	1.98	G07-046	2.55
G03-002-1	4.60	G03-015	3.92	G03-025	1.52	G05-035	2.32	G07-047	0.20
G03-002-2	5.64	G03-016	1.25	G03-026	4.87	G05-036	1.66	G13-0	0.26
G03-003	0.83	G03-017	8.72	G03-027	2.37	G06-037	1.53	G13-4-1	0.31
G03-004	3.96	G03-018	0.73	G03-028	4.01	G06-038	0.05	G13-4-2	0.62
G03-005-1	4.07	G03-019	3.08	G03-029	0.74	G06-039	0.23	G13-05	0.22
G03-005-2	1.44	G03-020	3.03	G05-029-1	5.02	G06-040	0.03	G13-12	1.22
G03-006	3.82	G03-021	11.23	G05-029-2	2.19	G06-041	0.74	G13-13	4.07
G03-007	0.87	G03-022	1.02	G03-030	7.18	G06-042	1.90	G13-14	17.05
G03-011	5.72	G03-023-1	3.78	G05-031	2.03	G07-043	2.17	G13-17	4.14
G03-012	3.19	G03-023-2	3.12	G05-032	1.52	G07-044	0.43	G13-18	1.76
G03-013	1.17	G03-023-3	2.37	G05-033	1.67	G07-045	2.36	G13-19	2.65

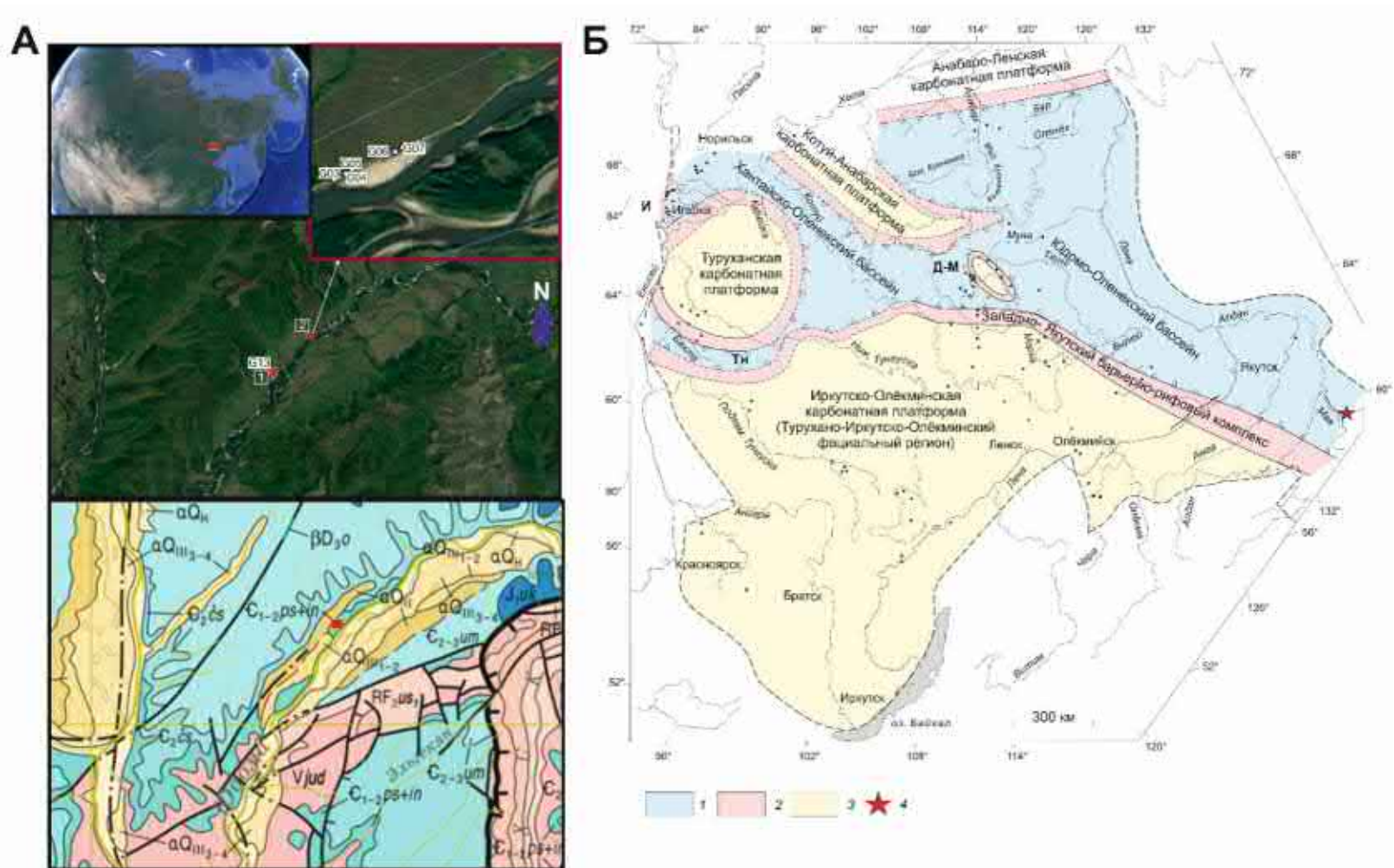


Рис. 3.3. Положение исследуемых разрезов иниканской свиты: *A* – современное, цифры обозначают номера участков (см. рис. 3.6-3.9), *B* – на фациально-палеогеографической схеме Сибирской платформы для ботомского–амгинского веков (Сухов и др., 2016); 1 – «голодный» (черносланцевый) бассейн; 2 – барьерно-рифовая окраина шельфа и связанные с ней зарифовые отмели и предрифовые склоны; 3 – внутренний закрытый шельф, или эвапоритовый бассейн; 4 – местоположение разреза (Меренкова и др., 2022)



Рис. 3.4. Взаимоотношение с подстилающими и перекрывающими отложениями:

1 – пестроцветная свита, 2 – иниканская свита (Г13), 3 – иниканская и чайская свиты.

Присутствуют структуры будинажа. Линзовидные блоки представлены известняками, в некоторых случаях – лидитами, в которые местами переходят по простирацию известняки замещения и смешанные породы. В верхней части разреза выделяется отличный от остальных слагающих свиту пород маркирующий малокуоноамский горизонт (рис. 3.9), представленный коричневато-серыми комковатыми, псевдобрекчиевидными известняками. В подошвенной и кровельной части – маломощные прослои аргиллитов и мергелей, содержания глинистого материала в известняках самого малокуоноамского горизонта незначительно. Поверхности напластования неровные, в нижней части присутствуют округлые стяжения неправильной формы.

Таким образом, в изучаемом разрезе выделены следующие литологические разности: известняки битуминозные, известняки доломитистые битуминозные, доломиты известковые, мергели, доломитовые мергели, аргиллиты (в том числе – известково-доломитистые), породы смешанного состава, лидиты.

Разрез куоноамской формации (иниканской свиты) на правом берегу р. Юдома ранее был разделен (снизу-вверх) на следующие пачки (Бахтуров и др., 1988; Кембрий .., 1972):

«1. Известняки коричневато-темно-серые до почти черных, ясно- и нечеткоплитчатые, сильноглинистые, нередко доломитовые, битуминозные, с частыми линзовидными и караваеобразными стяжениями мощностью до 15 см темносерых и черных плотных глинистых и сильноглинистых известняков. Породы значительно обогащены глауконитом и пиритом. Мощность 1.6 м.

2. Аргиллиты черные, оскольчато-сланцеватые, обогащенные органическим веществом. В подошве пачки наблюдается маломощный (до 5 см) прослой черного кремня, на 0.4 м выше залегают уплощенные (до 3 см мощностью) стяжения кремнистых известняков. В верхней части пачки отмечаются два линзовидных прослоя (до 30 см мощностью), сложенных известняками черными, крупно- и разнокристаллическими, битуминозными. Мощность 1.4 м.

3. Известняки черные и коричневато-черные, сильноглинистые, тонкоплитчатые и сланцеватые, плотные, при ударе слабо пахнут битумом, прослоями доломитистые, доломитовые и кремнистые. Мощность 5 м.

4. Аргиллиты черные и коричневато-черные, сланцеватые, обогащенные ОВ, часто кремнистые, переслаиваются с известняками черными, сильноглинистыми, переходящими иногда по простирацию в черные кремни. В средней части пачки отмечаются тонкочередующиеся сильноглинистые известняки, кремнистые и доломитистые их разновидности. Мощность 5.8 м.

5. Известняки черные и коричневатые-черные, микро-, тонкокристаллические, тонкоплитчатые, плотные, сильноглинистые, прослоями кремнистые, реже доломитистые и доломитовые, переслаивающиеся с известняками коричневатые-черными, глинистыми (мощность прослоев 5-10 см) и черными кремнями (0-15 см), прослои которых часто выклиниваются. В верхней части пачки количество прослоев кремней увеличивается. Мощность 2.8 м.

6. Известняки черные, сильноглинистые, сланцеватые, плотные, алевритисто-доломитистые и алевритисто-доломитовые. Мощность 3.8 м.

7. *Малокуонамский маркирующий горизонт.* Известняки светло-серые, серые и коричневатые-серые, тонкокристаллические, в верхней части биодетритовые, массивные и нечеткоплитчатые, комковатые. Мощность 0.8 м.

8. Известняки черные и коричневатые-черные, от тонкоплитчатых до листоватых, сильноглинистые, иногда доломитистые. Мощность 1.6 м».

Суммарная мощность разреза 22.8 м.

С определенными литологическими поправками и расхождениями по измеренным мощностям (в пределах 20 см), можно привести породы в следующее соответствие с изученными фрагментами этого разреза иниканской свиты. В обнажении на точке Г13 представлены пачки 1 и 2. Нижние ~60 см разреза обнажения участка Г03..07 соответствуют пачке 4. Далее по порядку (вверх по разрезу) следуют пачки 5-8. Таким образом, в данном исследовании не исследовались пачка 3 и большая часть пачки 4 из вышеописанных. Номера пачек нанесены на рисунки главы 3 и будут использоваться в дальнейшем для упрощения корреляции при последующем изучении другими исследователями.

Как упоминалось выше, в изучаемом обнажении присутствует малокуонамский маркирующий горизонт, который связывают с переходом к майскому ярусу при расчленении разрезов иниканской/куонамской свиты (например, (Коровников, Парфенова, 2021)). Аналогично, контакт с подстилающими породами пестроцветной свиты позволяет обозначить переход от атдабанского яруса к ботомскому и условно определить участок разреза Г13 иниканской свиты как формировавшийся в ботомском веке. На рис. 3.5 представлена схема корреляции разрезов кембрийских черносланцевых пород из (Коровников, 2023). В упомянутой работе показано стратиграфическое положение кембрийских пород с повышенным содержанием органического вещества на территории северного склона Алданской антеклизы, а также проведен анализ мощностей. Повышенные мощности иниканской свиты в приведенных скважинах относительно береговых обнажений бассейна рек Мая и Юдома автор связывает с тем, что эти породы накапливались в непосредственной близости с полосой органогенных построек (Сахайская органогенная полоса) в пределах подножия склона (Коровников, 2023).

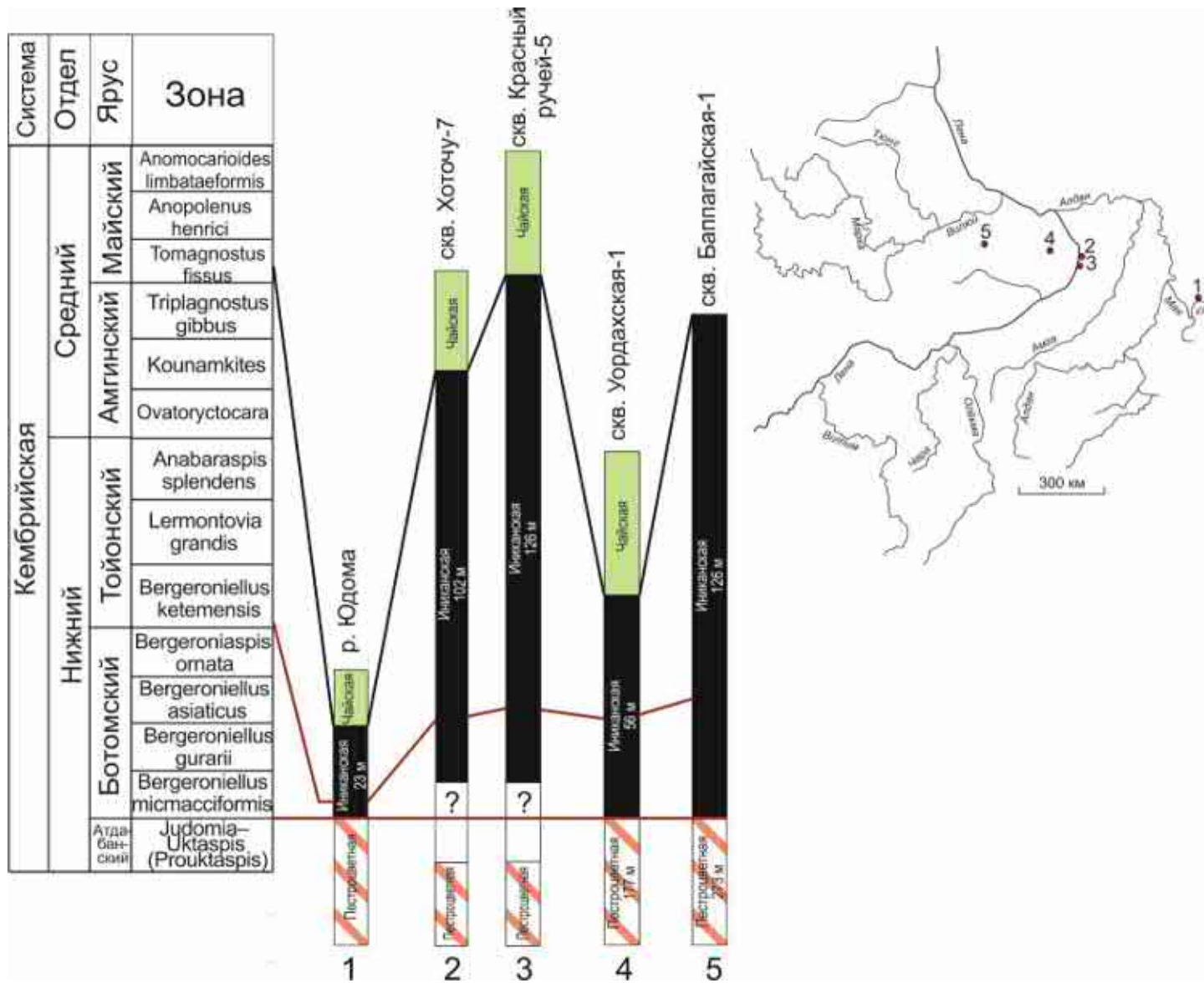


Рис. 3.5. Схема корреляции разрезов иниканской свиты северного склона Алданской антеклизы из (Коровников, 2023).

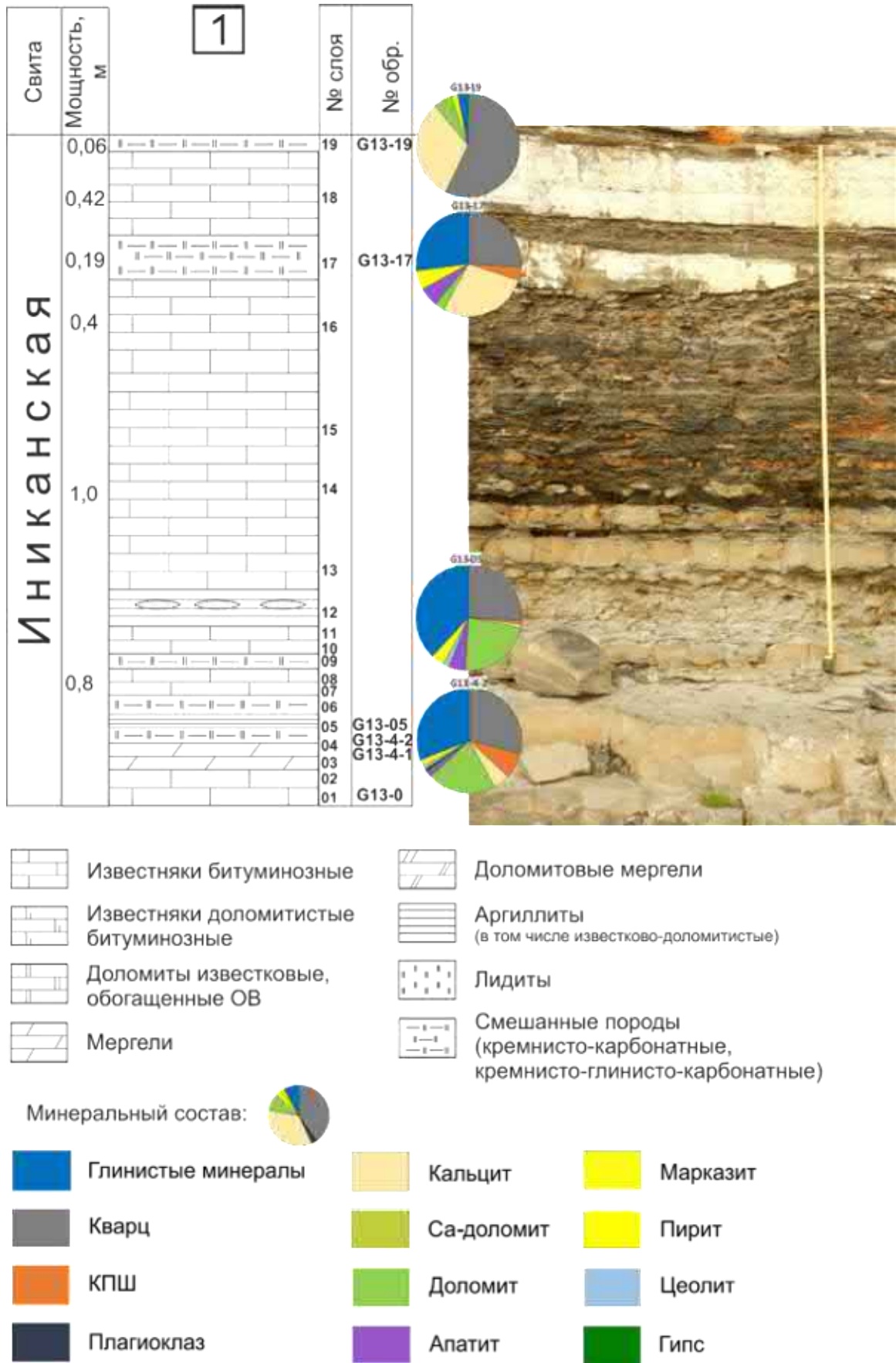


Рис. 3.6. Строение разреза иниканской свиты на участке Г13 (координаты: 59.400480 N, 135.438424 E).

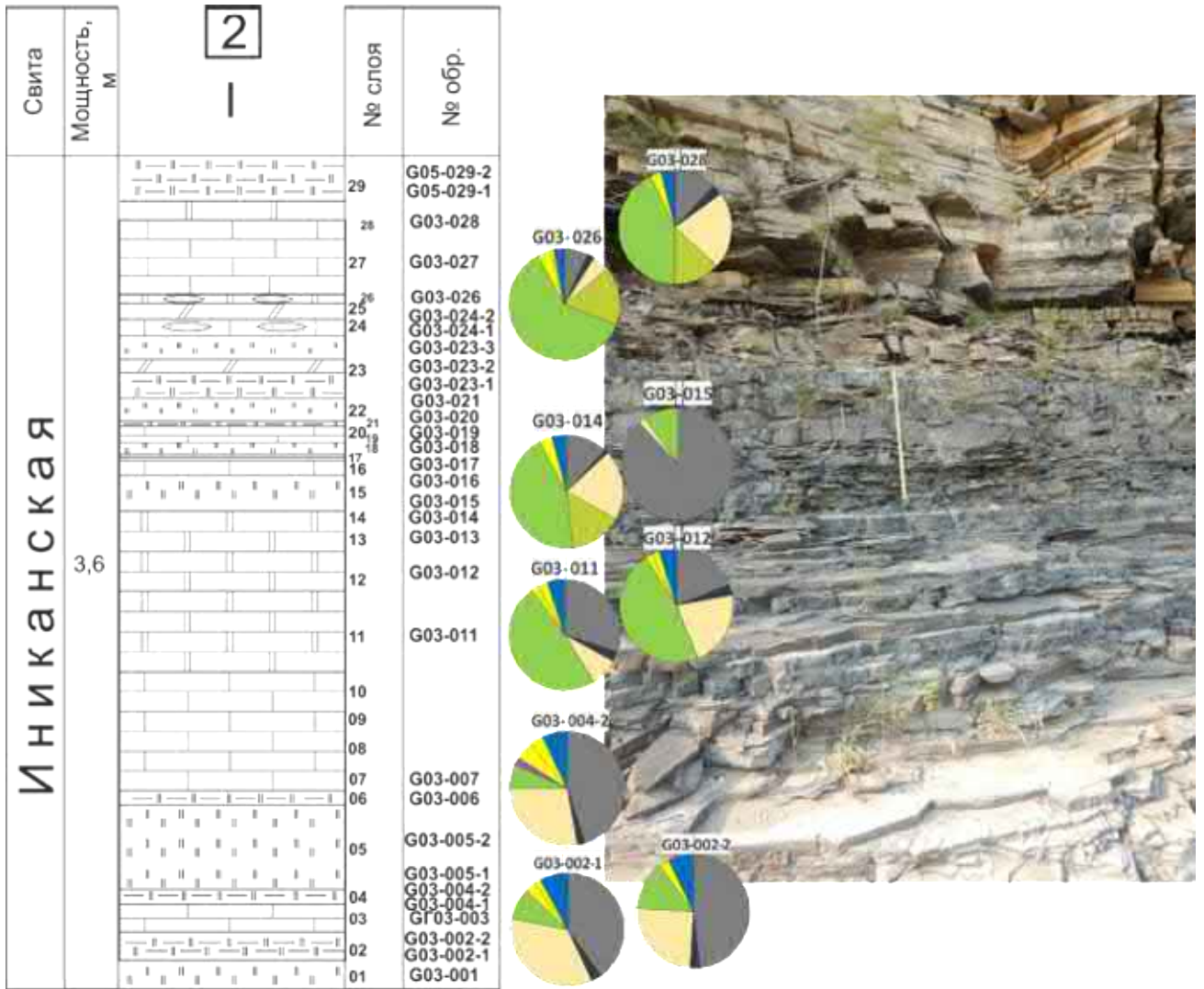


Рис. 3.7. Строение разреза иниканской свиты на участке Г03..07 (часть I). Части II и III последовательно и согласно залегают выше. Координаты: 59.442740 N, 135.515180 E.

Свита	Мощность, м	№ слоя	№ обр.
Иниканская	>2,5	36	
		35	G05-035
		34	G05-034
		33	G05-033
		32	G05-032
		31	G03-031
		30	G03-030
		1,5	

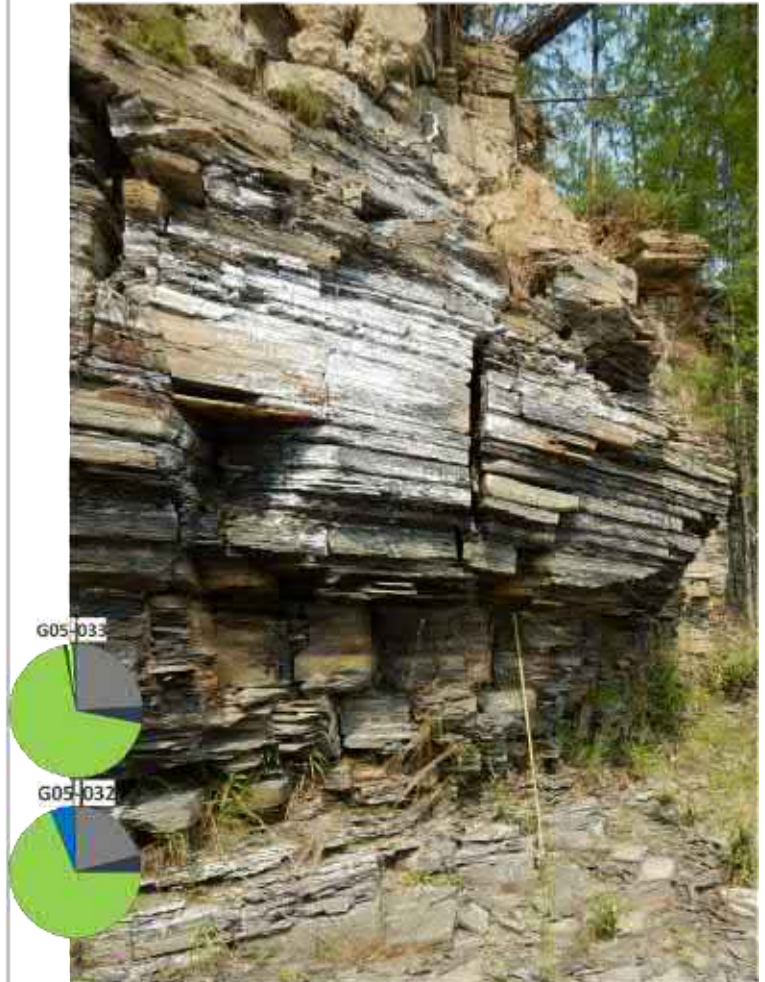


Рис. 3.8. Строение разреза иниканской свиты на участке Г03..07 (часть II).

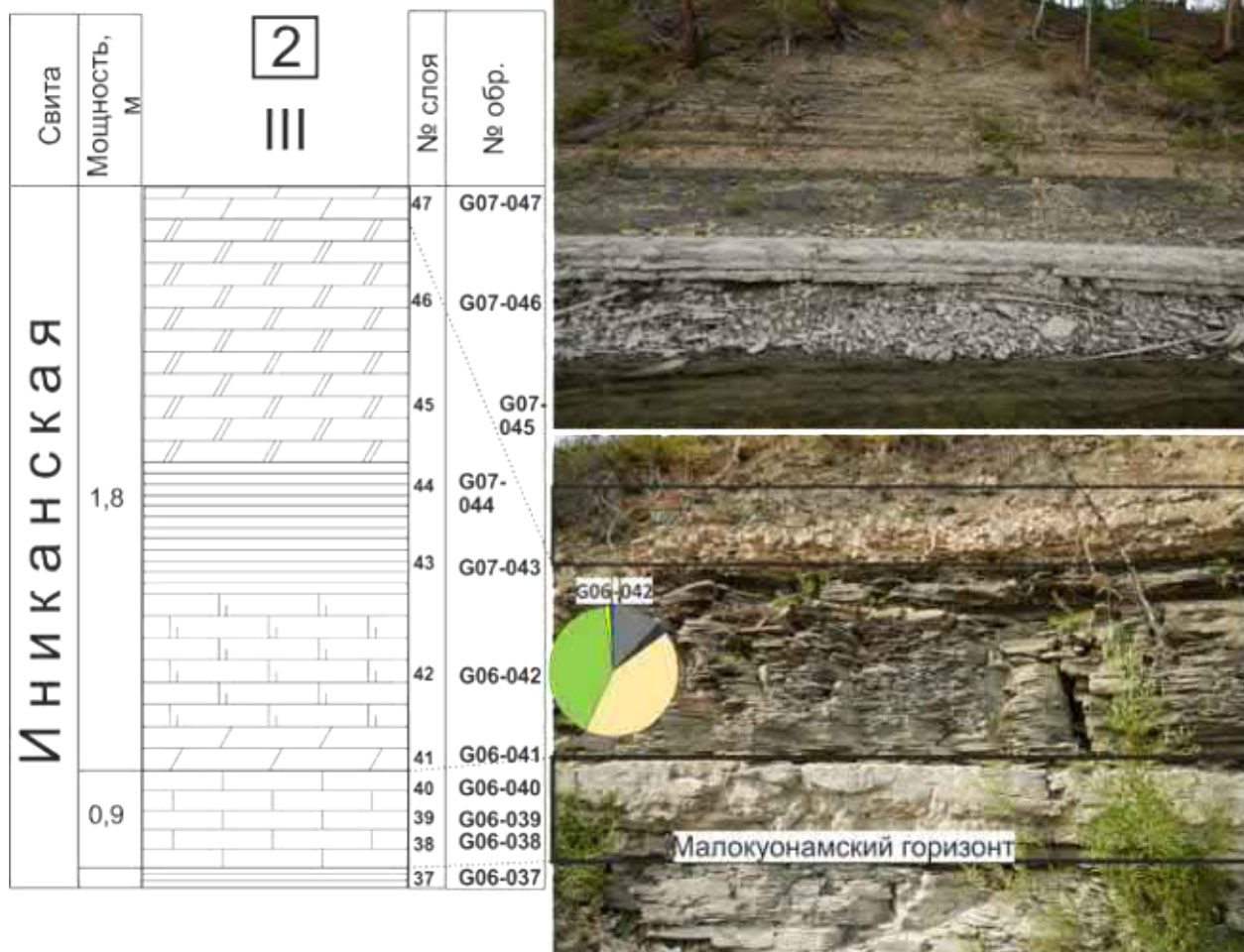


Рис. 3.9. Строение разреза иниканской свиты на участке Г03..07 (часть III).

3.3. Минералогические особенности

Все породы изученного разреза иниканской свиты содержат большое количество карбонатных минералов. Доломит встречается во всех литологических разностях – в том числе в лидитах (около 10%), представлен как ромбоэдрическими кристаллами, вокруг которых находятся сгустки органического вещества, так и в ассоциации с кальцитом (рис. 3.10).

«Чистые» аргиллиты в разрезах редки, в основном содержат большое количество карбонатов и кварца. Глинистые минералы представлены гидрослюдами, смешанослойными (слюда-сметит), смектитами. Встречаются обломки шпинели (рис. 3.11). Микролиты плагиоклаза отмечаются в породах и в виде обломков, возможно, туфового материала. Основная масса, которая вероятно состояла из пирокластического материала, на данный момент полностью замещена карбонатным веществом (рис. 3.12), кристаллы плагиоклаза имеют правильные угловатые очертания. Повсеместно в породах содержится пирит, в том числе фрамбоидальный (рис. 3.10, 3.12).

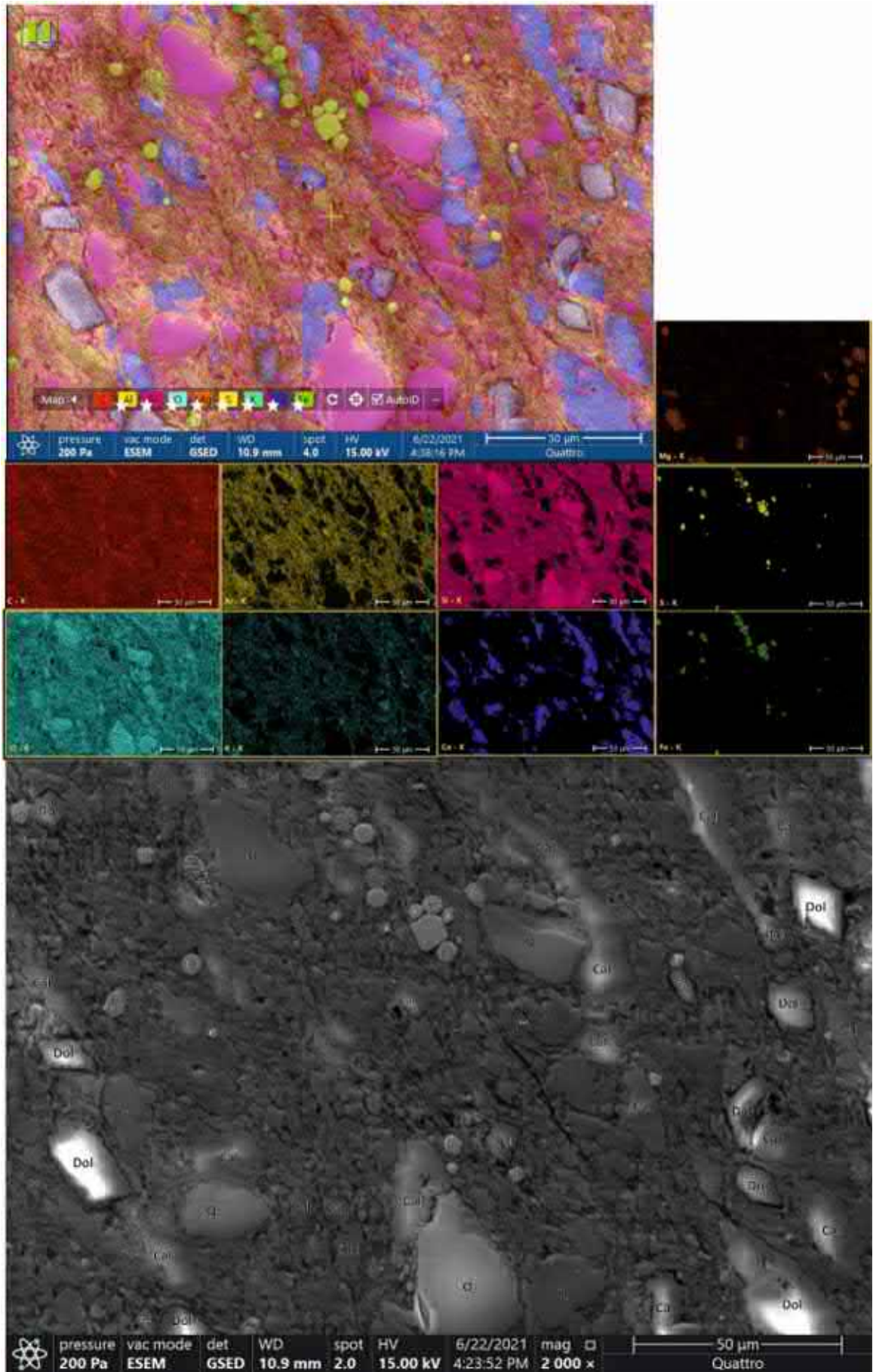


Рис. 3.10. SEM-фото и карты распределения элементов по поверхности аншлифа. Характерные крупные ромбоэдры доломита с черными сгустками ОБ.

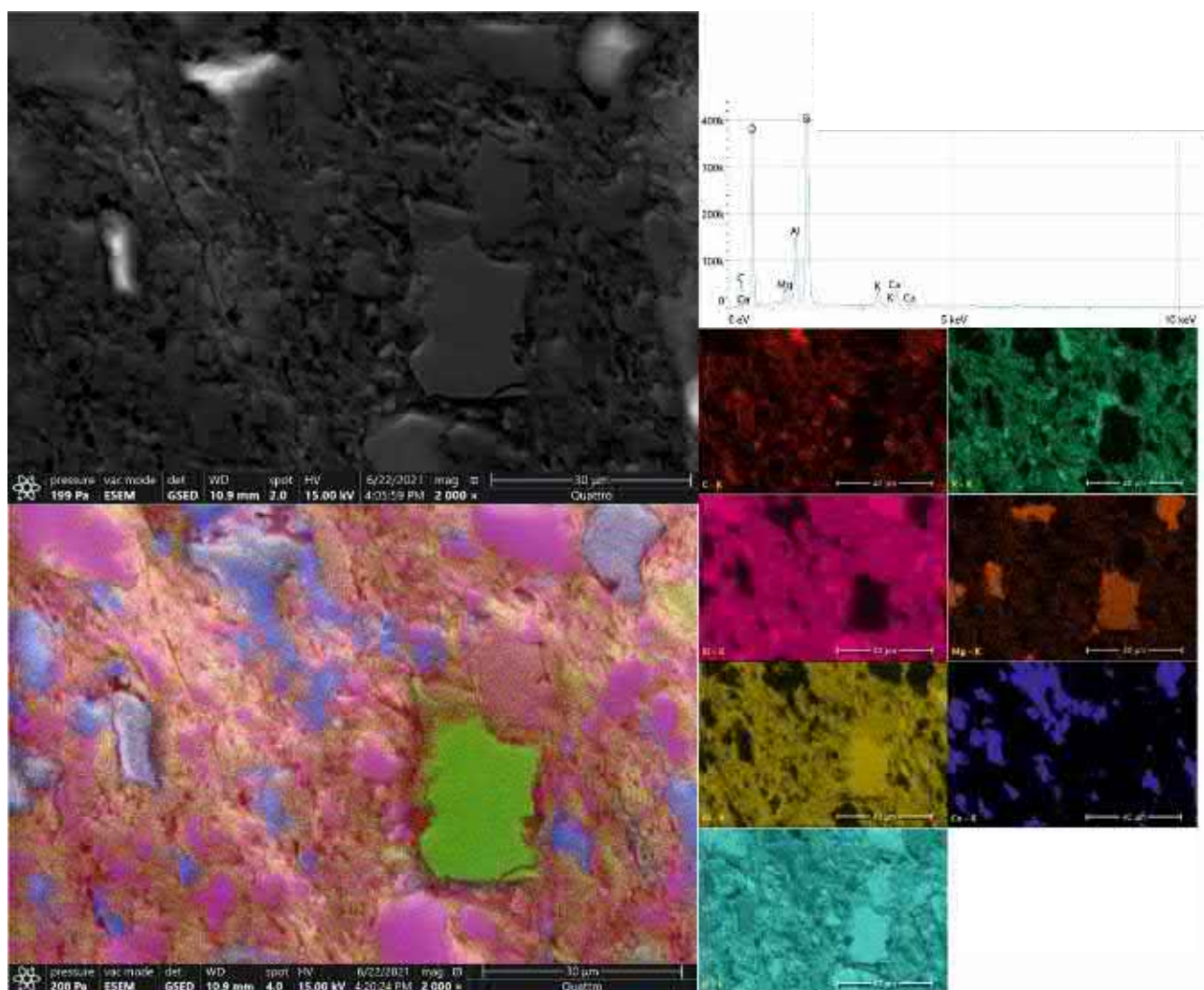


Рис. 3.11. SEM-фото и карты распределения элементов по поверхности аншлифа. Ярко-зеленый объект на сводной элементной карте – шпинель.

Фрамбоиды пирита, возможно, представляют более раннюю генерацию, осаждающуюся с участием H_2S в результате бактериальной сульфатредукции (Юрченко, 2017). В некоторых образцах отмечается марказит. Также характерно наличие барита и сфалерита в концентрациях ниже обнаружения рентгенофазовым анализом, но не редко встречающихся в аншлифах (рис. 3.12, 3.13, 3.14). Барит ассоциирован с сгустками органического вещества и фосфатами, замещающими органические остатки. Фосфаты представлены апатитом, содержание которого достигает 6%. Фосфатные минералы замещают органические остатки (рис. 3.13). Сфалерит выполняет микропрожилки (рис. 3.14).

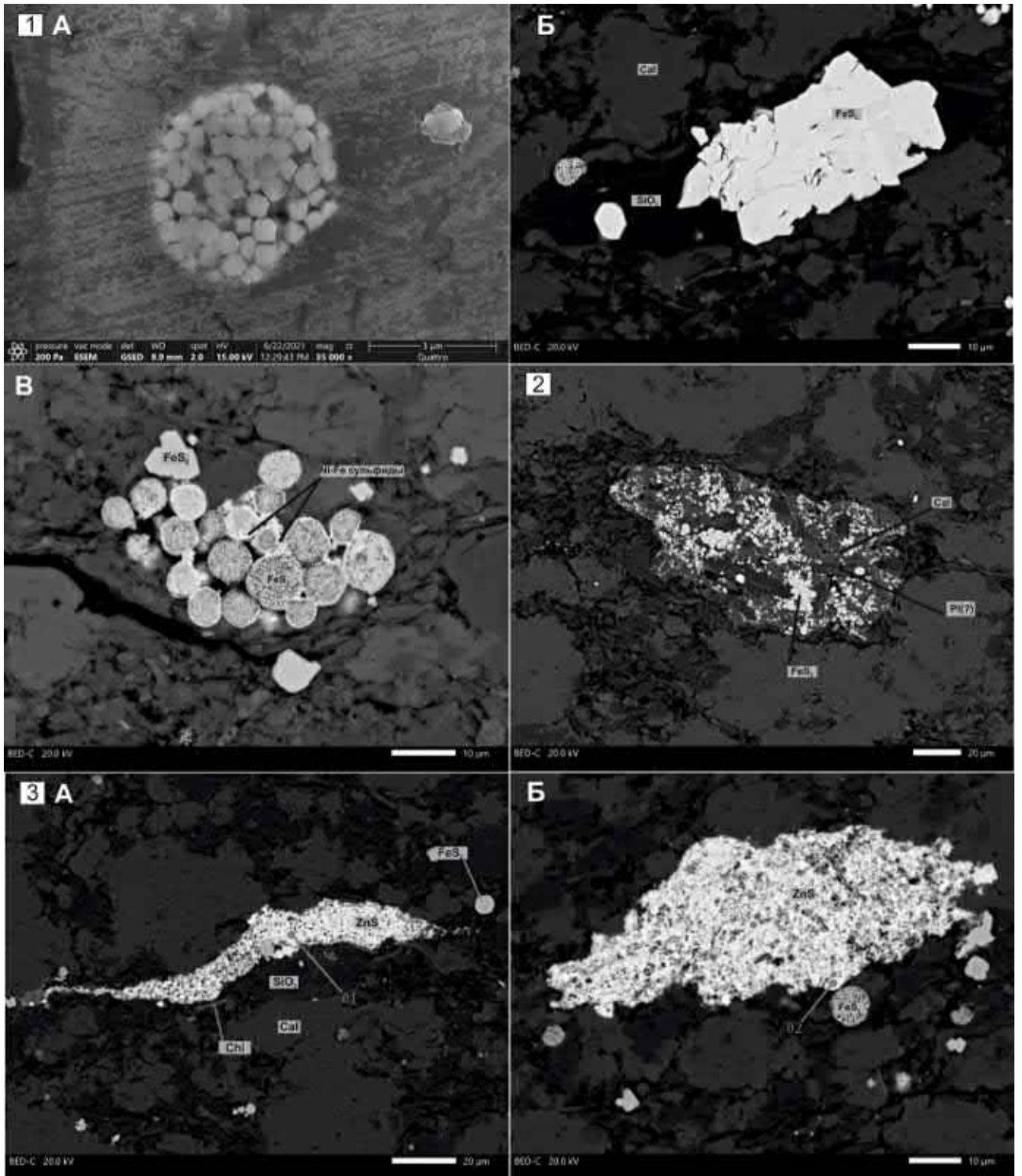


Рис. 3.12. Минералогические особенности пород. 1 – пирит: А – фрамбоидальный в литите, Б – пирит и кварц в породе смешанного состава, В – пирит и Ni-Fe сульфиды. 2 – туфовый материал. 3 – сфалерит в породе смешанного состава, цифрами отмечены точки микрозондового анализа.

Разложение органического вещества способствовало высвобождению ионов фосфата и цинка в поровую воду, что привело, по-видимому, к осаждению апатита и сфалерита. Барит также, вероятно, осаждался в микросредах частиц взвеси вследствие высвобождения при разложении ОВ микроорганизмами (Paytan, Griffith, 2007; Леин, Кравчишина, 2021).

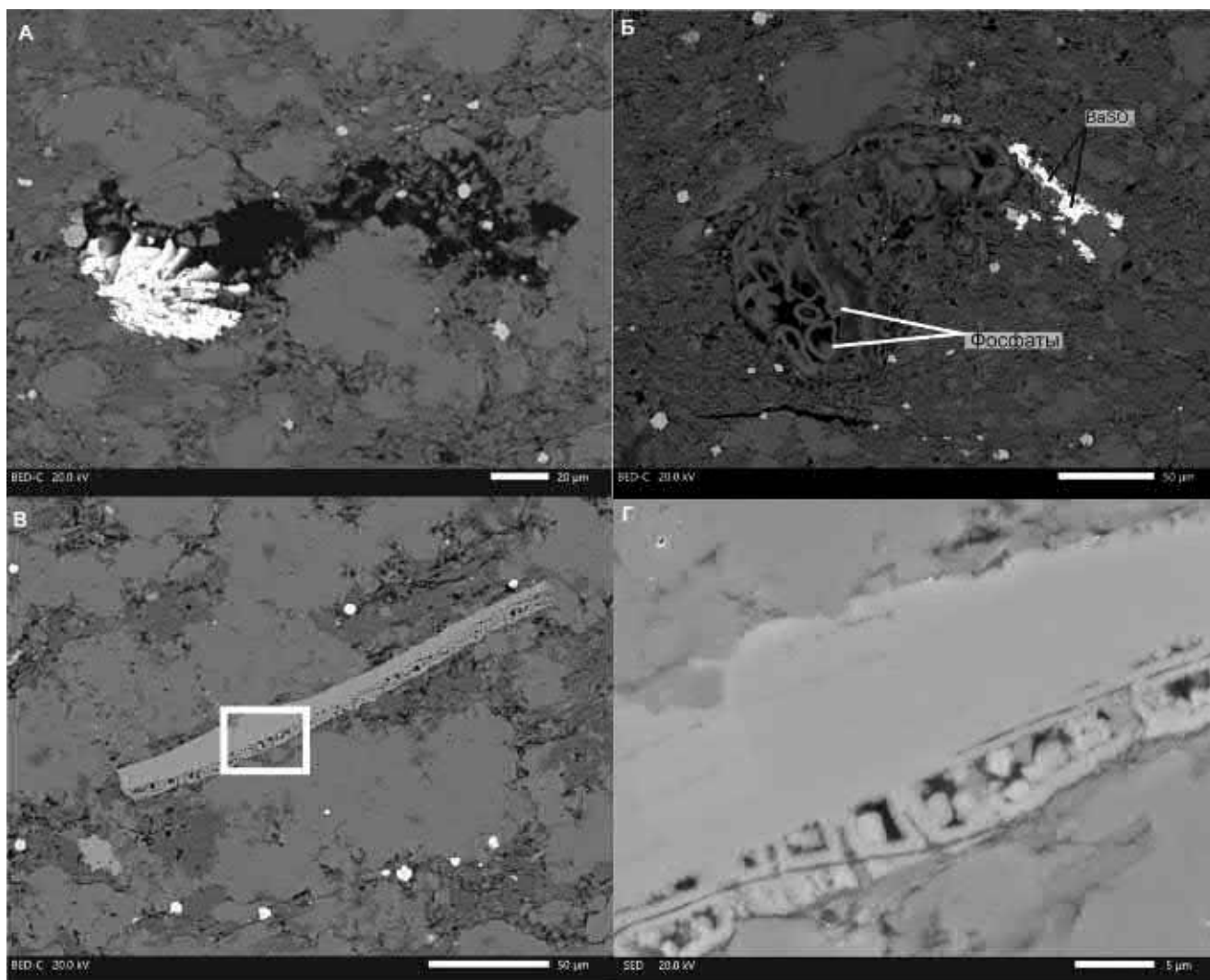


Рис. 3.13. Барит и апатит в породах иниканской свиты. А – барит, окруженный ОВ, Б – замещенные фосфатом органические остатки, окруженные ОВ, и барит. В, Г – водоросль (?), замещенная апатитом.

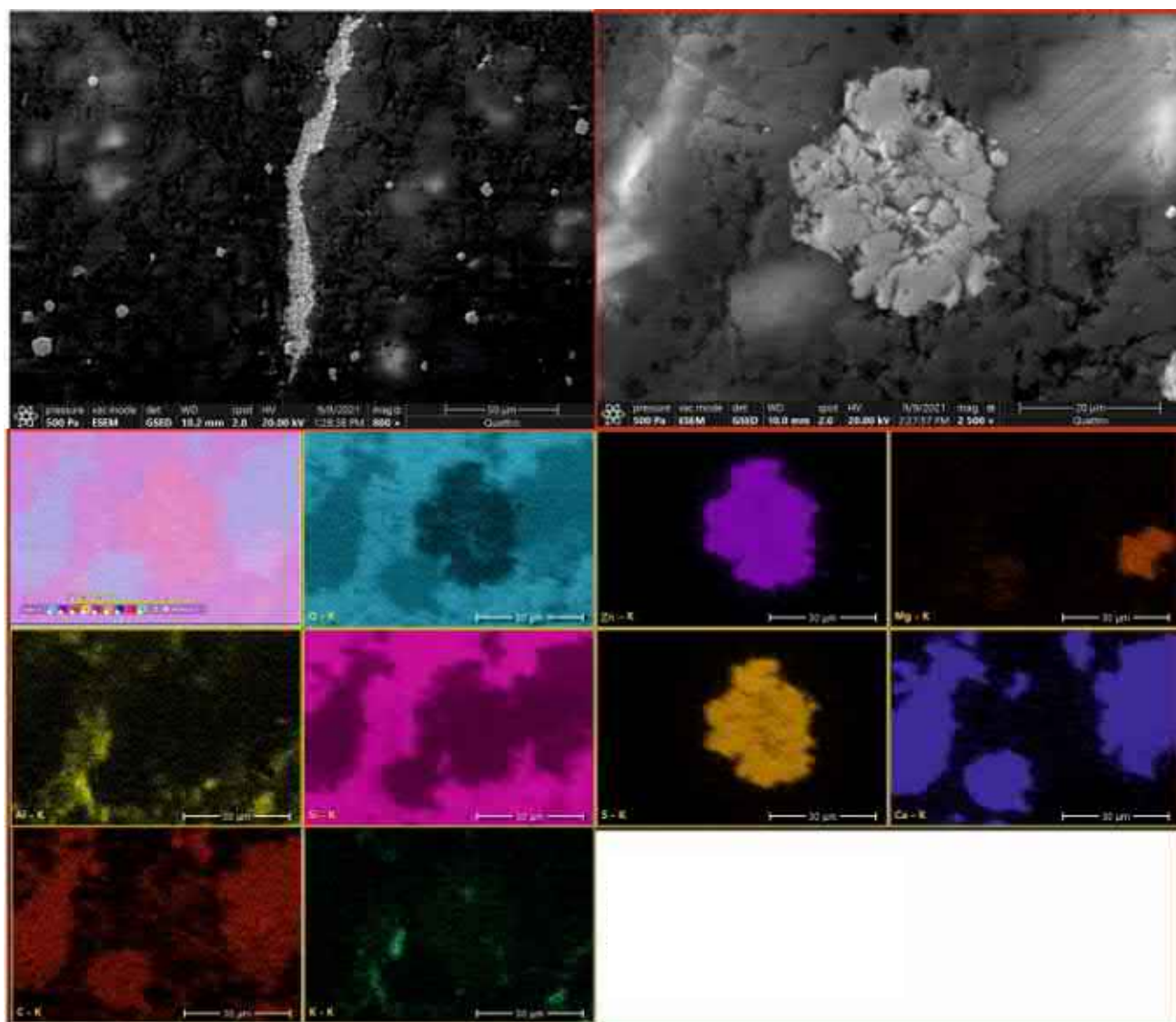


Рис.3.14. SEM-фото микропрожилок сфалерита и карты распределения элементов по поверхности аншлифа

При микроскопическом изучении кремнистых образований куонамской формации предыдущими исследователями (Бахтуров и др., 1988) выделены следующие разновидности: первая, где халцедон присутствует в виде «беспорядочно распределенных бесформенных, лапчатых и заливообразных форм»; вторая – в виде более крупных радиально-лучистых кристаллов, имеющих мелкоагрегатное строение, которые иногда расположены по слоистости породы и «представляют собой, вероятно, различные срезы перекристаллизованных спикул кремнистых губок. Встречаются и четко диагностируемые спикулы, иногда хорошей сохранности» (Бахтуров и др., 1988).

По результатам микроскопического изучения образцов, отобранных из интервалов разреза, представленных лидитами, Е.В. Карповой выделены литологические типы, отличающиеся составом, структурой, а также наличием органогенных остатков или их реликтов:

«1. Литотип силицит (образцы № G03-001, G03-023-3, рис. 3.15, А) – глобулярно-колломорфная структура, опал-кристобалитовый состав, местами микрокристаллический кристобалит-халцедоновый, слабоглинистый (5%), с неотчетливой горизонтально-линзовидной слоистостью, с редкими спикулами губок и реликтами раковин радиолярий (?); пиритизированный; вторично карбонатизированный (5–7%).

2. Литотип спикулит (образец № G03-005-1, рис. 3.15, Б) – кварц-халцедоновый, неслоистый, с поровым (20–30%) халцедон-кристобалитовым цементом-заполнителем; с фосфатными микроконкрециями (5–7%) и единичными раковинами остракод и радиолярий (?); неравномерно пиритизированный (<5%); вторично известковистый (10%); трещиноватый.

3. Литотип известняк замещения (образцы № G03-005-2, G05-029-2, рис. 3.15, В) – тонкокристаллический, с реликтами первичной кероген-кремневой породы, тонко горизонтально- и линзовиднослоистый, ритмичного строения, с небольшой примесью (1%) алевроито-тонкопесчаных неокатанных зерен кварца, слюды и полевых шпатов; с единичными спикулами губок (в образце № G05-029-2 замещенных кальцитом), пиритизированный по слойкам, с микростилолитами, насыщенными ОВ (в образце № G05-029-2).

4. Литотип известково-глинисто-кремневая порода (образцы № G03-015, G03-018, рис. 3.15, Г) – микрито-пелито-колломорфная структура, участками микрокристаллическая, тонко горизонтально- и линзовиднослоистая, с редкими спикулами, радиоляриями (?) и сферами, вторично известковистая (7%) и слабодоломитистая (5%), пиритизированная. Основная масса породы имеет колломорфную структуру, часто преобладающую в микролинзочках, – аморфные и слабоокристаллизованные кремневые и фосфатные минералы, между которыми определяется пелитовая структура, выраженная мельчайшими чешуйчатыми и хлопьевидными агрегатами глинистых минералов размером <0.005 мм. Именно такие прослои пропитаны ОВ и имеют бурый цвет. Они чередуются с бесцветными микролинзочками и микрослойками с микрокристаллической структурой халцедона-кварца. Агрегаты кремневых минералов в таких слойках часто имеют округлую форму с диаметром 0.02–0.04 мм. Возможно, такая форма обусловлена замещением остатков бактериальной природы. Редко встречаются микролинзочки с превалированием микритовой структуры, представленной кальцитом» (Меренкова и др., 2022).

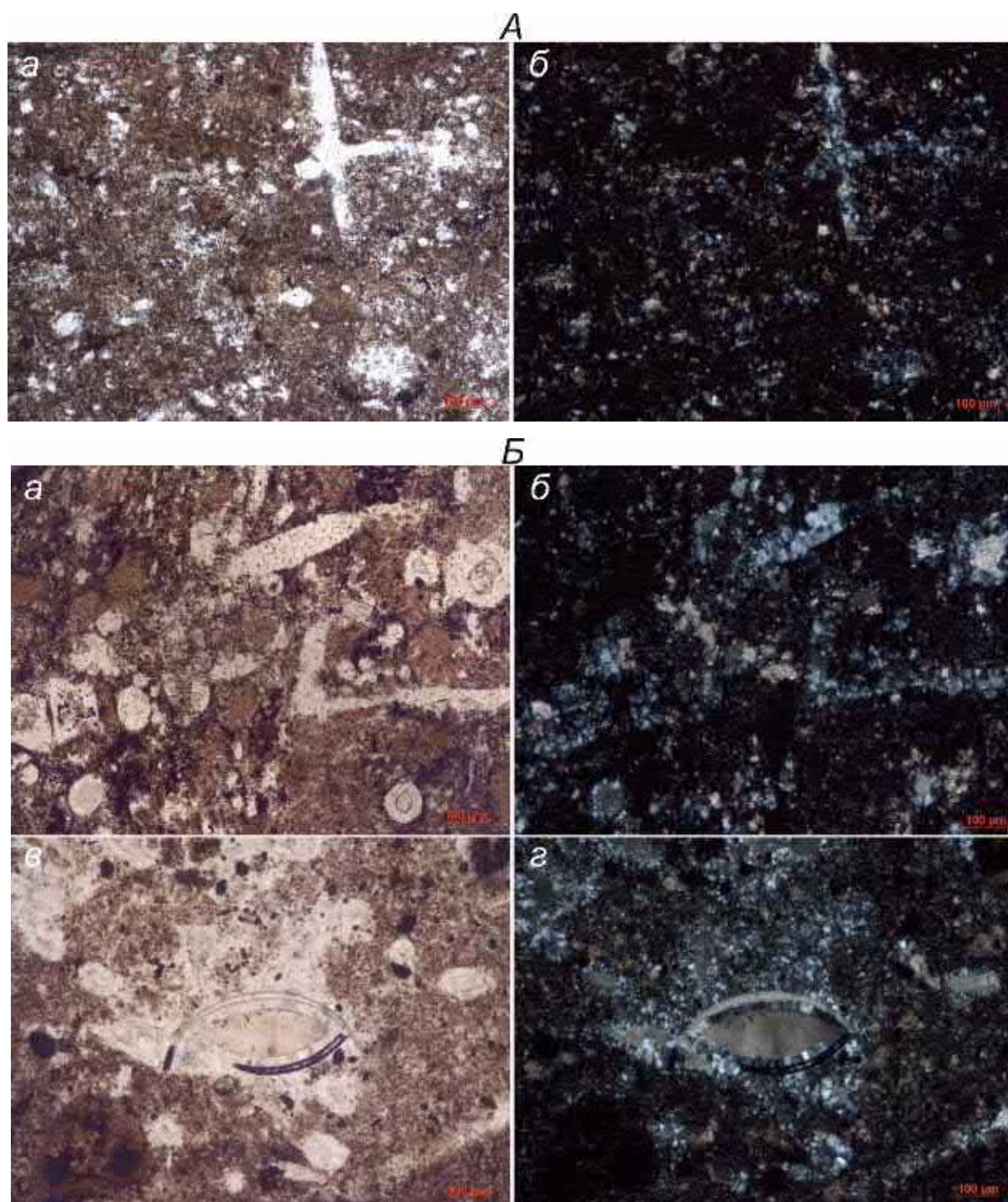


Рис. 3.15. Микрофотографии литотипов: *А* – литотип 1 (шлиф G_03_023_3), *а* – николи параллельны, *б* – николи скрещены; увеличение 100. Силицит существенно опалового состава, с редкими спикулами губок и реликтами раковин радиолярий (?), вторично карбонатизированный (5–7%), пиритизированный; *Б* – литотип 2 (шлиф G_03_005_01), *а, в* – николи параллельны, *б, г* – николи скрещены; увеличение 100, *а, б* – спикулит кварц-халцедоновый с фосфатными микроконкрециями, вторично неравномерно известковистый (3–10%); *в, г* – раковина остракоды? (брахиоподы?) с замещенными халцедоном стенками и монокристаллическим кальцитовым выполнением. *Фото Е.В. Карновой.*

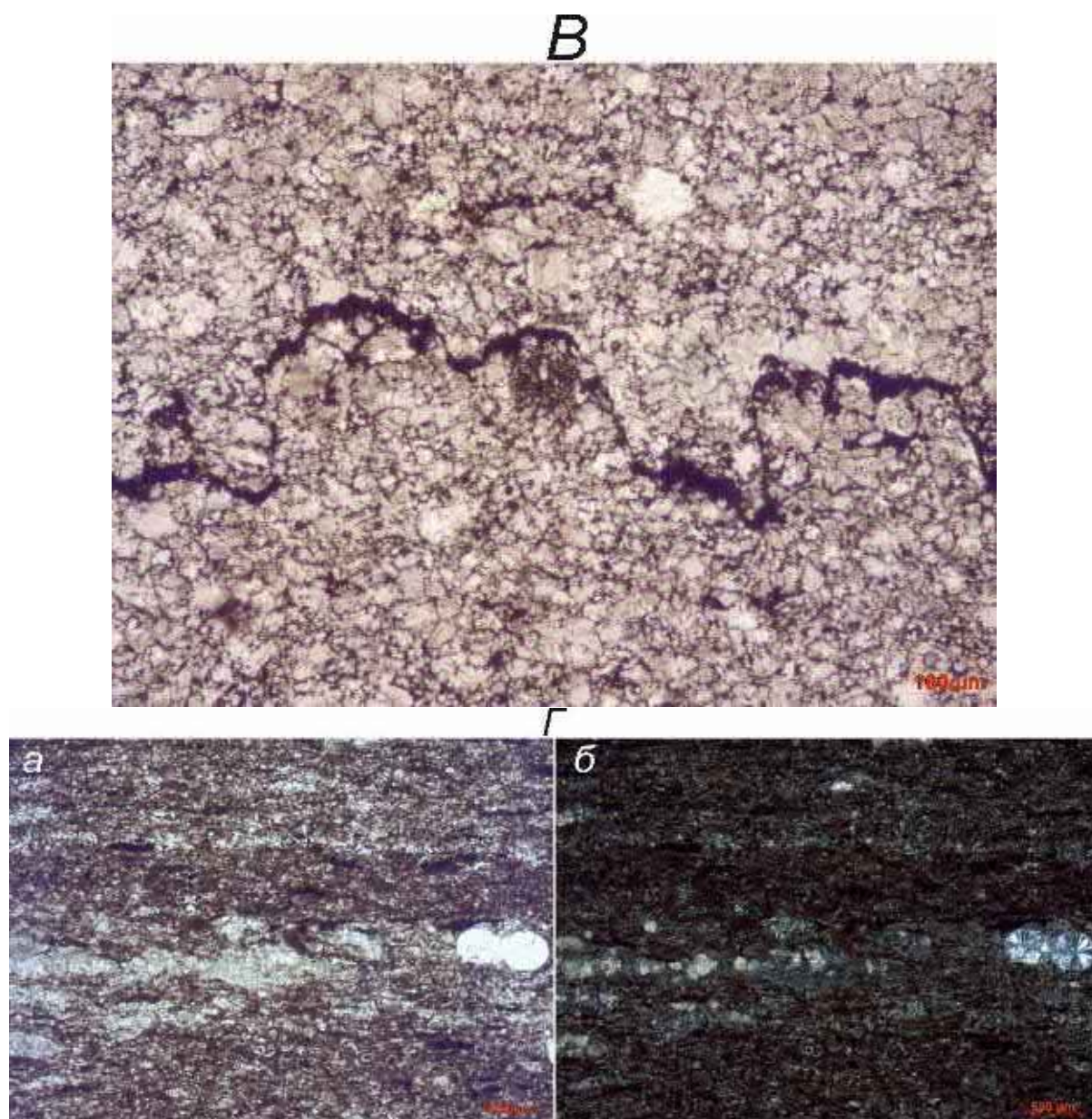


Рис. 3.15. Микрофотографии литотипов: *B* – литотип 3 (шлиф G_05_029_2), николи параллельны, увеличение 100. Известняк замещения микро-тонкокристаллический, пиритизированный, с микростилолитами, насыщенными ОВ; *Г* – литотип 4 (шлиф G_03_018), *a* – николи параллельны, *б* – николи скрещены; увеличение 25. Известково-глинисто-кремневая порода, с редкими спикулами, радиоляриями (?) и сферами, вторично известковистая (7%) и слабодоломитистая (5%), пиритизированная. *Фото Е.В. Карповой*

3.4. Геохимические особенности

Главные петрогенные оксиды и микроэлементный состав. Содержание петрогенных оксидов (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , MnO , K_2O , CaO , Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 , масс. %) и микроэлементный состав приведены в Приложении (табл. 2, 3). Изменения по разрезу нормализованных на стандарт содержаний отдельных элементов приведены на рис. 3.16.1, 3.16.2).

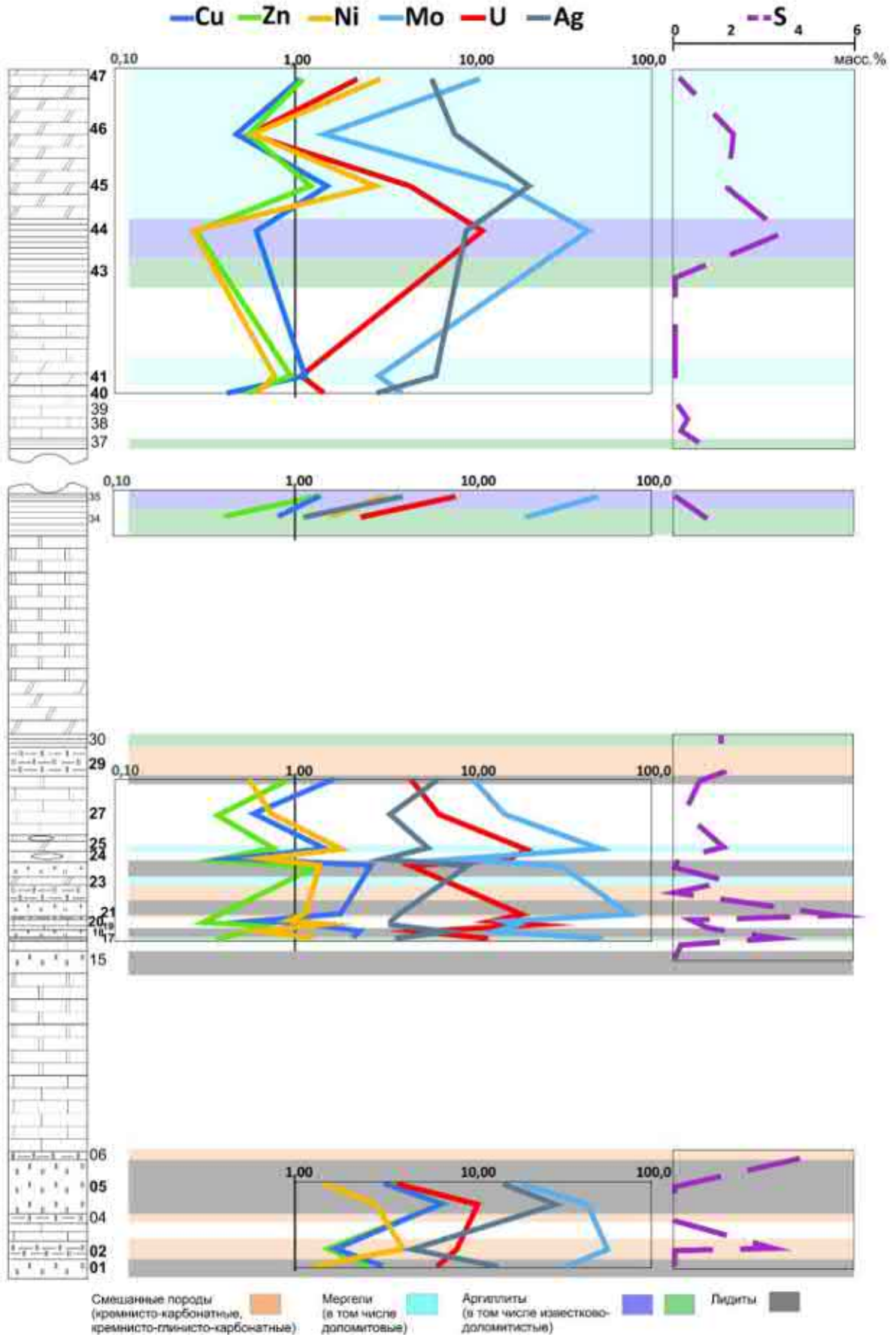


Рис. 3.16.1. Элементный состав, нормированный на стандарт для каждого типа пород (Cu, Zn, Ni, Mo, U, Ag), содержание серы (масс. %, не нормализовано). Обнажение Г03-07.

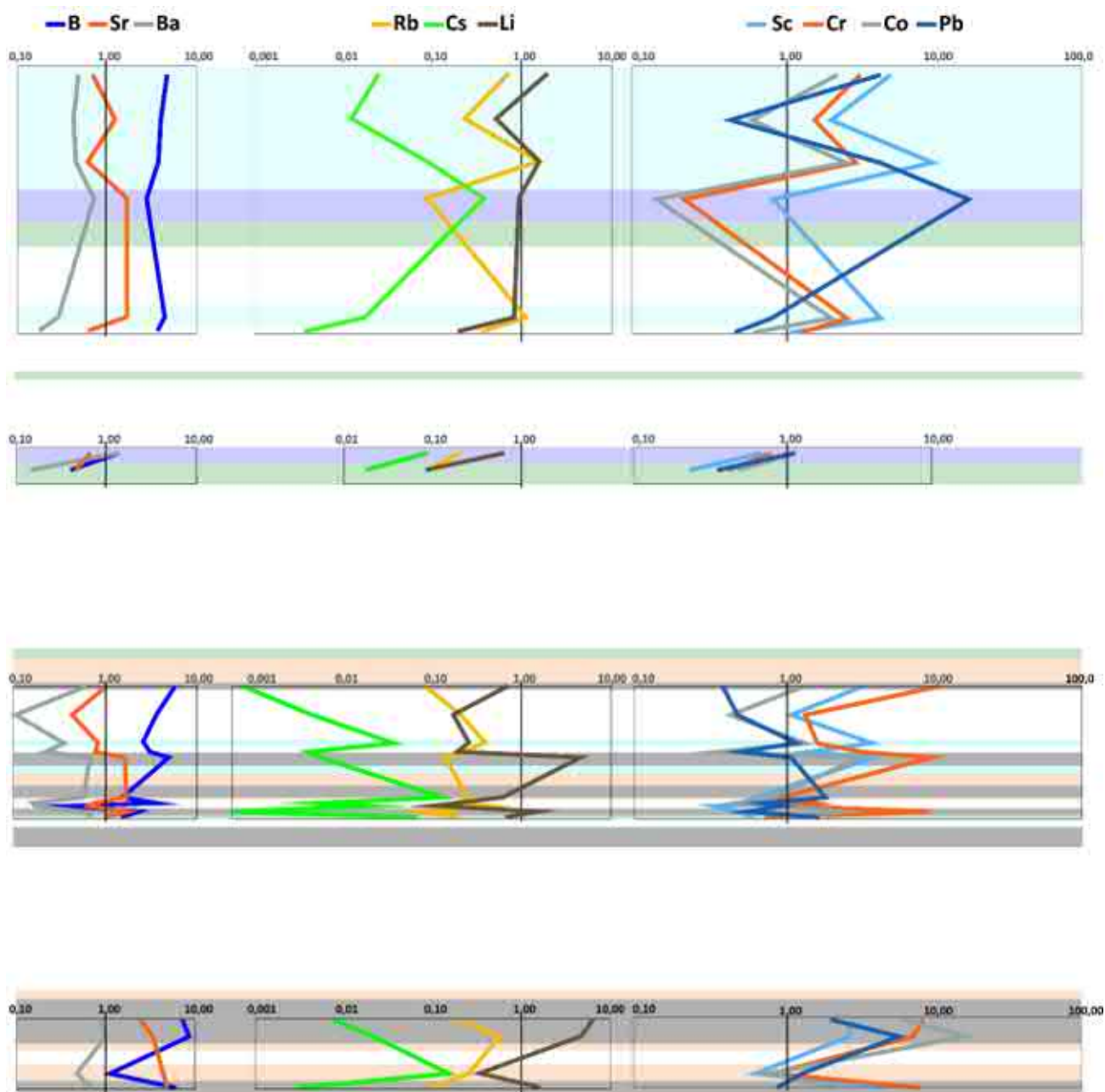


Рис. 3.16.2. Элементный состав, нормированный на стандарт для каждого типа пород (B, Sr, Ba, Rb, Cs, Li Sc, Cr, Co, Pb). Обнажение Г03-07.

В связи с тем, что международный стандарт PAAS (Taylor, McLennan, 1985) не содержит в себе информацию о всех приведенных в данной работе элементах, за основу при определении обогащения/обеднения элементами взяты кларки по Н.А. Григорьеву (2009). Использовано три типа стандартов: глины и глинистые сланцы, карбонатные породы, силициты, по которым нормализованы аргиллиты и смешанные породы, известняки, доломиты и мергели, лидиты соответственно. Значения кларков (Григорьев, 2009) и PAAS (Taylor, McLennan, 1985) также приведены в Приложении (табл. 3).

Для всех проанализированных литологических разностей (известняки, доломиты, мергели, аргиллиты, смешанные породы, лидиты) характерно обогащение B, Ni, Mo (до 76 раз),

Ag (до 29 раз), Sb (в среднем – в 8 раз, в образце G03-024(2) – 190 раз), U (до 22 раз) и обеднение Cs, Ba, Rb, Y, Th. Также для терригенных и смешанных пород характерно незначительное обогащение Sr, Pb, Tl, для карбонатных – Cr, Tl, лидитов – Sc, Cr, Zn, Li.

Содержание цинка и его вариации (особенно в смешанных породах с высокой долей карбонатов), по-видимому, связаны с вышеописанным нахождением сфалерита, который мог формироваться из цинка карбонатов, т.к. Zn, как и Pb, активно ими сорбируется (Zn и Pb могут изоморфно замещать в них Ca и Mg). Бор в осадочных породах, как правило, связан с глинистой фазой (за исключением случаев присутствия турмалина в грубой фракции), а сорбция бора на глинах растет при повышении pH среды (Юдович, Кетрис, 2011). Некоторая часть В может присутствовать в поглощенном комплексе Fe-Mn оксидов и апатита, а в черных сланцах возможно повышение концентраций за счет того, что сапропелевое ОВ обогащено бором – первично-биогенная фракция В (Юдович, Кетрис, 1988, 2011). Для Ni и Mo тоже возможно биоосаждение.

Геохимия стабильных изотопов карбонатов ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$). Величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ в отдельных образцах приведены на рис. 3.17. Проанализирован изотопный состав карбонатов смешанных пород, доломитов, известняка и лидита. Проанализированные породы обеднены $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, (от -3.17‰ до 1.02‰) и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ (от -22.38‰ до -4.66‰). Наиболее обогащен (относительно других) образец известкового доломита, отобранный из малокуонамского маркирующего горизонта.

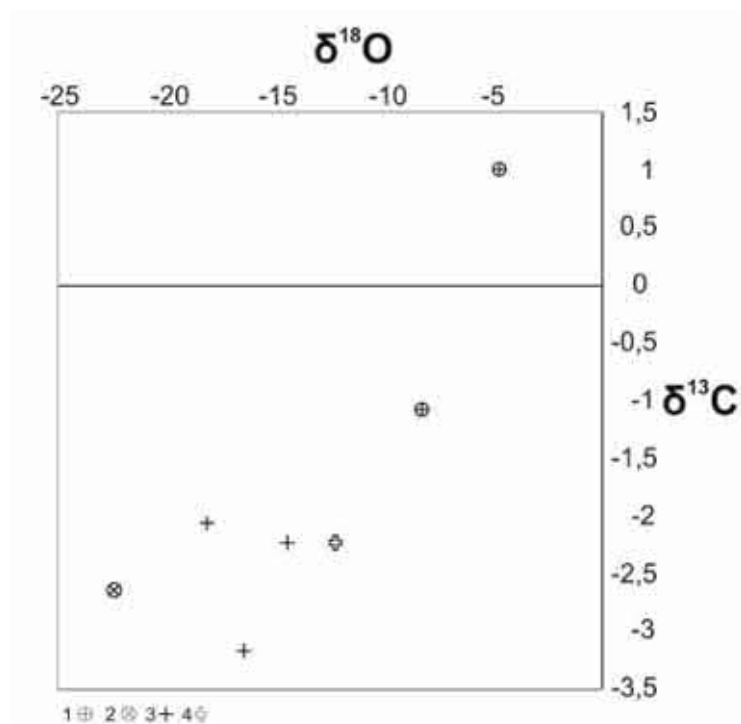


Рис. 3.17. Изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов из: 1 – доломитов (G05-32, G06-42), 2 – известняка (G016-2 (обнажение ниже по течению)), 3 – пород смешанного состава (G03-002-2, G13-17, G016-1 (обнажение ниже по течению)), 4 – лидита (G03-15, ближе к породам смешанного состава).

Изотопные значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ от -22.4‰ до -14.5‰ свидетельствуют о катагенетических преобразованиях пород под действием высокотемпературных флюидов (Юрченко, 2014; Yurchenko et al., 2021).

3.5. Палеогеографическая интерпретация

3.5.1. Редокс обстановки

Для разделения палеоредокс-условий часто используется следующая окислительно-восстановительная градация (Tyson, Pearson, 1991; Tribovillard et al., 2006): окисительные, субокисительные, аноксигенные. Аноксигенные условия могут быть несльфидными или сульфидными; в последнем случае их называют эксинными – они характеризуются наличием сероводорода в водной толще, который является побочным продуктом катаболизма сульфатредуцирующих бактерий. Эксинные условия обычно характерны для полузамкнутых бассейнов (Черное море). Субокисительные условия характеризуются чрезвычайно низкими, но, как правило, ненулевыми концентрациями кислорода в толще воды, а присутствие H_2S ограничивается поровыми водами ниже границы «вода-осадок», но могут возникнуть переходные условия, когда первое появление H_2S совпадает с границей раздела отложений и воды.

Mo, Ag, U являются редокс-чувствительными металлами (*redox-sensitive trace metals (RSTMs)*), обогащающими отложения в восстановительных условиях. Для отложений инниканской свиты наименьшие содержания Mo характерны для нижней части разреза вблизи предполагаемого контакта с пестроцветной свитой (точка отбора Г13, 1.8–2.4 ppm) и пород вблизи малокуонамского маркирующего горизонта (4.6–6.2 ppm).

Уран преимущественно накапливается в отложениях, сформировавшихся под низкокислородными и бескислородными (как сульфидными, так и железистыми, в отличие от Mo) водными массами (Anderson et al., 1989; Klinkhammer, Palmer, 1991; Dunk et al., 2002; Partin et al., 2013). Скорость удаления урана из бескислородных донных вод в бескислородные отложения, по-видимому, напрямую зависит от концентрации растворенного урана (Barnes and Cochran, 1993; Zheng et al., 2002). Это позволило исследователям (Partin et al., 2013) предположить, что содержание урана в бескислородных отложениях (U_{sed}) отражает — в первом приближении — концентрации растворенного морского урана (U_{sw}), нормированные на поток органического вещества (Algeo, Lyons, 2006).

Используя уран-молибденовый состав и схему (Algeo, Tribovillard, 2009; Tribovillard et al., 2012, также см. главу 2 диссертации) для черных сланцев инниканской свиты (рис. 3.18, 3.19), можно сделать вывод о преобладании аноксигенных условий с периодами возникновения как эксинных, так и субокисительных условий.

Примечательно, что в области эвксинных обстановок лежат лидиты (нижняя часть разреза в точке G03: G03-001, G03-005-1, G03-18). Субоксическим условиям отвечают те же породы, которые характеризовались выше как содержащие наименьшее количество Mo. Можно сделать предположение, что накопление лидитов соответствовало пику развития аноксии в бассейне (вплоть до эвксинных условий). Выше было показано, что источник кремнёвого материала лидитов биогенный (скелеты радиолярий, спикулы губок). Это не противоречит выше высказанному предположению. Так, Ф.Г. Гурари с соавторами (1984) отмечают, что в периоды освобождения отдельных участков дна от эвксинии [*справедливо и для аноксии*] они моментально заселялись видами наиболее мобильными и толерантными к недостатку кислорода, но при повторном наступлении сероводородных условий погибали почти мгновенно. Эти периоды заселения дна были сравнительно короткими (тысячи лет), а интервалы, их разделявшие, длились миллионы лет.

Более поздние (Dahl et al., 2019) исследования кембрийских черных сланцев путем анализа сверхвысокого разрешения (рентгенофлуоресцентный, в отдельных случаях с применением многоколлекторной масс-спектрометрии (MC-ICP-MS) и лазерной абляции ICP-MS) подтвердили гипотезу Ф.Г. Гурари с соавторами (1984) на фактическом материале квасцово-сланцевой формации (Alum Shale) южной Скандинавии. Исследователями установлено, что бескислородные условия придонной воды, часто с присутствием сероводорода, могли прерываться краткими кислородными событиями продолжительностью 600–3000 лет, что соответствует стратиграфической толщине 1–5 мм. Фауна, состоявшая из условно-патогенных видов, адаптированных к среде с низким содержанием кислорода, вторгалась, когда условия позволяли вести аэробный образ жизни на морском дне.

Доля урана аутигенного (U_a) является индикатором редокс-обстановок в придонном слое вод (Wignall, Myers, 1988; Wignall, 1994). Значения аутигенного урана (рис. 3.18, Приложение табл.2) указывают на преобладание аноксических и эвксинных обстановок, с редкими субоксическими.

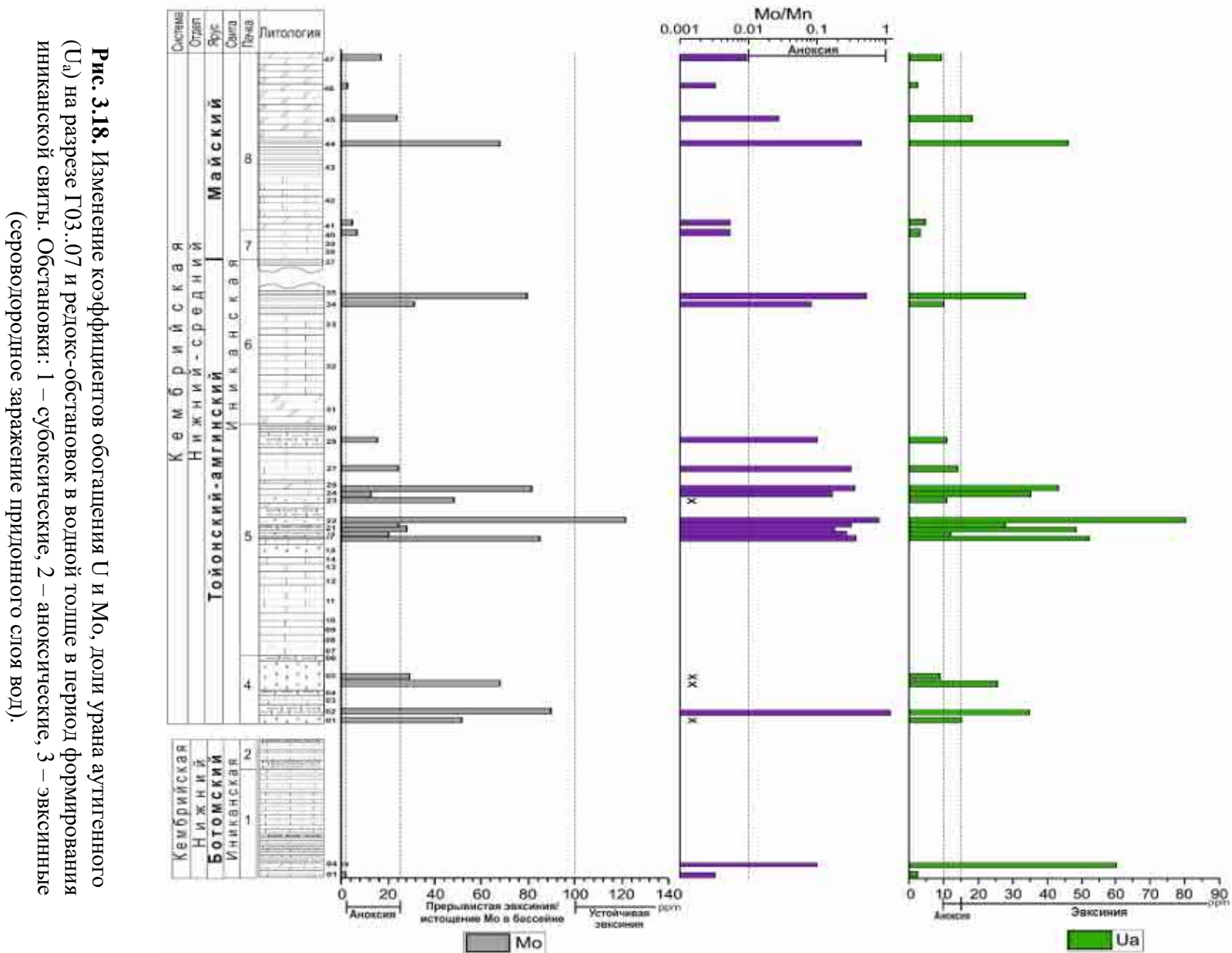


Рис. 3.18. Изменение коэффициентов обогащения U и Mo, доли урана аутигенного (U_a) на разрезе Г03.07 и редокс-обстановок в водной толще в период формирования Иниканской свиты. Обстановки: 1 – субокислительные, 2 – аноксисные, 3 – эвксинные (сероводородное заражение придонного слоя вод).

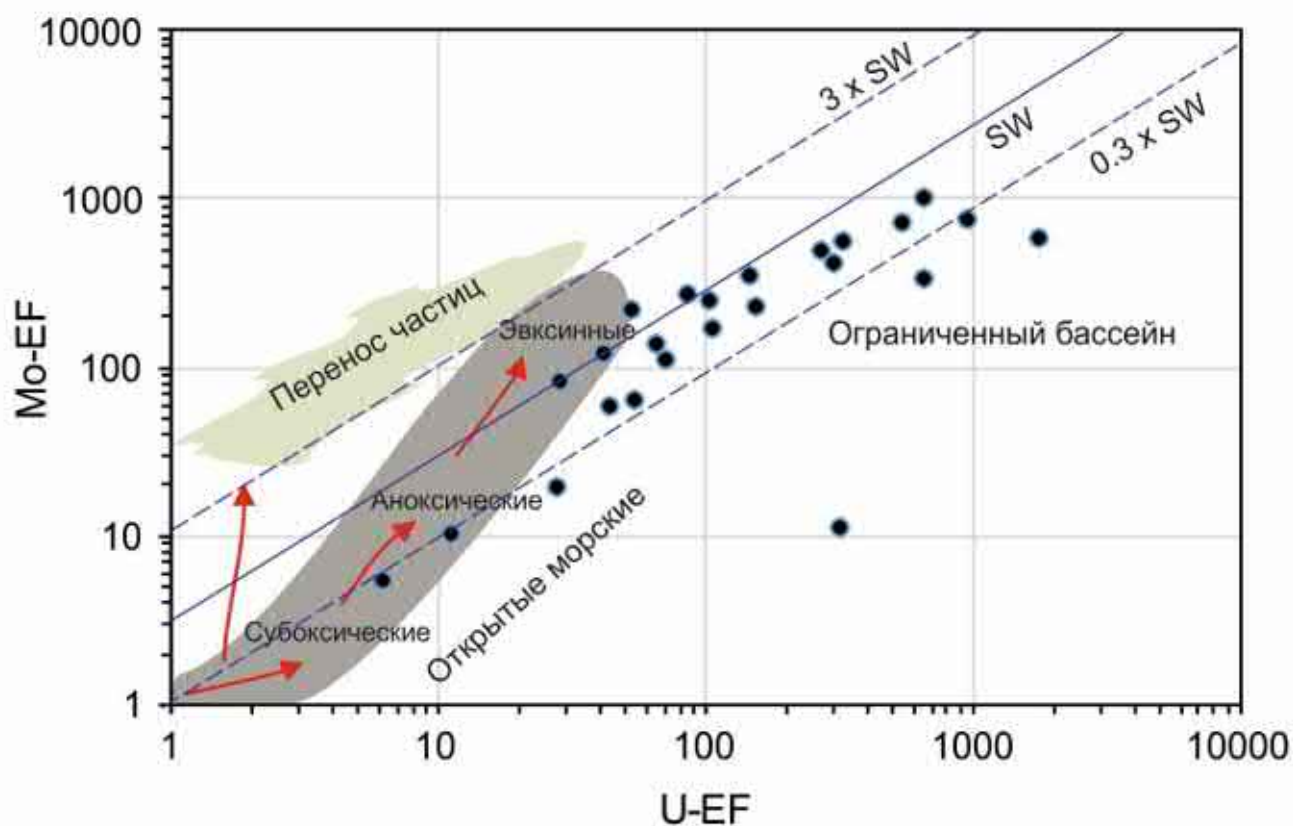


Рис. 3.19. Ковариация U-Мо и соответствующие им редокс-обстановки (Algeo, Tribovillard, 2009; Tribovillard et al., 2012). *Перенос частиц (*Particulate Fe-Mn shuttle*) – процесс, при котором твердые частицы оксигидроксидов Fe-Mn адсорбируют определенные элементы (например, Мо) над окислительно-восстановительной границей в водной толще (хемоклин), переносят эти элементы по мере осаждения и высвобождают по мере растворения ниже хемоклина или вблизи дна. SW – морская вода.

Другим индикатором является отношение Мо/Мп, основанное на том, что при сероводородном заражении наддонных морских вод молибден в форме молибденита усиленно осаждается на дно, тогда как поступление марганца в осадок ограничивается его растворением в наддонных водах (Холодов, Недумов, 1991). Сотые доли отношения Мо/Мп типичны для аноксической среды, тысячные – для кислородной (Холодов, 2006). Значение модуля приведено в Приложении (табл.2). Для большей части пород определяются аноксические условия (значение модуля 0.1 – 1.17), субоксические условия характерны для пород нижней части разреза вблизи контакта с пестроцветной свитой, верхней части малокуонамского маркирующего горизонта и доломитов вблизи перехода к чайской свите, что в точности согласуется с данными по U-EF–Мо-EF и U_a (рис. 3.18).

Таким образом, на границе кислородных и стагнированных вод в водной толще формировался окислительно-восстановительный барьер (граница O_2 - H_2S в водной толще). Редокс барьер Eh в воде или слой « O_2 - H_2S » в водной толще возникает в условиях резкого расслоения водной толщи на верхний, гидродинамически активный и менее соленый, и нижний,

гидродинамически малоактивный (чаще всего более соленый) слой, на границе этих слоев вертикальное перемещение практически не происходит (Емельянов, 1998). Вначале сероводород скапливается в поровой воде осадков, которая составляет 60-80% его объема. После насыщения осадков сероводородом, он начинает диффундировать в придонные воды. Если у дна имеются течения и вода постоянно обновляется, то H_2S окисляется и не сохраняется. Особенно активно H_2S скапливается в придонных водах, когда водная толща резко стратифицирована по солености – плотностная граница (пикноклин) препятствует перемешиванию. Если проявляется сильный скачок температур – термоклин – то стратификация вызывается разницей температур (Емельянов, 1998).

В современных бассейнах исследователями установлено, что, когда сероводородное заражение не постоянно, а носит эпизодический характер (например, впадины Балтийского моря, некоторые фьорды) и физико-химический барьер « O_2 - H_2S » касается дна, происходит накопление марганцевисто-карбонатных глинистых сапропелевидных илов – при вторжении во впадины вод с O_2 , Mn^{2+} переходит Mn^{4+} , выпадает в виде тончайших частиц (Емельянов, 1979, 1981). Увеличение содержания MnO происходит в верхней части изученного разреза иниканской свиты. Резкое увеличение и максимум MnO – в породах малокуонамского горизонта, следующий эквивалентный пик возникает уже вблизи границы чайской свиты. Образование интракластов известняков малокуонамского горизонта предыдущими исследователями трактуется как результат изменения гидродинамического режима – деятельности течений и волнений (Бахтуров и др., 1988) путем размыва и переотложения комочков в той или иной степени консолидированного карбонатного ила в сочетании с быстрым и значительным увеличением рН среды, ведущим к грануляции осадка (Атлас ..., 1968).

Отдельно стоит затронуть геоморфологический аспект. В современных бассейнах длительное накопление богатых ОВ осадков в условиях аноксии (а тем более эксинии) и устойчивой стратификации характерно для геоморфологически обособленных впадин (как показано выше). Возникает вопрос о том, могут ли подобные богатые ОВ осадки накапливаться, например, на шельфе, обращенном в сторону открытого моря. Такая точка зрения в отношении куонамской и иниканской свит рассматривалась во многих публикациях (например, (Савицкий, 1973; Розанов, Заварзин, 1997; Старосельцев, Шишкин, 2014)). Применительно к кембрийским доманикоидным фациям (синская, куонамская и иниканской свиты), М.М. Грачевским (1969) было впервые обосновано наличие крупной топографической депрессии. В работе С.С. Сухова и соавторов (2018) представлен подробный обзор взглядов на палеогеоморфологические реконструкции Сибирской платформы в кембрии и положение в этой дискуссии теории о

глубоководном некомпенсированном окраинно-депрессивном бассейне с аноксической средой спустя десятилетия исследований.

В современных обстановках максимальные количества ОВ характерны для слоя фотосинтеза, особенно в прибрежных и высокопродуктивных районах (Лисицын, 2004). В первую очередь, главный продуцент ОВ в современном океане – фитопланктон, подавляющее большинство которого составляют диатомеи, динофлагелляты, кокколитофориды, не существовавшие в кембрии. Также установлено, что наиболее богатые органикой отложения нередко аккумулируются в понижениях рельефа из-за привноса в такие участки органических частиц низкого удельного веса слабыми течениями – центростремительный эффект (Ние, 1988). Поэтому может отсутствовать прямая связь между участками высокой продуктивности поверхностных вод и участками отложения черных сланцев (Wignall, 1994). Отсутствие же геоморфологического барьера способствует боковой адвекции водных масс, которая нарушит устойчивые бескислородные условия.

3.5.2. Источник элементов

Вопрос об источниках рудообразующих элементов в черных сланцах является сложным и дискуссионным. Но независимо от того, были ли элементы получены из морской воды или гидротермальных флюидов, органическое вещество играло важную роль в обогащении элементами.

Установлено (Holland, 1979), что в стоячем бассейне коэффициент обогащения R (концентрация элемента в образце породы/концентрация элемента в морской воде) связан с высотой водяного столба (h), плотностью воды (ρ), скоростью седиментации (ω) и скоростью пополнения бассейна «свежей» морской водой (каждые τ лет):

$$R = (h \times \omega) / (\rho \times \tau)$$

Обогащение из морской воды требует наличия аноксии и чрезвычайно низких скоростей седиментации. Так, металлоносные черные сланцы могут достигать коэффициента обогащения 5×10^5 для модели аноксического бассейна глубиной 1000 м со скоростью пополнения свежей морской водой один раз в 1000 лет, если скорость седиментации в бассейне $0.2 \text{ мг см}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ (Holland, 1979; Mao et al., 2002). Более высокий коэффициент обогащения (10^6 – 10^8) может быть следствием сверхнизких скоростей седиментации, частого пополнения водой (короткий период τ) и/или обогащения металлами морской воды. Скорость накопления осадков куонамского горизонта в восточных разрезах оценивают 2-3 м/млн. лет (Гурари и др., 1984).

Для трех образцов из наиболее литологически чистых разностей исследуемого разреза инниканской свиты (лидит, аргиллит, известняк) коэффициент обогащения относительно морской воды (значения для морской воды из (Nozaki, 1997)) не превышает 10^8 , что делает ее возможным

источником элементов без привноса гидротермальными процессами (рис. 3.20). Но для более однозначного ответа нужно включить в исследование концентрации металлов платиновой группы. Вероятно, поступление элементов в морскую воду происходило из эолового материала – в аншлифах были найдены туфовые частицы, как отмечалось выше. Одна из ранних работ, где высказано предположение о поступлении минерального материала эоловым путем – публикация Ф.Г. Гулари с соавторами (1984). В приведенной работе также указано, что в виде вулканического пепла могла поступать в куонамский палеобассейн значительная часть кремнезема (откуда ее и извлекали губки и радиолярии).

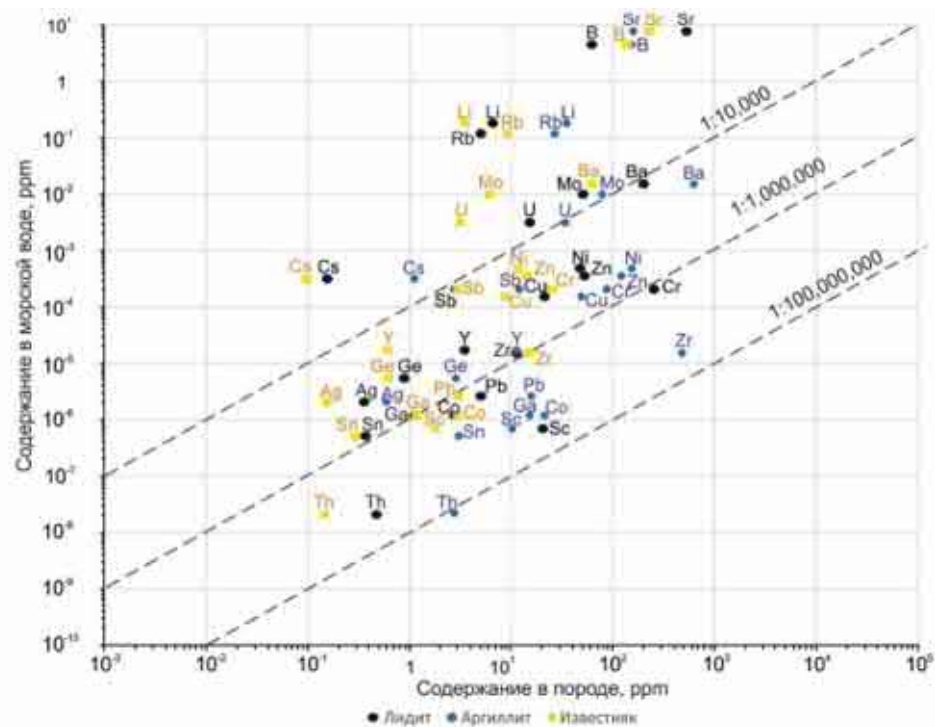


Рис. 3.20. Содержание элементов в породах иниканской свиты: лидите (обр. G03-001), аргиллите (обр. G05-035), известняке (обр. G06-40) в сравнении с таковыми в морской воде (SW). Диаграмма по (Holland, 1979).

3.5.3. Роль динамики океана

Нельзя исключать влияние на концентрации элементов эвапоритового бассейна Сибирской платформы. Отток обогащенной элементами рапы, способной выщелачивать элементы из пелитового материала, принесенного эоловыми или водными потоками в материнский бассейн, проблематичен (в современных бассейнах не установлен), но возможен (Богашова, 2007). Так Л.Г. Богашова (2007) указывает, что «частичный переток рассолов обратно в питающий морской бассейн мог происходить преимущественно на ранних стадиях развития солеродных бассейнов, когда они имели широкую связь с морем... Обратный переток рапы, вероятно, был возможен и в начале регрессивной стадии образования солеродного бассейна, в период распреснения, когда менее плотная рапа уже не могла погружаться в подэвапоритовые породы с более плотными поровыми растворами». Возможно, мог происходить переток вод

повышенной солености (не рапы/рассолов) обратно в «материнский» бассейн. Если такой сценарий реализовывался, то мог приводить к формированию внутритермоклинных линз из вод солеродного бассейна. В Атлантике ВТВ (внутритермоклинные, средиземноморские вихри) осуществляют перенос тепла и соли на промежуточные глубины 500-1500 м и на расстояние до 6000 км (Филлюшкин и др., 2020). При этом галоклин в современном океане является важнейшим солевым геохимическим барьером. В низких широтах в аридных климатических зонах (что соответствует палеоклиматическим условиям и широтному положению бассейна Сибирской платформы в раннем-среднем кембрии (Метелкин и др., 2012)) в результате сильного испарения и слабого накопления атмосферной воды галоклин может практически выходить на поверхность океана (Хорн, 1972; Емельянов, 1998). Более того, за счет вышеописанного роста испарения, в периоды аридизации может происходить нарушение стратификации за счет опускания осолоненных поверхностных вод даже без вклада перетока из эвапоритового бассейна. Также по аналогии с Черным морем (точнее его стадией - новоэвксинским морем-озером), можно допустить схожий механизм притока биогенов в иниканский/куонамский бассейн: растекаясь по дну, высокосолёные средиземноморские воды вытесняли в зону фотосинтеза биогенные элементы (P, N, C, Si и др.), способствуя росту продуктивности в новоэвксинском бассейне (Холодов, 2006).

В этом контексте важно вернуться к обсуждению сероводородного заражения. В современном Черном море стратификация по солености крайне сильна ввиду поступления большого количества пресных речных вод в верхний слой и высокосолёных средиземноморских вод через пролив Босфор в нижележащие слои. В результате образуется резкий пикно-галоклин, который существенно ограничивает вертикальное перемешивание с глубинными слоями вод. Глубина подъема H_2S , совпадающая с нижней границей субоксического слоя, определяется, по одной из гипотез, именно босфорским плюмом (Стунжас, 2018). Воды Нижнебосфорского течения «разбавляются» водой холодного промежуточного слоя Черного моря и образуют многочисленные интрузии, вентилирующие верхнюю часть анаэробной зоны и окисляющие большую часть потока H_2S .

Изменение коэффициентов обогащения U, Mo и доли урана аутигенного (Ua) проявляет подобие цикличности (даже с учетом неравномерности опробования по разрезу), возможно, отражающей периодичность нарушения стратификации в бассейне (рис. 3.18). Важно подчеркнуть, что сероводородное заражение и устойчивая стратификация не имели повсеместного распространения в бассейне и характеризовались изменчивостью, как обсуждалось на примере других свит бассейна в работах (Гурари и др., 1984; Парфенова и др., 2008, 2017, 2018).

3.5.4. Характеристика выветривания

Литий содержится исключительно в силикатных минералах в верхней части континентальной коры, а его изотопы ^7Li и ^6Li сильно фракционируют между твердой и водной фазами (Vigier et al., 2008; Lécuyer, 2016), в связи с чем изотопы лития использовались для отслеживания процессов континентального выветривания во времени (Vigier et al., 2009; Misra and Froelich, 2012; Li and West, 2014; Wanner et al., 2014; Vigier and Godd ris, 2015; L cuyer, 2016). При выветривании Li легко переходит в водный раствор, мигрирует и активно сорбируется взвесью (в частности – глинистыми минералами). Используя валовые содержания Li в породах инниканской свиты и нормализовав их на Al (чтобы устранить влияние вариаций терригенной составляющей в породах), а также отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ можно попробовать проследить изменение континентального выветривания в источнике сноса. Полученные палеоклиматические данные сопоставлены с выделенными выше палеоокеанологическими событиями изменения редокс-условий (рис. 3.21).

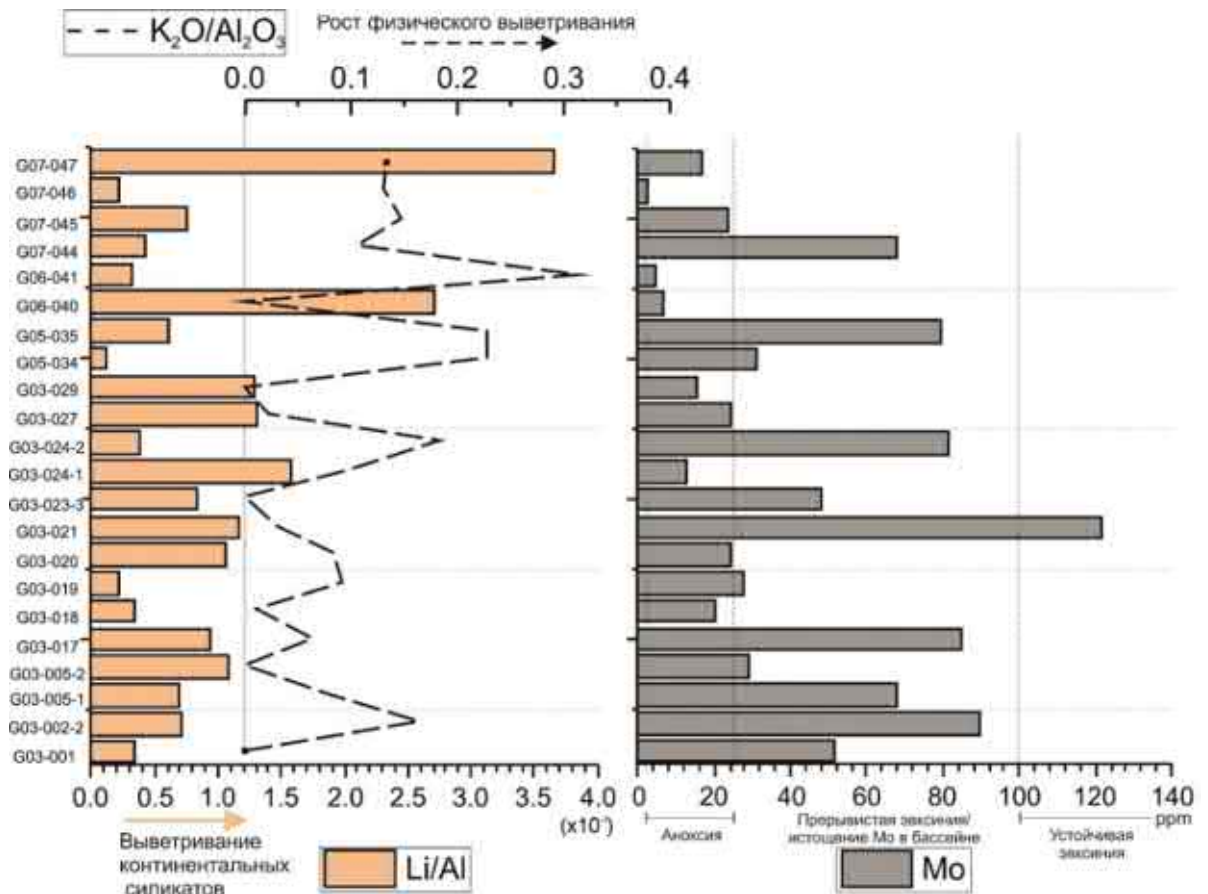


Рис. 3.21. Изменение в характере и интенсивности континентального выветривания и вариации окислительно-восстановительных обстановок во время формирования инниканской свиты по геохимическим данным.

3.6. Особенности генезиса лидитов

По результатам изучения лидитов в шлифах Е.В. Карповой (см. выше), в отдельных литотипах очевиден биогенный источник кремнезема, а также его раннедиагенетическое перераспределение. Изученные карбонатные литотипы образованы в результате постседиментационной кальцитизации кремнистого и известково-кремнистого вещества как основной массы, так и кремнёвой фауны. В образцах четвертой группы (известково-глинисто-кремневая порода) присутствует седиментогенное известковое вещество, и, предположительно, отмечены бактериальные структуры. Также стоит выделить палеоэкологический аспект. Кембрийские спикульные губки представляли собой простые по строению, чрезвычайно тонкостенные формы, у которых спикулы образовывали практически один слой (Carrera, Botting, 2008).

Образование мощных (толщина отдельных слоев до 20 см) и достаточно выдержанных по простиранию лидитов иниканской свиты требует большого притока кремнезема (в том числе, для осаждения вышеуказанными губками и радиоляриями), что может быть следствием гидротермального привноса. Для использования отношения Ge/Si для древних отложений, где растворился и вторично сконцентрировался биогенный кремнезем (с возможной миграцией между участками растворения и местами переосаждения), необходимо отсутствие фракционирования Si и Ge в ходе диагенеза. Н. Трибовиллар (2013) установил, что германий и кремний, растворенные в морской воде, включаются в биогенный опал без фракционирования (или с таковым в крайне незначительной степени). Было показано, что никакого фракционирования между губками и кремнями той же формации, возникшими в результате диагенетической перекристаллизации кремнезема, не наблюдается, а величину Ge/Si можно использовать для идентификации биогенных признаков в кремнях, где происхождение кремнезема вызывает вопросы (Tribovillard, 2013).

Величина Ge/Si в современной морской воде составляет 0.72 $\mu\text{моль/моль}$, что значительно ниже, чем в наземных и гидротермальных флюидах (около 5 $\mu\text{моль/моль}$), тогда как в диатомовых водорослях оно составляет 0.45–0.78 $\mu\text{моль/моль}$, 0.62–1.57 $\mu\text{моль/моль}$ в радиоляриях (радиоляритах) и 0.08–0.38 $\mu\text{моль/моль}$ у современных и ископаемых губок (Froelich et al., 1989; Mortlock et al., 1993; Tribovillard et al., 2011; Tribovillard, 2013).

Для изученных лидитов иниканской свиты характерны величины Ge/Si ($\mu\text{моль/моль}$) близкие к таковым в морской воде – от 0.36 до 1.64 (табл. 3.2-3.3), что свидетельствует об отсутствии активности гидротермальных систем вблизи рассматриваемой точки и прямого влияния на образование данных пород. Самое высокое значение этого отношения (1.64 $\mu\text{моль/моль}$) характерно для спикулита (образец № G03-005-1).

Таблица 3.2. Содержание главных оксидов, масс %

Образец	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	K ₂ O	CaO	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	ппп	Σ
G03-001	87.22	3.59	0.62	<0.01	<0.01	<0.01	3.02	0.2	0.02	<0.01	4.37	99.06
G03-005-1	77.21	5.08	2.02	0.68	<0.01	0.4	4.68	0.36	0.17	0.38	8.99	100.00
G03-005-2	80.64	4.42	1.05	0.14	<0.01	<0.01	6.23	0.26	0.05	<0.01	7.18	100.00
G03-018	87.41	3.53	0.66	0.53	0.01	0.04	2.47	0.18	0.04	0.01	3.5	99.83
G03-023-3	87.04	4.17	0.98	<0.01	<0.01	<0.01	2.45	0.22	0.02	<0.01	5.1	100.01
G05-029-2	95.11	0.41	0.54	0.39	0.02	<0.01	0.03	<0.01	0.04	0.01	2.52	100.00

Таблица 3.3. Отношение Ge/Si в лидитах иниканской свиты, (μмоль/моль)

Образец	Ge/Si, μмоль/моль*
G03-001	0.83
G03-005-1	1.64
G03-005-2	1.06
G03-018	0.53
G03-023-3	0.72
G05-029-2	0.36

При этом выявлена положительная корреляция между содержанием Ge (ppm) – а вследствие этого и величины Ge/Si – и Al₂O₃, Fe₂O₃, ТОС (рис. 3.22). Применительно к проблеме генезиса силицитов такую связь интерпретируют в работах (Shen et al., 2011; Dong et al., 2015; Gao et al., 2020) как косвенное свидетельство возможного поступления кремнезема в поровые воды из глинистых минералов в ходе трансформации смектит–иллит. Фактически же это может отражать как источник кремнезема, так и поступление Ge вместе с терригенной частью и изменения интенсивности выветривания на водосборной суше. Германию свойственно присутствие в Fe-оксигидроксидах (гематит, лимонит, гетит) (Bernstein, 1985; Bernstein, Waychunas, 1987), Ge может замещать Fe в октаэдрической позиции в оксидах Fe, сорбироваться на поверхности Fe-оксигидроксилов (Anders et. al., 2003), входит во вторичные алюмосиликатные (глинистые) структуры, и при интенсивном выветривании удержание Ge вторичными оксидами Al и/или Ti может способствовать фракционированию Ge/Si (Scribner et al., 2006), что нашло отражение в зависимостях между Ge и Al₂O₃, Ge и Fe₂O₃.

Связь между OB и Ge менее очевидна. Однако есть сведения (Pokrovski, Schott, 1998; Pokrovski, et al., 2000), что, в отличие от Si, на поведение Ge в водной среде может влиять присутствие растворенного органического вещества – Ge образует устойчивые комплексы с карбоксильными, диортофенольными и полиспиртовыми функциональными группами,

типичными для природного органического вещества (тогда как соответствующие комплексы, образованные Si, очень слабы).

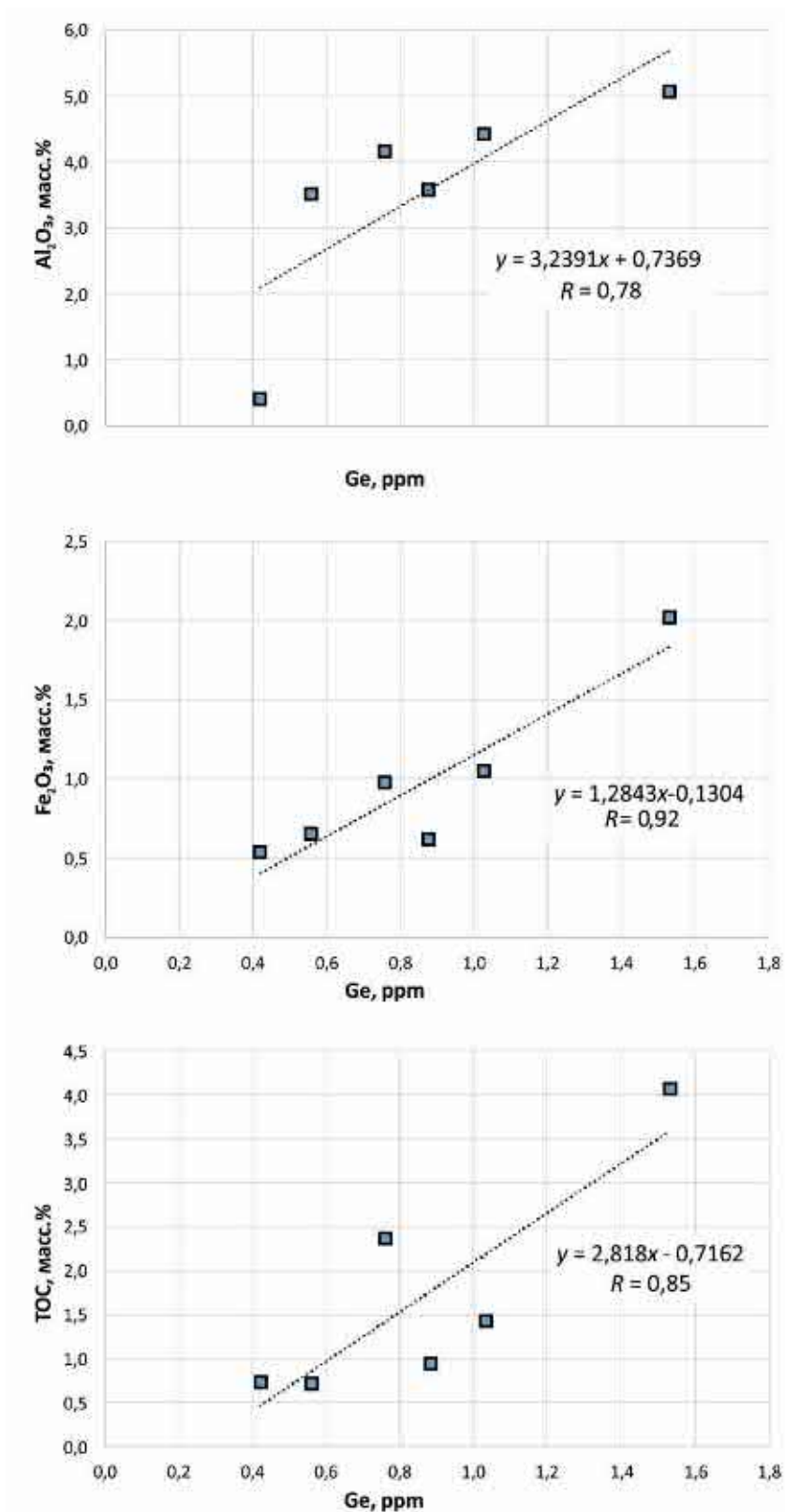


Рис. 3.22. Соотношение содержания Ge (ppm) и Al_2O_3 (%), Fe_2O_3 (%), TOC (%) в литатах иниканской свиты.

3.7. Методические проблемы определения содержания аморфного кремнезема

Состояние изученности. Подходы к исследованиям осадочных пород океанов палеозоя и мезозоя отличаются от таковых для кайнозоя, т.к. происходящие со временем преобразования стирают информацию об особенностях палеоциркуляции, характеристиках водных масс, биологической активности и т.д. В кайнозойских отложениях для косвенной оценки первичной продукции, циркуляции океана, потоков вещества, климатических изменений, используется количество биогенного кремнезема (Левитан, 1975, 2000, 2017, 2021, Tréguer, De La Rocha, 2013), в связи с чем появляется вопрос о возможности применения и ограничениях такого индикатора для более древних отложений (в частности – раннего палеозоя).

Круговорот кремнезема в Мировом океане фанерозоя тесно связан с биологической активностью, а переход от полностью абиогенного осаждения кремния к преимущественно биогенному произошел начиная с кембрия (Страхов, 1966). В современном океане биогенный кремнезем (BSi) осаждают диатомовые водоросли (доминирующая группа силицификаторов), силикофлагелляты и радиолярии. В середине кайнозоя диатомеи стали доминировать в круговороте кремния (Kidder, Erwin, 2001; Tréguer et al., 2021). Д.М. Нельсон и соавторы (1995) предлагает верхний предел вклада диатомовых водорослей в первичную продуктивность олиготрофных океанов в 35% и 75% в прибрежной зоне и других богатых питательными веществами системах. В кембрии же из осаждающих кремнезем организмов существовали только радиолярии и губки (Kidder, Erwin, 2001). Причина наличия в кембрийских (и вплоть до современных) кремнистых породах и биогенного, и хемогенного аморфного кремнезема заключается не в одновременном осаждении кремнезема хемогенным и биогенным путями, а в том, что часть биогенного опала в диагенезе растворяется и затем вновь осаждается уже в чисто минеральной форме (Страхов, 1966). Также для биогенного опала свойственны фазовые переходы с течением времени (Kastner, Gieskes, 1983; Williams, Crerar, 1985; DeMaster, 2014) по цепочке опал-кристобалит-тридимит, который в конечном итоге превращается в халцедон и кварц в течение длительного геологического времени. Теоретически, в кембрийских отложениях мы имеем дело уже исключительно с опалом-КТ и, возможно, в связи с региональными особенностями геологического развития территории, часть некогда биогенного опала уже перешла в халцедон и кварц.

Изучение содержания аморфного биогенного кремнезема (BSi) в отложениях раннего палеозоя позволяет оценить изменения в круговороте кремния в Мировом океане на ранних этапах его существования, а периоды интенсивного кремненакопления фиксируют изменения в химии вод и атмосферы. Помимо этого, в результате фазовых переходов аморфного кремнезема улучшаются фильтрационно-емкостные свойства пород-коллекторов, а ОКТ-фаза может

служить минералогическим индикатором для выявления нетрадиционных коллекторов. Во время трансформации опала-КТ в кварц увеличивается проницаемость, что может способствовать образованию диагенетических покрывок и стратиграфических нефтяных ловушек там, где структурных ловушек не существует (Reid, McIntyre, 2001; Grau et al., 2003; Kidney et al. 2003). Решение вышеуказанных задач невозможно без выбора наиболее корректного метода измерения содержания аморфного кремнезема для кембрийских пород.

Количественное определение аморфного (биогенного) кремнезема осуществляется различными методами: ИК-спектроскопии (Левитан, 1975; Plyusnina, Maleyev, Yefimova, 1971; Rice et al., 1995), спектрофотометрии (Eggimann et al., 1980; DeMaster, 1981, Mortlock, Froelich; 1989, Muller, Schneider, 1993; Lyle, Lyle, 2002), рентгеновской дифрактометрии (XRD) после превращения в кристаллобалит (Goldberg, 1958; Calvert, 1966), прямой рентгеновской дифрактометрии (Eisma, Van der Gaast, 1971), нормативного расчета (Leinen, 1977), а также путем прямого подсчета кремнистых микрофоссилий. Все эти методы имеют свои ограничения в зависимости от количества и источника аморфного кремнезема и от состава минеральной матрицы (Koning et al., 2002). Метод определения кремнезема после щелочного разложения образцов по причине наличия необходимой инструментальной базы в подавляющем числе лабораторий, является распространенным. В данном исследовании рассмотрены аспекты применения трех основных способов подсчета доли аморфного кремния из общего количества извлеченного кремния после щелочного разложения (*wet alkaline digestion*) – одностадийный, «Si/время» (*Si/time*) и «Si/Al» (Eggimann et al., 1980; DeMaster, 1981, Mortlock, Froelich; 1989).

Оценки величины глобальной среднегодовой продукции и растворения биогенного кремнезема в океане постоянно обновляются (Nelson et al., 1995; Tréguer et al., 2021). Но щелочное разложение биогенного кремнезема не всегда эффективно для извлечения всего BSi, присутствующего в отложениях, особенно для сильно окремненных раковин диатомей, радиолярий или спикул губок (Maldonado et al., 2019; Pickering et al., 2020). Пробелы в рутинных процедурах выщелачивания для количественной оценки общего BSi привело к существенной недооценке захоронения Si в Мировом океане. Захоронение в осадке «скрытого BSi» (*dark BSi*), количественно определяемого по скелетам губок и радиолярий, увеличивает на 28.6% предыдущее значение биологического стока Si, учитывавшее только диатомей (Maldonado et al., 2019). В связи с этим П. Трегер и соавторы (2021) отмечают, что аналитические усилия по количественному определению BSi из различных источников отложений и организация международного сравнительного анализа имеют высокий приоритет для будущих исследований.

Фазовые переходы кремнезема во времени, параллельное извлечение кремния из глинистых минералов при щелочном выщелачивании и связанные с этим проблемы подсчета

количества непосредственно аморфного кремния требуют проверки вышеописанных методов на различных типах отложений. Поэтому целесообразно проведение экспериментальной работы, в результате которой будут показаны различия в динамике растворения кремнезема из неогеновых и кембрийских осадочных пород с различным минеральным составом при щелочном разложении, и сравнение методов пересчета содержания условно-биогенного аморфного кремния (BSi) «Si/время» («*Si/time*») и «Si/Al».

Результаты. Для сравнения взяты три типа пород (табл. 3.4): миоценовые алевролиты (N_{1S2} , сарматский регио-ярус, Керченско-Таманский прогиб, описаны в работе Меренкова и др. (2020)), битуминозные известняки, лидиты и породы смешанного кремнисто-глинисто-карбонатного состава иниканской свиты нижнего-среднего кембрия (C_{1-2in}), средне-верхнекембрийские алевролиты эвенкийской свиты (C_{2-3ev} , Сибирская платформа).

Таблица 3.4. **Возраст, литология, условия осадконакопления выбранных пород**

Образец	Возраст	Литология	Обстановка формирования	Регион
G016-2	C_{1-2}	Битуминозный известняк	Стратифицированный субоксический/ бескислородный ограниченный морской бассейн	Восточная Сибирь, Россия
G03-15	C_{1-2}	Лидит		
G03-02-2	C_{1-2}	Порода смешанного кремнисто-глинисто-карбонатного состава		
G13-17	C_{1-2}	Порода смешанного кремнисто-глинисто-карбонатного состава		
G016-1	C_{1-2}	Порода смешанного кремнисто-глинисто-карбонатного состава		
SR-10	C_{2-3}	Алевролит	Приливные отмели и себха	
SR-12	C_{2-3}	Алевролит		
SR-5	C_{2-3}	Алевролит		
A80-16	N_1	Алевролит	Шельф, солоноватоводный морской бассейн	Тамань, Россия
A83(2)	N_1	Алевролит		

Т.к. основной проблемой при щелочном извлечении биогенного кремния является учёт вклада кремния из глинистых минералов (*Non-BSi*), было выбрано 10 образцов с содержанием глинистых минералов от 0% до 27% (табл. 3.5). Также образцы отличаются по содержанию кварца — от 9% до 88%. Предварительно был определен минеральный состав исследуемых пород методом XRD (MiniFlex600 Rigaku), на основании чего были выбраны наиболее репрезентативные по количеству вышеуказанных групп минералов образцы.

Таблица 3.5. Минеральный состав, масс. %

Образец	Глинистые минералы					Кварц	Калиевый полевой шпат (КПШ)	Плагиоклаз	Кальцит	Доломит	Апатит	Гипс	Пирит
	Гидролюда	Смешаннослойные слюда/смектит	Смектит	Каолинит	Хлорит								
G016-2	0.0					9.0	<1.0	0.0	88.0	3.0	0.0	0.0	0.0
G03-15	0.0					88.0	0.0	0.0	2.0	10.0	0.0	0.0	<1.0
G03-02-2	4.0	2.0	1.0	0.0	<1.0	48.0	0.0	3.0	25.0	14.0	0.0	0.0	3.0
A83(2)	5.0	1.0	0.0	0.0	5.0	44.0	13.0	13.0	10.0	0.0	0.0	3.0	2.0
G016-1	13.0	1.0	0.0	0.0	0.0	35.0	2.0	0.0	29.0	20.0	0.0	0.0	<1.0
SR-5	11.0	1.0	2.0	0.0	3.0	20.0	8.0	0.0	2.0	32.0	0.0	17.0	4.0
A80-16	6.0	7.0	6.0	4.0	0.0	39.0	12.0	9.0	14.0	0.0	0.0	0.0	1.0
G13-17	22.0	5.0	0.0	0.0	0.0	26.0	4.0	0.0	28.0	3.0	6.0	0.0	6.0

В миоценовых алевролитах биогенный кремнезем представлен редкими створками и осколками диатомей, в породах иниканской свиты в шлифах наличие ОКТ-фазы определяется в составе терригенно-кремнистых прослоев, лидиты состоят преимущественно из халцедона. Породы эвенкийской свиты отличаются тем, что в них не может присутствовать биогенный Si радиолярий, губок или бактериального осаждения, т.к. это надприливные отложения себхи. Тем не менее, это не исключает возможности наличия ОКТ-фазы.

Методика «Дискретное щелочное извлечение по времени»

В исследовании адаптирована методика выщелачивания Р.А. Мортлока и Ф.Н. Фрелиха (1989), ранее усовершенствованная С. Ивасаки и соавторами (Iwasaki et al., 2014).

100 мг переведенного в порошкообразное состояние образца помещали в 10 мл полипропиленовую центрифужную пробирку и на протяжении всего процесса извлечения кремнезема не перемещали в другую тару, чтобы избежать потерь. Т.к. последующее измерение извлеченного кремния производится через 5, 6, 7 часов, то для предотвращения изменения кинетики протекания реакции и учета гетерогенности образца, на каждый образец готовили 6 навесок в отдельных пробирках — на каждый час измерения в двух повторениях (за исключением образцов G03-15, A83(2) и SR-5, для них готовилось 8 навесок, т.к. проводилось измерение через 4, 5, 6, 7 часов экстракции).

В каждый образец добавляли 1 мл 10% H_2O_2 (Kemira) и 1 мл 10% HCl (Panreac) и подвергали обработке в ультразвуковой ванне «Град 180-35» мощностью 900 Вт при 50°C в

течение 30 мин. Затем добавляли 7 мл деионизованной воды (содержание кремния и алюминия ниже 10 мкг/л) и центрифугировали при 3000 об/мин. в течение 15 мин. 3 раза. После каждого центрифугирования реагенты осторожно декантировали, и доливалась деионизованная вода. После этого образцы в пробирках высушивались в сушильном шкафу при 50°C в течение 24 часов.

Для извлечения «опалового» кремния в каждую пробирку добавляли 10.0 мл 2М NaOH (используя автоматическую пипетку Eppendorf Research). Пробирки закрывали и обрабатывали ультразвуком в водяной бане при температуре 60°C 4-7 часов. После извлечения из бани отбиралось 5 мл раствора образца, и разбавляли деионизированной водой в 10 раз. Измерение проводили с помощью ICP-AES Agilent 720-ES. В растворах измеряли концентрации Si и Al, т.к. количество Al является мерой разложения глинистых минералов.

Предварительные эксперименты

Существует, упомянутая Г. Суонном (2010), дискуссия о необходимости предварительной обработки образцов HCl и H₂O₂ перед разложением для удаления вновь образованных алюмосиликатов и, как следствие, повышения точности измерений BSi. Методика Р.А. Мортлока и Ф.Н. Фрелиха (1989) предполагает использование этого этапа предварительной обработки, методика Д. ДеМастера (1979, 1981) — нет.

Измерения извлеченного щелочью кремния проводили как в обработанных, так и не обработанных HCl и H₂O₂ пробах одного и того же образца. При измерении на ICP-AES в образцах алевролитов и смешанных пород без предварительной обработки относительное стандартное отклонение (Δ , %) превышает 10%, что свидетельствует о присутствии нестабильного (возможно, выпадающего) кремнезема.

Измеряли содержания Si и Al в водных растворах «промывки» образцов от H₂O₂ и HCl до щелочной экстракции после каждого из трех центрифугирований при 3000 об/мин в течении 15 минут, а затем после двукратного центрифугирования при 15000 об/мин в течение 100 минут (табл. 3.6). После каждого из трех центрифугирований при 3000 об/мин. в течение 15 мин. (чтобы «вымыть» окислитель и кислоту) реагенты осторожно декантировали и доливали деионизованную воду. Растворы, полученные при декантировании, названы в Таблице 3.6 «промывка» и имеют соответствующую порядковую нумерацию (1,2,3).

Установлено, что в растворах 1 и 2 «промывки», прошедших сначала центрифугирование при 3000 об/мин в течении 15 минут, а затем двукратное центрифугирование при 15000 об/мин в течение 100 минут присутствует не осевший Si и Al. Возможно, это является следствием перехода смектитов в коллоидное состояние (из-за увеличения межплоскостного расстояния) в алевролитах и/или вышеупомянутыми вновь образованными алюмосиликатами.

Таблица 3.6. Содержание (г/л) Si и Al в «промывочных» растворах после центрифугирования при 3000 об/мин в течение 15 мин и 15000 об/мин в течение 100 мин

Образец	Возраст	Порода	Номер раствора «промывки» (от реагентов) и центрифугирования	Si, г/л		Al, г/л		Si отношение*	Al отношение*
				После центрифугирования 3000 об/мин в течение 15 мин (1 раз)	После центрифугирования 3000 об/мин 15 мин (1 раз) + 15000 об/мин 100 мин (2 раза)	После центрифугирования 3000 об/мин в течение 15 мин (1 раз)	После центрифугирования 3000 об/мин 15 мин (1 раз) + 15000 об/мин 100 мин (2 раза)		
A80-16	N ₁	Алевролит	1	28.4	26.2	15.9	14.9	0.92	0.94
			2	7.2	7.2	3.1	3.1	0.99	1.01
			3	2.3	-	0.22	-	-	-
G016-2	С ₁₋₂	Известняк	1	2.2	2.4	1.3	1.28	1.06	1.03
			2	0.19	0.21	0.15	0.21	1.07	1.38
			3	<0.01	-	<0.01	-	-	-
SR-10	С ₂₋₃	Алевролит	1	23.1	24.0	18.6	19.49	1.04	1.05
			2	5.4	5.4	3.7	3.86	1.01	1.04
			3	0.61	-	0.06	-	-	-

"-" — не измерялось

* содержание в растворе до 15000 об/мин 100 мин к содержанию после

Сравнение «Si/время» и Si/Al

Для алевролитов как неогена, так и кембрия (и смешанных пород) наблюдается линейный рост как Si, так и Al в растворе с течением времени ввиду низкого содержания биогенного кремнезема и высокого содержания глинистых минералов, что делает одностадийный метод измерения содержания кремнезема через 5-6 часов (Mortlock, Froelich, 1989) неприменимым и наиболее оптимальными становятся методы Si/время и Si/Al по времени (рис. 3.23, 3.24).

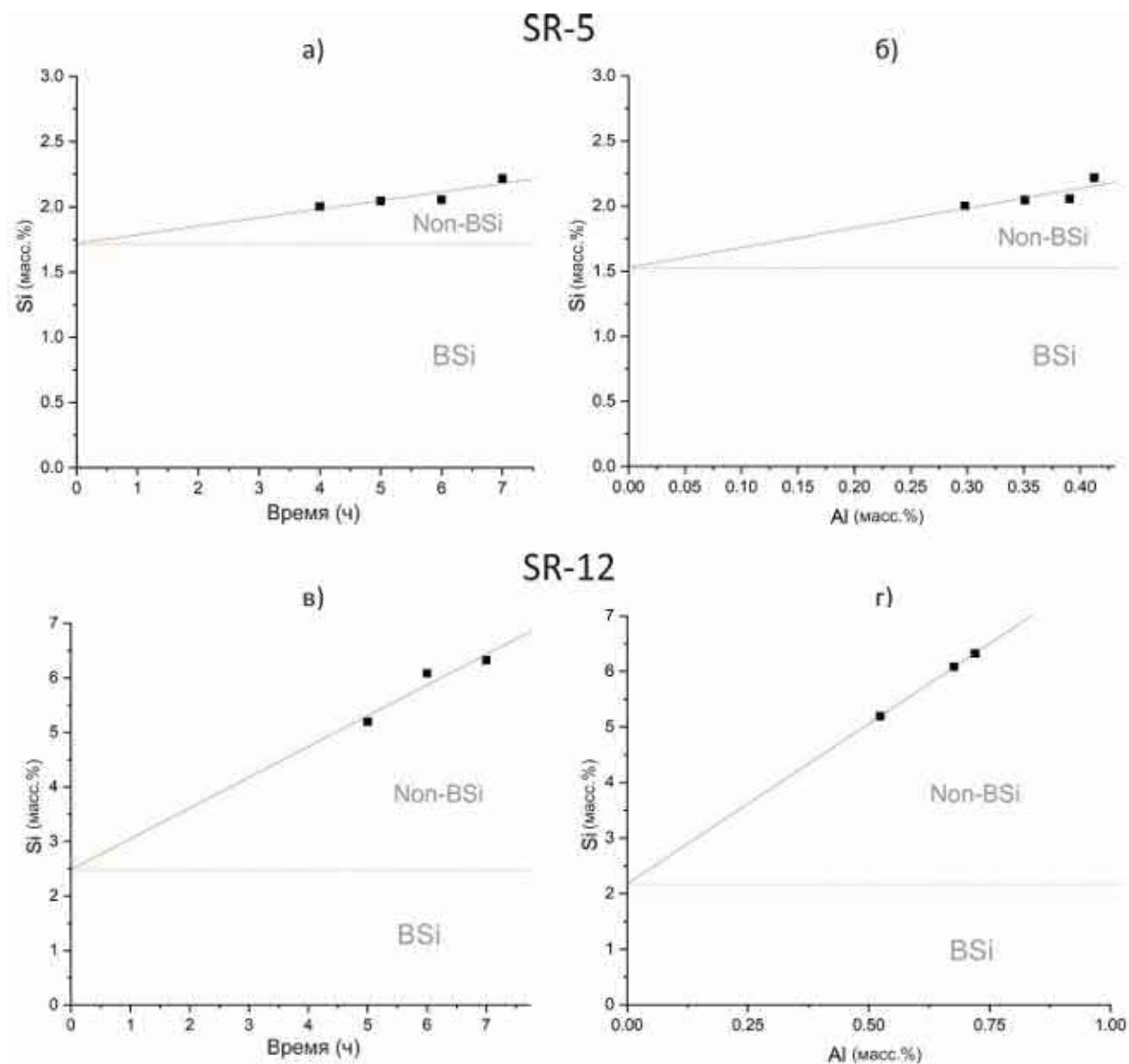


Рис. 3.23. Сравнение методов Si/время и последовательного Si/Al для кембрийских алевролитов. А), С) Красная линия показывает линейную регрессию проанализированных образцов до точки пересечения с Y, которая отделяет BSi от Non-BSi источников (DeMaster, 1981). В данном случае BSi – кремний из опала-КТ, Non-BSi – кремний из глинистых минералов. В), D) Линейная зависимость высвобождения Si и Al из Non-BSi источников. Количество BSi может быть рассчитано с использованием линейной регрессии до пересечения Y между концентрациями растворенного Si и Al (Eggimann et al., 1980)

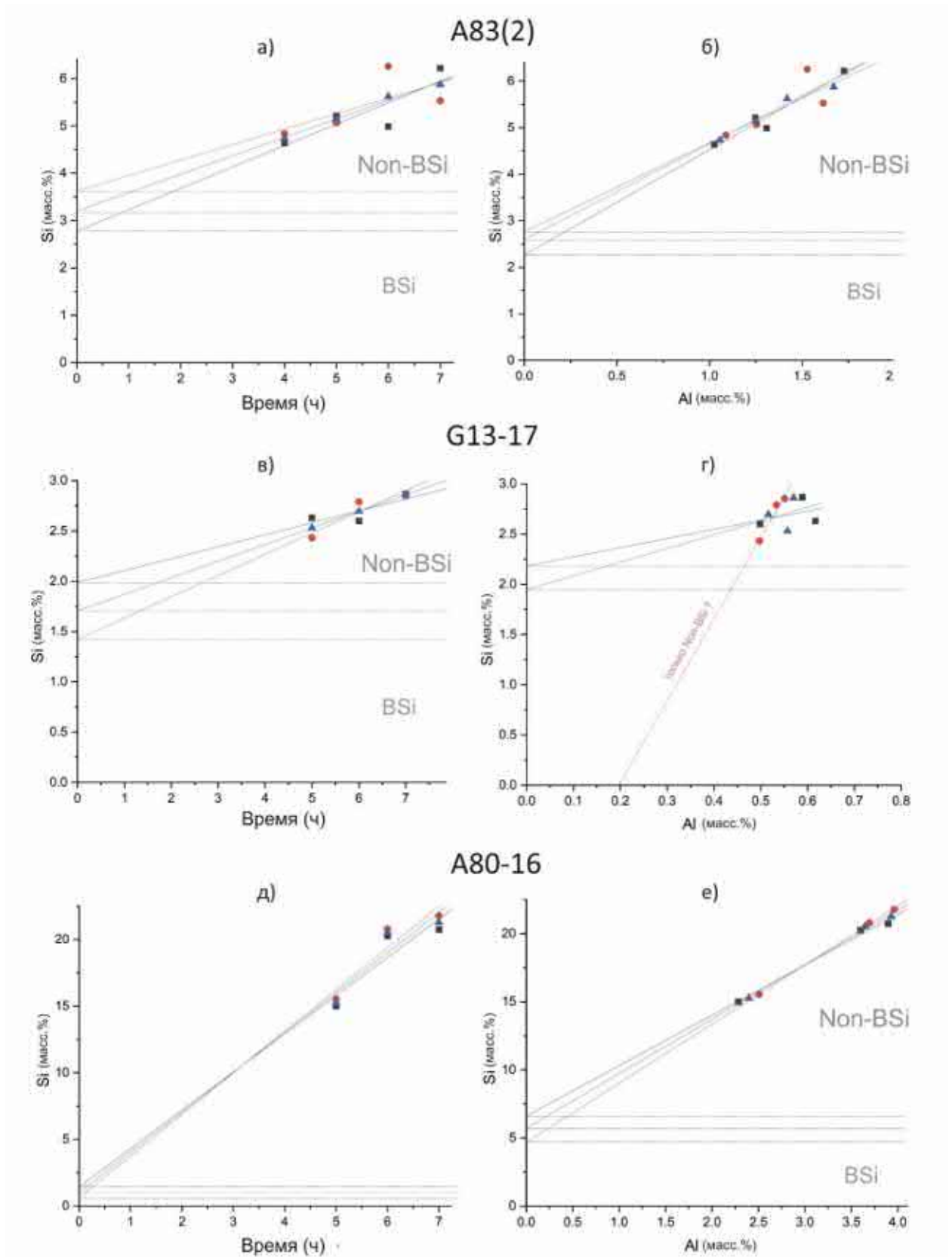


Рис. 3.24. Сравнение методов Si/время и последовательного Si/Al для миоценовых (A83(2), A80-16) алевролитов и кембрийских пород смешанного типа (G13-17). Красные кружки и синие треугольники — параллельные ряды, черные квадраты — среднее.

На рис 3.23, 3.24 представлены результаты измерения Si/время (*Si/time*) по Д. ДеМастеру (1981) с экстраполяцией на нулевое время с целью устранить вклад кремния из литогенной фракции и измерение Si и Al в растворе по времени (Eggimann et al., 1980) для кембрийских алевролитов и смешанных пород. Разница между значениями BSi, полученными при подсчете Si/время и Si/Al составляет 0.3% и 0.2% соответственно (табл. 3.7).

Для кембрийских терригенных и кремнисто-терригенных пород самое большое расхождение между двумя методами подсчета ОКТ (в терминах метода – BSi) составляет 1.0%, причем в образце с содержанием глинистых минералов 7% (табл. 3.5, 3.7). В образце G13-17 из-за неоднородности пробы один из рядов Si/Al демонстрирует наличие только Non-BSi из литогенной основы (табл. 3.7). Низкое содержание BSi в миоценовых алевролитах связано с пониженной (8–19‰) и часто меняющейся соленостью полузамкнутого бассейна Паратетис (Меренкова и др., 2020), где из кремниевых микрофосиллий присутствуют только крайне малочисленные створки диатомовых водорослей. Разница в количестве биогенного кремния Si/время и Si/Al в алевролитах миоцена с содержанием глинистых минералов 11% составляет 0.4%, при содержании глинистых минералов 23% разница увеличивается до 4.7% (рис. 3.24, табл. 3.7). Т.к. для пород кембрия при суммарном содержании глинистых минералов от 14 до 27% такого не наблюдается, а метод Si/Al давал значения ниже, чем Si/время, вероятно, причиной является присутствие каолинита и смектита в образце A80-16. Линейное высвобождение Al из каолинита (при наибольшем измеренном содержании Al в образце A80-16 относительно других) могло вызвать уменьшения наклона линии тренда.

Таблица 3.7. **Опал-КТ в миоценовых и кембрийских породах (сравнение методов Si/время и последовательного Si/Al)**

Образец	Возраст	Si, (масс. %)						Расхождение (между средними значениями Si/время и Si/Al)
		Si/время			Si/Al			
		Min	Max	Mean	Min	Max	Mean	
G016-2	Є ₁₋₂	0.9	1.1	1.0	-	-	-	-
G03-15	Є ₁₋₂	1.4	1.7	1.5	-	-	-	-
G03-02-2	Є ₁₋₂	0.0	3.0	1.5	0.0	1.1	0.5	1.0
A83(2)	N ₁	2.8	3.6	3.2	2.3	2.6	2.8	0.4
G016-1	Є ₁₋₂	0.3	0.7	0.5	0.0	0.1	0.0	0.5
SR-10	Є ₂₋₃	2.1	3.0	2.5	2.4	3.1	2.7	0.1
SR-12	Є ₂₋₃	1.2	3.8	2.5	1.8	2.2	2.2	0.3
SR-5	Є ₂₋₃	1.6	1.7	1.7	1.1	1.6	1.5	0.2
A80-16	N ₁	0.6	1.4	1.0	4.7	6.6	5.7	4.7
G13-17	Є ₁₋₂	1.4	2.0	1.7	0.0	2.2	1.1	0.6

"-" — не измерялось

Для битуминозных известняков кембрия (G016-2) и лидитов (G03-15), в которых, согласно XRD, отсутствуют глинистые минералы, можно наблюдать выравнивание кривой содержания Si в растворе уже после 6 часов (рис. 3.25). Отклонения в содержании Si связаны исключительно с неоднородностью пробы (что свойственно всем природным объектам) и не обнаруживает связи с временем экстракции. Таким образом, для измерения содержания аморфного кремнезема в известняках кембрия вполне применим одностадийный метод (Mortlock, Froelich, 1989).

Измеренный в алевролитах эвенкийской свиты «условный BSi» (фактически – содержание опала-КТ, как и в породах иниканской свиты) может иметь катагенетическое происхождение (гидрослюдизация). Также нельзя исключать преобразование «первичного» опала, который может образовываться в аридных обстановках. Так, для аридной области характерны преимущественно щелочные среды выветривания и осадконакопления, а в щелочных средах энергично мигрирует кремнезем – с этим связано широкое распространение в осадках аридной области опала (Страхов, 1960; Oster et. al., 2017).

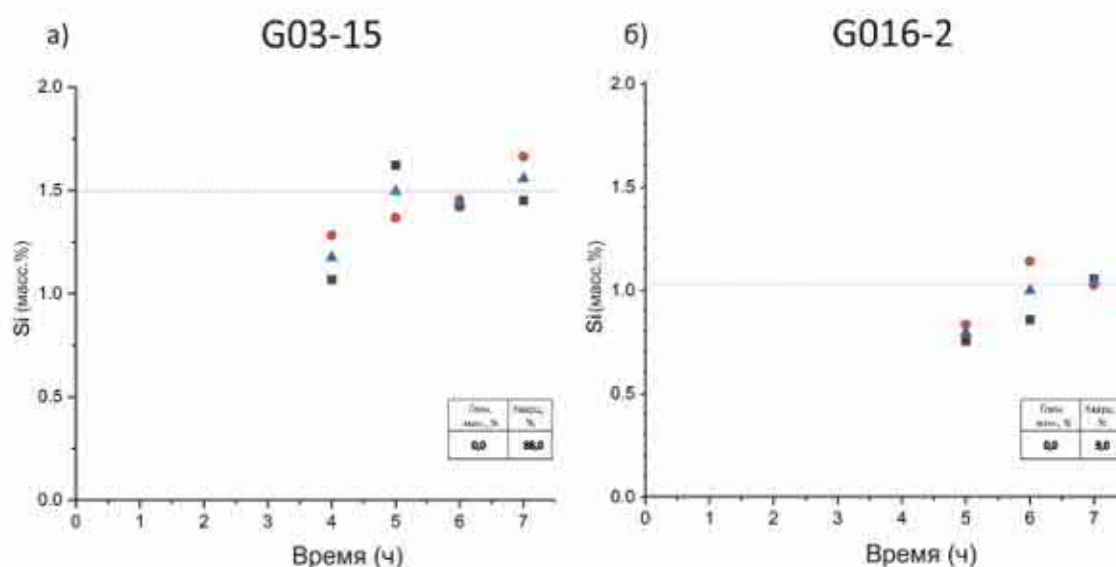


Рис. 3.25. Измерено содержание Si (масс. %) в растворе с течением времени. G03-15 – лидит, G016-2 – известняк битуминозный. Красные кружки и синие треугольники — параллельные ряды, черные квадраты — среднее.

Полученные методами Si/время и Si/Al значения BSi для миоценовых алевролитов, средне-верхнекембрийских алевролитов эвенкийской свиты, битуминозных известняков, лидитов и кремнисто-глинисто-карбонатных пород иниканской свиты нижнего-среднего кембрия не демонстрируют четкой зависимости ни от содержания глинистых минералов, ни от содержания кварца в породах (рис. 3.26). Вклад кремния из КПШ маловероятен, т.к. он относительно устойчив в щелочных условиях.

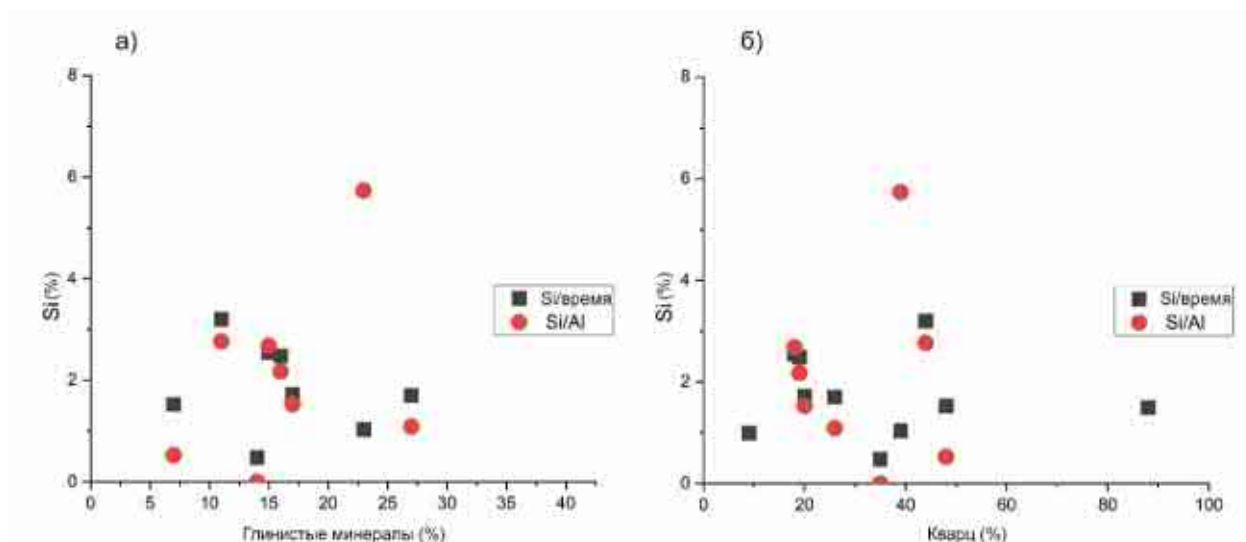


Рис. 3.26. Измеренный Si (масс. %) и содержание кварца и глинистых минералов в образцах

Обсуждение результатов

Метод щелочного разложения, основанный на различной кинетике реакции Na_2CO_3 (или NaOH) между аморфным биогенным опалом и кристаллическим кварцем широко используется в международной практике. Данный метод имеет множество вариаций, но все варианты берут за основу последовательную экстракцию либо по времени с измерением только Si (De Master, 1981), либо с измерением концентрации Si и Al в растворе по времени (Eggimann et al., 1980), либо одностадийный подход (Mortlock, Fröhlich, 1989). Так, Д. ДеМастером (1981) была предложена «идеальная» кривая растворения биогенного кремнезема в осадках, где экстраполяция глинистой линии на нулевое время вычитала бы вклад кремнезема из литогенной фракции и, таким образом, дала бы содержание BSi в образце. Но на содержание биогенного опала при использовании более сильного основания (NaOH) оказывает влияние количество глинистых минералов и кварца в образце. А. Каматани и О. Оку (2000) описали подход к коррекции содержания небιοгенного кремния (из литогенной основы) образца с помощью линейной регрессии экстрагированного Si, построенной по отношению к экстрагированному Al, т.к. при щелочном разложении наблюдались сильные линейные зависимости между высвобождением Si и Al из глинистых минералов – аллофан, каолинит, иллит, монтмориллонит (Kamatani, Oku, 2000, Koning, 2002). Двойное щелочное растворение с подсчетом Si и Al в алюмосиликатах (литогенный кремнезем) разработано О. Рагено и соавторами (2005).

Р.А. Мортлок и Ф.Н. Фрелих (1989) определяют содержание биогенного кремнезема в морских отложениях однократной экстракцией кремнезема в 2М растворе Na_2CO_3 при 85°C в течение 5 ч. Данный одностадийный метод (измерение проводится после 5 часов разложения и, согласно данным авторов, содержание остается стабильным) был применен к отложениям с

различным содержанием опала (3–100 wt%) и возрастом от современного до плиоцена. С. Ивасаки и соавторы (2014) было показано, что для более древних отложений (эоцен) полное разложение кремнистых микрофоссилий в 2М растворе NaOH при 85°C происходит только через 6 часов.

В данном исследовании адаптирована усовершенствованная С. Ивасаки (Iwasaki et al., 2014) методика выщелачивания Р.А. Мортлок и Ф.Н. Фрелих (1989). В связи с устойчивостью радиолярий к раствору Na₂CO₃ (Mortlock and Froelich, 1989) и переходом опала-А в опал-КТ, используется 2М раствор NaOH. Увеличение массы навески до 100 мг (против 10-40 мг в вышеупомянутых методиках) связано с заведомо предполагаемым низким содержанием аморфного кремнезема в образцах, возможных погрешностях при работе с подобными маленькими навесками и чувствительностью ICP-AES. В растворах измеряли концентрации Si и Al для учета вклада глинистых минералов.

Извлечение BSi зависит от условий экстракции: pH, температуры, типа и концентрации щелочного раствора, времени выщелачивания (Kamatani, 1971, 2000; Hurd, 1983). В большинстве методов выщелачивания используются температуры 85–100°C, но более слабые щелочи и/или более короткое время экстракции: 1% Na₂CO₃ 85°C, 5 ч (DeMaster, 1981), 2М Na₂CO₃ 90–100°C, 4 ч (Eggimann et al., 1980), 0.5М NaOH 85°C, до 28 ч (до полного растворения губок (Maldonado et al., 2019)) и др. Реакционная способность различных форм кремнезема возрастает в следующей последовательности: аморфный кремнезем (опал) - халцедон, могоанит - кристобалит - тридимит - кварц (Gislason et al., 1997; Broekmans, 2004). Халцедон является потенциально реакционноспособной фазой, как и микрокристаллический кремнезем. А халцедон присутствует в шлифах исследованных образцов иниканской свиты (особенно в лидитах). В связи с этим, температура была снижена до 60°C, чтобы свести к минимуму воздействие на халцедон.

В данном исследовании использовались неогеновые алевролиты (BSi в виде раковин диатомей), в которых отмечается присутствие кварца и глинистых минералов. В кембрийских породах кремнезем ожидается в виде опала-КТ и кварца, количество глинистых минералов варьирует от 0 (известняк и кремь) до 27% (алевролиты, породы смешанного кремнисто-глинисто-карбонатного состава). Обстановки формирования исследованных кембрийских осадочных пород также различны: красноцветные алевролиты эвенкийской свиты, образовавшиеся в окислительных условиях себхи/приливной отмели, а также битуминозные черные сланцы иниканской свиты, сформировавшиеся в условиях бескислородного бассейна.

В результате проведенных экспериментов по выщелачиванию установлено, что из трех способов подсчета содержания аморфного кремнезема из общего измеренного содержания Si в кембрийских породах с низким содержанием такового, наиболее оптимальными становятся

методы Si/время и Si/Al (DeMaster, 1981; Eggimann et al., 1980). При незначительном расхождении между средними полученными этими двумя методами величинами аморфного кремнезема (условного BSi), для терригенных пород предпочтительным является метод Si/Al. Также оценено количество аморфного кремнезема (доступного для извлечения) в породах иниканской (C₁₋₂) и эвенкийской (C₂₋₃) свит — 0-2.0% и 1.6-3.0% соответственно. Установлено, что необходимым условием при определении является масса навески не менее 100 мг, т.к. опал-СТ распределен в породе крайне неравномерно. Такой метод определения содержания аморфного кремния в присутствии глинистых минералов является эффективным, но весьма трудоемким, по сравнению, например, с ИК-спектроскопией.

Выводы по главе 3

Для всех проанализированных литологических разностей характерно значительное обогащение редокс-чувствительными элементами (Ni, Mo, Ag, Sb, U), а также элементами способными к биоосаждению (B, U). Концентрации Mo указывают на бескислородные условия (при 2–25 ppm (Scott, Lyons, 2012)), иногда устойчивые эвксинные условия (при >100 ppm, промежуточное обогащение 25–100 ppm – либо прерывистая эвксиния, либо истощение Mo в бассейне (Algeo and Lyons, 2006; Scott, Lyons, 2012)): наименьшие содержания Mo характерны для нижней части разреза вблизи предполагаемого контакта с пестроцветной свитой (1.8–2.4 ppm) и пород вблизи малокуонамского горизонта (4.6–6.2 ppm), в остальных образцах содержания Mo в диапазоне 12.7–121.8 ppm. Ковариации содержаний U-Mo и диагностическая диаграмма редокс обстановок (по Algeo, Tribovillard, 2009; Tribovillard et al., 2012) позволяют сделать вывод о преобладании аноксических условий с периодами возникновения как эвксинных, так и субоксических условий. Значения аутигенного урана (Ua) указывают на преобладание аноксических (10–15 ppm (Wignall, 1994)) и эвксинных обстановок (Ua>15 ppm (Wignall, 1994)), с редкими субоксическими (2–10 ppm (Wignall, 1994)) в придонном слое вод. Отношение Mo/Mn (Холодов, Недумов, 1991; Холодов, 2006) для большей части пород демонстрирует аноксические условия (значение модуля 0.1 – 1.17), субоксические условия характерны для пород нижней части разреза вблизи контакта с пестроцветной свитой, верхней части малокуонамского маркирующего горизонта и доломитов вблизи перехода к чайской свите, что в точности согласуется с данными по U-EF–Mo-EF и Ua.

Таким образом, субоксическим условиям отвечают породы нижней части разреза иниканской свиты вблизи предполагаемого контакта с пестроцветной свитой, породы малокуонамского маркирующего горизонта (и вблизи контакта с ним) и у перехода к чайской свите. Для остальных пород разреза установлено формирование в преимущественно аноксических условиях, которые, вероятно, неоднократно могли прерываться краткими (сотни-

тысячи лет) кислородными событиями, не фиксируемыми при текущей детальности отбора проб для геохимических исследований. Развитие таких аноксических и эвксинных условий (по-видимому, в придонном слое) вызвано устойчивой стратификацией океана, существовавшей в ранне-среднекембрийское время в данной части бассейна с возможными эпизодами возникновения внутритермоклинных линз, нарушавших стратификацию и «запускавших» термохалинную циркуляцию до определенных глубин. Помимо этого, длительное накопление богатых ОВ осадков в условиях аноксии (а иногда эвксинии) и устойчивой стратификации указывает на возможное наличие в данной части бассейна геоморфологически обособленной впадины.

На рис. 3.27 представлена концептуальная модель стратификации и окислительно-восстановительных условий во время формирования иниканской свиты в изученных обнажениях правого берега р. Юдома. Важно отметить, что данная схема применима и актуальна вне зависимости от трактовки геоморфологии – будь это геоморфологически обособленная впадина или шельф, обращенный в сторону открытого моря (см. схемы в разделе 3.1).

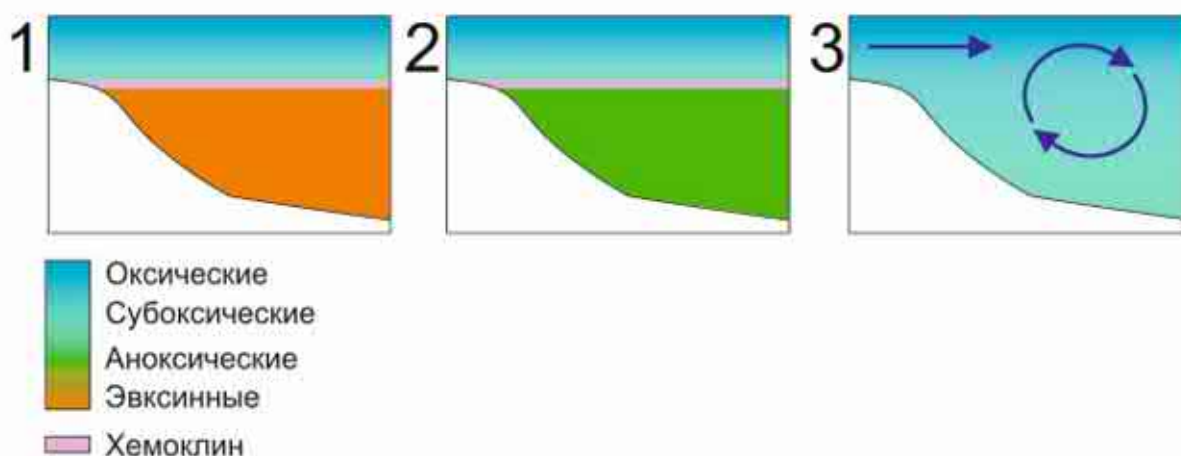


Рис. 3.27. Концептуальная модель стратификации и окислительно-восстановительных условий во время формирования иниканской свиты. 1 – устойчивая стратификация, эвксиния в придонном слое, 2 – устойчивая стратификация, аноксические условия, 3 – нарушение стратификации, запуск конвективного перемешивания, субоксические условия.

На рисунке 3.28 представлено сопоставление полученных результатов с региональными данными других исследователей.



Рис. 3.28. Сопоставление реконструкций редокс-условий в водной толще иниканского/куонамского бассейна. Фациально-палеогеографическая схема Сибирской платформы для ботомского–амгинского веков по (Сухов и др., 2016).

Разрезы: (1)- р. Юдома (эта работа); (2) – скв. Хоточу №7 (Парфенова, 2008; Парфенова, 2018); (3)- р. Кюленке (Коровников, Парфенова, 2021). Изменение уровня моря по (Сухов и др., 2016) на Сибирской платформе, глобальная кривая по (Наг, Schutter, 2008)

Обстановки в водной толще:

- 1) субокисические/окисические обстановки;
- 2) «преимущественно аэрируемые условия, в водах нет избытка сероводорода» (Парфенова, 2008);
- 3) аноксические условия, устойчивая стратификация;
- 4) эксиния в придонном слое вод, устойчивая стратификация. Для скв. Хоточу-7 и р. Кюленке – «устойчивые анаэробные условия, сероводород в придонных водах» (Парфенова, 2008).

Исходя из этого, формулируется **первое защищаемое положение**: «Породы иниканской свиты р. Юдома накапливались в условиях устойчивой стратификации, аноксии, периодической эвксинии природных вод в тойонском и амгинском веках. Субокисные условия возникали в раннеботомское и раннемайское время».

На основании изучения микроструктурных и геохимических (Ge/Si) особенностей кремнистых пород иниканской свиты установлено, что ключевая роль в их формировании принадлежит, по-видимому, кремнистым организмам – радиоляриям и губкам – без прямого вклада гидротерм в образование лидитов в рассматриваемой части морского палеобассейна Сибирской платформы. Установлено, что изучаемые халцедон-кварцевые породы сформировались из первично биогенного кремнезема, подвергшегося диагенетическому перераспределению и постдиагенетическим процессам. На основании коэффициента обогащения пород элементами (Pb, Zn, Cu, Co, Ag, Ba, Li, Rb, Sr, Ge) относительно морской воды (по Holland, 1979; Mao et al., 2002) с учетом оценки скорости накопления осадков куонамского горизонта в восточных разрезах (Гурари и др., 1984), а также вышеупомянутого отношения Ge/Si в лидитах и наличия в аншлифах пеплового материала, можно заключить, что источником (Pb, Zn, Cu, Co, Ag, Ba, Li, Rb, Sr, Ge) для обогащения пород иниканской свиты р. Юдома являлась морская вода, без вклада гидротерм в непосредственной близости.

ГЛАВА 4. ЭВЕНКИЙСКАЯ СВИТА (СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ)²

4.1. Состояние изученности

Перед обсуждением возможных обстановок формирования эвенкийской свиты, необходимо дать краткое определение двум единицам зонального районирования прибрежной полосы моря. Это супралитораль (надприливная зона) – прибрежная суша, находящаяся выше уровня максимального прилива. Супралиторальная зона редко затапливается, в основном во время сизигийных приливов в условиях штормовых нагонов (Долотов, 2010). И литораль (приливно-отливная зона) – область, которая затапливается во время прилива и осушается во время отлива (Монин, 1977).

Согласно фашиально-палеогеографической схеме Сибирской платформы для майского века кембрия (Сухов и др., 2016), область развития пород эвенкийской свиты лежит в поле надприливных равнин/себх. Условия накопления эвенкийской свиты в Нижнем Приангарье определяют (Жарков, 1968) как относительно мелководные, но удаленные от берега. Пачки тонких терригенных пород (алевролитов, аргиллитов) в основании свиты, по мнению авторов (Жарков, 1968), свидетельствуют о быстрой трансгрессии, удаленности береговой линии (с материка доносился только тонкий терригенный материал) и преобладании химического выветривания в области денудации. Дальнейшие изменения условий осадконакопления в значительной степени были связаны с колебаниями положения береговой линии и глубины бассейна. Так, в регрессивную стадию усиливался привнос материала псаммитовой размерности и происходила садка гипса. С трансгрессивными этапами связано образование прослоев известняков, водорослевых доломитов. Наличие в породах каверн от выщелачивания каменной соли, гипса, глиптоморфоз по каменной соли отражают периоды возникновения замкнутых участков бассейна.

Существует гипотеза формирования эвенкийской свиты с ведущей ролью процессов штормовой седиментации (Сараев и др., 2004). Развитие градационной, волнистой, полого-косой слоистости, присутствие признаков периодического размыва, брекчирования, взмучивания осадков, наличие слойков обломочных слюд интерпретируется как свидетельство принадлежности пород эвенкийской свиты к «дистальным штормовым отложениям, накапливающимся на глубинах вблизи базиса катастрофического волнения» (Сараев и др., 2004). В диссертации И.В. Тумашова (2014) для пойгинской, котоджинской, нижнеоксымской,

² При подготовке данной главы диссертации использованы следующие публикации соискателя, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования: **Меренкова С.И.**, Пузик А.Ю., Афонин И.В., Медведков А.А., Рабцевич Е.С., Габдуллин Р.Р., Пугач В.В. Условия формирования пород эвенкийской свиты в долине нижнего течения р. Подкаменная Тунгуска, Сибирская платформа // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2024. № 1. С. 25—37. RSCI (1.5 п.л., вклад автора – 80%, импакт-фактор РИНЦ 0.38).

шеделгинской, кольчумской и эвенкийской свит юго-востока Западно-Сибирской геосинеклизы определены обстановки отмелей и слабо выраженных межбаровых депрессий в рамках карбонатного шельфа. Седиментация проходила в мелководных обстановках от супралиторали до верхней части сублиторали, в которых активно проявлялась приливно-отливная и штормовая деятельность (Тумашов, 2014).

Рассмотрим подробнее вышеперечисленные обстановки и аспекты.

Себха – специфичный структурно-морфологический тип эвапоритовых отложений, накапливающихся преимущественно в субаэральных прибрежных обстановках, где осаждение солей связано с испарением поднимающихся через рыхлые осадки грунтовых вод (Геологический..., 2010). Это прибрежная равнина, залегающая выше уровня нормального прилива, но покрываемая иногда морем при наиболее высоких приливах и штормах (Кузнецов, 2012). Существуют себхи прибрежные и континентальные (Reading, 1996). При этом прибрежная себха может без заметного изменения морфологии переходить в континентальную, и наоборот – по мере продвижения прибрежной равнины и замены морских рассолов континентальными водами (Reading, 1996). Прибрежные себхи образуются в условиях: 1) надприливных отмелей выше уровня моря, вдоль защищенных от волнового воздействия побережий; 2) депрессионных форм между дюнами или песчаными грядами; 3) соленых озер, питаемых морской водой; и 4) верхней части солончаков, соляных маршей (Reading, 1996). Взгляды на деление себхи, ее границы и положение относительно уровня приливов разнятся. Б.Ш. Шрейбером, М.Е. Такером и Р. Тиллом в соответствующей главе монографии (Обстановки..., 1990) приводится следующее зонирование, основанное на изучении современных себх южного побережья Персидского залива. Так, в современных обстановках морских окраин, ассоциированных с себхами, присутствуют рифы, оолитовые отмели, приливно-отливные каналы, лагуны (сублиторальная и нижняя литоральная зоны), водорослевые маты (верхняя литораль) и собственно себха (надлиторальная зона).

Верхняя литораль, или зона цианобактериальных матов, является – по этому делению – самой нижней частью себхи. Затем, по мере продвижения береговой линии в сторону моря, происходит смешение матов с привносимым с суши обломочным материалом и переход к выше расположенной зоне. Надлиторальная зона – собственно себха – в свою очередь подразделяется на три зоны. Общей характерной особенностью надлиторальной (супралиторальной) части является развитие жил, линз, желваков гипса и ангидрита (в разной степени). Детальное расчленение современных отложений по профилю суша-море вдоль береговой линии Абу-Даби в окрестностях острова Аль-Канатир (Ар-Руфайк) иллюстрирует характерные особенности ассоциированных с себхой фациальных поясов (Strohmenger et al., 2012):

1. Верхняя часть себхи (верхняя супралитораль) представлена полигональной галитовой коркой со структурами «вигвама» (*teepee structures*);
2. средняя часть себхи (средняя супралиторальная зона) с белесоватыми полигонами ангидрита на поверхности;
3. нижняя часть себхи (нижняя надприливная часть) – характерна мягкая, блестящая поверхность, образуемая кристаллическим гипсом («гипсовая каша»);
4. верхняя литораль (приливная зона) – тонкие, «морщинистые» микробные маты;
5. средняя часть литорали – вздутые и куполообразные микробные маты;
6. нижняя литораль – мощные полигональные микробные маты с гладкой поверхностью, либо кучковатой (*tufted-like*);
7. приливно-сублиторальная зона – пелоидно-скелетная приливная равнина (лагунные и мелководные отложения приливных каналов), со следами брюхоногих моллюсков, вертикальными норками типа *Skolithos* и размытой волновой рябью.

Таким образом, приливно-отливные отмели, выполняющие обширные пространства побережий в районах с низкой энергией волн, тесно ассоциированы с себхами, но не всегда включаются в состав последних. Отмечают (Обстановки..., 1990), что для литоральных отмелей характерен непрерывный переход от преимущественно илистых, расположенных вблизи уровня высокой воды (верхняя литораль и супралитораль), до преимущественно песчаных, расположенных на участках низкой воды (сублитораль и нижняя литораль) (Evans, 1975; Klein, 1971; Reineck, 1967, 1972; Straaten, 1954, 1961).

В обзоре (Longhitano et al., 2012) обсуждаются аспекты палеогеографической реконструкции и моделирования древних приливных процессов и связанных с ними осадочных последовательностей. Такие обстановки формирования можно классифицировать в зависимости от диапазона приливов на мега- (более 8 м), макро- (4–8 м), мезо-(2–4 м) и микроприливные, с диапазоном приливов менее 2 м (Hayes, 1979). Если мега- и макроприливные среды диагностируются более ясно, то мезо- и микро- разновидности требуют более тщательного анализа. Мезоприливные системы часто характеризуются сложными ассоциациями сред осадконакопления, в которых приливные эффекты по-разному взаимодействуют с другими гидродинамическими процессами. Микроприливные системы осадконакопления обычно считаются преимущественно контролируруемыми волновыми процессами (Dean, Dalrymple, 2004), в то время как для мега- и мезоприливных систем основными образующими силами являются приливные течения. Микроприливные среды нередко находятся под воздействием эпизодических неприливных событий, искажающих первичную картину: периодическая эрозия под действием волн, штормов, речных паводков или ветрового нагона (Kvale et al., 1995). Таким

образом, чем выше амплитуда прилива, тем более четко бывают выражены соответствующие формы рельефа, и тем большую мощность получают толщи созданных приливами прибрежных отложений, но в сущности нагоны могут формировать подобные формы в меньшем масштабе (Зенкович, 1962).

Для приливных зон характерна слоистость переслаивания (Долотов, 2010) или «приливные ритмиты» (Longhitano et al., 2012), связанные с чередованием действия приливо-отливных течений: песчаные прослои образуются при активизации течений, илистые - в периоды стоячей воды. На илистых равнинах отмечаются в основном мощные горизонты илов с маломощными прослоями песков (Долотов, 2010).

Для литоральных образований в составе карбонатно-соленосной формации венда-нижнего кембрия исследователями применяется термин «тайдалиты» (Кузнецов и др., 2000; Кузнецов, Журавлева, 2019). На основе анализа отложений приливо-отливных зон (тайдалитов) и себх венда-кембрия, было показано строение слагающих их циклитов, а также отличие от современных себховых отложений (Кузнецов, Сухы, 1990; Кузнецов и др., 2000; Kuznetsov, Suchy, 1992). Типовой трехчленный циклит является трансгрессивно-регрессивным. Начинается цикл в обстановке литорали и периодически возникающей супралиторали – себхи, формируются глинистые доломиты, домериты, аргиллиты известковые и доломитовые. Распространены водорослевые, строматолитовые доломиты, в которых присутствуют отдельные кристаллы и стяжения ангидрита. В виде линз и прослоев – плоскогалечные конгломераты, брекчии растворения и проседания, штормовые брекчии. С развитием трансгрессии в середине циклита устанавливаются нормально-морские условия, которым отвечают известняки (в том числе доломитизированные), практически лишенные терригенной примеси. Финальная регрессивная стадия способствует формированию тайдалитов и возврат условий литорали-супралиторали, но с более интенсивным осаждением сульфатов. Осушались карбонатные породы средней части циклита, поступление глинистого материала практически отсутствовало, что способствовало накоплению «чистых» доломитов, а также формировались столбчатые строматолиты и пласты ангидритов. Таким образом, показано (Кузнецов и др., 2000; Kuznetsov, Suchy, 1992), что себха, как аридная супралитораль, существовала в карбонатно-соленосном разрезе юга Сибирской платформы эпизодически, в определенных стадиях.

В этом ключе важно обсудить факторы, влияющие на приливы. Существенное влияние на величину и характер приливов оказывают физико-географические условия моря (океана): конфигурация береговой линии, рельеф дна, глубины, размеры бассейна, наличие островов и т. д. (Егоров, 1974). Одним из важных выводов динамической теории приливов Лапласа является решающее значение влияния характера рельефа дна на приливы. В частности, в мелководном

бассейне происходит рассеивание энергии прилива за счет трения о дно. Помимо этого, без широкого сообщения с океаническим бассейном амплитуда приливов будет мала (микроприливные среды), что наблюдается в современном Черном и Каспийском морях, а область литорали носит название «псевдолиторали». В геоморфологии береговой зоны обычно используется термин «осушка» (Зенкович, 1962). Осушка, как правило, заканчивается крутым и узким песчано-галечным пляжем (Сафьянов, Соловьева, 2005; Долотов, 2010). Существенно большее влияние на береговую зону в таких бассейнах оказывают сгонно-нагонные явления.

Приливная волна деформируется, входя в длинные воронкообразные заливы, увеличивая высоту и асимметрию на мелководье, также этому способствует сужение залива и увеличение количество воды на единицу длины фронта волны (Зенкович, 1962). Известно такое явления как бор. Бор (или бора) наблюдается в устьях некоторых рек и узких заливах и представляет собой пример предельного искажения приливов под влиянием местных физико-географических условий (Егоров, 1974). Вследствие тормозящего действия на приливную волну трения о дно потока воды, выносимого рекой, и сужения устья сильно сокращается время роста, и высокая приливная волна распространяется вверх по рукавам. Учитывая сложность описания современных приливно-отливных явлений, морфо- и литодинамических условий, прогнозировать характер и поведение таковых в далеком геологическом прошлом представляется сложным и дискуссионным. Поэтому вопрос амплитуд приливов в кембрийском внутреннем бассейне Сибирской платформы остается неясным.

4.2. Краткое описание разреза

Разрез эвенкийской свиты изучен на правом берегу р. Подкаменная Тунгуска близ поселка Суломай (Эвенкийский муниципальный район Красноярского края) и соответствует нижнеэвенкийской подсвите. На (Государственная ..., 2010) эти отложения выделены отдельно в черноостровскую свиту эвенкийской серии (рис. 4.1, также см. раздел 1.4). Из-за интенсивного разрушения разреза в результате деятельности оползневых и микро-селевых процессов, конкретные отложения изучались на пяти участках, где можно было провести расчистку. Расстояние (вдоль русла) между участками 1 и 2 составляет 92.5 м, 2 и 3 – 150 м, 3 и 4 – 25 м, 4 и 5 – 15 м.

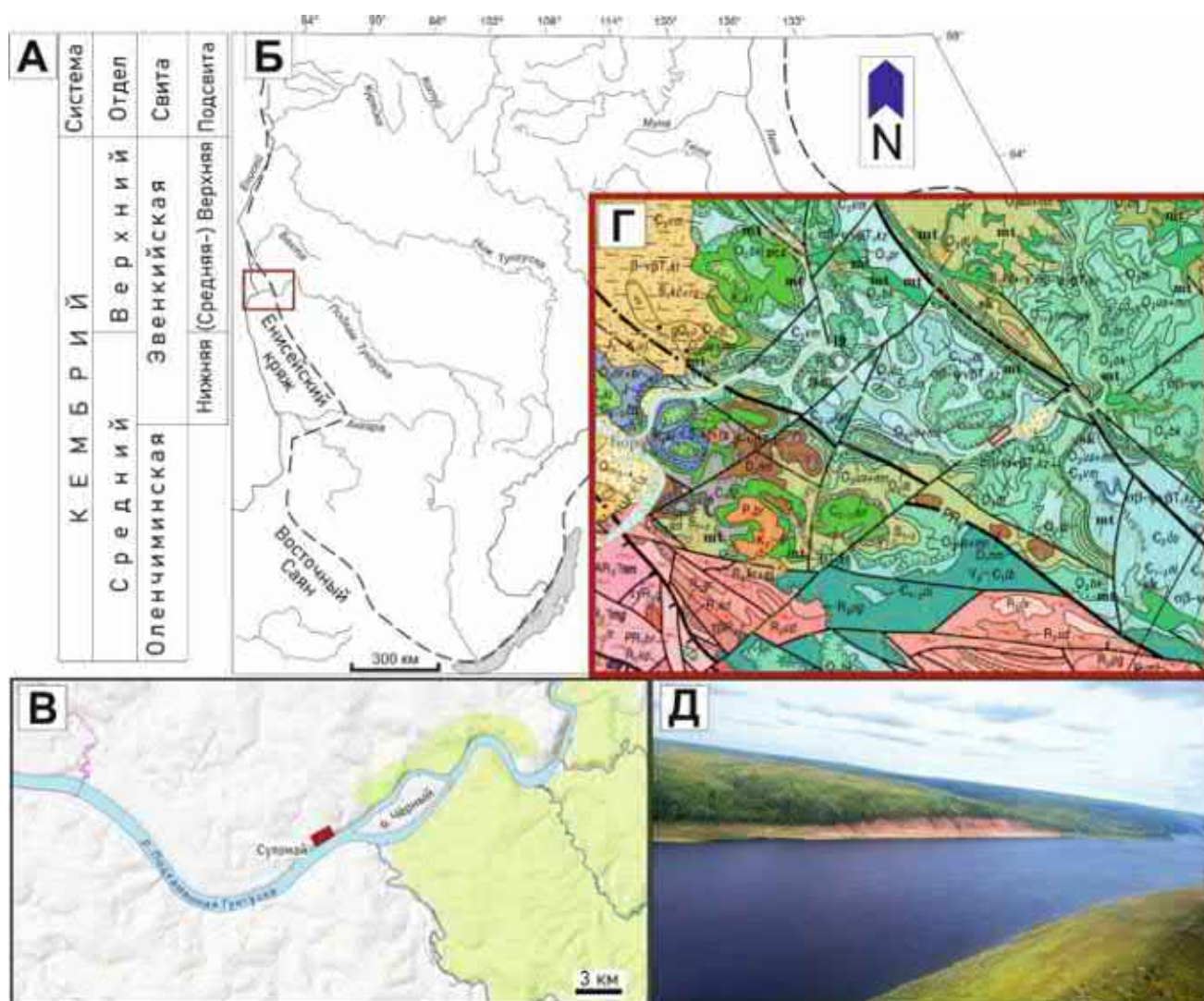


Рис. 4.1. Положение исследуемого разреза эвенкийской свиты. А – стратиграфическое, Б, В – в региональном плане (пунктирная линия – граница Сибирской платформы), Г – на геологической карте (Государственная ..., 2010) – нижнеэвенкийской подсвите соответствует обозначение C_{250} , верхнеэвенкийской C_{37m} . Д – общий вид. Красным прямоугольником обозначено положение разреза на юго-западной периферии Среднесибирского плоскогорья, к северу от Енисейского кряжа.

Изученный разрез эвенкийской свиты начинается от уреза воды и представлен снизу-вверх (рис. 4.2):

1. Доломиты серо-зеленые, плотные, мелкозернистые, тонкоплитчатые. В нижней части преимущественно неяснослоистые, сгустко-комковатые, переходящие в тонкослоистые, иногда с розовыми прослоями, и, далее по горизонтали, в строматолитовые. В отдельных прослоях кальцит выполняет трещины. Слои выдержаны, хорошо прослеживаются на расстояние более 100 м, залегают субгоризонтально (угол падения 6°). Мощность 1.5 м.

Выше перерыв в обнажении (7 м). Плохо стратифицированные, возможно, переотложенные в результате оползания склона, алевролиты, перекрытые перенесенным рекой щебнем и валунным материалом, уплотненным льдом.

2. Алевролиты доломитовые (смешанные алеврит-глинисто-доломитовые породы) красно-бурые, с зелеными пятнами, реже зеленые, тонкоплитчатые (в сухом состоянии), иногда рыхлые и комковатые. На поверхностях напластования иногда отмечаются пластинки слюд. Чередуются с маломощными (1-5 см) прослоями аргиллитов красно-бурых. Алевролиты и аргиллиты переслаиваются с прослоями доломитов алевро-глинистых (терригенная примесь до 35%), серо-зеленых и зеленых с оранжевыми пятнами мелкозернистых, микрослоистых, иногда микропористых. В отдельных прослоях кальцит выполняет трещины. Мощность 8.6 м.

Выше перерыв в обнажении – осыпь (2 м).

3. Алевролиты доломитовые красно-бурые, рыхлые и комковатые, аналогичные вышеописанным. Мощность 1.5 м.

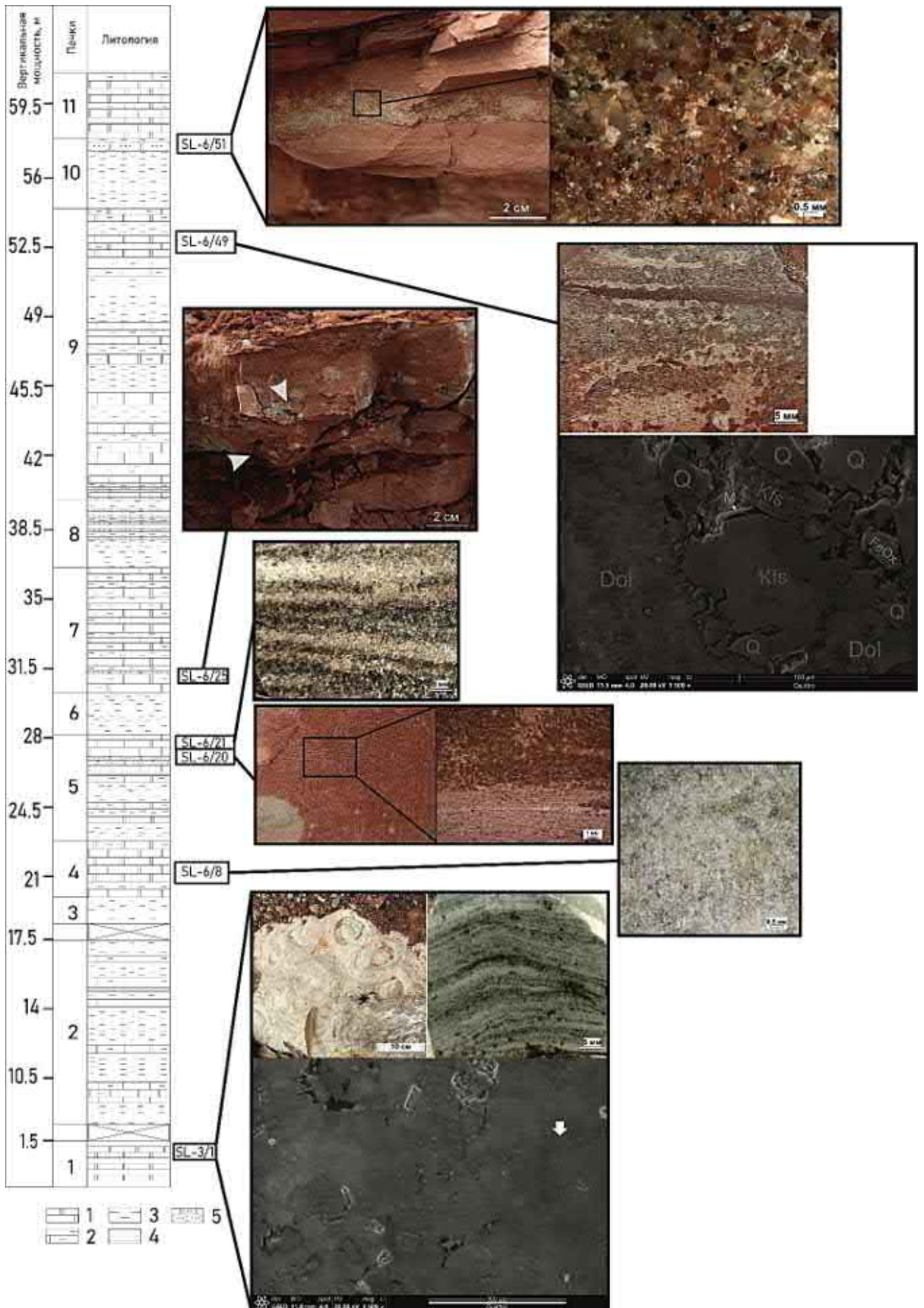
4. Доломиты зеленые, аналогичные описанным в (1), чередующиеся с доломитами алевро-глинистыми, аналогичными вышеописанным (2), с прослоями алевролитов, аналогичных (2) и (3). Мощность 3.15 м.

5. Переслаивающиеся алевролиты доломитовые зеленые, тонкоплитчатые, аналогичные (2) с линзами и прослоями аргиллитов красно-бурых, и доломиты. Доломиты серо-зеленые, аналогичные (1) и алевро-глинистые, красно-бурые с зелеными пятнами, аналогичные (2). Переход между доломитами с разным содержанием терригенного материала в четкий, различимый в пределах одного слоя. В верхней части пачки – тонко- и мелкозернистый песчаник доломитовый (15 см), красно-бурый, с пологоволнистой слоистостью в нижней части слоя и текстурами синседиментационных деформаций в верхней. Мощность 4.7 м.

6. Алевролиты, аналогичные (2). Мощность 2.4 м.

7. Переслаивающиеся алевролиты и доломиты, аналогичные пачке (5), с реликтовыми пустотами выщелачивания ангидрита. Мощность 5.5 м.

8. Алевролиты красно-бурые с зелеными пятнами, тонкоплитчатые, аналогичные вышеописанным, переслаивающиеся с мелкозернистыми песчаниками доломитовыми. Далее постепенно переходят в доломиты алевро-глинистые. Мощность 4 м.



←**Рис. 4.2.** Разрез эвенкийской свиты на р. Подкаменная Тунгуска. Условные обозначения: Литология: 1 – доломиты, 2 – доломиты алевро-глинистые, 3 – алевролиты доломитовые, 4 – аргиллиты, 5 – песчаники. Макроструктурные и текстурные особенности пород. SL-3/1 - доломит строматолитовый (фото в обнажении, аншлифе и SEM, белой стрелкой обозначена глиптоморфоза). SL-6/8 – доломит тонкозернистый, тонкослоистый, водорослевой. SL-6/20 - песчаник с пологоволнистой слоистостью и текстурами конседиментационных деформаций. SL-6/21 – доломит алевро-глинистый, тонкослоистый. SL-6/25 - доломит алевро-глинистый с пустотами выщелачивания ангидрита (показаны стрелкой). SL-6/49 - доломит алевро-глинистый с интракластами, пятнами и линзами аргиллитов, прослоями мелкозернистого песчаника (аншлиф и SEM), на SEM-снимке Dol-доломит, Q-кварц, Kfs-калиевый полевой шпат, М-слюда, FeOx- оксид железа (определено по элементной карте). SL-6/51 – градационный слой (фото в обнажении и аншлифе).

9. В нижней части пачки прослой, представляющие тонкослоистое чередование доломитов зеленых, алевро-глинистых, мелкозернистых, алевролитов красно-бурых с зелеными пятнами и песчаников доломитовых крупнозернистых, субгоризонтально слоистых. Выше слои доломитов (до 50 см) алевро-глинистых, красно-бурых с зелеными пятнами, пластинками слюд на поверхности напластования. Переходят в алевролиты зелено-серые, аналогичные вышеописанным. Выше залегают прослой доломитов серо-зеленых, с терригенной примесью до 15%, тонкозернистых, неяснослоистых, с редкими порами (менее 0.5 мм), переслаивающиеся с алевролитами. В верхней части пачки – доломиты алевро-глинистые, розово-серые, полосчатые (за счет терригенного материала), с интракластами (2-3 мм), пятнами и линзами аргиллитов, а также прослоями мелкозернистого песчаника известковистого. Мощность 13 м.

10. Алевролиты, аналогичные вышеописанным. В верхней части пачки – слой мелкозернистого песчаника кварц-полевошпатового с прослоем крупнозернистого. Зерна разноориентированы. Слоистость – градационная. Мощность 4.5 м.

11. Доломиты алевроитистые, красно-бурые, с редкими серыми пятнами, тонко- и мелкозернистые, неясно- и тонкослоистые. По трещинам развивается кальцит. Мощность 3.5 м.

Общая мощность разреза – 61.4 м. Сводный разрез, структурные и текстурные особенности представлены на рисунке 4.2.

4.3. Геохимические особенности

Содержание главных петрогенных окислов приведены в Приложении (табл. 3). Для изученных пород эвенкийской свиты характерны широкие вариации в содержании приведенных окислов из-за наличия как карбонатных, так и преимущественно терригенных по составу литотипов.

Для доломитов содержания SiO₂ 4.38-14.79% (в среднем 9%), TiO₂ 0.07-0.22%, Al₂O₃ 0.52-2.7% (в среднем 1.6%), Fe₂O₃ 0.33-1.12%, MnO 0.12-0.25%, MgO от 16.63 до 23.43% (в среднем

19.71%), CaO в пределах 24.49-29.79%, Na₂O в среднем 0.04%, K₂O до 1.5%, P₂O₅ в среднем составляет 0.03%. Для алевролитов доломитовых и песчаников SiO₂ от 13.77 до 57.02% (в среднем 45.9%), TiO₂ в среднем 0.78%, Al₂O₃ 1.09-15.06% (в среднем 9.72%), Fe₂O₃ 0.42-8.65%, MnO в среднем 0.1%, MgO 4.27-19.01% (в среднем 8%), CaO в широком диапазоне 4.44-24.49%, Na₂O в среднем 0.07%, K₂O от 1.1 до 6.34%, P₂O₅ в среднем составляет 0.15%. На основе содержания главных петрогенных окислов далее выполнен расчет нормативного минерального состава.

Геохимия стабильных изотопов карбонатов ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$). Вариации величин $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ по разрезу приведены на рисунке 4.3 и в Приложении (табл. 8). Проанализированные породы обеднены $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, (от -2.1‰ до -0.1‰) и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ (от -11.3‰ до -5.7‰). В хемостратиграфии как позднего протерозоя, так и раннего палеозоя изотопный состав кислорода показателен как индикатор постседиментационных изменений и сохранности С-изотопной системы. Для известняков эмпирически установлено, что в ходе диагенетических преобразований концентрации Mn и Fe в них увеличиваются, а содержание Sr уменьшается, поэтому критерии сохранности определены более четко (например, Семихатов и др., 2004, 2009; Кузнецов и др., 2006, 2014; Покровский и др., 2006; Jacobsen, Kaufman, 1999): $\text{Mn/Sr} \leq 0.2$, $\text{Fe/Sr} \leq 5$, $\delta\text{O}^{18} \leq 7\text{‰ PDB}$. Для доломитов отношения Sr не информативны, а величина δO^{18} в наименее измененных разностях составляет $\leq 8\text{‰ PDB}$. Несмотря на то, что значения δC^{13} в образцах пород эвенкийской свиты лежат в пределах зарегистрированного диапазона значений δC^{13} кембрийской морской воды от -2.5 до 2 ‰ PDB (Montañez et al., 2000; Veizer et al., 1999; Saltzman, 2005), значительная корреляция между величинами $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (коэффициент корреляции 0.6) свидетельствует об эпигенетических преобразованиях пород (например, при доломитизации в диагенезе). Следовательно, значения δC^{13} не отражают первоначальный изотопный состав вод.

4.4. Минеральный состав, его особенности, формы нахождения элементов

Вариации по разрезу минерального состава, пересчитанного по методу О.М. Розена, представлены на рис. 4.3 и в Приложении (табл. 4). Согласно нормативному расчету, породы содержат до 36% кварца (и иных минералов кремнезема), также до 36% полевых шпатов, гидрослюды и слюды (иллит и мусковит) в среднем составляют 15% (максимум 38%). Содержание доломита достигает 91% (в среднем 45%).

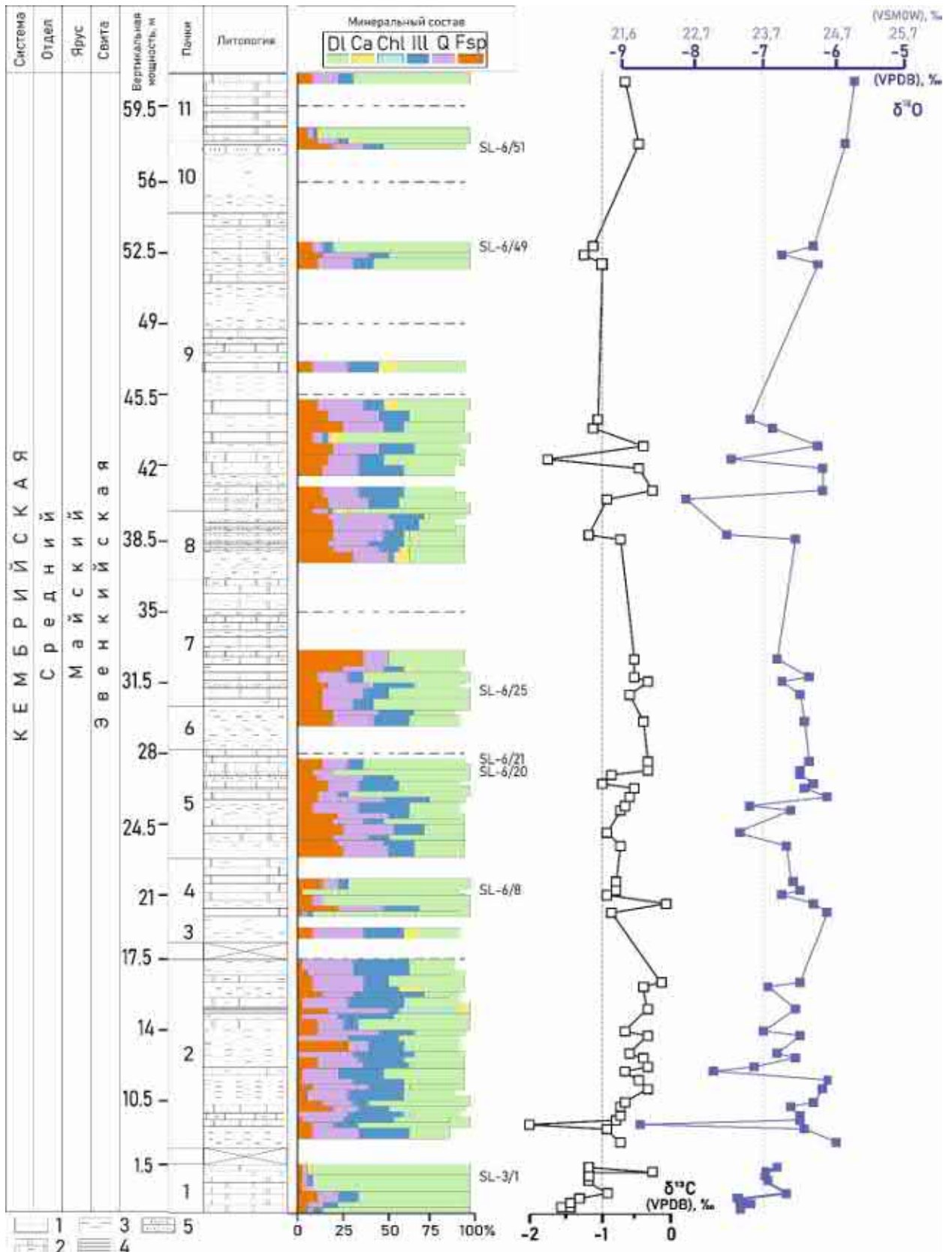


Рис. 4.3. Нормативный минеральный состав и вариации стабильных изотопов карбонатов ($\delta^{13}C_{\text{карб}}$, $\delta^{18}O_{\text{карб}}$). Минеральный состав: Q – кварц, минералы кремнезема, Fsp – полевые шпаты, Ill – гидрослюды (иллит) и слюды, Chl – хлорит, Ca – кальцит, Dl – доломит.

Отмечается наличие в отдельных образцах хлорита (до 32%). Содержание кальцита не велико – до 14% (в среднем 1%). Наибольшее содержание слоистых силикатов отмечается в пачках 2 и 3, в породах пачек 5, 7, 8 нарастает вклад полевых шпатов (ПШ).

Необходимо отметить, что в формулу иллита в MINLITH включены железо и магний, в результате чего молекулярная масса минерала значительно увеличивается, а в итоговый расчет попадают также слюды (биотит, мусковит). В породах эвенкийской свиты часто отмечаются обломочные слюды, в связи с чем при дальнейшей интерпретации большее внимание будет уделяться количеству ПШ.

Связь геохимических и минералогических особенностей пород эвенкийской серии также можно идентифицировать при помощи элементного картирования поверхности посредством электронной микроскопии с использованием детектора энергодисперсионной рентгеновской спектроскопии (EDS X-ray detector). Элементные карты для трех выбранных образцов (строматолитовый доломит, доломит алевро-глинистый, песчаник) представлены на рис. 4.5 – 4.7. Также рядом на рисунках приведены концентрации элементов (в масс. %).

Наиболее многочисленны и хорошо различимы на элементных картах доломит, кварц, полевые шпаты, обломочные слюды (напр., рис. 4.4).

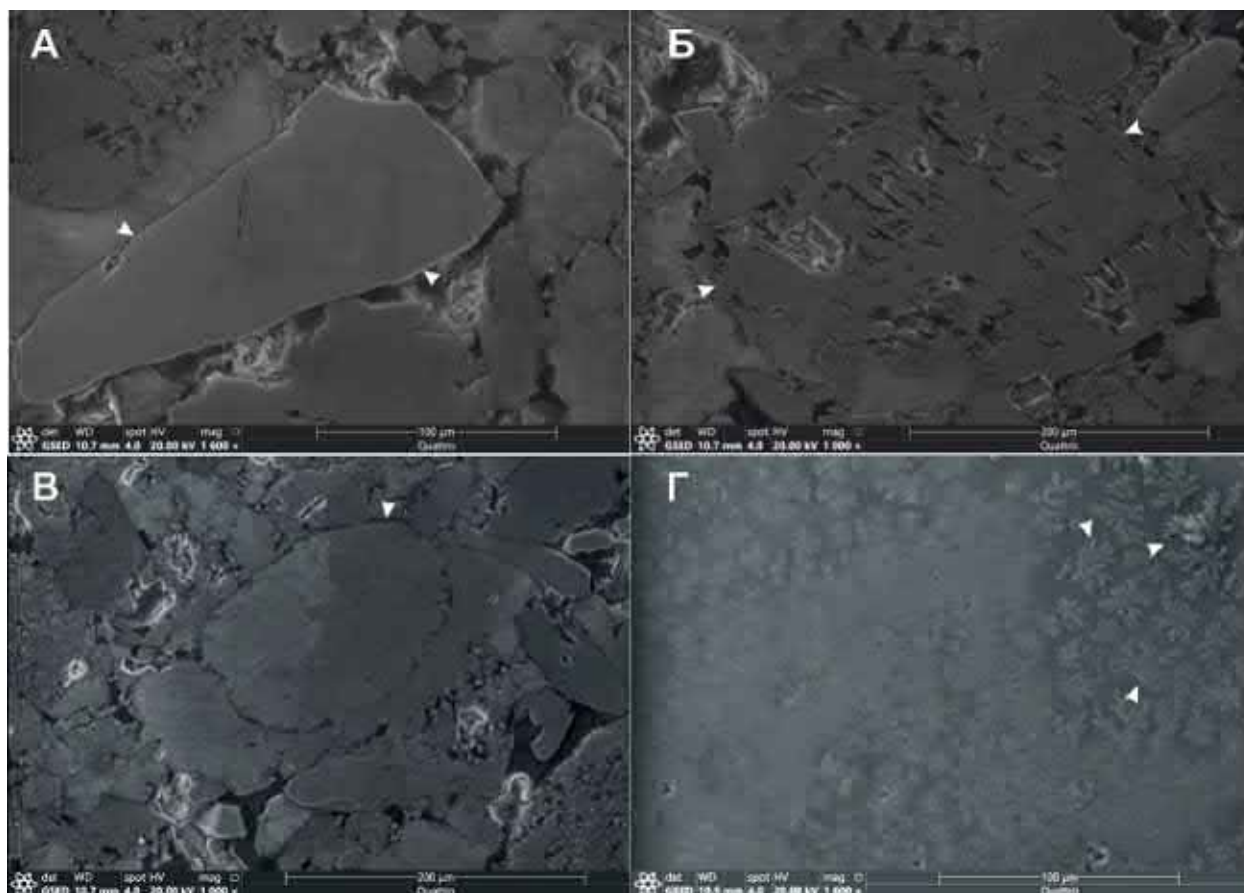


Рис. 4.4. Микрофотографии образца SL-6/51. Стрелками обозначены: А – пластинка слюды, Б – зерно полевого шпата, В – зерно кварца с следами коррозии на участках цементации, Г – дендриты галита на поверхности (также различимы на В).

В образце строматолитового доломита кристаллы с преимущественно прямыми границами. Присутствуют эвгедральные кристаллы доломита с зональной структурой. По пустотам нередко развивается окремнение (рис. 4.5, участки на карте Si, не закрашенные на картах K и Al). Также в пустотах хорошо различимы сгустки углерода, что характерно не только для вышеупомянутого литотипа (например, рис. 4.5-4.7, карты C). В алевро-глинистых разностях и песчаниках доломит выступает в качестве цемента либо матрикса (рис. 4.6, 4.7, карты Mg и Ca).

Структура глинистых минералов лучше различима в сколах, не подвергавшихся шлифовке (как в образцах верхоленской серии, см. раздел 5.4). В изучаемых породах эвенкийской свиты хорошо различимы обломочные слюды с характерной «чистой» поверхностью (рис. 4.4, А). Выделяются слоистые силикаты в виде вытянутых, упакованных стопчато пластинок до 200 мкм – как на фото, так и на картах распределения Si, Al, K, но отдельные железистые разности дополнительно «подсвечены» на картах Fe (рис. 4.5, 4.7). Помимо слоистых силикатов на картах железа обособляются минералы оксида железа (рис. 4.2, обр. SL-6/49, минерал, обозначенный FeOx выделяется только на картах Fe и O). Зерна полевых шпатов нередко обладают сильно эродированной поверхностью (рис. 4.4, Б) и также выделяются на картах Si, Al, K (рис. 4.6, 4.7). Зерна кварца размером 50-150 мкм ожидаемо наиболее ярко выделяются на картах Si (рис. 4.6, 4.7). В некоторых случаях отмечаются следы коррозии на участках цементации (рис. 4.4, В).

Одной из характерных особенностей является широкое развитие на поверхности образцов скелетных кристаллов галита (рис. 4.4, Г, карты Na и Cl на рис. 4.5-4.7) размером до 30 мкм. Предположительно, это новообразованные фазы, осажденные из раствора при шлифовке по причине растворения в этом процессе существовавших в породе микрокристаллов NaCl. На рисунке 4.7 область, выделенная на карте Cl и Na, также различима на карте K – вероятно, является сильвином.

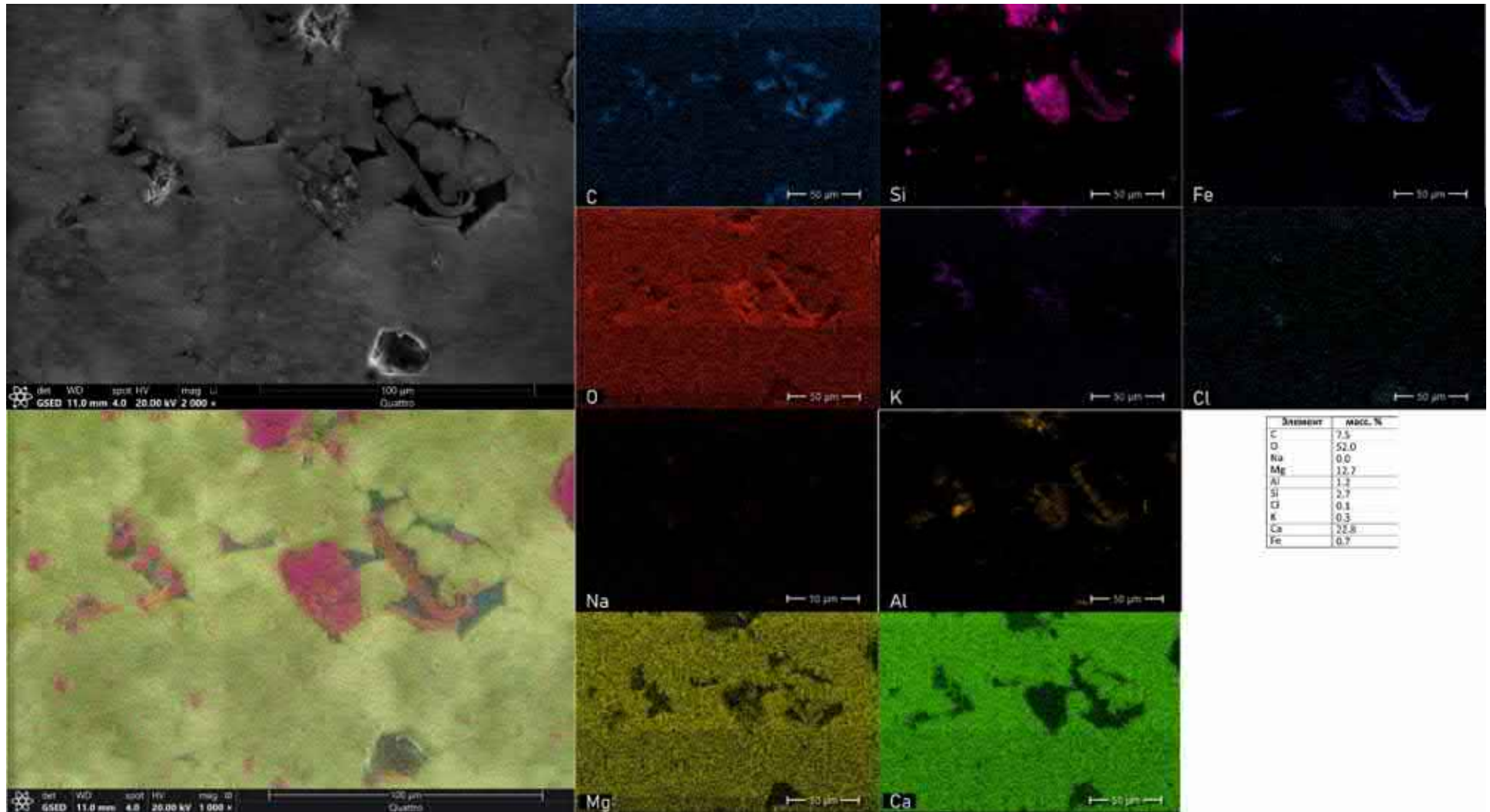


Рис. 4.5. SEM-изображение и элементные карты (образец SL-3/1, строматолитовый доломит).

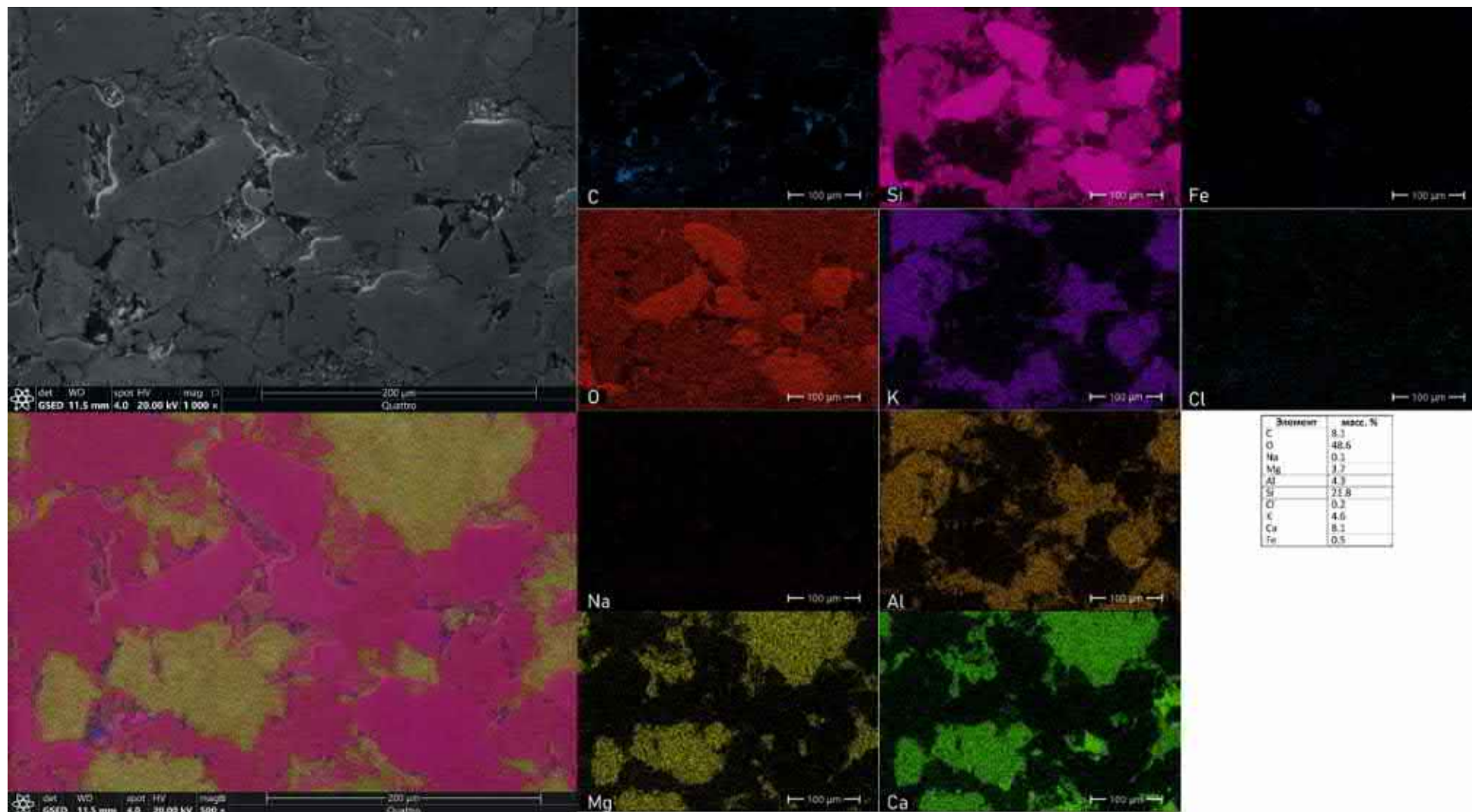


Рис. 4.6. SEM-изображение и элементные карты (образец SL-6/49).

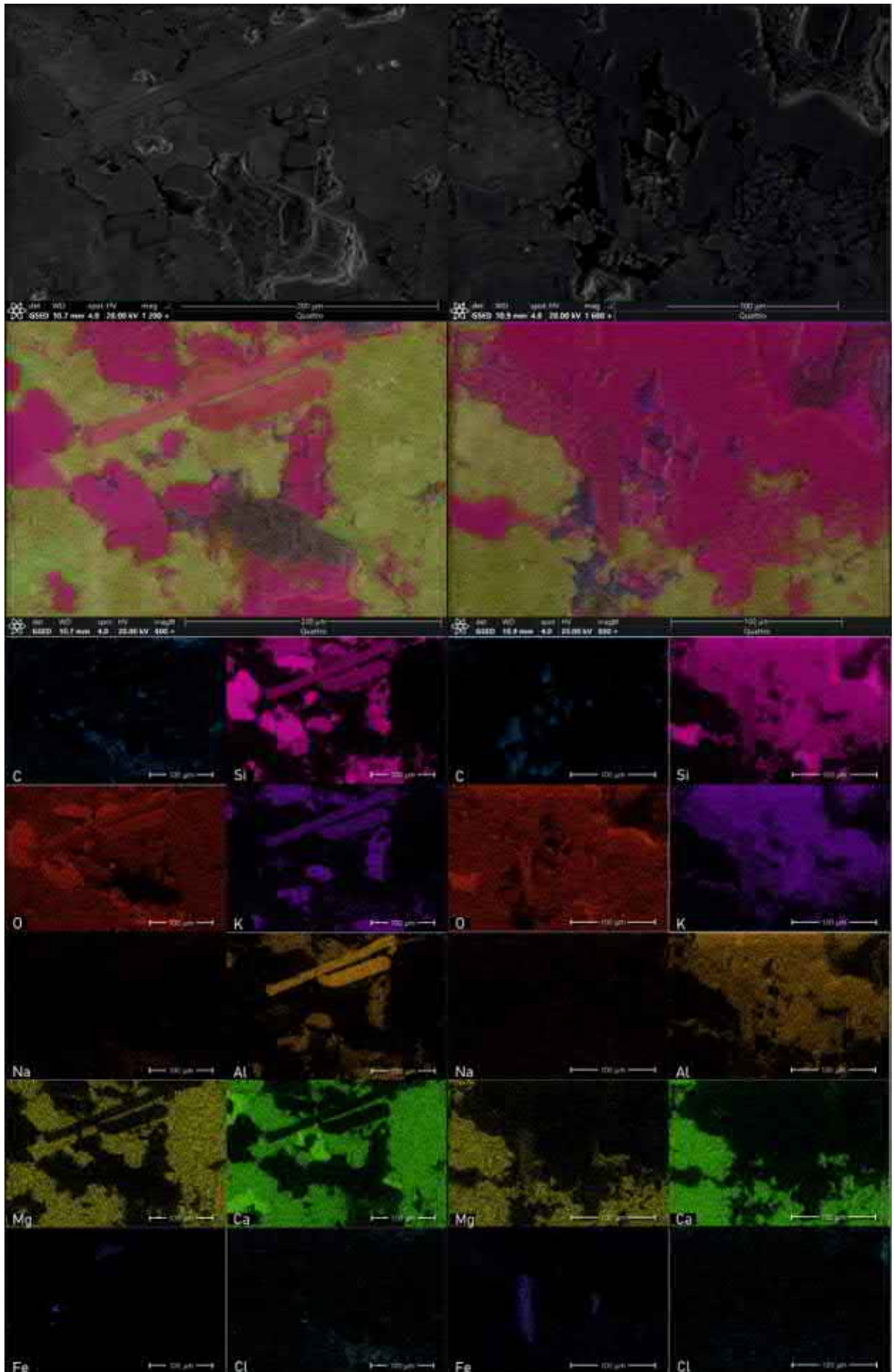


Рис. 4.7. SEM-изображение и элементные карты (образец SL-6/51).

4.5. Фациальная интерпретация

В исследуемом разрезе эвенкийской свиты не наблюдается характерных для себхи линз, корок, желваков гипса и ангидрита – только единичные реликтовые поры выщелачивания в алевро-глинистых доломитах (но выдержанные прослои селенита отмечены в обнажении эвенкийской свиты выше по течению р. Подкаменной Тунгуски, рис. 4.8).

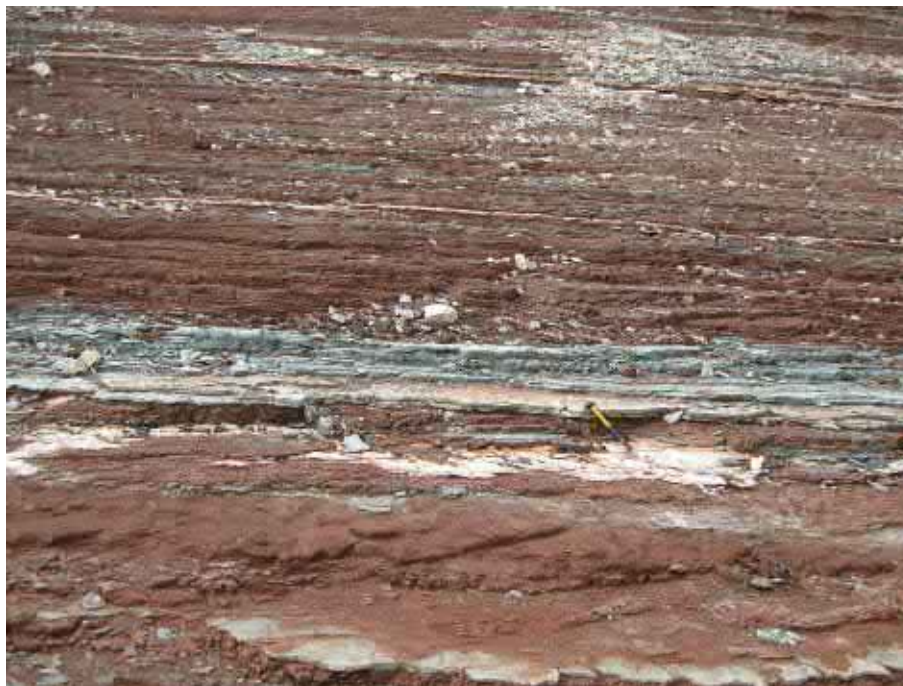


Рис. 4.8. Прослои селенита в обнажении эвенкийской свиты выше по течению р. Подкаменная Тунгуска. Фото из архива А.А. Медведкова.

При этом присутствуют: знаки волновой ряби, текстуры синседиментационных деформаций, тонкая пологоволнистая, пологая косая, градационная слоистость, наличие интракластов в породах. Некоторые из этих особенностей установлены в перемещенных слоях пород, т.к. разрез интенсивно разрушается, и установить их первичное положение не представлялось возможным. Тем не менее, они заслуживают упоминания (рис. 4.9).



Рис. 4.9. Особенности строения пород эвенкийской свиты, не привязанные к положению в разрезе (перемещены). А - знаки волновой ряби, Б - пологая косая слоистость, В – кольца бикита.

Отдельный интерес представляют зональные структуры бикита (рис. 4.9, В). Бикит (*beekite*) или кольца бикита - особые формы кремнезема, образующиеся в результате вторичного окварцевания. Это концентрические, зональные структуры, развивающиеся на поверхности пород и окаменелостей в результате их частичного окремнения. Предполагается возможным образование подобных структур как в субаэральных, так и в аквальных условиях (Allison, Bottjer, 2011). В некоторых случаях наличие бикитовых горизонтов трактуется как признак значительных временных перерывов в осадконакоплении в субаэральных условиях (Kazancı, Varol, 1993). Гнезда или корочки халцедона (наподобие салькрета) также установлены исследователями в нижних элементах ранее упомянутых циклитов фаций литорали-супралиторали венд-кембрийских пород юга Сибирской платформы (Кузнецов и др., 2000).

Расчет нормативного минерального состава демонстрирует изменения фациальных обстановок и режима поступления обломочных компонентов. Так, наиболее «чистые» доломиты (например, пачка 1) формировались в нижней части литоральной зоны. Затем, при проградации береговой зоны, происходит смена обстановок на верхнюю литораль-супралитораль и увеличивается содержание терригенных компонентов в породах.

На основании вышеописанных особенностей разреза эвенкийской свиты в долине нижнего течения р. Подкаменная Тунгуска, а также анализа взглядов на формирование современных и древних себховых и некоторых береговых фаций, можно сделать следующий вывод: изученные породы эвенкийской свиты формировались преимущественно в условиях верхней литорали.

Выводы по главе 4

В результате работы выполнено описание разреза эвенкийской свиты Сибирской платформы на р. Подкаменная Тунгуска близ поселка Суломай. Описаны структурные и текстурные особенности слагающих его пород. Выполнено определение главных петрогенных окислов и на их основе рассчитан нормативный минеральный состав. Увеличение терригенной составляющей в породах фиксирует периоды усиления эрозионной деятельности в области источника сноса – Енисейского кряжа. Рост вклада ПШ в породах средней части разреза свидетельствует об интенсификации физического выветривания, происходившего в аридных условиях.

Рассмотрены основные взгляды на формирование эвенкийской свиты на Сибирской платформе. Это обстановки: субаэральных надприливных равнин/себхи (Сухов и др., 2016), мелководно-морские/лагунные (Жарков, 1968), с преимущественно штормовым режимом (Сараев и др., 2004). Наиболее близки по условиям формирования к породам эвенкийской свиты литоральные образования в составе карбонатно-соленосной формации венда–нижнего кембрия

Непско-Ботуобинской антеклизы, смежных районов Игыатинской и Березовской впадин (Кузнецов, Сухы, 1990; Кузнецов и др., 2000; Кузнецов, Журавлева, 2019; Kuznetsov, Suchy, 1992). Выдвинуто предположение о принадлежности изученных фаций эвенкийской свиты преимущественно к обстановкам верхней литорали с возможными эпизодическими условиями нижней супралиторали под влиянием эвстатических колебаний в бассейне. Это условия приливно-отливных отмелей (возможно, микроприливные среды под влиянием преимущественно ветрового нагона), ассоциированные с прибрежными себхами (рис. 4.10).

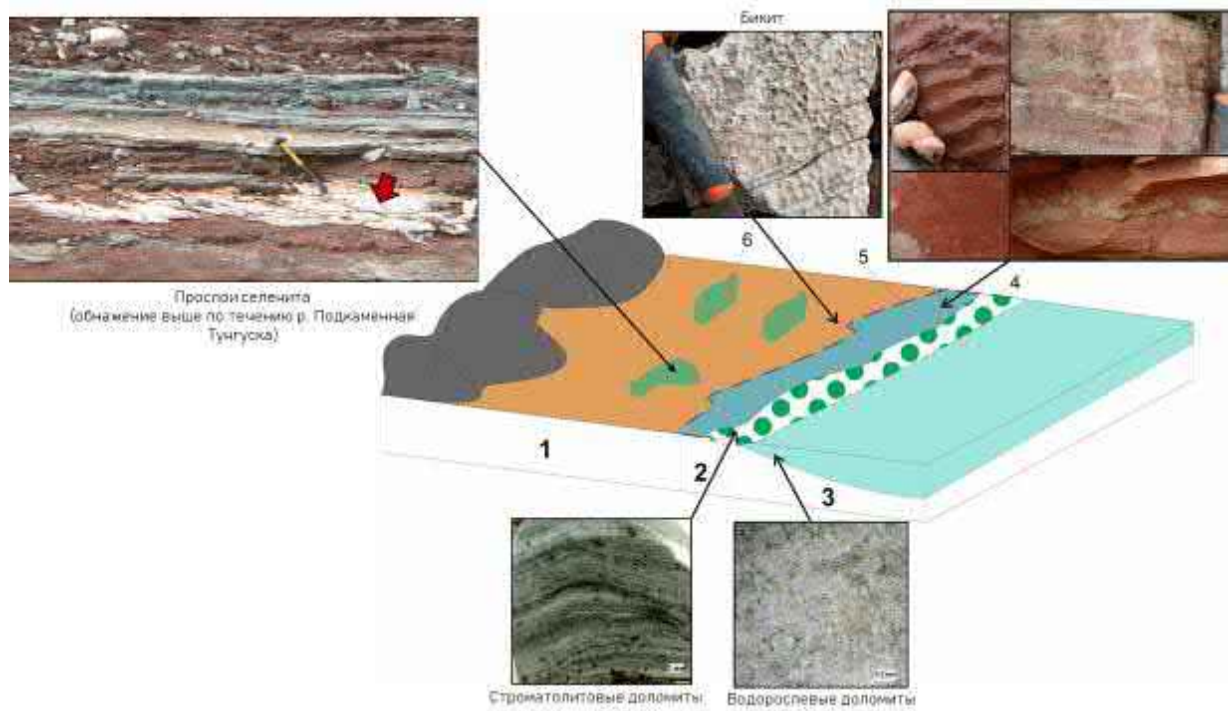


Рис. 4.10. Схема палеогеографических обстановок в период формирования эвенкийской свиты (не в масштабе). 1 – супралитораль (себха), 2 – литораль, 3 – сублитораль, 4 – строматолиты, 5 – граница высокого прилива, 6 – соленые бессточные озера, образующиеся в регрессивную стадию.

Таким образом, **второе защищаемое положение:** «Породы эвенкийской свиты формировались в пределах верхней литорали, эпизодически сменяемой условиями нижней супралиторали. Это обстановки приливно-отливных отмелей, ассоциированных с прибрежными себхами».

ГЛАВА 5. ВЕРХОЛЕНСКАЯ СЕРИЯ (СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ)³

5.1. Состояние изученности

Палеоклиматические особенности формирования верхоленской серии изучались с 60х и не теряют интереса исследователей до настоящего времени. Н.М. Страховым (1962) верхоленская формация отнесена к типу лагунных. В лагунно-себховых условиях палеобассейн периодически распадался на отдельные более мелкие водоемы, где большую роль наряду с морской водой играл сток вод с суши, вносящий массы мелкого обломочного материала с горных обрамлений Иркутского амфитеатра (Жарков, 1965, Иванов, Воронова, 1972). Позднее, на основании данных по изотопному составу серы в сульфатах (Писарчик, Голубчина, 1979), а также пониженным по сравнению с одновозрастными отложениями других районов отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в сульфатах и карбонатах (Виноградов и др., 2011) был подтвержден вывод о полной и быстрой изоляции Верхоленского бассейна. Изотопный состав стронция, определенный в карбонатах разреза р. Малая Чуя (Буякайте и др., 2019), подтверждает изоляцию палеобассейна: минимальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ закономерно увеличиваются в рассматриваемом разрезе снизу-вверх, оставаясь ниже «океанских» в верхоленской и илгинской свитах. Смена фациально-палеогеографических обстановок, режима водно-солевого питания и интенсификация поступления рассолов и газов, по мнению исследователей (Беленицкая и др., 1990; Сизых, 2001, Виноградов и др., 2011), обусловлены активизацией тектонических событий, в наибольшей мере каледонских, в южном обрамлении Сибирской платформы. На фоне этих эпизодов представляется перспективным проследить климатические изменения во время формирования пород верхоленской серии.

5.2. Краткое описание разреза

Верхоленская серия изучена в разрезе на правом берегу реки Малая Чуя, в 7 км вверх по течению от ее слияния с рекой Большая Чуя (рис. 5.1). В обнажении вскрывается верхняя часть верхоленской серии, илгинская свита и нижняя часть устькутской свиты. В стратиграфической последовательности были опробованы 84.5 м разреза верхоленской серии. В изученном обнажении серия сложена доломитовыми мергелями, глинистыми алевролитами, красными, коричневатато-красными с маломощными прослоями зеленоватато-серых алевролитов.

³ При подготовке данной главы диссертации использованы следующие публикации соискателя, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования: **Меренкова С.И.**, Коровников И.В., Габдуллин Р.Р. Литолого-геохимические особенности и палеоклиматические условия формирования пород верхоленской серии // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2023. № 4. С. 20—30. RSCI (1.16 п.л., вклад автора – 80%, импакт-фактор РИНЦ 0.38).

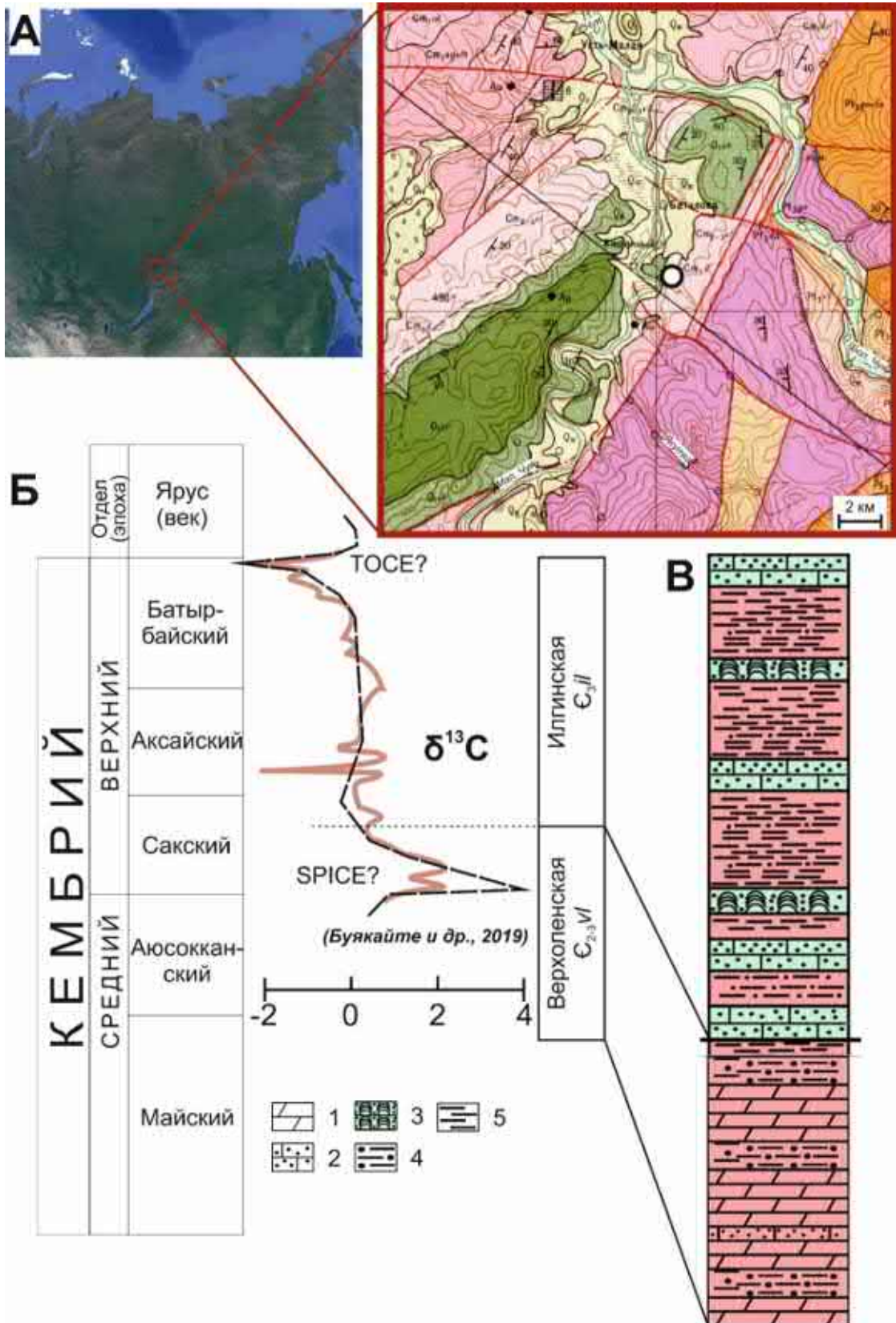


Рис. 5.1. Положение исследуемого разреза верхоленской серии (переходные отложения от верхнего кембрия к ордовикау на правом берегу р. Малая Чуя). А – местоположение разреза в региональном плане, Б – стратиграфическое положение, В – строение разреза. Вариации изотопного состава углерода в карбонатах верхоленской и илгинской свит в разрезе р. Малая Чуя (по (Буякяйте и др., 2019)). Условные обозначения: 1 – доломитовый мергель, 2 – известковый песчаник, 3 – строматолитовые биогермы, 4 – алевролит, 5 – аргиллит.

На поверхностях напластования зеленовато-серых алевролитов наблюдаются знаки ряби. Также иногда отмечается косая слоистость (рис. 5.2). Верхняя часть видимого интервала верхоленской серии представлена плитчатыми аргиллитами красного и коричневатого цвета с прослоями зеленовато-серых алевролитов. Видимая мощность 115 м.



Рис. 5.2. Алевролиты верхоленской свиты с косой слоистостью.

5.3. Геохимические особенности

Содержание главных петрогенных оксидов и микроэлементов приведены в Приложении (табл. 5,6). Для пород верхоленской серии характерен разброс концентраций Al_2O_3 (от 3.3 до 11.6%, в среднем 6.7%) и CaO (от 10.0 до 30.9%, в среднем 23.6%), средние содержания Na_2O , MgO , SiO_2 , K_2O , TiO_2 , MnO , Fe_2O_3 общ., P_2O_5 составляют 0.64, 3.43, 39.23, 1.83, 0.38, 0.11, 2.62 и 0.11 масс. % соответственно. Проба Ch032 содержит 1,9% минерала барит ($BaSO_4$).

За основу при определении обогащения/обеднения элементами взяты кларки по Н.А. Григорьеву (2009). Изменения по разрезу нормализованных на стандарт для карбонатных пород содержания отдельных элементов приведены на рис. 5.3. Для всех проанализированных пород характерно обогащение Cr (до 11 раз), V, Ni, Cu, Zn, Rb. Отдельные образцы обогащены Ba (до 26 раз) из-за присутствия барита, Ba коррелирует только с $S_{общ.}$ (коэффициент 0.98, аналогичная корреляционная связь $S_{общ.}$ только с барием). Содержания Sr значительно ниже кларковых, обнаруживается только слабая обратная корреляционная связь с характерными для терригенной части оксидами (Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 , Fe_2O_3) и элементами (см. далее). Концентрации U, Th, Mo составляют менее 5 ppm, Pb и As – менее 10 ppm, что ниже предела обнаружения методом.

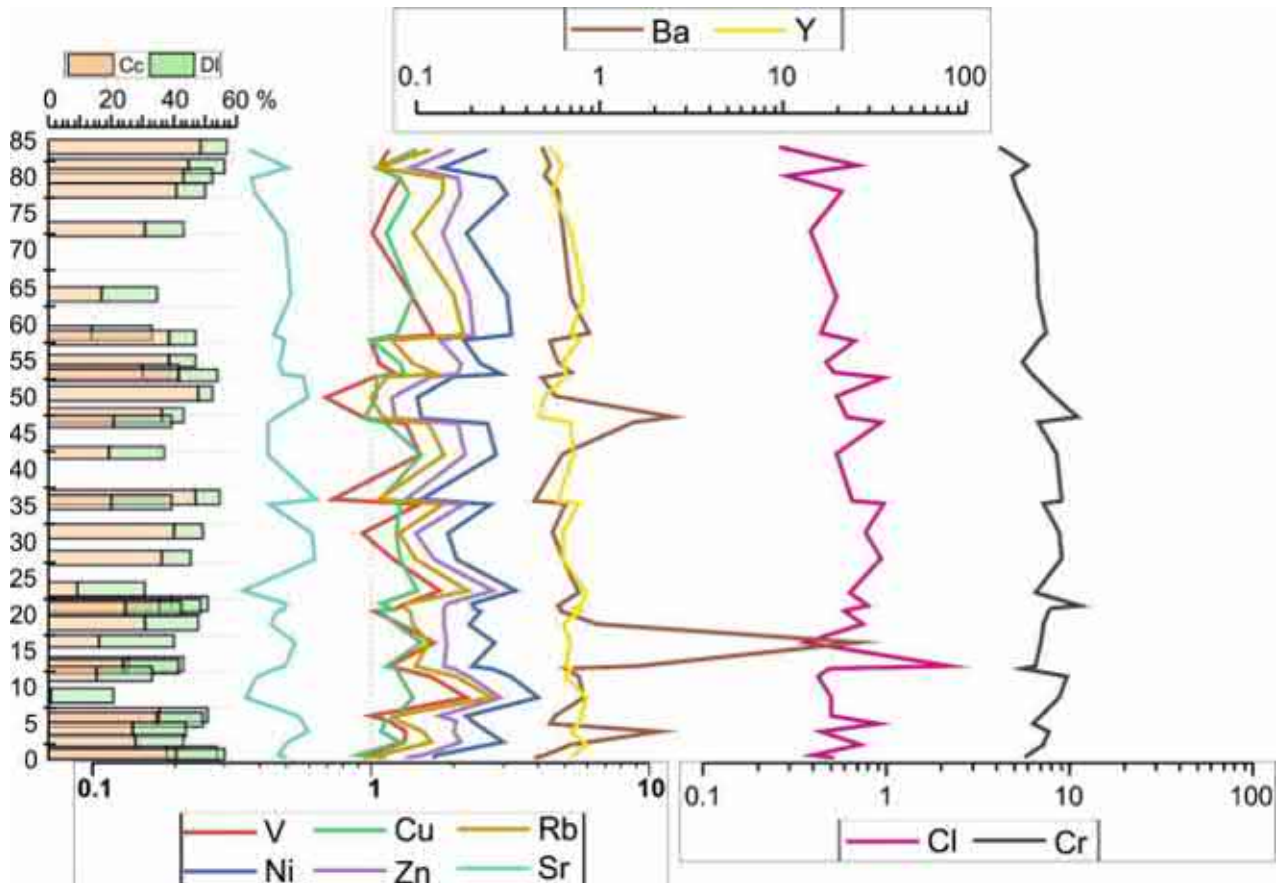


Рис. 5.3. Элементный состав, нормированный на стандарт, сопоставленный с содержанием карбонатов – кальцита и доломита по разрезу.

5.4. Минеральный состав, его особенности и формы нахождения элементов

Вариации минерального состава, пересчитанного по методу О.М. Розена представлены на рис. 5.4 и в Приложении (табл. 7). Вариации карбонатной и терригенной составляющих в изучаемом разрезе носят колебательный, близкий к ритмичному, характер, что хорошо видно на рис. 4.1. Такие изменения вещественного состава нашли отражение в содержаниях V, Ni, Cu, Zn и Rb – их концентрации находятся в прямой зависимости от количества терригенной части и коррелируют с содержанием Al_2O_3 и глинистой части (рис. 5.5). Для дальнейшей интерпретации значения этих элементов были нормализованы на Al (рис. 5.11, 5.12).

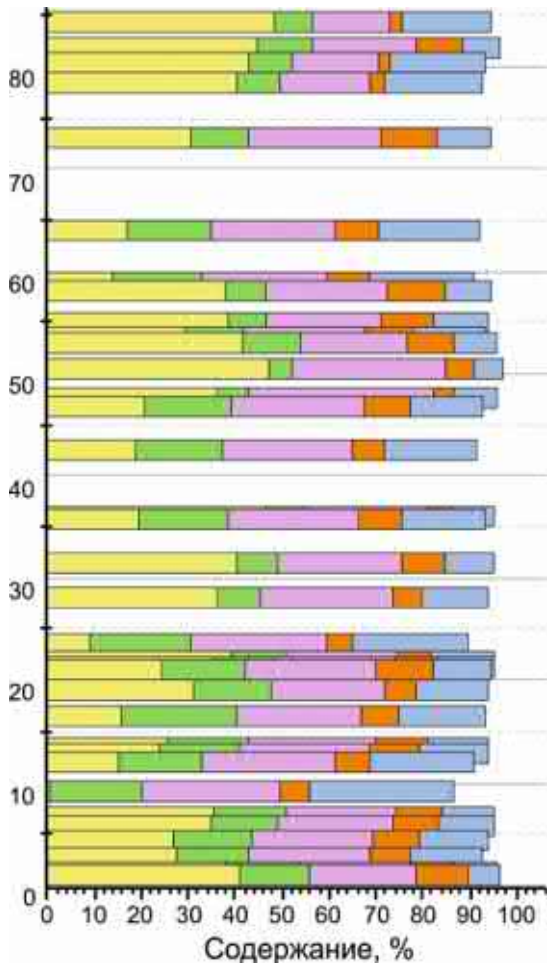


Рис. 5.4. Изменение нормативного минерального состава пород верхоленской серии в обнажении правого берега р. Малая Чуя. Q – кварц, минералы кремнезема, Pl – плагиоклаз, Or – ортоклаз, Ill – иллит, Сс – кальцит, Dl – доломит, Ank – анкерит, Fsp – полевые шпаты (плагиоклаз+ортоклаз), Pel – глинистые компоненты (монтмориллонит + иллит + хлорит + каолинит). Расчетные значения – Приложение (табл. 7).

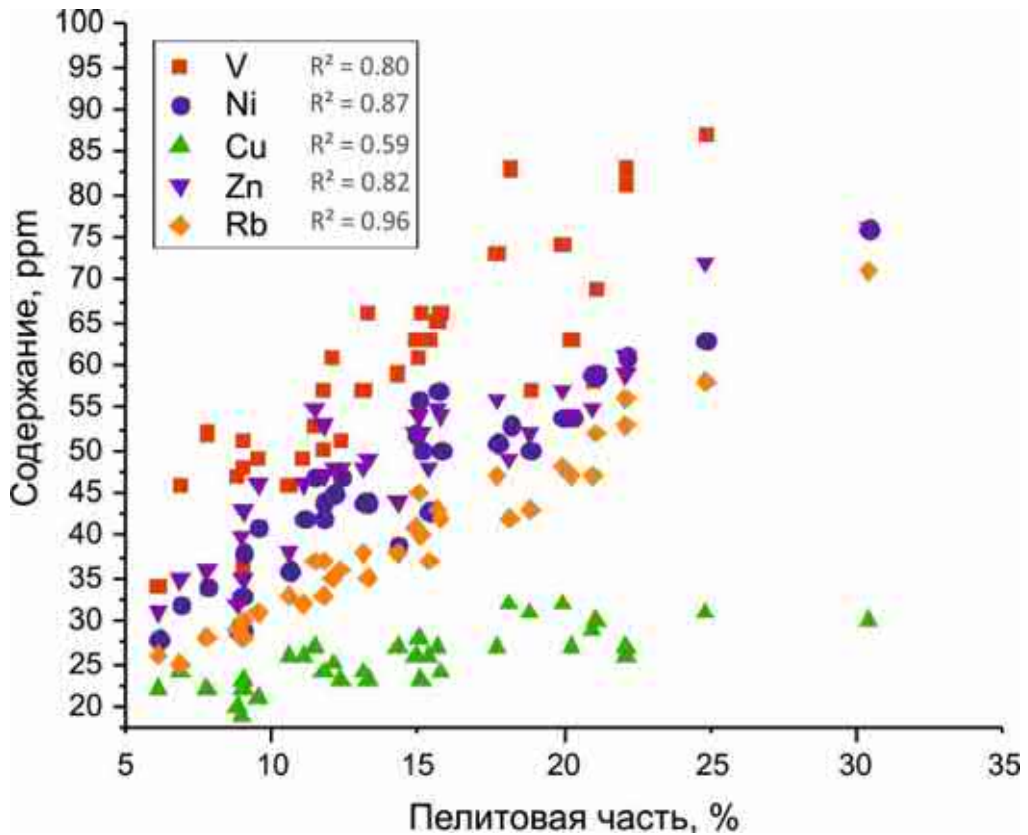


Рис. 5.5. Взаимоотношение ненормализованных содержаний микроэлементов и доли глинистой части в породах верхоленской серии.

Слагающие породы верхоленской серии минеральные фазы также можно идентифицировать при помощи элементного картирования поверхности по средству электронной микроскопии с использованием детектора энергодисперсионной рентгеновской спектроскопии. Элементные карты представлены на рис. 5.6 – 5.10 и в Приложении (рис. 1 – 5).

Наиболее многочисленны и хорошо различимы на элементных картах карбонаты (кальцит, доломит), кварц, полевые шпаты (в том числе натриевые), различные глинистые минералы. Зерна кальцита и доломита находятся в виде кристаллов кубической/ромбоэдрической формы, местами со следами растворения. Часто встречаются зерна кварца, причем как слабоокатанные, угловатые, так и окатанной формы в одном образце (например, рис. 5.9). Распространены полевые шпаты. Поверхность зерен полевых шпатов часто сильно эродирована. Также встречаются пластинки слюд (рис. 5.7, Приложение, рис. 2) размером до 100 мкм.

Глинистые минералы в изученных породах верхоленской серии в основном находятся в виде анизометричных листообразных структурных элементов, также можно отметить агрегаты по первичным минеральным зернам. Особенно интересно выделяются агрегаты смектитов (по-видимому, железистых, схожих с нонтронитом по структуре, рис. 5.8), развивающиеся по зернам вблизи пор. По-видимому, это свидетельствует о гидротермальном происхождении агрегатов (Осипов, Соколов, 2013). На элементных картах участки развития специфичных агрегатов отмечены марганцем (рис. 5.8.1, Приложение, рис. 5). Вероятно, это связано с тем, что при непродолжительном времени сканирования (10 минут) и низком содержании в породе железа и марганца, произошло перекрытие близкорасположенных пиков на рентгеновских спектрах, т.к. пики марганца – 5.89 keV и 6.49 keV, а железа – 6.40 keV и 7.06 keV.

Также на картах видно покрытие обломочных зерен «рубашками» из гидроксидов железа (см. карты Fe). Хорошо различимы высоко титанистые минералы (см. карты Ti). Обнаружен обломок фауны, покрытый углеродной пленкой (рис. 5.10).

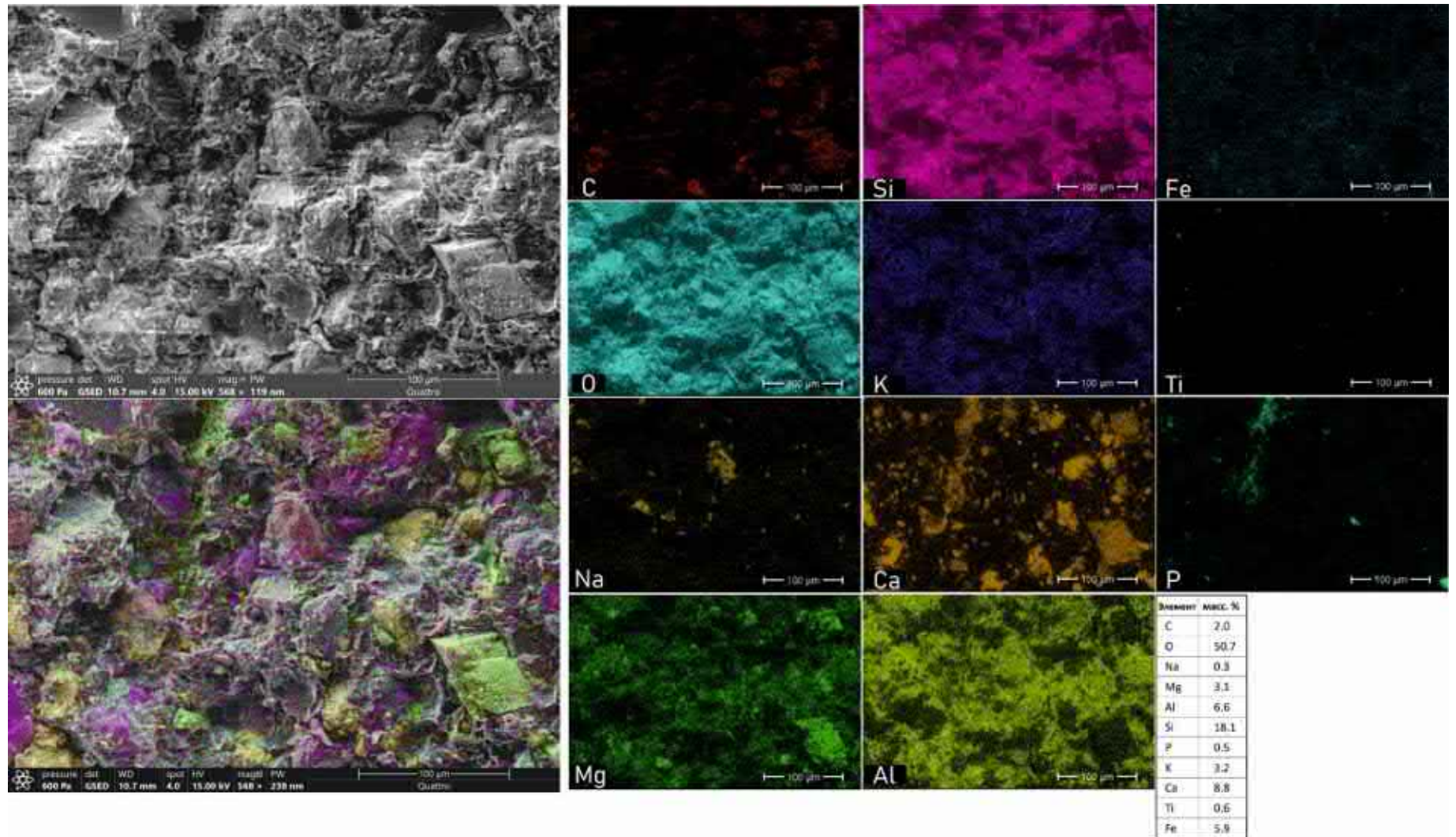


Рис. 5.6. SEM-изображение и элементные карты (образец Ch020). Выделяется крупный кристалл доломита (правый нижний угол) и вкрапление апатита (см. карты Ca и P).

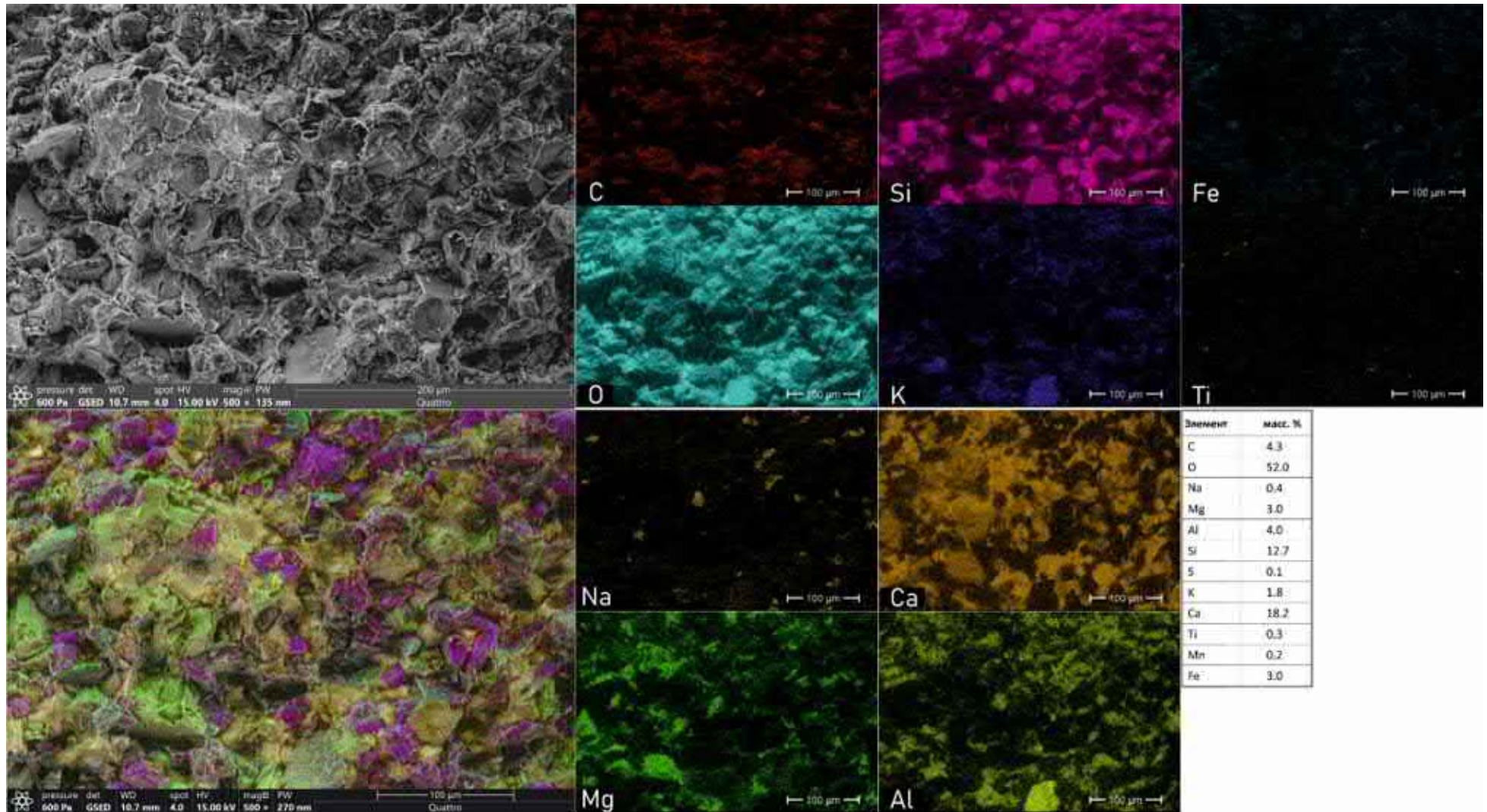


Рис. 5.7. SEM-изображение и элементные карты (образец Ch024). Характерна ячеистая микроструктура, в нижней части – крупный обломок слюды (яркое пятно на картах Si, O, K, Al).

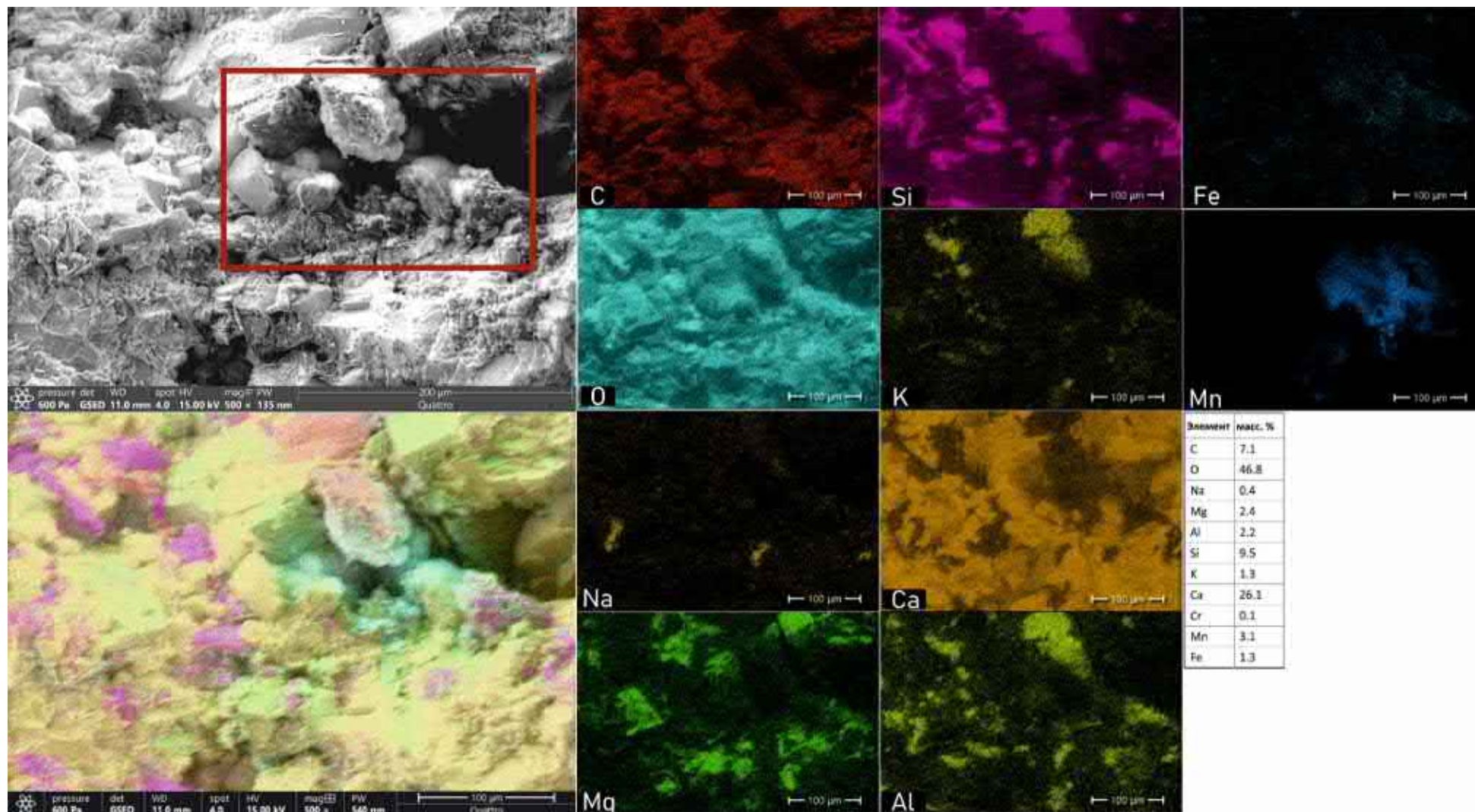


Рис. 5.8. SEM-изображение и элементные карты (образец Ch041). Выделенная область – рис. 4.6.1.

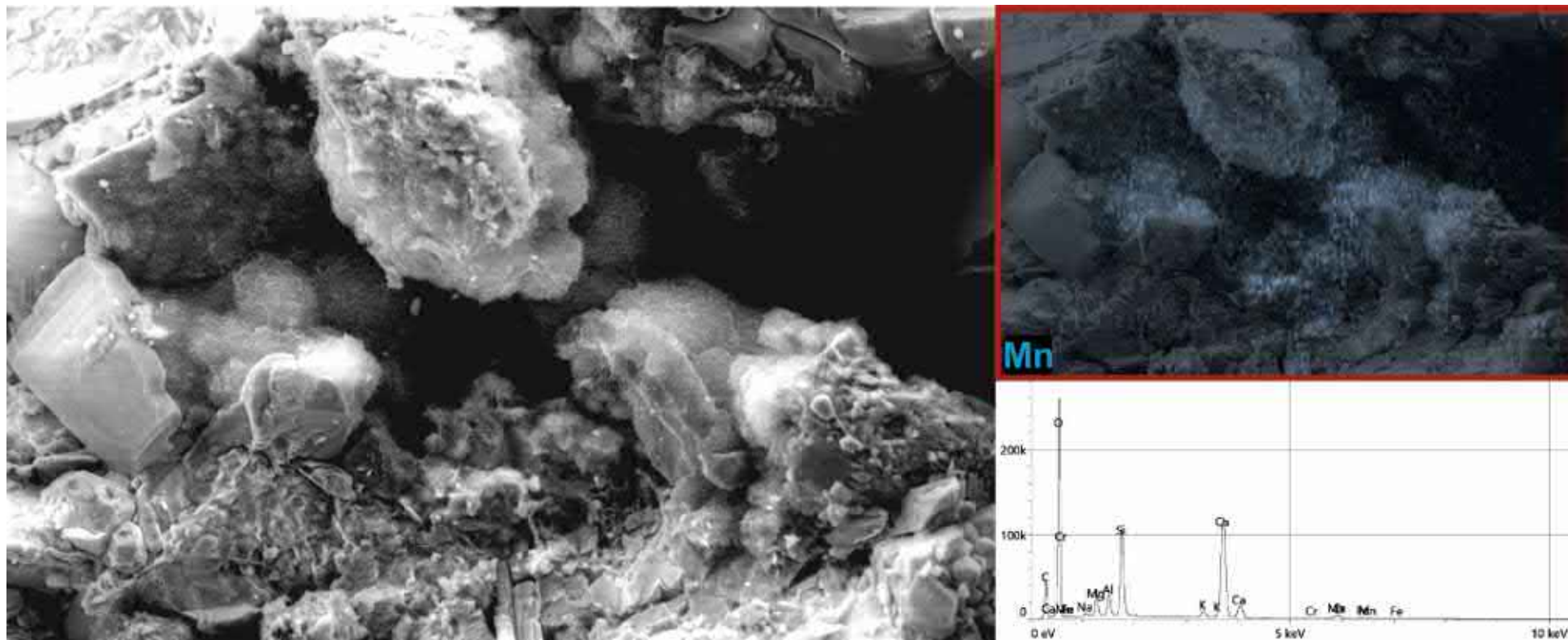


Рис. 5.8.1. SEM-изображение «обрастания» минеральных зерен железистым смектитом (?), карта распределения марганца и спектры.

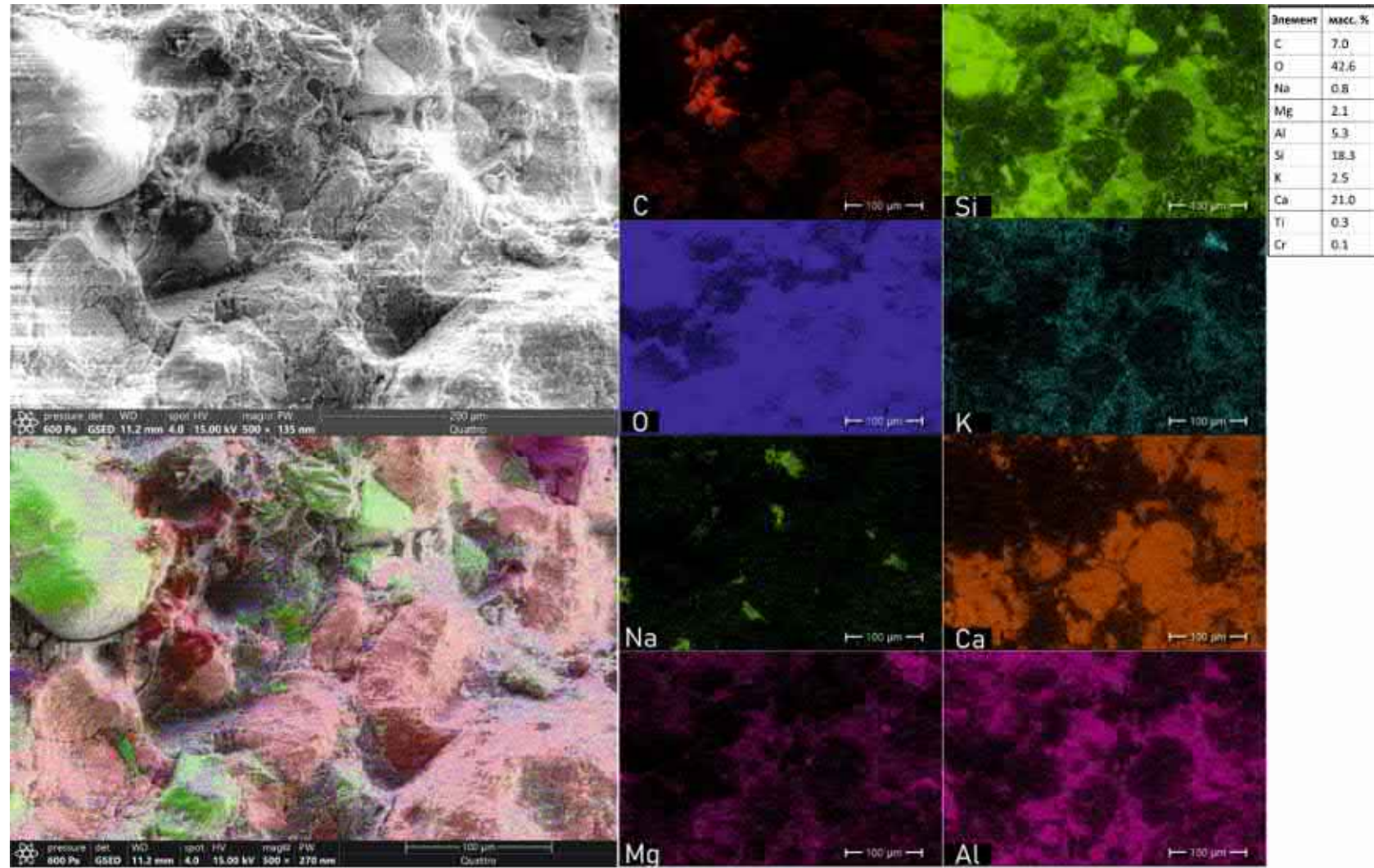


Рис. 5.9. SEM-изображение и элементные карты (образец Ch050). В левой части – крупное (до 150 мкм), окатанное зерно кварца соседствует с угловатым обломком (ближе к центру) около 50 мкм. Цветовая легенда отличается от предыдущих рисунков.

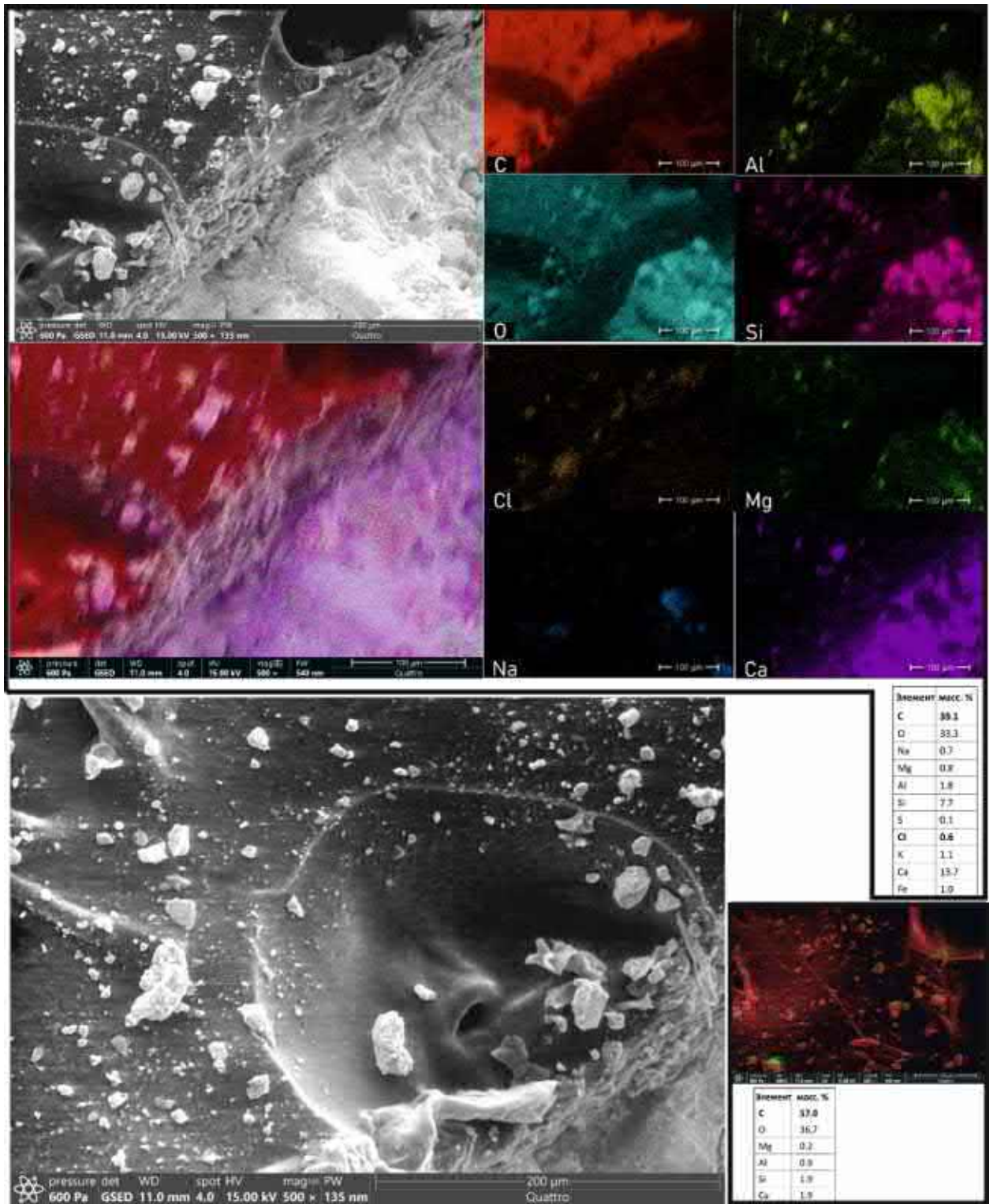


Рис. 5.10. SEM-изображение и элементные карты (образец Ch041) обломка фауны.

5.5. Характеристика выветривания

На рис. 5.11 представлено изменение по разрезу величин отношений $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ и $\text{Ln}(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$ (молярное), по пикам которых выделены периоды аридизации/гумидизации климата.

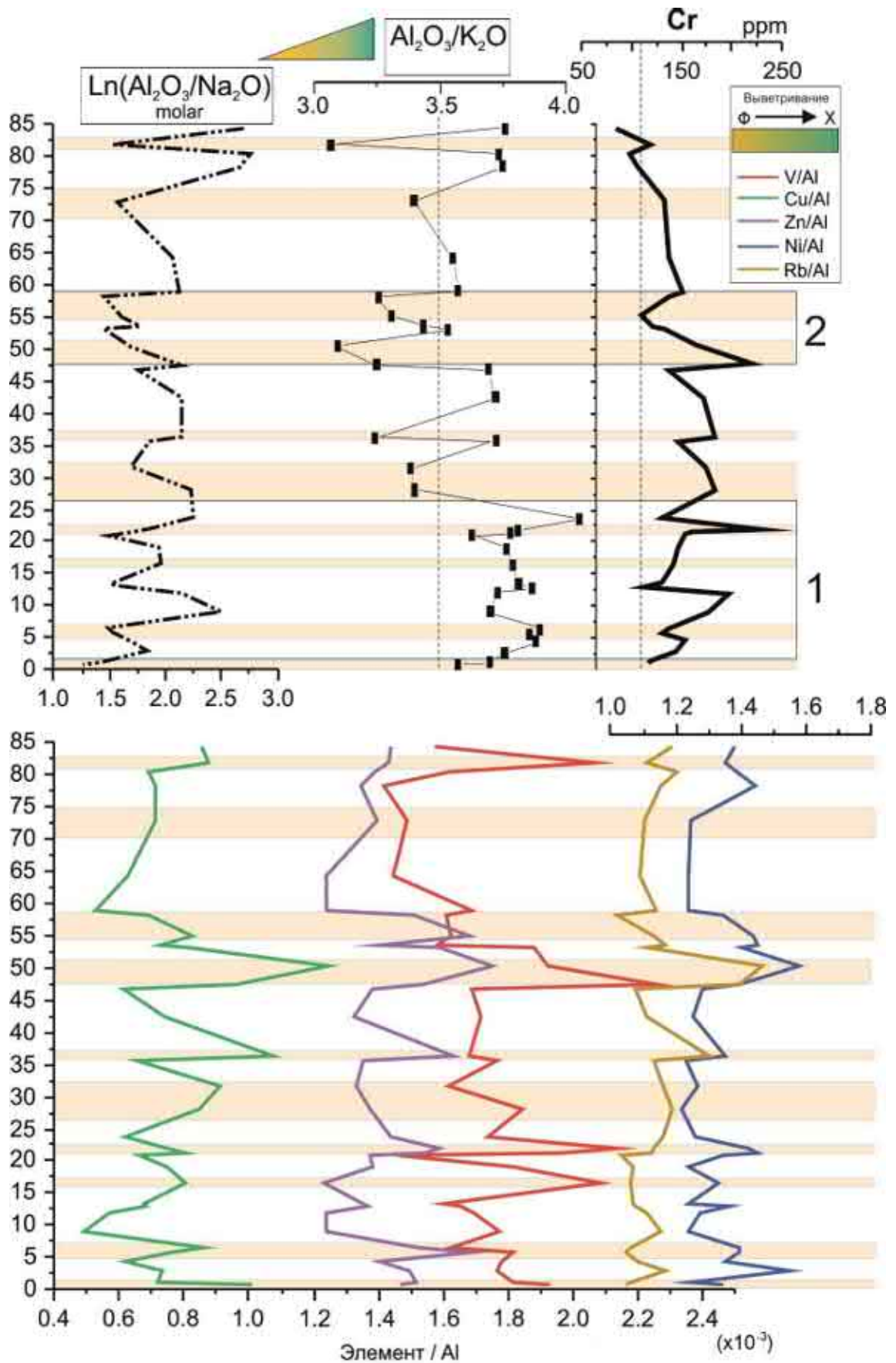


Рис. 5.11. Интервалы относительного изменения климата в пределах источника сноса Верхоленского палеобассейна по геохимическим данным. Выветривание: Φ – физическое, X – химическое.

Относительно высокие значения $\text{Ln}(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$ отражают рост атмосферных осадков и интенсивное химическое выветривание в тёплом и/или влажном климате. Более низкие значения этого параметра указывают на снижение химического выветривания, что отражает прохладный и/или засушливый климат, с преобладанием физического выветривания (Montero-Serrano et al., 2015). Содержания $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ выше в нижней части разреза, но на кривой $\text{Ln}(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$ эта тенденция не наблюдается. В отечественной литературе широко известен натриевый модуль ($\text{НМ}=\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$), характеризующий особенности процессов химического выветривания и созревания поступающей в бассейн кластики: чем меньше величина НМ, тем меньше плагиоклазов поступило в область осадконакопления из питающей провинции (Маслов, 2005). Можно сделать вывод, что происходило изменение источника сноса и/или «питающих» пород – в начале формирования толщи происходило поступление преимущественно плагиоклазов, далее увеличилась доля КППШ при относительно стабильном (в эти периоды) вкладе глинистых минералов. Нормативный расчет минерального состава также демонстрирует более высокие содержания плагиоклаза в нижней части разреза.

Выделенным периодам усиления физического выветривания соответствуют пики концентраций V, Cu, Zn, нормализованных на Al (чтобы уменьшить влияние от изменения содержания терригенной составляющей по разрезу, как упоминалось выше). Пики V, Cu, Zn имеют разную интенсивность по разрезу в пределах выделенных интервалов, что демонстрирует различную степень обогащения этими элементами и форму нахождения при схожих климатических условиях формирования. Cu и Zn довольно подвижны в пресноводных гумидных ландшафтах, имея тенденцию к концентрации в аридных бассейнах с повышенной минерализацией вод (Юдович, Кетрис, 2011). Эти элементы косвенно могут указывать на солёность вод палеобассейна, т.к. главные формы переноса Cu – хлоридные комплексы. Это же свойственно и для Zn. Непропорциональный рост содержаний V (относительно пиков Cu и Zn), по-видимому, связан с разным вкладом тяжелых минералов-носителей (титаномагнетит, ильменит). Косвенно на это может указывать сильная корреляция V с TiO_2 (0.83) и Fe_2O_3 (0.9). Rb изоморфно замещает калий в калишпатах и слюдах (причем КППШ беднее Rb, чем слюды) (Юдович, Кетрис, 2011). Возможно, в связи с этим пики на кривой Rb не всегда совпадают с таковыми на кривых V, Cu, Zn и выделенными периодами изменения выветривания – Rb обогащает разные фазы. Пики на кривой нормализованных содержаний Ni противопоставлены таковым для V, Cu, Zn, что указывает на обогащение осадков палеобассейна преимущественно в условиях относительной гумидизации.

При общем обогащении Cr (от 83 до 228 ppm, в среднем 145 ppm), превышающем кларк в стандарте PAAS (средний постархейский австралийский глинистый сланец, 110 ppm) (Taylor, McLennan, 1985), закономерности, влияющие на его распределение по разрезу, менее ясны. Для

Cr не установлены сильные (и даже средние) корреляционные связи ни с петрогенными оксидами, ни с анализируемыми элементами, ни с нормативно пересчитанными минералами. Cr является индикатором основного и ультраосновного петрофонада, даже в сильно выветрелых средах. В магматических породах присутствует преимущественно в виде Cr^{3+} . Помимо основного минерала (хромита) находится в шпинели, может обогащать пироксен, амфибол, слюды (Ure, Bergow 1982), магнетит и ильменит (Wedepohl, 1978). В процессе выветривания поведение Cr^{3+} схоже с поведением Fe^{3+} и Al^{3+} , что приводит к накоплению во вторичных оксидах и глинах. Так, в водной среде катионы Cr^{3+} демонстрируют pH-зависимую адсорбцию на поверхности частиц глинистых минералов (Charlet, Manceau, 1992; Corker, Evans, Rummey, 1991) и оксигидроксидов Al и Fe (Richard, Bourg, 1991; Fendorf, 1995). Отсутствие корреляции с Al_2O_3 (коэффициент -0.08), Na_2O (0.22), TiO_2 (-0.11), Fe_2O_3 (0.08), V (0.11), Ni (-0.15) исключает прямую связь с вышеперечисленными минералами в составе терригенного стока, который, как описано выше, предполагается в качестве основного источника поступления обломочного материала в Верхоленский палеобассейн. При этом наблюдается слабая прямая корреляция с SiO_2 (0.51) и Zr (0.49). Zr же, в свою очередь, имеет средние (около 0.6) корреляционные связи с TiO_2 , V, Y, Nb, что вполне закономерно объясняется нахождением в тяжелых титан- и цирконий содержащих минералах, которые тяготеют к источнику сноса.

По результатам Rb-Sr исследований силикатной составляющей мергелей и аргиллитов верхоленской серии в разрезе р. Малая Чуя и Иркутском амфитеатре, исследователями (Буякайте и др., 2019) был получен возраст продуктов выветривания гранитов, обнажавшихся на юге и западе от Сибирской платформы в среднем-верхнем кембрии, а также сделан вывод о преимущественно эоловом пути их поступления в Верхоленский бассейн. Можно предположить, что связь Cr с Zr обусловлена именно тем, что Cr-содержащие минералы привносились вместе с частью цирконов именно эоловым путем и по этой причине Cr не демонстрирует зависимости от изменения общего поступления обломочного материала. В таком случае, Cr может являться индикатором интенсивности эоловых процессов в средне-верхнекембрийское время на данной территории.

Таким образом, в изученном фрагменте разреза верхоленской серии можно выделить наиболее достоверно (исходя из частоты отбора проб) два крупных интервала (рис. 5.11, 5.12): 1 – интервал преимущественного усиления химического выветривания, связанный с потеплением или гумидизацией климата; 2 – физического выветривания, которое усиливается за счет похолодания или аридизации.

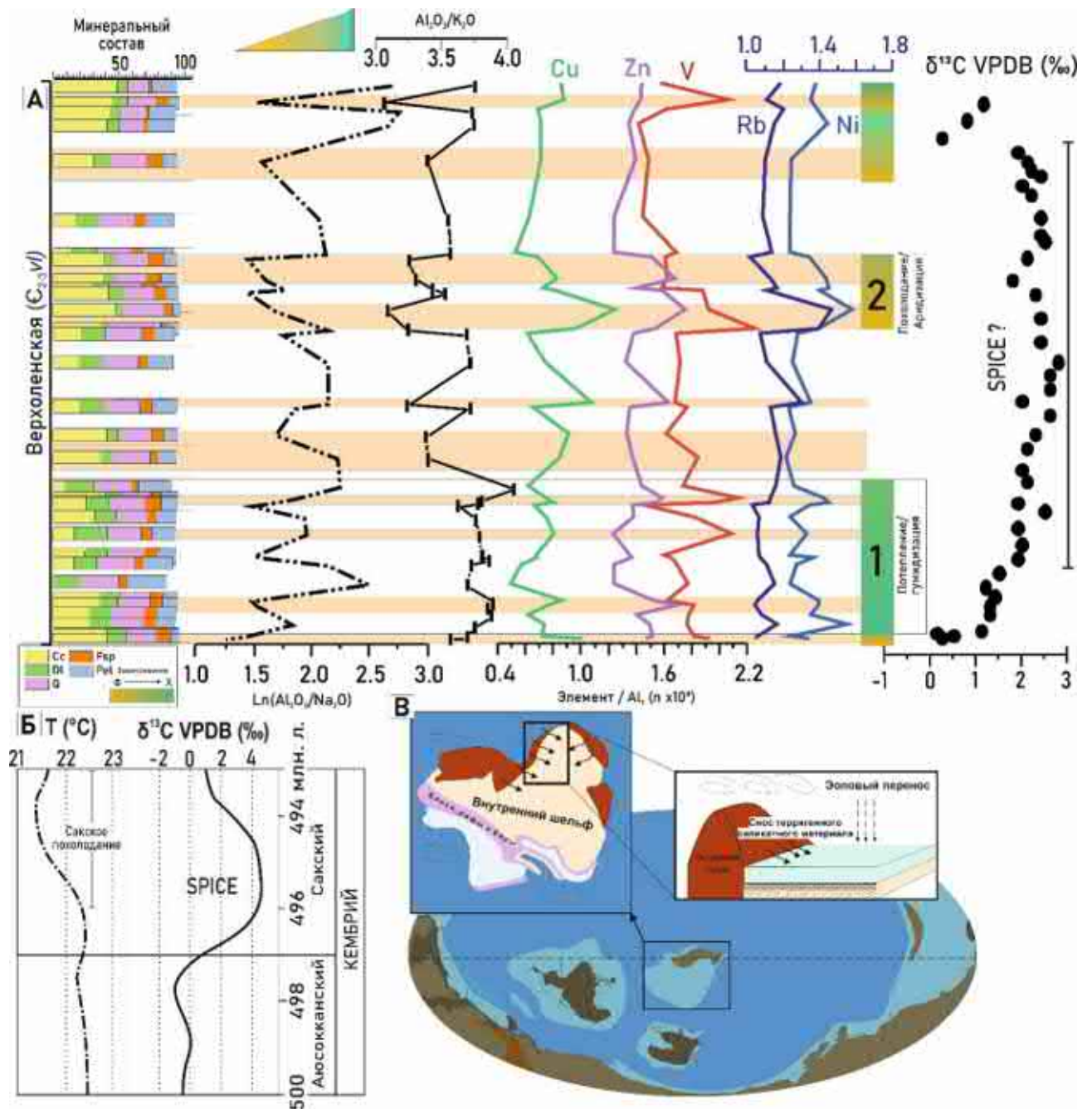


Рис. 5.12. Сводные палеогеографические данные для верхоленьской серии. А – выделенные интервалы климатических изменений в разрезе р. Малая Чуя. Данные по $\delta^{13}C$ предоставлены В.Э. Павловым, Б.Г. Покровским, М.И. Буякайте. Б – вариации климатических и изотопных событий в среднем-позднем кембрии по (Deng et al., 2023), температурная кривая (Scotese et al., 2021). В – схема поступления материала в исследуемую часть Верхоленьского бассейна. Глобальная основа по (Scotese, 2014), региональная для Сибирской платформы по (Сухов и др., 2016).

Выводы по главе 5

По геохимическим данным отчетливо выделяются интервалы изменения характера выветривания в области денудации, фиксируемые по вариациям величин отношений Al_2O_3/K_2O , $Ln(Al_2O_3/Na_2O)$, содержаний V, Cu, Zn, Rb, Ni, нормативного минерального состава. Ст, по-

видимому, во время формирования пород серии поступал в бассейн исключительно эоловым путем и маркирует периоды усиления ветрового переноса.

Время пребывания химического элемента в морской воде в основном определяется растворимостью в воде его основных вмещающих минералов, составляющих коренные породы дренируемой реками или временными водотоками континентальной поверхности, их реакционной способностью с неорганическими или органическими частицами в процессах адсорбции или комплексообразования, а также их потенциальным использованием биомассой в качестве питательных веществ (Lécuyer, 2016). В верхней части разреза верхоленской серии на р. Малая Чуя исследователями (Буякайте и др., 2019) установлен положительный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 5.1, 5.12), возможно, соответствующий изотопному событию SPICE. Изученный в настоящей диссертации интервал разреза р. Малая Чуя, по-видимому, охватывает этот экскурс. Выделенный период интенсификации химического выветривания (рис. 5.12, А, интервал 1) с выносом элементов мог способствовать росту продуктивности в палеобассейне, повышению захоронения органического вещества и удалению с ним изотопа ^{12}C , т.к. органическое вещество морского происхождения обогащено им, вызвав положительный экскурс $\delta^{13}\text{C}$. Интервал 2 с усилением физического выветривания, по-видимому, соответствует описанному в литературе Сакскому похолоданию («*Steptoean cool event*» по (Glumac, Walker, 1998; Saltzman et al., 2000; Deng et al., 2023)).

Третье защищаемое положение: «В разрезе верхней части верхоленской серии, соответствующей аюссоканскому-сакскому векам, установлены крупные интервалы изменения характера выветривания в области денудации. Определены два таких интервала: 1) преимущественного усиления химического выветривания, связанный с потеплением или гумидизацией климата, 2) усиления физического выветривания за счет похолодания или аридизации».

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполнения данного диссертационного исследования получены новые данные об условиях формирования иниканской свиты, гидрофизических и гидрохимических особенностях бассейна, проведены геохимические исследования пород из береговых обнажений р. Юдома. Уточнены палеогеографические условия образования пород эвенкийской свиты из обнажений р. Подкаменная Тунгуска близ острова Чёрный. Выполнена косвенная оценка климатических вариаций через процессы выветривания по данным геохимических исследований пород верхоленской серии из обнажений р. Малая Чуя.

В результате исследований установлено обогащение пород иниканской свиты редокс-чувствительными элементами и элементами способными к биоосаждению (В, Ni, Mo, Ag, Sb, U). Источником элементов (как вышеупомянутых, так и в целом) являлась морская вода, выщелачивающая их из эолового материала. Для кремнистых пород (лидитов) иниканской свиты определено, что ключевая роль в их формировании принадлежит радиоляриям и губкам. Величина Ge/Si указывает на отсутствие прямого вклада гидротерм в образование лидитов в рассматриваемой части палеобассейна.

Установлено, что отложения накапливались в преимущественно аноксических условиях с периодами возникновения как эксинных, так и субоксических условий. Эти аноксические условия, вероятно, неоднократно могли прерываться краткими (сотни-тысячи лет) кислородными событиями. Развитие таких аноксических и эксинных условий в придонном слое вызвано устойчивой стратификацией океана, существовавшей в ранне-среднекембрийское время в данной части бассейна с возможными эпизодами возникновения внутритермоклинных линз, нарушавших стратификацию и «запускавших» термохалинную циркуляцию до определенных глубин. Представлена концептуальная модель стратификации и окислительно-восстановительных условий во время формирования иниканской свиты в данной части бассейна.

Обосновано, что по условиям формирования к породам эвенкийской свиты р. Подкаменная Тунгуска наиболее близки литоральные образования в составе карбонатно-соленосной формации венда–нижнего кембрия Непско-Ботуобинской антеклизы, смежных районов Игыатинской и Березовской впадин (Кузнецов, Сухы, 1990; Кузнецов и др., 2000; Кузнецов, Журавлева, 2019; Kuznetsov, Suchy, 1992). Выдвинуто предположение о принадлежности изученных фаций эвенкийской свиты преимущественно к обстановкам верхней литорали с возможными эпизодическими условиями нижней супралиторали под влиянием эвстатических колебаний в бассейне. Это условия приливно-отливных отмелей (возможно, микроприливные среды под влиянием преимущественно ветрового нагона), ассоциированных с прибрежными себхами.

В разрезе верхней части верхоленской серии в интервале изотопного события SPICE по геохимическим данным выделены интервалы изменения характера выветривания в области денудации: (1) усиления химического выветривания, связанный с потеплением или гумидизацией климата, и (2) прироста вклада физического выветривания, которое усиливается за счет похолодания или аридизации. Выделенный период интенсификации химического выветривания с выносом элементов мог способствовать росту продуктивности фитопланктона и появлению вызванного им положительного экскурса $\delta^{13}\text{C}$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Часть 2. Карбонатные породы. Под ред. А.В. Хабакова. М.: «Недра», 1968. 700 с.
2. *Бахтуров С.Ф.* Битуминозные карбонатно-сланцевые формации Восточной Сибири. Новосибирск: «Наука», 1985. 125 с.
3. *Бахтуров С.Ф., Евтушенко В.М., Переладов В.С.* Куонамская битуминозная карбонатно-сланцевая формация. Новосибирск: «Наука», 1988. 161 с.
4. *Беленицкая Г.А., Задорожная Н.М., Иогансон А.К. и др.* Рифогенные и сульфатоносные формации фанерозоя СССР. М.: «Недра», 1990. 291 с.
5. *Богашова Л.Г.* Роль галогенных вод в формировании месторождений полезных ископаемых. М.: ГЕОС, 2007. 168 с.
6. *Бурова И.А., Шибина Т.Д., Корвет Н.А.* Литолого-генетический аспект формирования отложений тирской свиты на территории Непского свода // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2017. Т.12. №1.
7. *Буякайте М.И., Колесникова А.А., Покровский Б.Г., Петров О.Л.* Крупнейший изолированный бассейн палеозоя: С-, О-, S- и Rb-Sr – изотопная систематика терригенно-сульфатно-карбонатных отложений верхоленской свиты, средний–верхний кембрий Сибирской платформы // XXII симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова (29–31 октября 2019 г.) Расширенные тезисы докладов, ГЕОХИ РАН. М.: Акварель, 2019. С. 70–78.
8. *Варнавский В.Г.* Алдано-Майский осадочный бассейн (Юго-Восток Северо-Азиатского кратона): палеоструктура чехла, нефтегазоносность // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 4. С. 85-98.
9. *Варнавский В.Г., Кузнецов В.Е.* Область рифей-венд-кембрийского седиментогенеза юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 31. № 5. С. 67–79.
10. *Васильев Н.Ф.* (отв. испол.). Отчет по геологическому доизучению масштаба 1:50 000 и общим поискам полезных ископаемых на севере Енисейского кряжа в бассейнах рек Вороговки, Гареевки, Чапы за 1985-1989 гг. Красноярск, 1990.
11. *Виноградов В.И., Беленицкая Г.А., Покровский Б.Г., Буякайте М.И.* Изотопно-геохимические особенности отложений верхоленской свиты среднего–верхнего кембрия Сибирской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2011. № 1. С. 79–93.
12. *Волохин Ю.Г.* Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1985. 208 с.

13. Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий. Масштаб 1:1500000. 1999 г. Главный редактор: Н.С. Малич. Заместители главного редактора: Е.П. Миронюк, Е.В. Туганова / Министерство природных ресурсов Российской Федерации. Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ).
14. Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. Т. 1. А–Й. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 432 с.
15. *Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Крамчанинов А.Ю., Ризванова Н.Г., Константинова Г.В.* Pb-Pb-возраст карбонатных пород камовской серии, Байкитская антеклиза Сибирской платформы // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 500. № 1. С. 12-17.
16. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист Р-46 – Северо-Енисейский. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 470 с.
17. *Грачевский М.М., Берлин Ю.М., Дубовской И.Т., Ульмишек Г.Ф.* Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. М.: «Недра», 1969. 296 с.
18. *Григорьев Н.А.* Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2009. 383 с.
19. *Гурари Ф.Г., Гавшин В.М., Матвиенко Н.И., Переладов В.С., Бобров В.А., Смертина Л.Н., Шестель С.Т.* Геохимия микроэлементов в морских планктоногенных отложениях нижнего-среднего кембрия Сибирской платформы // Ассоциация микроэлементов с органическим веществом в осадочных толщах Сибири. Новосибирск, 1984. С. 41-69.
20. *Демокидов К.К.* Расчленение синийских и кембрийских отложений севера Сибирской платформы // Бюл. науч.-техн. информации Министерства геологии и охраны недр СССР. № 5/10. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 3–6.
21. *Демокидов К.К., Лазаренко Н.П.* Стратиграфия верхнего докембрия и кембрия и нижнекембрийские трилобиты северной части Средней Сибири и островов Советской Арктики // Тр. науч.-исслед. ин-та геологии Арктики. Вып. 137. Л.: Недра, 1964. 288 с.
22. *Демокидов К.К., Лазаренко Н.П.* Схема стратиграфического расчленения кембрийских отложений Северо-Западной Якутии // Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР: Тез. докл. Л., 1961.
23. *Демокидов К.К., Чернышева Н.Е., Писарчик Я.К., Некрасова О.М.* Стратиграфия и фации кембрия Сибирской платформы // Тр. НИИГА. 1958. Вып. 5. Т. 80. С. 41–54.
24. *Долотов Ю.С.* Процессы рельефообразования и осадконакопления на приливных побережьях Мирового Океана. М.: Научный мир, 2010. 180 с.

25. *Евтушенко В.М.* О формировании кремнистых пород в кембрии восточной части Сибирской платформы // Тр. Сибир. НИИ геол., геофиз. и минер. сырья. 1978. Вып. 258. С. 45—57.
26. *Евтушенко В.М.* Условия формирования отложений доманиковского типа кембрии Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1979. № 6. С. 8—15.
27. *Евтушенко В.М., Конторович А.Э., Малюшко Л.Д., Савицкий В.Е., Шишкин Б.Б.* Основные черты геохимии и литологии отложений куонамского типа кембрия Сибирской платформы. // Тр. СНИИГГиМСа. 1969. Вып. 98. С. 72-76.
28. *Егоров Н.И.* Физическая океанография. Изд. 2. Л.: Гидрометеиздат, 1974.
29. *Емельянов Е.М.* Алюмосиликатный карбонатно-марганцовистый литолого-геохимический район Готландской и Ландсортской впадин. В кн.: Осадкообразование в Балтийском море. Под ред. А.П. Лисицына и Е.М. Емельянова. М.: «Наука», 1981. С. 136—180.
30. *Емельянов Е.М.* Барьерные зоны в океане: осадко- и рудообразование, геоэкология. Ин-т океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Атлант. отд-ние. Калининград: Янтар. сказ, 1998. 410 с.
31. *Емельянов Е.М.* Поливалентные металлы в водах и взвеси Атлантического океана. В кн.: Взаимодействие между водой и живым веществом. М.: «Наука», 1979. С. 59—65.
32. *Жарков М.А.* Основные вопросы тектоники юга Сибирской платформы в связи с перспективами калиеносности. Сб.: «Тектоника юга Сибирской платформы и перспективы ее калиеносности». М.: «Наука», 1965. 179 с.
33. *Жарков М.А.* Кембрийская соленосная формация Сибирской платформы // Советская геология. 1966. № 2. С. 32—45.
34. *Жарков М.А.* (ред.) Кембрий Восточной Сибири. Труды Иркутского государственного университета. Серия геологическая. Т. 47; Вып. 5. Иркутск, 1968. 141 с.
35. *Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов. М.: Издательство Академии наук СССР, 1962. 719 с.
36. *Зощенко Н.А.* Геологический отчет по материалам бурения Верхне-Тохомской, Полигусской и Нижне-Тунгусской параметрических скважин. Красноярск, 1979.
37. *Иванов А.А., Воронова М.Л.* Галогенные формации (минеральный состав, типы и условия образования; методы поясков и разведки месторождений минеральных солей). М.: «Недра», 1972 г. 328 с.
38. *Казанский Ю.П., Казаринов В.П., Резанова Н.М.* Развитие идей А.Д. Архангельского о происхождении кремнистых пород // Геология и геофизика. 1965. № 9. С. 84—92.

39. *Карасев И.П., Муляк В.С., Титоренко Т. Н., Файзулина З.Х.* Палеонтологическая характеристика позднекембрийских и кембрийских отложений Иркутского амфитеатра // Геология и газонефтеносность Восточной Сибири: сборник. 1966. С. 312—319.
40. *Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М.* Геологическая карта Енисейского края м-ба 1:500000 / Под ред. А.К. Мкртычяна, М.Л. Шермана. Красноярск: Красноярскгеологосъемка, 1998.
41. Кембрий Сибирской платформы (Юдомо-Оленекский тип разреза. Куонамский комплекс отложений). Труды СНИИГГиМСа, вып. 130. М., «Недра», 1972. 200 с.
42. *Кириченко Г.И.* К стратиграфии отложений палеозоя на р. Подкаменной Тунгуске // Тр. ВСЕГЕИ. Вып. 1. С. 87—99. М.: Госгеолтехиздат, 1950.
43. *Ковригина Е.К.* (отв. ред.). Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист Р-46, 47 – Байкит. Объяснительная записка. Л.: Ленингр. карт. фабрика объедин. «Аэрогеология», 1981. 199 с.
44. *Конторович А.Э.* Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности // Тр. СНИИГГиМСа, вып. 229. М.: «Недра», 1976. 250 с.
45. *Конторович А.Э., Бахтуров С.Ф., Башарин А.К., Беляев С.Ю., Бурштейн Л.М., Конторович А.А., Кринин В.А., Ларичев А.И., Ли Году, Меленевский В.Н., Тимошина И.Д., Фрадкин Г.С., Хоменко А.В.* Разновозрастные очаги нефтидообразования и нефтидонакопления на Северо-Азиатском кратоне // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. №11. С. 1676—1693.
46. *Конторович А.Э., Варламов А.И., Ефимов А.С. и др.* Стратиграфическая схема кембрийских отложений юга Предъенисейской части Западной Сибири // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 3. С. 443-465.
47. *Конторович А.Э., Савицкий В.Е.* К палеографии Сибирской платформы в раннюю и среднюю кембрийские эпохи // Вопросы литологии и палеографии Сибири // Тр. СНИИГГиМСа. Вып. 106. Новосибирск, 1970. С. 95—108.
48. *Коровников И.В.* Распространение кембрийских отложений, обогащенных органическим веществом на северном склоне Алданской антеклизы // Интерэкспо ГЕО-Сибирь. XIX Международный научный конгресс, 17–19 мая 2023 г., Новосибирск: сборник материалов в 8 т. Т. 2: Международная научная конференция «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология». – Новосибирск: СГУГиТ, 2023. № 2. С. 88-95.
49. *Коровников И.В., Парфенова Т.М.* Трилобиты, биостратиграфия и геохимия куонамской свиты среднего кембрия (Северо-Восток сибирской платформы, Р. Кюленке) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 11. С. 1531-1545.

50. *Королюк И.К., Писарчик Я.К.* Южная часть Сибирской платформы. Стратиграфия СССР. Том 3. Кембрийская система. Т. III. Москва: Недра, 1965.
51. *Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А., Волонтей Г.М., Вотах О.А., Косыгин Ю.А., Красильников Б.Н., Парфенов Л.М.* Докембрийская тектоника Сибири. Из-во СО АН СССР, Новосибирск, 1964. 126 с.
52. *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Возможности стронциевой изотопной хемотратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25
53. *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т.* Sr- и С-изотопная хемотратиграфия типового разреза верхнего рифей (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 25–53.
54. *Кузнецов В.Г., Сухы В.* Приливно-отливные и себховые отложения в венде-кембрии юга Сибирской платформы // Литология и полезные ископаемые. 1990 № 6. С. 82-93.
55. *Кузнецов В.Г.* Фации и фациальный анализ в нефтегазовой геологии: Учебник для вузов. М.: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2012. 244 с.
56. *Кузнецов В.Г., Журавлева Л.М.* Пустотное пространство карбонатных тайдалитов — палеоклиматический аспект // Литология и полезные ископаемые. 2019. № 4. С. 351-363.
57. *Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Постникова О.В., Бакина В.В., Горина А.Б., Дмитриевский С.А., Скобелева Н.М., Тихомирова Г.И., Сухы В., Фомичева Л.Н.* Древние карбонатные толщи Восточной Сибири и их нефтегазоносность. М.: Науч. мир, 2000. 104 с.
58. *Кузнецов В.Е., Варнавский В.Г.* Венд-рифейские комплексы Алдано-Майского осадочного бассейна и Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления (юго-восток и югозапад Северо-Азиатского кратона): сравнительный анализ, нефтегазоносность // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37. № 1. С. 22–36.
59. *Левитан М.А.* Биогенный кремнезем как источник вещества для образований кремней в осадках Тихого океана. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1975.
60. *Левитан М.А.* Миоцен-четвертичная история кремненакопления в восточной части экваториальной зоны Тихого океана и проблемы реконструкции палеопродуктивности // Литол. и полезн. ископ. №5. 2000. С. 478–486.
61. *Левитан М.А.* Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Мировом океане: глобальные закономерности и региональные особенности // Геохимия. №5. 2017. С. 413–428.
62. *Левитан М.А.* Плейстоценовые отложения Мирового океана. М.: РАН, 2021. 408 с.

63. *Левитан М.А., Донцова Е.И., Лисицын А.П., Богданов Ю.А.* Генезис кремней в осадках Тихого океана по отношению изотопов кислорода и анализу особенностей их распределения // *Геохимия*. 1975. № 3. С. 420—429.
64. *Леин А.Ю., Кравчишина М.Д.* Геохимический цикл бария в океане // *Литология и полезные ископаемые*. 2021. № 4. С. 293-310.
65. *Лисицын А.П.* Потоки осадочного вещества, процессы биофильтрации и осадочные системы "живого океана" // *Геология и геофизика*. 2004. Т. 45. № 1. С. 15—48.
66. *Лисицын А.П., Виноградов М.С.* Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их отражение в составе донных осадков // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1982. №4. С. 5—20.
67. *Маслов А.В.* Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005.
68. *Маслов А.В., Подковыров В.Н.* Редокс-статус океана 2500–500 млн лет назад: современные представления // *Литология и полезные ископаемые*. 2018. № 3. С. 207–231. doi: 10.7868/S0024497X18030023
69. *Маслов А.В., Подковыров В.Н.* Типы рек, питавших в рифее седиментационные бассейны юго-восточной окраины Сибирской платформы: эскиз реконструкции // *Тихоокеанская геология*. 2021. Т. 40. № 4. С. 99-117.
70. *Мельников Н.В.* Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы. (Стратиграфия, история развития). Изд. 2-е, доп. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2018. 177 с.
71. ***Меренкова С.И.*** Актуальные проблемы изучения палеогеографии кембрия // *Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2021»* [Электронный ресурс] / Отв.ред. И.А. Алешковский, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов. Электрон. текстовые дан. М.: МАКС Пресс, 2021. Режим доступа: https://conf.msu.ru/archive/Lomonosov_2021/data/22046/123170_uid102962_report.pdf.
72. ***Меренкова С.И.*** Влияние стратификации и гидрохимии вод палеобассейна Сибирской платформы на формирование иниканской свиты // *Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2023»* [Электронный ресурс] / Отв.ред. И.А. Алешковский, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов. Электрон. текстовые дан. М.: МАКС Пресс, 2023. Режим доступа: https://lomonosov-msu.ru/archive/Lomonosov_2023/data/28379/154655_uid102962_report.pdf.
73. ***Меренкова С.И., Калмыков Г.А., Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю.*** Особенности стратификации и гидрохимии вод палеобассейна Сибирской платформы в раннем-среднем кембрии и их влияние на формирование иниканской свиты // *Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии: материалы XXXIII молодежной научной школы-конференции,*

- посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова, г. Апатиты, 3–7 октября 2022 г. Издательство ФИЦ КНЦ РАН, 2022. 260 с.
74. **Меренкова С.И., Калмыков Г.А., Габдуллин Р.Р., Карпова Е.В., Пузик А.Ю.** Источник кремнезема и особенности формирования кремнистых сланцев иниканской свиты (ранний-средний кембрий, сибирская платформа) // Понт Эвксинский - 2023: Материалы XIII Всероссийской научно-практической конференции с международным участием для молодых ученых по проблемам водных и наземных экосистем, посвященной 60-летию со дня преобразования Севастопольской биологической станции в ИнБИОМ, Севастополь, 09–14 октября 2023 года. Севастополь: ФИЦ "Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН", 2023. С. 72-73.
75. **Меренкова С.И., Калмыков Г.А., Габдуллин Р.Р., Карпова Е. В., Пузик А.Ю., Бадьянова И.В., Волкова М.А., Казымов К.П.** Условия формирования кремнистых пород нижнего-среднего кембрия юго-востока Сибирской платформы // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2022. № 6. С. 71—82. RSCI (1.27 п.л., вклад автора – 70%, импакт-фактор РИНЦ 0.38).
76. **Меренкова С.И., Калмыков Г.А., Пузик А.Ю., Габдуллин Р.Р., Бадьянова И.В., Волкова М.А., Казымов К.П., Широян М.М.** Геохимические особенности пород иниканской свиты как индикаторы стратификации и гидрохимии вод палеобассейна // Геология и геофизика. 2024. Т. 65. №2. С. 265—287. RSCI (2.65 п.л., вклад автора – 80%, импакт-фактор РИНЦ 1.34).
77. **Меренкова С.И., Коровников И.В., Габдуллин Р.Р.** Литолого-геохимические особенности и палеоклиматические условия формирования пород верхоленской серии // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2023. № 4. С. 20—30. RSCI (1.16 п.л., вклад автора – 80%, импакт-фактор РИНЦ 0.38).
78. **Меренкова С.И., Пузик А.Ю., Афонин И.В., Медведков А.А., Рабцевич Е.С., Габдуллин Р.Р., Пугач В.В.** Условия формирования пород эвенкийской свиты в долине нижнего течения р. Подкаменная Тунгуска, Сибирская платформа // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2024. № 1. С. 25—37. RSCI (1.5 п.л., вклад автора – 80%, импакт-фактор РИНЦ 0.38).
79. **Меренкова С.И., Серегина И.Ф., Габдуллин Р.Р., Ростовцева Ю.В., Большов М.А.** Реконструкция палеосолености и батиметрии Еникальского пролива в восточной части океана Паратетис в сарматское время по геохимическим данным // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2020. №3. С. 37-46.
80. **Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.** Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 7. С. 883—899.

81. *Митрофанова Н. Н., Болдырев В. И., Коробейников Н. К., Митрофанов Г. Л.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49. Киренск. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. 607 с.
82. *Монин А.С.* (Ред.). Океанология. Биология океана. Т.1-2. 1977. 800 с.
83. *Мотова З.Л., Плюснин А.В., Никулин Е.В.* Литолого-фациальные особенности, вещественный состав и условия седиментации терригенно-карбонатных пород мотской серии («Шаманский утес», Иркутское Присяянье) // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. №3. С. 628-644. DOI: 10.5800/GT-2021-12-3-0542.
84. *Назимков Г.Д., Конторович А.А.* Составление новой структурно-тектонической карты и карты нефтегазогеологического районирования территории Средней Сибири. Красноярск, 2002.
85. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып.7. Непско-Ботубинский регион / Конторович А.Э., Сурков В.С. Трофимук А.А., Шемин Г.Т. и др. (Гл. ред. А.Э. Конторович). Новосибирск, 1994. 76 с.
86. *Никишин А.М., Соборнов К.О., Прокопьев А.В., Фролов С.В.* Тектоническая история Сибирской платформы в венде-фанерозое // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2010. №1. С. 3-16.
87. Обстановки осадконакопления и фации: В 2-х т. Т. I: Пер. с англ./Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. 352 с.
88. *Осипов В.И., Соколов В.Н.* Глины и их свойства. Москва, ГЕОС, 2013. 576 с.
89. *Парфенова Т.М.* Органическая геохимия углеродистых пород Куонамского комплекса отложений нижнего и среднего кембрия (восток Сибирской платформы): Дис. ... канд. геол.-минералог. наук: 25.00.09 Новосибирск, 2008. 318 с.
90. *Парфенова Т.М.* Новые сведения о геохимии органического вещества пород куонамского комплекса нижнего и среднего кембрия Лено-Амгинского междуречья (юго-восток Сибирской платформы) // Геохимия. 2018. № 5. С. 448-460.
91. *Парфенова Т.М., Коровников И.В., Эдер В.Г., Меленевский В.Н.* Органическая геохимия синской свиты нижнего кембрия (северный склон Алданской антеклизы) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 5. С. 723-738.
92. *Пешехонов Л.В.* К вопросу образования кремнистых сланцев древних толщ юго-западных отрогов Кузнецкого Алатау // Изв. Томск. политехн. инс-та. 1970. Т. 185. С. 34—37.
93. *Писарчик Я.К., Голубчина М.Н.* Существовал ли региональный перерыв в осадконакоплении в среднем кембрии на Сибирской платформе? //Литология и полез. ископаемые. 1979. № 6. С. 104—118.

94. *Плюснин А.В.* Модель строения венда северо-восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы по результатам изучения опорных разрезов и секвенс-стратиграфического моделирования Непского свода и Мирнинского выступа // Нефтегазовая геология. Теория и практика. Т.14. №3. DOI: 10.17353/2070-5379/30_2019.
95. *Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И.* Изотопный состав С, О, Sr и S в позднекембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезн. ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.
96. *Прокопьев А.В., Парфенов Л.И., Томшин М.Д., Колодезников И.И.* Чехол Сибирской платформы и смежных складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК «Наука /Интерпериодика», 2001а. С. 113–155.
97. *Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В.* Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК «Наука /Интерпериодика», 2001б. С. 156-198.
98. *Развозжаева Е.П.* Сейсмостратиграфическая модель Алдано-Майского осадочного бассейна (юго-восток Сибирской платформы) // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39. № 5. С. 25–47.
99. Решения четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы // Объяснительная записка к регион. стратигр. схемам венда и кембрия, утвержденным МСК СССР 27 января 1988 г. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. 64 с.
100. *Розанов А.Ю., Заварзин Г.А.* Бактериальная палеонтология // Вестник РАН. 1997. Т. 67. № 3. С. 241-245.
101. *Розанов А.Ю., Репина Л.Н., Аполлонов М.К. и др.* Кембрий Сибири. Новосибирск: Наука, 1992. 135 с.
102. *Розен О.М., Аббясов А.А.* Количественный минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным, анализ достоверности результатов (компьютерная программа MINLITH) // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 3. С. 299–312.
103. *Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А.* Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000. № 4. С. 431–444.

104. *Савицкий В.Е.* Корреляция разрезов и схема стратиграфического расчленения кембрийских отложений Анабарской антеклизы // Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы. Л.: Гостоптехиздат, 1959. С. 152–192. (Тр. НИИГА; Т. 101)
105. *Савицкий В.Е.* К вопросу о фациальных факторах оценки перспектив нефтегазоносности кембрия востока Сибирской платформы // Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сибирской платформы. Новосибирск, СНИИГГиМС, вып. 167, 1973. С. 82-85.
106. *Сараев С.В., Хоменко А.В., Батурина Т.П., Карлова Г.А., Кринин В.А.* Венд и кембрий юго-востока Западной Сибири: стратиграфия, седиментология, палеогеография // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2004. № 1. С. 7-18.
107. *Сафьянов Г.А., Соловьева Г.Д.* Геоморфология дна и берегов Белого моря // Вестник Московского университета. География. 2005. № 3. С. 54-62.
108. *Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Маслов А.В., Горохов И.М., Овчинникова Г.В.* Стратотип нижнего рифея – бурзянская серия Южного Урала: литостратиграфия, палеонтология, геохронология, Sr- и С-изотопные характеристики карбонатных пород // Стратиграфия. Геол.корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 17–45.
109. *Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н., Бартли Дж., Давыдов Ю.В.* Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемотратиграфические корреляции и соотношение с вендом //Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 3–28.
110. *Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.
111. *Сизых В.И.* Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “ГЕО”, 2001.
112. *Солнцев Н.А.* Учение о ландшафте (избранные труды). М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 384 с.
113. *Старосельцев В.С., Шишкин Б.Б.* Обстановки накопления углеродистых пород кембрия Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5-6. С. 787-796.
114. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Том 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. Издательство Академии наук СССР, Москва, 1960. 231 с.
115. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Том 3. Изд-во АИ СССР, Москва, 1962
116. *Страхов Н.М.* О некоторых вопросах геохимии кремнезема / Геохимия кремнезема. М., 1966. С. 5-8.
117. *Стунжас П.А.* Система кислорода в Черном море // Система Черного моря. М., Научный мир, 2018. С. 171–191.
118. *Сухов С.С., Пегель Т.В., Шабанов Ю.Я.* Региональная стратиграфическая схема кембрийских отложений Сибирской платформы. Объяснительная записка: Решения Всероссийского стратиграфического совещания по разработке региональных

- стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Сибири (Новосибирск, 2012) (Кембрий Сибирской платформы). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2021.
119. *Сухов С.С., Фомин А.М., Моисеев С.А.* Палеогеография как инструмент реконструкции кембрийского рифообразования на востоке Северо-Тунгусской нефтегазоносной области: от истории исследований к перспективам // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2018. Т.13. №3.
 120. *Сухов С.С., Шабанов Ю.Я. (ред.), Пегель Т.В. и др.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. В 2-х т. Т. 1. Стратиграфия / Ред. А.Э. Конторович. Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН, 2016. 497 с.
 121. *Тумашов И.В.* Строение, состав, обстановки формирования резервуаров нефти и газа в венде и кембрии южной части Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции: дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: 2014. 206 с.
 122. *Филюшкин Б.Н., Кожелупова Н.Г.* Обзор исследований средиземноморских внутритермоклинных вихрей в Атлантическом океане // Океанологические исследования. 2020. Т. 48. № 3. С. 123–147. doi: 10.29006/1564-2291.JOR-2020.48(3).8
 123. *Фомин Ю.М.* Новые данные о средне-верхнекембрийских отложениях бассейна нижнего и среднего течения р. Подкаменной Тунгуски. В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск: Красноярское кн. изд-во, 1967. С. 84-94.
 124. *Фролов В.Т.* Литология. Кн.1: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1992. 336 с.
 125. *Фролов В.Т.* Литология. Кн. 3. Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1995. 352 с.
 126. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
 127. *Холодов В.Н.* Геохимия осадочного процесса. М., ГЕОС, 2006. 608 с.
 128. *Холодов В.Н., Недумов Р.И.* О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 74–82.
 129. *Хорн Р.* Морская химия. М., Мир, 1972. 399 с.
 130. *Шемин Г.Г.* Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катангская седловина) // Новосибирск: Из-во СО РАН, 2007. 467 с.
 131. *Юдович Я.Э., Кетрис М. П.* Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.
 132. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб: Наука, 2000. 479 с.
 133. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
 134. *Юрченко А.Ю.* Генезис кальцита в карбонатных породах осадочных бассейнов по данным изотопного состава углерода и кислорода // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2014. № 5. С. 107-110.

135. *Юрченко А.Ю.* Формирование вторичных карбонатных пород верхнеабалакско-баженовской толщи Салымского, Правдинского и Малобалыкского нефтяных месторождений Западной Сибири. Дис. кандидата геол.-мин. наук. М., МГУ, 2017. 133 с.
136. *Alcott L.J., Mills B.J.W., Poulton S.W.* Stepwise Earth oxygenation is an inherent property of global biogeochemical cycling. *Science* 366, 1333-1337 (2019).
137. *Algeo T.J., Lyons T.W.* Mo-total organic carbon covariation in modern anoxic marine environments: Implications for analysis of paleoredox and paleohydrographic conditions // *Paleoceanography*. 2006. Vol. 21. № 1. PA1016.
138. *Algeo T.J., Tribovillard N.* Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum-uranium covariation // *Chemical Geology*. 2009. Vol. 268. №3-4. P. 211-225.
139. *Allison P.A., Bottjer D.* Taphonomy: Bias and Process Through Time. *Topics in Geobiology* 32. Springer, pp. 1-17, 2011.
140. *Anders A.M., Sletten R.S., Derry L.A., Hallet B.* Germanium/silicon ratios in the Copper River Basin, Alaska: weathering and partitioning in periglacial versus glacial environments // *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108.
141. *Anderson R.F., Fleisher M.Q., Le Huray A.P.* Concentration, oxidation state, and particulate flux of uranium in the Black Sea // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1989. Vol. 53. P. 2215-2224.
142. *Barnes C.E., Cochran J.K.* Uranium geochemistry in estuarine sediments: controls on removal and release processes // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993. Vol. 57. P. 555-569.
143. *Bernstein L.R.* Germanium geochemistry and mineralogy // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1985. Vol. 49. N 11. P. 2409-2422.
144. *Bernstein L.R., Waychunas G.A.* Germanium crystal chemistry in hematite and goethite from the Apex Mine, Utah, and some new data on germanium in aqueous solution and in stottite // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1987. Vol. 51. P. 623-630.
145. *Bohrmann G., Abelman A., Gersonde R. et al.* Pure siliceous ooze, a diagenetic environment for early chert formation // *Geology*. 1994. Vol. 22, N 3. P. 207-210.
146. *Brengman L.A., Fedo C.M.* Development of a mixed seawater-hydrothermal fluid geochemical signature during alteration of volcanic rocks in the Archean (~2.7 Ga) Abitibi Greenstone Belt, Canada // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 2018. Vol. 227. P. 227-245.
147. *Broekmans M.A.T.M.* Structural properties of quartz and their potential role for ASR // *Materials Characterization*. 2004. Vol. 53. №2-4. P. 129-140. doi: 10.1016/j.matchar.2004.08.010.
148. *Calvert S.E.* Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1966. Vol. 77. P. 569-596.

149. *Canfield D.E., Thamdrup B.* Towards a consistent classification scheme for geochemical environments, or, why we wish the term 'suboxic' would go away // *Geobiology*. 2009. Vol. 7. P. 385-392.
150. *Carrera M.G., Botting J.P.* Evolutionary History of Cambrian Spiculate Sponges: Implications for the Cambrian Evolutionary Fauna // *PALAIOS*. 2008. Vol. 23, N 3. P. 124-138.
151. *Charlet L., Manceau A.A.* X-ray absorption spectroscopic study of the sorption of Cr(III) at the oxide-water interface: II. Adsorption, coprecipitation, and surface precipitation on hydrous ferric oxide // *Journal of Colloid and Interface Science*. 1992. 148. P. 443-458.
152. *Chen D.Z., Wang J.G., Qing H.R. et al.* Hydrothermal venting activities in the Early Cambrian South China: Petrological, geochronological and stable isotopic constraints // *Chem. Geol.* 2009. Vol. 258. P. 168-181.
153. *Chen X., Shields G.A., Andersen M.B., Qiu C., Min S.-Y., Shao Q.-F., Ling H.-F.* Oceanic redox conditions during the terminal Cambrian extinction event. // *Chemical Geology*. 2023. Vol. 626. 121456.
154. *Corker J., Evans J., Rummey J.* EXAFS studies of pillared clay catalysts // *Materials Chemistry and Physics*. 1991. 29. P. 201-209.
155. *Dahl T.W., Connelly J.N., Kouchinsky A., Gill B.C., Mansson S.F., Bizzarro M.* Reorganisation of Earth's biogeochemical cycles briefly oxygenated the oceans 520 Myr ago // *Geochem. Persp. Lett.* 2017. Vol. 3. P. 210-220.
156. *Dahl T.W., Connelly J.N., Li D., Kouchinsky A., Gill B.C., Porter S., Maloof A. C., Bizzarro M.* Atmosphere-ocean oxygen and productivity dynamics during early animal radiations // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 2019. Vol. 116. 19352- 19361.
157. *Dahl T.W., Siggaard-Andersen ML., Schovsbo N.H., Persson D.O., Husted S., Hougard I.W., Dickson A.J., Kjar K, Nielsen A.T.* Brief oxygenation events in locally anoxic oceans during the Cambrian solves the animal breathing paradox // *Scientific Reports*. 2019. Vol. 9. 11669.
158. *De Master D.J* The marine budget of silica and ³²Si. Ph.D Thesis, Yale University, 1979. 308 p.
159. *De Master D.J* The supply and accumulation of silica in the marine environment // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1981. Vol. 45. P. 1715-1732.
160. *De Master D.J* The Diagenesis of Biogenic Silica: Chemical Transformations Occurring in the Water Column, Seabed, and Crust; In: *Treatise on Geochemistry* 2nd ed. 9 (eds) Turekian K and Holland H., Elsevier, 2014, pp.103-111.
161. *Dean R.G., Dalrymple R.A.* Coastal Processes with Engineering Applications. New York: Cambridge University Press, 2004. 475 pp.

162. *Deng Y., Fan J., Yang S., Shi Y., Lu Z., Xu H., Sun Z., Zhao F., Hou Z.* No Furongian Biodiversity Gap: Evidence from South China // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2023. 618. 111492.
163. *Dong L., Shen B., Lee C.-T.A. et al.* Germanium/silicon of the Ediacaran-Cambrian Laobao cherts: Implications for the bedded chert formation and paleoenvironment interpretations // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2015. Vol. 16, N 3. P. 751-763.
164. *Dunk R.M., Mills R.A., Jenkins W.J.* Are evaluation of the oceanic uranium budget for the Holocene // *Chem. Geol.* 2002. Vol. 190. P. 45-67.
165. *Eggimann D.W., Manheim F.T., Betzer P.R.* Dissolution and analysis of amorphous silica in marine sediments // *J. Sed. Petr.* 1980. Vol. 51. P. 215-225.
166. *Eisma D., Van der Gaast S.J.* Determination of opal in marine sediments by X-ray diffraction // *Neth. J. Sea Res.* 1971. Vol. 5. P. 382-389
167. *Evans G.* Intertidal flat deposits of the Wash, western margin of the North Sea. In: *Tidal Deposits: A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts* (Ed. by R. N. Ginsburg), pp. 13-20. SpringerVerlag, Berlin, 1975.
168. *Fan H.F., Wen H.J., Zhu X.K., Hu R.Z., Tian S.H.* Hydrothermal activity during Ediacaran-Cambrian transition: Silicon isotopic evidence // *Precambrian Res.* 2013. Vol. 224. P. 23-35.
169. *Fedo C.M., Babechuk M.G.* Petrogenesis of siliciclastic sediments and sedimentary rocks explored in three-dimensional Al₂O₃-CaO*+Na₂O-K₂O-FeO+MgO (A-CN-K-FM) compositional space // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 2023.
170. *Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M.* Unraveling the effects of K-metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // *Geology*. 1995. Vol. 23. P. 921-924.
171. *Fendorf S.E.* Surface reactions of chromium in soils and waters // *Geoderma*. 1995. 67. P. 55-71.
172. *Fischer W.W., Knoll A.H.* An iron shuttle for deepwater silica in Late Archean and early Paleoproterozoic iron formation // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2009. Vol. 121, N 1-2. P 222-235.
173. *Froelich P.N., Hambrick G.A., Andreae M.O. et al.* The geochemistry of inorganic germanium in natural waters // *J. Geophys. Res.* 1985. Vol. 90. P. 1133-1141. doi: 10.1029/JC090iC01p01133.
174. *Froelich P.N., Mortlock R.A., Shemesh A.* Inorganic germanium and silica in the Indian Ocean: Biological fractionation during (Ge/Si) opal formation // *Global Biogeochem. Cycles*. 1989. Vol. 3. P. 79-88. doi: 10.1029/GB003i001p00079.
175. *Frolov S.V., Akhmanov G.G., Kozlova E.V., Krylov O.V., Sitar K.S., Galushkin Y.I.* Riphean basins of the central and western Siberian platform // *Marine and Petroleum geology*. 2011. XXX. P. 1-15.

176. *Frolov S.V., Akhmanov G.G., Bakay E.A., Lubnina N.V., Korobova N.I., Karnyushina E.E., Kozlova E.V.* Meso-Neoproterozoic petroleum systems of the Eastern Siberian sedimentary basin // *Precambrian Research*. 259. 2015. P. 95-113.
177. *Gao P., He Z., Lash G.G., Li S., Zhang R.* Origin of chert nodules in the Ediacaran Doushantuo Formation black shales from Yangtze Block, South China // *Marine and Petroleum Geology*. 2020. Vol. 114. 104227.
178. *Gíslason S.R., Heaney P.J., Oelkers E.H., Schott J.* Kinetic and thermodynamic properties of moganite, a novel silica polymorph // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. Vol. 61. №6. P. 1193-1204.
179. *Glumac B., Walker K.R.* A Late Cambrian positive carbon-isotope excursion in the Southern Appalachians; relation to biostratigraphy, sequence stratigraphy, environments of deposition, and diagenesis // *Journal of Sedimentary Research*. 1998. Vol. 68. №6. P. 1212-1222.
180. *Goldberg E.D.* Determination of opal in marine sediments // *J. Mar. Res.* 1958. Vol. 17. P. 71-83
181. *Goldberg S.L., Present T.M., Finnegan S., Bergmann K.D.* A high-resolution record of early Paleozoic climate // *Proc Natl Acad Sci USA*. 2021. Vol. 118. №6. e2013083118.
182. *Grau A.R., Sterling R., Kidney R.* Success! Using seismic attributes and horizontal drilling to delineate and exploit a diagenetic trap, Monterey Shale, San Joaquin Valley, California: AAPG Search and Discovery Article #20011. 2003.
183. *Guilbaud R., Slater B.J., Poulton S.W., Harvey T.H.P., Brocks J.J., Nettersheim B.J., Butterfield N.J.* Oxygen minimum zones in the early Cambrian ocean // *Geochem. Perspect. Lett.* 2018. Vol. 6. P. 33-38.
184. *Guo Y., Yang S., Su N., Li C., Yin P., Wang Z.* Revisiting the effects of hydrodynamic sorting and sedimentary recycling on chemical weathering indices // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2018. Vol. 227. P. 48-63.
185. *Haq B.U., Schutter S.R.* A Chronology of Paleozoic Sea-Level changes // *Science*. 2008. 322. P. 64-68.
186. *Hayes M.O.* Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In: Latherman, S.P. (Ed.), *Barrier Island - From the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico*. New York: Academic Press, 1979. P. 1-71.
187. *He T., Zhu M., Mills B.J.W., Wynn P.M., Zhuravlev A. Yu., Tostevin R., Pogge von Strandmann P.A.E., Yang A., Poulton S.W., Shields G.A.* Possible links between extreme oxygen perturbations and the Cambrian radiation of animals // *Nat. Geosci.* 2019. Vol. 12. P. 468-474.
188. *Hearing T. W., Harvey T.H.P., Williams M., Leng M.J., Lamb A.L., Wilby P.R., Gabbott S.E., Pohl A., Donnadieu Y.* An early Cambrian greenhouse climate // *Science advances*. 2018. Vol. 4. №5. eaar5690.

189. *Hesse R.* Origin of chert: diagenesis of biogenic siliceous sediments // Diagenesis. Geoscience Canada Reprint Ser. Geol. Assoc. of Canada. 1990a. P. 227-251.
190. *Hesse R.* Silica diagenesis: origin of inorganic and replacement cherts // Diagenesis. Geoscience Canada Reprint Ser. Geol. Assoc. of Canada. 1990b. P. 253-275.
191. *Holland H.D.* Metals in black shales - A reassessment // Econ. Geol. Bull. Soc. Economic Geologists. 1979. Vol. 74. P. 295-314.
192. *Hue A.Y.* Aspects of depositional processes of organic matter in sedimentary basins // Organic Geochemistry, 1988, vol. 13, p. 263-272.
193. *Hurd D.C.* Physical and chemical properties of siliceous skeletons; In: Silicon Geochemistry and Biogeochemistry (ed) Aston S.R. Academic Press, New York, 1983, pp 187-244.
194. *Iwasaki S., Takahashi K., Ogawa Y., Uehara S., Vogt C.* Alkaline leaching characteristics of biogenic opal in Eocene sediments from the central Arctic Ocean: a case study in the ACEX cores // J. Oceanogr. 2014. Vol. 70. №3. P. 241-249. doi: 10.1007/s10872-014-0227-7.
195. *Jacobsen S.B., Kaufman A.J.* The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater// Chem. Geol. 1999. V. 161. P. 37-57
196. *Kamatani A.* Physical and chemical characteristics of biogenous silica // Mar. Biol. 1971. Vol. 8. P. 89-95.
197. *Kamatani A., Oku O.* Measuring biogenic silica in marine sediments // Mar. Chem. 2000. Vol. 68. P. 219-229.
198. *Kastner M., Gieskes J.M.* Opal-A to opal-CT transformation: a kinetic study; In: Siliceous Deposits in the Pacific Region (eds.) Iijima A, Hein J R and Siever R, Elsevier, Amsterdam, 1983, pp. 211-227.
199. *Kazanci N., Varol B.* The occurrence and significance of beekite in Paleocene alluvial-fan deposits in central Anatolia, Turkey // Terra Nova. 1993. PP. 36 - 39.
200. *Kidder D.L., Erwin D.H.* Secular distribution of biogenic silica through the Phanerozoic: Comparison of silica-replaced fossils and bedded cherts at the series level // J. Geol. 2001. Vol. 109. №4. P. 509-522.
201. *Kidney R.J., Arestad J., Grau A., Sterling R.* Delineation of a diagenetic trap using P-wave and converted-wave seismic data in the Miocene McLure Shale, San Joaquin Basin, California // AAPG Search and Discovery. 2003. Article #20012.
202. *Klein G. de V.* A sedimentary model for determining paleotidal range // Bull. geol. Soc. Am. 1971. Vol. 82. P. 2585-2592.
203. *Klinkhammer G., Palmer M.* Uranium in the oceans-where it goes and why // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. Vol. 55. P. 1799-1806.

204. *Knoll A.H.* Exceptional Preservation of Photosynthetic Organisms in Silicified Carbonates and Silicified Peats // *Philosophical Transactions of the Royal Soc. B: Biol. Sci.* 1985. Vol. 311 № 1148. P. 111-122. doi: 10.1098/rstb.1985.0143.
205. *Koning E., Epping E., Van Raaphorst W.* Determining Biogenic Silica in Marine Samples by Tracking Silicate and Aluminium Concentrations in Alkaline Leaching Solutions // *Aq. Geochem.* 2022. Vol. 8. P. 37-67. doi: 10.1023/A:1020318610178.
206. *Krause A.J., Mills B.J.W., Merdith A.S., Lenton T.M., Poulton S.W.* Extreme variability in atmospheric oxygen levels in the late Precambrian // *Sci Adv.* 2022 Oct 14;8(41) :eabm8191.
207. *Kurtz A.C., Derry L.A., Chadwick O.A.* Germanium-silicon fractionation in the weathering environment // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 2002. Vol. 66. P. 1525-1537.
208. *Kuznetsov V.G., Suchy V.* Vendian-Cambrian Tidal and Sabkha Facies of the Siberian platform // *Facies.* Erlangen. 1992. Vol. 27. P. 285-294.
209. *Kvale E.P., Cutright J., Bilodeau D., Archer A.W., Johnson H.R., Pickett B.* Analysis of modern tides and implications for ancient tidalites // *Continental Shelf Research.* 1995. Vol. 15. 1921-1943.
210. *Lau K.V., Maher K., Altiner D., Kelley B.M., Kump L. R., Lehrmann D.J., Silva-Tamayo J.C., Weaver K.L., Yu M., Payne J.L.* Marine anoxia and delayed Earth system recovery after the end-Permian extinction // *Proc. Natl Acad. Sci. USA.* 2016. Vol. 113, 2360-2365.
211. *Lécuyer C.* Seawater residence times of some elements of geochemical interest and the salinity of the oceans // *Bulletin de la Société Géologique de France.* 2016. Vol. 187. №6. P. 245-260. doi: 10.2113/gssgfbull.187.6.245.
212. *Leinen M.* A normative calculation technique for determination of biogenic opal in sediments and particulate matter // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1977. Vol. 40. P. 671-676.
213. *Li C., Cheng M., Algeo T. J., Xie S.* A theoretical prediction of chemical zonation in early oceans (>520 Ma) // *Science China Earth Sciences.* 2015. Vol. 58. №11. P. 1901-1909.
214. *Li C., Love G. D., Lyons T. W., Fike D.A., Sessions A.L., Chu X.* A stratified redox model for the Ediacaran ocean // *Science.* 2010. Vol. 328. P. 80-83.
215. *Li C., Shi W., Cheng M., Jin C., Algeo T.J.* The redox structure of ediacaran and early cambrian oceans and its controls // *Science Bulletin.* 2020.
216. *Li C., Yang S.* Is chemical index of alteration (CIA) a reliable proxy for chemical weathering in global drainage basins? // *American Journal of Science.* 2010. Vol. 310. №2. P. 111-127.
217. *Li G., West A.J.* Evolution of Cenozoic seawater lithium isotopes: coupling of global denudation regime and shifting seawater sinks // *Earth and Planetary Science Letters.* 2014. Vol. 401. P. 284-293.

218. *Li W.P., Zhao Y.Y., Zhao M.Y. et al.* Enhanced weathering as a trigger for the rise of atmospheric O₂ level from the late Ediacaran to the early Cambrian // *Sci Rep* 9. 2019. 10630.
219. *Lo F.-L., Chen H.-F., Fang J.-N.* Discussion of Suitable Chemical Weathering Proxies in Sediments by Comparing the Dissolution Rates of Minerals in Different Rocks // *The Journal of Geology*. 2017. Vol. 125. N. 1. P. 83-99.
220. *Loi A., Dabard M.-P.* Controls of sea level fluctuations on the formation of Ordovician siliceous nodules in terrigenous offshore environments // *Sediment. Geol.* 2002. Vol. 153. № 3-4. P. 65-84.
221. *Longhitano S.G., Mellere D., Steel R.J., Ainsworth R.B.* Tidal depositional systems in the rock record: A review and new insights // *Sedimentary Geology*. 2012. Vol. 279. P. 2-22.
222. *Lyle A., Lyle M.W.* Determination of biogenic opal in pelagic marine sediments: a simple method revisited; In: *Proc. ODP Init. Repts. 199 (eds.) Lyle M, Wilson P A, Janecek T R., College Station, TX (Ocean Drilling Program), 2022, pp. 1-21.*
223. *Maldonado M., Lopez-Acosta M., Sitja C., Garcia-Puig M., Galobart C., Ercilla G., Leynaert A.* Sponge skeletons as an important sink of silicon in the global oceans // *Nat. Geos.* 2019. Vol.12. P. 815-822.
224. *Maliva R.G.* Silicification in the Belt Supergroup (Mesoproterozoic), Glacier National Park, Montana, USA // *Sediment.* 2001. Vol. 48. P. 887-896.
225. *Maliva R.G., Knoll A.H., Siever R.* Secular Change in Chert Distribution: A Reflection of Evolving Biological Participation in the Silica Cycle // *PALAIOS*. 1989. Vol. 4. №6. P. 519-532. doi: 10.2307/3514743.
226. *Maliva R.G., Knoll A.H., Simonson B.M.* Secular change in the Precambrian silica cycle: Insights from chert petrology // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2005. Vol. 117. № 7-8. P. 835-845. doi: 10.1130/B25555.1
227. *Mao J., Lehmann B., Du A., Zhang G., Ma D., Wang Y., Zeng M., Kerrich R.* Re-Os Dating of Polymetallic Ni-Mo-PGE-Au Mineralization in Lower Cambrian Black Shales of South China and Its Geologic Significance // *Economic Geology*. 2002. Vol. 97, №5. P. 1051-1061.
228. *McLennan S.M.* Weathering and Global Denudation // *The Journal of Geology*. 1993. Vol. 101. N.2. P. 295-303. doi:10.1086/648222
229. ***Merenkova S.I., Mikheev I.V., Kalmykov G.A., Gabdullin R.R., Suslenkova M.M.*** Application of sequential alkaline amorphous silica extraction for Cenozoic and Early Paleozoic rocks // *Journal of Earth System Science*. 2023. Vol. 132. №2. doi: 10.1007/s12040-023-02113-1. Scopus (1.6 п.л., вклад автора – 70%, импакт-фактор SJR 0.48).
230. *Mills B.J.W., Krause A.J., Jarvis I., Cramer B.D.* Evolution of atmospheric O₂ through the Phanerozoic, Revisited // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2023. Vol. 51. №1. P. 253-276.

231. *Misra S., Froelich P.N.* Lithium isotope history of Cenozoic seawater: changes in silicate weathering and reverse weathering // *Science*. 2012. Vol. 335. P. 818-823.
232. *Montañez I.P., Osleger D.A., Banner J.L., Mack L.E., Musgrove M.* Evolution of the Sr and C isotope composition of Cambrian oceans // *GSA today*. 2000. Vol. 10. P. 1-7.
233. *Montero-Serrano J.C., Föllmi K.B., Adatte T., Spangenberg J.E., Tribovillard N., Fantasia A., Suan G.* Continental weathering and redox conditions during the early Toarcian Oceanic Anoxic Event in the northwestern Tethys: Insight from the Posidonia Shale section in the Swiss Jura Mountains // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2015. 429. P. 83-99.
234. *Mortlock R.A., Froelich P.N.* Continental weathering of germanium: In the global river discharge // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1987. Vol. 51. № 8. P. 2075-2082.
235. *Mortlock R.A., Froelich P.N.* A simple method for the rapid determination of biogenic opal in marine sediments // *Deep-Sea Res.* 1989. Vol. 36. P. 1415-1426.
236. *Mortlock R.A., Froelich P.N., Feely R.A. et al.* Silica and germanium in Pacific Ocean hydrothermal vents and plumes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. Vol. 119. P. 365-378.
237. *Muller P.J., Schneider R.* An automated leaching method for the determination of opal in sediments and particulate matter // *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 1993. Vol. 40. № 3. P. 425-444.
238. *Murray J.W., Fuchsman C., Kirkpatrick J. et al.* Species and $\delta^{15}\text{N}$ Signatures of nitrogen transformations in the Suboxic Zone of the Black Sea // *Oceanography*. 2005. Vol. 18. P. 36-47.
239. *Murray R., Jones D., Brink M.* Diagenetic formation of bedded chert: Evidence from chemistry of the chert-shale couplet // *Geology*. 1992. Vol. 20. № 3. P. 271-274.
240. *Nelson D.M., Treguer P., Brzezinski M.A., Leynaert A., Queguiner B.* Production and dissolution of biogenic silica in the ocean: Revised global estimates, comparison with regional data and relationship to biogenic sedimentation // *Glob. Biogeochem. Cycles*. 1995. Vol. 9. № 3. P. 359-372.
241. *Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. Vol. 299. P. 715-717.
242. *Nesbitt H.W., Young G.M.* Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984. Vol. 48. P. 1523-1534.
243. *Nesbitt H.W., Young G.M.* Formation and diagenesis of weathering profiles // *The Journal of Geology*. 1989. Vol. 97. P. 129-147.
244. *Nozaki Y.A.* Fresh look at element distribution in the North Pacific Ocean // *EOS, American Geophysical Union*, May 27. 1997. Vol. 78. № 21. P. 221.

245. *Oster J.L., Kitajima K., Valley J.W., Rogers B., Maher K.* An evaluation of paired $\delta^{18}\text{O}$ and ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) in opal as a tool for paleoclimate reconstruction in semi-arid environments // *Chem. Geol.* 2017. Vol. 449. P. 236-252.
246. *Partin C.A., Bekker A., Planavsky N.J., Scott C.T., Gill B.C., Li C., Podkovyrov V., Maslov A., Konhauser K.O., Lalonde S.V., Love G.D., Poulton S.W., Lyons T.W.* Large-scale fluctuations in Precambrian atmospheric and oceanic oxygen levels from the record of U in shales // *Earth and Planetary Science Letters.* Vol. 369-370. P. 284-293.
247. *Paytan A., Griffith E.M.* Marine barite: recorder of variations in ocean export productivity // *Deep Sea Res. Part II.* 2007. Vol. 54. P. 667-705.
248. *Pickering R.A., Cassarino L., Hendry K.R., Wang X.L., Maiti K., Krause J.W.* Using Stable Isotopes to Disentangle Marine Sedimentary Signals in Reactive Silicon Pools // *Geophys. Res. Lett.* 2020. Vol. 47. P. 1-11.
249. *Plyusnina I.I., Maleyev M.N., Yefimova G.A.* Infrared-spectroscopic investigation of cryptocrystalline varieties of silica // *Intern. Geol. Rev.* 1971. Vol. 13. №11. P. 1750-1754.
250. *Pohl A., Ridgwell A., Stockey R.G. et al.* Continental configuration controls ocean oxygenation during the Phanerozoic // *Nature.* 2022. Vol. 608. P. 523-527. doi: 10.1038/s41586-022-05018-z.
251. *Pokrovski G.S., Martin F., Hazemann J.-L., Schott, J.* An X-ray absorption fine structure spectroscopy study of germanium-organic ligand complexes in aqueous solution // *Chem. Geol.* 2000. Vol. 163. №1-4. P. 151-165.
252. *Pokrovski G.S., Schott J.* Experimental study of the complexation of silicon and germanium with aqueous organic species: implications for Ge and Si transport and Ge/Si ratio in natural waters // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1998. Vol. 62. P. 3413-3428.
253. *Ragueneau O., Savoye N., Del Amo Y., Cotton J., Tardiveau B., Leynaert A.* A new method for the measurement of biogenic silica in suspended matter of coastal waters: using Si:Al ratios to correct for the mineral interference // *Cont. Shelf Res.* 2005. Vol. 25. P. 697-710.
254. *Raiswell R., Canfield D.E.* The iron biogeochemical cycle past and present // *Geochem Perspect.* 2012. Vol. 1. P. 1-220.
255. *Ramseyer K., Amthor J.E., Matter A. et al.* Primary silica precipitate at the Precambrian/Cambrian boundary in the South Oman Salt Basin, Sultanate of Oman // *Marine and Petrol. Geol.* 2013. Vol. 39, N 1. P. 187-197.
256. *Reading H.G. (Ed.)* *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy.* 3rd Edition. Oxford: Blackwell Science, 1996. 688 pp.
257. *Reid S., McIntyre J.* Monterey Formation porcelanite reservoirs of the Elk Hills field, Kern County, California // *AAPG Bulletin.* 2001. Vol. 85. № 11. P. 169-189.

258. *Reineck H.E.* Layered sediments of tidal flats, beaches and schelf bottoms of the North Sea. In: Estuaries (Ed. by G. D. Lauff). pp. 191- 206. Am. Ass. Adv. Sci., Washington D. C. 1967.
259. *Reineck H.E.* Tidal flats. In: Recognition of Ancient Sedimentary Environments (Ed. by K. J. Rigby and W. K. Hamblin), pp. 146-159. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., 16, Tulsa. 1972.
260. *Rice S.B., Freund H., Huang W.L., Clouse J.A., Isaacs C.M.* Application of Fourier transform infrared spectroscopy to silica diagenesis; the opal-A to opal-CT transformation // *J. Sed. Res.* 1995. Vol. 65. №4a. P. 639-647.
261. *Richard F.C., Bourg A.C.M.* Aqueous geochemistry of chromium: A review // *Water Resources.* 1991. 25. P. 807-816.
262. *Riding R.* Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms // *Sedimentology.* 2000. Vol. 47. P. 179-214.
263. *Saltzman M.R.* Phosphorus, nitrogen, and the redox evolution of the Paleozoic oceans // *Geology.* 2005. Vol. 33. N7. 573.
264. *Saltzman M.R., Ripperdan R.L., Brasier M.D., Lohmann K.C., Robison R.A., Chang W.T., Peng S.C., Ergaliev E.K., Runnegar B.* A global carbon isotope excursion (SPICE) during the late Cambrian: relation to trilobite extinctions, organic-matter burial and sea level // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2000. Vol. 162. N 3-4. P. 211-223.
265. *Scotese C.R.* Atlas of Cambrian and Early Ordovician Paleogeographic Maps (Mollweide Projection), Maps 81-88, Volumes 5, The Early Paleozoic, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, PALEOMAP Project, Evanston, IL. 2014.
266. *Scotese C.R., Song H., Mills B.J. W., & van der Meer D.G.* Phanerozoic paleotemperatures: The earth's changing climate during the last 540 million years // *Earth-Science Reviews.* 2021. Vol. 215. 103503.
267. *Scott C., Lyons T.W.* Contrasting molybdenum cycling and isotopic properties in euxinic versus non-euxinic sediments and sedimentary rocks: Refining the paleoproxies // *Chemical Geology.* 2012. Vol. 324-325. P. 19-27.
268. *Scribner A.M., Kurtz A.C., Chadwick O.A.* Germanium sequestration by soil: Targeting the roles of secondary clays and Fe-oxyhydroxides // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2006. Vol. 243. №3-4. P. 760-770.
269. *Shen B., Lee C.-T.A., Xiao S.* Germanium/silica ratios in diagenetic chert nodules from the Ediacaran Doushantuo Formation, South China // *Chem. Geol.* 2011. Vol. 280. № 3-4. P. 323-335.
270. *Shen B., Ma H., Ye H., Lang X.G. et al.* Hydrothermal origin of syndepositional chert bands and nodules in the Mesoproterozoic Wumishan Formation: Implications for the evolution of Mesoproterozoic cratonic basin, North China // *Precambrian Res.* 2018. Vol. 310. P. 213-228.

271. *Shi C., Cao J., Han S., Hu K., Bian L., Yao S.* A review of polymetallic mineralization in lower Cambrian black shales in South China: Combined effects of seawater, hydrothermal fluids, and biological activity // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2020. 110073.
272. *Siever R.* The silica cycle in the Precambrian // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1992. Vol. 56. P. 3265-3272.
273. *Stefurak E.J.T., Lowe D.R., Zentner D., Fischer W.W.* Sedimentology and geochemistry of Archean silica granules // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2015. B31181.1.
274. *Straaten L. M. J. U. van* Composition and structure of Recent marine sediments in the Netherlands // *Leidse. geol. Meded.* 1954. Vol. 19. P. 1-110.
275. *Straaten L. M. J. U. van* Sedimentation in tidal flat areas // *J. Alberta Soc. petrol. Geol.* 1961. Vol. 9. P. 203-226.
276. *Strohmenger C. J., Shebl H., Al-Mansoori A., Al-Mehsin K., Al-Jeelani O. et al.* Facies stacking patterns in a modern arid environment: a case study of the Abu Dhabi sabkha in the vicinity of Al-Qanatir Island, United Arab Emirates // *Quaternary Carbonate and Evaporite Sedimentary Facies and Their Ancient Analogues*. 2012. P. 149-182.
277. *Swann G.E.A.* A comparison of the Si/Al and Si/time wet-alkaline digestion methods for measurement of biogenic silica in lake sediments // *J. Paleolimnol.* 2010. Vol. 44. P. 375-385.
278. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 1985, 312 p.
279. *Tostevin R., Mills B.J.W.* Reconciling proxy records and models of Earth's oxygenation during the Neoproterozoic and Palaeozoic // *Interface Focus*. 2020. Vol. 10. 20190137.
280. *Treguer P.J., De La Rocha C.L.* The World Ocean silica cycle // *Annu. Rev. Mar. Sci.* 2020. Vol. 5. P. 477-501.
281. *Treguer P.J., Nelson D.M., van Bennekom A.J. et al.* The silica balance in the world ocean: A reestimate // *Science*. 1995. Vol. 268. №5209. P. 375-379.
282. *Treguer P.J., Sutton J., Brzezinski M., Charette M., Devries T., Dutkiewicz S., Ehlert C., Hawkings J., Leynaert A., Liu S., Monferrer N., Lopez-Acosta M., Maldonado M., Rahman S., Ran L., Rouxel O.* Reviews and syntheses: the biogeochemical cycle of silicon in the modern ocean // *Biogeosciences*. 2021. Vol. 18. № 4. P. 1269-1289.
283. *Tribovillard N.* The Ge/Si ratio as a tool to recognize biogenic silica in chert. // *Comptes Rendus Geosci.* 2013. Vol. 345. P. 160-165.
284. *Tribovillard N., Algeo T.J., Baudin F., Riboulleau A.* Analysis of marine environmental conditions based on molybdenum-uranium covariation - applications to Mesozoic paleoceanography // *Chemical Geology*. 2012. Vol. 324-325. P. 46-58.

285. Tribovillard N., Algeo T.J., Lyons T., Riboulleau A. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update // *Chemical Geology*. 2006. Vol. 232. № 1-2. P. 12-32.
286. Tribovillard N., Bout-Roumazeilles V., Riboulleau A. et al. Transfer of germanium to marine sediments: Insights from its accumulation in radiolarites and authigenic capture under reducing conditions. Some examples through geological ages. // *Chem. Geol.* 2011. Vol. 282. P. 20-130.
287. Tyson R.V., Pearson T.H. Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview. In: Tyson, R.V., Pearson, T.H. (Eds.), *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*. Geol. Soc. Spec. Publ., 1991, vol. 58, p. 1-26.
288. Ure A.M., Berrow M.L. The chemical constituents of soils. In: *Environmental chemistry*. Bowen, H.J.M. (Ed.). Royal Society of Chemistry, Burlington House, London, UK. 1982. pp. 94-202.
289. van den Boorn S.H.J.M., van Bergen M.J., Vroon P.Z. et al. Silicon isotope and trace element constraints on the origin of 3.5 Ga cherts: Implications for Early Archaean marine environments // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 2010. Vol. 74. №3. P. 1077-1103.
290. Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Carden G.A.F., Diener A., Ebner S., Godderis Y. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater // *Chemical geology*. 1999. Vol. 161. P. 59-88.
291. Vigier N., Decarreau A., Millot R., Carignan J., Petit S., Francelanord C. Quantifying Li isotope fractionation during smectite formation and implications for the Li cycle // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. Vol. 72. P. 780-792.
292. Vigier N., Gislason S.R., Burton K.W., Millot R., Mokadem F. The relationship between riverine lithium isotope composition and silicate weathering rates in Iceland // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. Vol. 287. P. 434-441.
293. Vigier N., Godd ris Y. A new approach for modeling Cenozoic oceanic lithium isotope paleo-variations: the key role of climate // *Climate of the Past Discussions*. 2015. Vol. 11. P. 635-645.
294. von Eynatten H., Barcel -Vidal C., Pawlowsky-Glahn V. Modelling compositional change: the example of chemical weathering of granitoid rocks // *Mathematical Geology*. 2003. 35. P. 231-251.
295. Wang J.G., Chen D.Z., Wang D. et al. Petrology and geochemistry of chert on the marginal zone of Yangtze Platform, western Hunan, South China, during the Ediacaran-Cambrian transition // *Sedimentology*. 2012. Vol. 59. P. 809-829.
296. Wanner C., Sennenthal E.L., Liu X.-M. Seawater ^7Li : a direct proxy for global CO_2 consumption by continental silicate weathering? // *Chemical Geology*. 2014. Vol. 381. P. 154-167.
297. Wedepohl K.K. *Handbook of geochemistry*. Volume 2, Part 5. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1978. 1546 p.
298. Wignall P.B. *Black shales*. Clarendon, Oxford, 1994, 127 p.

299. *Wignall P.B., Myers K.J.* Interpreting the benthic oxygen levels in mudrocks: A new approach // *Geology*. 1988. Vol. 16. P. 452-455.
300. *Williams L.A., Crerar D.A.* Silica diagenesis; II. General mechanisms // *J. Sed. Petr.* 1985. Vol. 55, №3. P. 312-321.
301. *Yurchenko A., Voropaev A., Kozlova E., Morozov N., Spasennykh M.* Application of the Data on ^{13}C and ^{18}O of Carbonates for the Study of Unconventional Reservoirs on the Example of the Bazhenov Source Rocks, Western Siberia, Russia // *Geosciences*. 2021. 11. 264.
302. *Zhang H., Fan H., Wen H. et al.* Oceanic chemistry recorded by cherts during the early Cambrian Explosion, South China // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 2020. Vol. 109961.
303. *Zheng Y., Anderson R.F., van Geen A., Fleisher M.Q.* Remobilization of authigenic uranium in marine sediments by bioturbation // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2002. Vol. 66. P. 1759-1772.
304. *Zhou X., Chen D., Zhang L. et al.* Silica-rich seawater in the early Cambrian: Sedimentological evidence from bedded cherts // *Terra Nova*. 2021. Vol. 33. №5. P. 494-501.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица 1. Содержание главных оксидов в породах иниканской свиты (масс %)

Образец	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	K ₂ O	CaO	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Σ
G03-001	87.22	3.59	0.62	<0.01	<0.01	<0.01	3.02	0.2	0.02	<0.01	4.37	99.06
G03-002-1	39.13	6.13	1.51	1.15	<0.01	1.28	26.91	0.52	0.21	0.12	22.83	99.82
G03-002-2	40	4.92	1.42	1.18	0.01	0.8	23.96	0.15	0.24	0.05	23.94	100.28
G03-004	72.95	5.83	3.1	1.12	<0.01	0.61	6.64	0.45	0.16	0.26	8.53	99.69
G03-005-1	77.21	5.08	2.02	0.68	<0.01	0.4	4.68	0.36	0.17	0.38	8.99	100.00
G03-005-2	80.64	4.42	1.05	0.14	<0.01	<0.01	6.23	0.26	0.05	<0.01	7.18	100.00
G03-006	38.72	5.9	2.00	3.37	0.02	0.64	21.77	0.28	0.29	0.15	25.46	103.42
G03-15	86.55	3.11	1.2	1.35	<0.01	<0.01	2.28	0.19	0.01	<0.01	5.23	99.94
G03-016	3.29	0.47	0.3	2.07	0.01	0.04	51.82	0.11	0.03	0.03	43.02	101.45
G03-017	26.9	7.09	3.23	6.61	0.03	0.44	16.8	0.32	0.39	0.07	34.42	100.00
G03-018	87.41	3.53	0.66	0.53	0.01	0.04	2.47	0.18	0.04	0.01	3.5	99.83
G03-019	6.96	1.54	1.01	2.81	0.02	0.14	47.58	0.22	0.08	0.16	40.98	102.63
G03-020	8.71	0.61	0.46	0.98	0.01	0.05	46.7	0.05	0.04	0.03	42.05	100.31
G03-021	36.81	5.46	3.25	2.41	0.02	0.17	15.77	0.12	0.44	0.06	29.58	100.00
G03-023-1	72.07	4.42	1.01	2.83	<0.01	<0.01	6.95	0.27	0.05	<0.01	12.37	100.00
G03-023-2	47.29	2.76	1.51	6.51	0.03	0.59	15.08	<0.01	0.19	0.03	24.06	100.01
G03-023-3	87.04	4.17	0.98	0	<0.01	<0.01	2.45	0.22	0.02	0	5.1	100.01
G03-024-1	4.68	0.41	0.34	2.08	0.01	0.04	49	<0.01	0.03	0.04	41.79	98.61
G03-024-2	35.38	2.73	1.39	7.05	0.03	0.5	20.16	<0.01	0.18	0.04	30.75	100.01
G03-027	4.79	0.45	0.58	2.13	0.01	0.01	48.77	0.09	0.03	0.04	42.35	99.65
G03-029	95.11	0.41	0.54	0.39	0.02	<0.01	0.03	<0.01	0.04	0.01	2.52	100.00
G03-030	29.41	6.34	3.09	7.07	0.03	1.08	20.14	0.19	0.38	2.92	27.49	99.99
G03-031	32.47	3.58	1.63	9.17	0.14	0.86	20.33	<0.01	0.23	0.03	29.86	100.01
G05-029-1	17.98	2.98	1.32	9.31	0.03	0.53	27.56	0.22	0.18	0.04	38.62	100.00
G05-029-2	48.18	8.21	2.44	2.72	0.01	1.11	29.75	0.61	0.31	0.56	6.07	100.01
G05-034	30.48	7.21	2.59	8.3	0.05	1.65	16.7	0.16	0.37	0.05	29.69	98.45
G05-035	48.44	10.88	7.66	5.37	0.02	2.47	6.88	0.76	0.62	0.04	16.82	99.99
G06-037	31.23	6.2	2.18	7.44	0.12	1.3	19.42	0.32	0.5	0.07	30.3	100.00
G06-038	2.72	0.29	0.87	1.02	0.16	<0.01	51.9	0.2	0.02	0.04	41.16	98.62
G06-039	9.34	1.53	1.44	1.47	0.25	0.1	45.01	0.91	0.1	0.04	37.67	98.33
G06-040	2.06	0.24	0.27	1.2	0.15	<0.01	54.94	0.16	0.02	0.04	42.22	101.37
G06-040-2	16.79	4.18	0.77	2.77	0.27	0.57	40.93	0.73	0.06	0.31	35.42	102.82
G06-041	26.55	8.53	1.86	2.33	0.11	2.69	29.55	1.33	0.2	<0.01	26.82	100.00
G06-42	21.72	4.11	1.3	6.05	0.05	0.46	30.42	0.56	0.11	<0.01	35.13	99.93
G07-043	33.79	7.25	3.03	7.09	0.07	1.9	18.67	0.73	0.31	<0.01	27.12	99.99
G07-044	54.68	22.15	4.95	1.78	0.02	2.3	<0.01	<0.01	0.67	0.03	9.49	100.01
G07-045	28.66	7.04	3.31	7.27	0.11	1.03	17.93	0.31	0.36	0.05	30.42	98.43
G07-046	29.28	8.03	3.38	6.65	0.09	1.04	17.14	0.37	0.39	0.05	29.76	98.33
G07-047	11.16	1.86	1.25	3.4	0.23	0.25	43.37	0.44	0.09	0.05	37.76	100.02
G13-0	7.88	1.7	2.09	3.08	0.09	0.56	44.55	<0.01	0.08	0.1	38.7	99.34
G13-4-1	19.1	3.99	3.25	1.54	0.03	0.42	42.03	<0.01	0.14	14.45	12.21	100.01
G13-12	62.44	9.61	5.64	2.2	0.06	3.66	4.73	<0.01	0.38	0.24	9.74	99.99
G13-4-2	50.77	10.75	4.09	3.15	0.02	5.49	4.86	0.24	0.54	11.77	8.19	99.89
G13-05	40.5	10.56	2.24	3.83	0.02	5.3	8.21	0.23	0.48	17.47	11.07	99.93
G13-17	32.21	8.52	2.05	1.63	0.01	4.19	18.21	0.28	0.35	11.7	20.66	99.83
G13-19	53.89	6.3	1.31	1.16	0.01	1.58	17.58	0.25	0.19	<0.01	17.57	99.87

Таблица 2. Содержание элементов (ppm) в породах инниканской свиты и факторы обогащения U и Mo

Образец	U	Th	Rb	Cs	Sr	Ba	B	Li
G03-001	14.98	0.46	4.98	0.15	530.47	203.11	61.19	6.57
G03-002-2	34.71	0.18	33.52	1.95	1052.29	213.81	119.41	18.67
G03-005-1	25.48	0.23	29.26	1.10	364.99	295.46	86.05	18.83
G03-005-2	8.87	0.67	9.92	0.39	260.15	251.05	71.86	25.51
G03-017	52.25	0.14	26.40	0.86	228.95	312.79	159.87	35.49
G03-018	12.11	0.32	3.87	0.03	188.91	165.41	23.21	6.27
G03-019	48.50	0.36	10.71	0.47	239.82	57.43	13.93	1.84
G03-020	27.65	0.31	4.88	0.14	273.98	52.91	137.24	3.42
G03-021	80.04	0.27	32.92	1.68	399.71	258.19	166.87	33.52
G03-023-3	10.67	0.41	7.12	0.28	176.82	191.51	49.92	18.53
G03-024-1	35.06	0.23	5.89	0.10	281.96	74.02	113.57	3.44
G03-024-2	43.38	0.25	15.08	0.47	145.81	152.18	92.32	5.43
G03-027	14.00	0.30	5.33	0.11	155.50	33.98	133.14	3.14
G03-029	10.73	0.37	4.25	0.04	111.35	176.75	58.73	2.80
G05-034	10.01	0.28	11.61	0.23	109.15	63.52	43.26	4.60
G05-035	34.29	2.72	26.82	1.13	155.86	634.23	154.30	35.29
G06-040	3.16	0.14	9.17	0.10	231.52	62.14	139.40	3.44
G06-041	4.58	0.13	28.94	0.46	654.38	103.89	167.11	15.00
G07-044	46.63	2.54	11.67	4.87	406.42	334.71	312.45	50.09
G07-045	18.42	1.63	40.68	2.25	233.54	164.51	143.34	28.31
G07-046	2.38	0.98	5.97	0.32	477.44	154.18	152.29	9.35
G07-047	9.45	1.04	18.78	0.66	266.66	175.14	178.18	35.96
G13-0	2.27	0.25	12.90	0.69	1225.40	45.53	166.86	7.38
G13-4-1	60.47	0.40	35.31	3.83	622.68	60.01	162.79	31.57
G13-4-2	-	2.63	-	-	90.92	-	156.43	-
G13-05	-	2.99	-	-	146.89	-	96.37	-
G13-17	-	3.76	-	-	971.77	-	44.79	-
G13-19	-	1.10	-	-	962.99	-	22.70	-
Среднее содержание для кремнистых пород ^а	2.40	3.20	52.00	52.00	110.00	300.00	10.00	4.00
Среднее содержание глин, глинистых сланцев ^а	4.30	140	133.00	13.00	240.00	460.00	110.00	54.00
Среднее содержание для карбонатных пород ^а	2.20	4.30	26.00	26.00	380.00	360.00	37.00	18.00
РААС ^б	3.10	14.60	160.00	15.00	200.00	650.00	-	-

Таблица 2. (продолжение)

Образец	Y	Nb	Ga	Zr	W	Sn	Pb	S
G03-001	3.44	1.43	1.12	11.13	0.68	0.37	5.11	200.00
G03-002-2	1.47	3.99	3.28	22.41	1.14	1.22	17.68	36100.00
G03-005-1	6.12	5.40	4.32	36.83	2.02	0.91	34.27	300.00
G03-005-2	3.49	1.97	1.94	18.90	0.92	0.55	11.78	300.00
G03-017	4.87	7.15	10.42	43.94	2.68	1.28	23.14	37000.00
G03-018	1.66	1.38	1.62	19.43	0.69	0.38	3.20	14500.00
G03-019	0.04	1.53	0.37	1.45	0.94	0.25	6.43	11300.00
G03-020	0.07	0.78	0.85	3.20	0.74	0.19	4.76	6200.00
G03-021	1.03	5.83	8.64	23.27	2.94	0.93	25.50	59100.00
G03-023-3	2.32	1.94	1.59	16.78	0.77	0.44	6.32	300.00
G03-024-1	1.13	0.71	0.70	4.72	0.46	0.16	3.42	1900.00
G03-024-2	1.12	2.70	2.07	5.10	1.06	0.41	8.06	18000.00
G03-027	0.06	0.98	0.94	3.18	0.55	0.19	3.22	4000.00
G03-029	1.49	1.38	0.51	6.04	0.66	0.29	2.18	9300.00
G05-034	0.33	2.28	4.74	17.72	0.43	0.82	4.68	12000.00
G05-035	11.17	11.31	15.33	478.133	1.52	3.01	15.82	300.00
G06-040	0.62	2.02	1.17	14.50	0.39	0.29	3.07	700.00
G06-041	5.21	39.06	12.79	275.25	0.71	4.38	5.44	300.00
G07-044	6.17	21.35	27.93	-	0.93	11.91	233.11	39400.00
G07-045	15.23	6.50	11.08	161.97	1.20	1.67	29.36	19400.00
G07-046	1.07	1.50	1.50	5.17	2.59	0.55	2.88	21500.00
G07-047	5.14	8.90	8.44	57.94	1.09	0.98	29.90	1600.00
G13-0	0.59	2.36	1.86	7.09	0.66	0.38	8.86	5100.00
G13-4-1	5.38	2.78	3.57	4.38	0.78	0.55	138.69	28500.00
G13-4-2	-	-	-	132.9	-	-	40.72	200.00
G13-05	-	-	-	139.88	-	-	17.21	200.00
G13-17	-	-	-	98.84	-	-	19.19	200.00
G13-19	-	-	-	47.77	-	-	6.39	300.00
Среднее содержание для кремнистых пород ^а	26.00*	12.00*	2.00	19.00	2.03*	1.40	6.00	2500.00
Среднее содержание глин, глинистых сланцев ^а	31.00	11.00	16.00	190.00	2.60	3.50	14.00	3600.00
Среднее содержание для карбонатных пород ^а	30.00	0.80	5.00	51.00	1.20	0.80	7.00	1900.00
РААС ^б	27.00	19.00	-	210.00	-	-	20.00	-

Таблица 2. (продолжение)

Образец	Cu	Zn	Ag	Sb	Sc	Ni	Co	Cr
G03-001	21.55	52.54	0.36	2.88	20.64	47.96	2.78	255.67
G03-002-2	60.73	135.78	0.68	7.58	9.18	198.29	14.21	87.94
G03-005-1	46.39	140.26	0.75	6.76	11.78	103.79	21.23	227.75
G03-005-2	21.83	73.30	0.38	3.30	12.31	53.00	7.82	268.79
G03-017	75.64	32.34	0.54	3.80	8.77	61.92	17.28	77.69
G03-018	16.15	10.52	0.18	1.53	2.05	23.13	3.12	300.25
G03-019	24.43	17.54	0.19	2.33	0.54	28.22	4.30	19.60
G03-020	13.20	7.92	0.19	1.98	2.19	17.38	2.28	31.37
G03-021	64.64	32.81	0.57	5.90	9.11	55.93	15.03	99.91
G03-023-3	18.58	26.98	0.24	3.06	17.08	50.71	4.07	306.07
G03-024-1	9.70	9.14	0.17	1.68	2.40	12.46	1.76	64.10
G03-024-2	25.94	19.91	0.31	47.64	6.71	36.68	6.82	33.86
G03-027	12.34	9.54	0.19	4.35	1.80	13.97	2.10	26.39
G03-029	11.55	18.63	0.16	4.49	14.63	20.44	1.67	341.95
G05-034	28.87	35.08	0.17	25.38	3.26	77.89	8.81	43.38
G05-035	49.66	121.06	0.60	11.99	10.12	155.07	21.11	85.85
G06-040	8.65	14.05	0.16	2.97	1.77	11.46	2.99	24.98
G06-041	23.59	24.17	0.33	3.54	7.24	14.40	10.08	50.34
G07-044	21.62	24.67	1.33	9.74	12.00	13.19	2.50	22.04
G07-045	31.03	31.31	1.10	5.21	16.13	52.63	12.51	57.73
G07-046	9.73	14.17	0.43	3.10	3.34	10.89	2.94	30.71
G07-047	22.17	28.21	0.32	2.59	8.52	55.69	11.10	61.81
G13-0	5.71	9.88	0.18	1.10	3.42	29.22	9.82	37.17
G13-4-1	17.95	20.49	0.85	5.06	4.14	124.51	101.36	85.49
G13-4-2	24.42	206.66	-	-	30.21	70.64	25.49	217.34
G13-05	26.69	29.16	-	-	27.40	55.15	13.02	159.81
G13-17	58.14	81.07	-	-	22.10	92.9	16.50	252.96
G13-19	26.41	82.32	-	-	31.48	55.47	10.10	195.45
Среднее содержание для кремнистых пород ^а	7.00	21.00	0.026	0.81*	4.50	37.00	1.30	32.00
Среднее содержание глин, глинистых сланцев ^а	36.00	89.00	0.15	1.30	15.00	49.00	19.00	110.00
Среднее содержание для карбонатных пород ^а	21.00	26.00	0.056	0.25	1.70	19.00	5.10	20.00
РААС ^б	75.00	80.00	-	-	16.00	55.00	20.00	110.00

Таблица 2. (продолжение)

Образец	Mo	Ge	Tl	Bi	U EF	Mo EF	U _a	Mo/Mn
G03-001	51.58	0.88	0.56	0.06	86.67	271.53	14.83	-
G03-002-2	89.67	1.27	3.44	0.24	146.54	344.45	34.65	1.165
G03-005-1	67.96	1.53	4.10	0.26	104.16	252.84	25.40	-
G03-005-2	28.87	1.03	1.59	0.11	41.66	123.44	8.64	-
G03-017	84.62	1.87	3.23	0.27	153.06	225.59	52.20	0.365
G03-018	20.36	0.56	0.60	0.02	71.25	109.04	12.00	0.264
G03-019	27.85	0.32	1.11	0.02	654.13	341.85	48.38	0.180
G03-020	23.93	0.47	0.29	0.05	941.34	741.57	27.54	0.311
G03-021	121.83	1.69	4.36	0.27	304.46	421.70	79.95	0.786
G03-023-3	48.27	0.76	1.73	0.06	53.13	218.78	10.53	-
G03-024-1	12.68	0.36	0.22	0.03	1776.03	584.73	34.98	0.165
G03-024-2	81.54	0.57	0.94	0.07	330.03	564.51	43.30	0.351
G03-027	23.91	0.30	0.30	0.03	646.05	1004.36	13.90	0.311
G03-029	15.47	0.42	0.08	0.04	543.69	713.34	10.61	0.100
G05-034	31.38	0.88	1.19	0.03	28.82	82.27	9.91	0.081
G05-035	79.39	2.83	3.83	0.34	65.46	137.92	33.38	0.512
G06-040	6.20	0.60	0.16	0.05	273.06	487.90	3.11	0.005
G06-041	4.61	1.48	0.30	0.20	11.14	10.21	4.53	0.005
G07-044	67.82	3.22	3.04	0.30	43.72	57.87	45.78	0.438
G07-045	23.45	2.47	1.07	0.23	54.33	62.95	17.87	0.028
G07-046	2.29	1.02	0.10	0.67	6.15	5.39	2.05	0.003
G07-047	16.71	2.07	2.00	0.31	105.55	169.79	9.11	0.009
G13-0	1.76	1.11	0.48	0.16	27.75	19.58	2.19	0.003
G13-4-1	2.41	2.30	1.31	0.61	314.74	11.40	60.33	0.010
Среднее содержание для кремнистых пород ^a	1.56*	1.30*	0.77*	0.29*				
Среднее содержание глин, глинистых сланцев ^a	1.60	2.00	1.30	0.38				
Среднее содержание для карбонатных пород ^a	1.60	0.36	0.06	0.05				
РААС ^b	1.00	-	-	-				

Примечание: ^a (Григорьев, 2009); ^b (Taylor, McLennan, 1985). *Использовано среднее содержание для верхней части континентальной коры по (Григорьев, 2009) по причине отсутствия данных по силицитам. Цветом (серый/бежевый/голубой) обозначено, по какому стандарту нормализованы значения при указании обогащения. «-» – не определялось.

Таблица 3. Содержание главных оксидов в породах эвенкийской свиты (масс. %)

Образец	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	S	ППП	Σ
SL-1/1	11.13	2.73	0.90	0.14	19.06	25.98	0.04	1.45	0.22	0.04	0.01	37.96	99.66
SL-1/2	10.09	2.34	0.82	0.15	19.48	26.49	0.04	1.26	0.21	0.04	0.01	38.93	99.86
SL-1/3	8.87	1.86	0.69	0.15	19.66	27.23	0.04	1.03	0.16	0.03	0.01	39.69	99.43
SL-1/4	16.81	4.29	1.41	0.14	17.98	24.01	0.05	1.95	0.36	0.06	0.01	32.46	99.54
SL-1/5	25.62	5.66	1.67	0.11	15.04	19.55	0.06	2.90	0.48	0.10	0.01	28.20	99.41
SL-1/6	6.84	1.28	0.53	0.15	20.61	29.03	0.05	0.73	0.10	0.02	0.01	40.20	99.55
SL-2/1	14.79	2.29	0.71	0.12	18.39	25.44	0.04	1.38	0.17	0.04	0.01	36.44	99.81
SL-2/2	4.38	0.88	0.43	0.13	20.32	29.79	0.03	0.43	0.07	0.02	0.01	43.05	99.55
SL-3/1	5.66	1.19	0.52	0.14	20.73	29.47	0.04	0.57	0.11	0.02	0.03	41.26	99.74
SL-4/1	46.55	11.23	7.77	0.08	8.32	7.49	0.10	4.19	1.10	0.19	0.01	12.47	99.50
SL-4/2	25.89	5.38	1.76	0.12	15.48	20.29	0.05	2.34	0.43	0.07	0.01	27.96	99.78
SL-4/3	40.29	10.52	6.04	0.08	7.98	13.73	0.09	3.31	0.73	0.12	0.02	16.79	99.70
SL-4/4	45.63	11.92	6.91	0.08	8.36	8.79	0.08	3.04	0.86	0.15	0.01	13.78	99.61
SL-4/5	37.50	9.02	3.98	0.08	10.66	13.01	0.06	4.81	0.35	0.13	0.01	19.98	99.60
SL-4/6	32.32	6.21	2.13	0.10	13.50	17.76	0.05	3.36	0.47	0.09	0.01	23.76	99.76
SL-4/7	45.08	11.67	6.53	0.07	8.49	8.86	0.07	3.83	0.89	0.16	0.01	13.85	99.52
SL-4/8	47.41	8.45	2.59	0.07	7.21	14.01	0.06	3.48	0.78	0.15	0.01	15.34	99.57
SL-4/9	46.56	10.87	4.92	0.08	8.91	9.62	0.07	3.25	0.86	0.16	0.01	14.23	99.53
SL-4/10	36.74	8.87	3.31	0.10	11.81	14.18	0.05	2.63	0.70	0.14	0.01	21.14	99.68
SL-5/1	46.50	10.72	5.39	0.08	7.35	9.81	0.08	4.30	0.88	0.15	0.01	14.21	99.48
SL-5/2	44.52	9.83	3.06	0.09	9.37	11.26	0.06	3.92	0.99	0.20	0.01	16.28	99.58
SL-5/3	50.13	12.45	6.16	0.07	7.61	7.14	0.08	3.22	1.05	0.19	0.01	11.65	99.75
SL-5/4	42.02	11.19	5.46	0.08	8.73	10.34	0.08	6.35	0.90	0.14	0.01	14.33	99.61
SL-5/5	44.11	9.59	3.62	0.08	8.12	13.33	0.07	2.57	0.75	0.14	0.02	17.30	99.68
SL-5/6	52.09	8.49	3.06	0.07	7.95	9.35	0.07	3.48	0.65	0.11	0.01	14.29	99.63
SL-5/7	26.80	4.86	1.40	0.12	14.38	19.47	0.05	2.53	0.41	0.09	0.01	29.35	99.46
SL-5/8	39.73	11.52	6.69	0.09	9.57	10.81	0.09	3.56	0.90	0.15	0.01	16.41	99.52
SL-5/9	54.65	11.78	8.65	0.07	6.00	4.44	0.10	3.20	1.15	0.18	0.01	9.30	99.53
SL-5/10	44.56	10.88	3.83	0.09	9.10	10.18	0.10	3.33	0.83	0.15	0.01	16.44	99.48
SL-5/11	48.04	15.06	7.74	0.06	6.25	5.08	0.10	5.76	1.07	0.17	0.01	10.42	99.76
SL-5/12	45.57	8.16	2.11	0.08	5.66	16.81	0.08	3.07	0.72	0.16	0.02	17.11	99.54
SL-6/1	41.85	6.76	2.53	0.09	9.74	13.92	0.13	2.74	0.73	0.14	0.01	20.93	99.57
SL-6/2	46.16	12.18	7.01	0.08	8.09	7.29	0.08	4.07	0.96	0.16	0.01	13.36	99.46
SL-6/3	47.53	11.67	5.54	0.08	8.28	8.18	0.09	3.55	0.88	0.17	0.01	13.55	99.52
SL-6/4	46.72	9.21	3.87	0.08	5.11	14.48	0.07	3.59	0.83	0.16	0.02	15.62	99.75
SL-6/5	5.30	1.16	0.51	0.20	20.32	28.76	0.02	0.55	0.09	0.02	0.01	42.73	99.67
SL-6/6	52.15	11.05	3.96	0.08	6.68	7.00	0.11	5.57	0.80	0.16	0.01	12.20	99.77
SL-6/7	13.77	1.09	0.42	0.17	19.01	24.49	0.04	1.11	0.11	0.03	0.01	39.42	99.66
SL-6/8	4.91	0.52	0.33	0.22	23.43	26.50	0.03	0.53	0.08	0.02	0.01	42.91	99.49
SL-6/9	22.69	4.15	1.09	0.14	15.71	21.19	0.05	2.63	0.33	0.07	0.01	31.59	99.65
SL-6/10	49.99	9.51	2.90	0.10	7.30	9.08	0.07	5.49	0.72	0.14	0.43	13.80	99.53

SL-6/11	49.10	9.61	3.05	0.10	6.82	10.18	0.07	5.43	0.77	0.15	0.03	14.42	99.72
SL-6/12	39.53	7.42	3.02	0.12	10.02	13.54	0.08	4.24	0.56	0.11	0.01	21.03	99.69
SL-6/13	54.63	9.84	2.88	0.08	6.40	7.07	0.10	5.67	0.90	0.19	0.01	11.87	99.64
SL-6/14	36.19	8.00	2.77	0.09	10.45	14.87	0.06	4.39	0.61	0.12	0.03	22.19	99.77
SL-6/15	49.33	8.95	4.14	0.09	7.24	8.90	0.07	5.15	0.74	0.16	0.57	14.24	99.58
SL-6/16	46.18	10.73	5.06	0.07	8.05	9.37	0.07	3.91	0.84	0.14	0.01	15.26	99.70
SL-6/17	57.02	10.54	3.46	0.08	5.86	6.59	0.08	4.27	0.75	0.14	0.01	10.98	99.79
SL-6/18	21.36	3.90	1.26	0.17	15.54	21.39	0.05	2.29	0.32	0.06	0.01	33.22	99.56
SL-6/19	40.17	10.23	3.24	0.14	9.87	11.05	0.08	4.63	0.87	0.15	0.01	19.10	99.55
SL-6/20	42.79	7.38	2.39	0.12	10.00	13.13	0.06	3.28	0.59	0.13	0.01	19.60	99.49
SL-6/21	16.80	2.57	0.93	0.19	17.16	23.64	0.04	1.80	0.23	0.05	0.01	36.35	99.77
SL-6/22	29.70	5.12	2.58	0.18	13.51	18.17	0.04	2.95	0.46	0.11	0.11	26.65	99.57
SL-6/23	47.90	10.49	5.79	0.08	7.40	8.31	0.07	5.07	0.84	0.15	0.01	13.61	99.72
SL-6/24	49.55	10.66	5.64	0.07	7.21	7.11	0.08	5.31	0.78	0.15	0.01	13.10	99.68
SL-6/25	32.93	6.85	2.53	0.14	11.99	16.29	0.06	3.49	0.49	0.09	0.01	24.77	99.63
SL-6/26	39.77	6.64	2.60	0.13	10.63	14.66	0.05	3.48	0.77	0.15	0.01	20.70	99.59
SL-6/27	49.44	10.44	4.45	0.10	7.50	8.35	0.07	4.97	0.80	0.16	0.01	13.38	99.66
SL-6/28	29.50	5.59	2.51	0.15	13.10	18.10	0.05	2.78	0.49	0.09	0.01	27.33	99.70
SL-6/29	45.88	9.16	3.37	0.12	5.98	13.25	0.06	5.60	0.74	0.15	0.01	15.15	99.47
SL-6/30	40.41	6.96	1.97	0.12	9.44	13.99	0.05	6.15	0.62	0.12	0.01	19.83	99.67
SL-6/31	42.04	6.40	1.30	0.16	7.20	16.88	0.05	5.33	0.54	0.13	0.02	19.50	99.54
SL-6/32	45.76	7.30	1.73	0.14	7.37	14.36	0.06	4.20	0.60	0.13	0.01	17.92	99.60
SL-6/33	43.97	9.48	2.79	0.11	9.11	11.25	0.06	4.69	0.70	0.14	0.01	17.20	99.50
SL-6/34	48.13	8.38	2.14	0.13	7.19	12.22	0.09	4.80	0.61	0.14	0.01	15.88	99.72
SL-6/35	54.58	9.28	4.56	0.09	4.27	9.26	0.08	5.04	0.84	0.20	0.01	11.28	99.48
SL-6/36	55.64	9.63	2.56	0.09	4.68	9.17	0.09	4.82	0.71	0.16	0.01	11.99	99.54
SL-6/37	15.97	3.32	0.91	0.24	15.45	26.42	0.09	1.97	0.26	0.05	0.01	34.87	99.56
SL-6/38	43.86	8.56	3.13	0.12	8.47	12.14	0.13	4.31	0.62	0.14	0.01	18.04	99.53
SL-6/39	43.23	11.98	6.93	0.09	8.31	8.75	0.07	5.05	0.87	0.16	0.01	14.22	99.67
SL-6/40	43.39	11.14	6.09	0.09	8.41	9.29	0.07	4.81	0.88	0.17	0.01	15.36	99.72
SL-6/41	36.23	8.50	2.77	0.13	10.75	14.51	0.09	4.51	0.72	0.16	0.01	21.41	99.79
SL-6/42	48.91	10.49	5.08	0.09	7.28	8.10	0.07	5.23	0.78	0.17	0.01	13.46	99.65
SL-6/43	12.58	2.41	0.65	0.23	16.63	28.79	0.04	1.54	0.21	0.05	0.00	36.57	99.70
SL-6/44	45.24	8.89	2.07	0.11	8.00	12.48	0.08	5.53	0.73	0.15	0.01	16.30	99.59
SL-6/45	48.44	8.82	2.39	0.11	7.74	10.93	0.06	4.47	0.75	0.17	0.01	15.88	99.77
SL-6/46	38.92	6.03	1.36	0.17	8.83	18.95	0.05	3.03	0.55	0.12	0.02	21.56	99.59
SL-6/47	36.04	8.16	2.08	0.18	9.25	19.52	0.06	3.32	0.60	0.12	0.01	20.31	99.65
SL-6/48	32.84	5.85	1.16	0.16	13.00	17.73	0.05	3.05	0.43	0.10	0.01	25.25	99.62
SL-6/49	39.68	6.56	1.87	0.15	10.88	14.59	0.05	3.52	0.55	0.12	0.01	21.77	99.76
SL-6/50	14.44	2.58	0.64	0.28	17.99	25.33	0.03	1.57	0.22	0.04	0.01	36.51	99.64
SL-6/51	36.54	7.69	2.64	0.14	11.01	14.79	0.06	4.59	0.60	0.13	0.02	21.43	99.64
SL-6/52	22.63	3.19	1.10	0.21	14.47	24.61	0.04	2.04	0.25	0.07	0.04	30.92	99.57
SL-6/53	9.68	1.67	1.13	0.25	18.92	28.95	0.04	0.97	0.15	0.03	0.12	37.78	99.70
SL-6/54	24.55	4.07	1.44	0.18	15.38	21.65	0.04	2.23	0.35	0.10	0.01	29.67	99.66

Таблица 4. Нормативный минеральный состав пород эвенкийской свиты (%)

Образец	Fsp	Q	Ill	Chl	Ca	DI	Образец	Fsp	Q	Ill	Chl	Ca	DI
SL-1/1	6.2	4.3	4.6	0.0	0.0	83.1	SL-6/13	26.1	29.5	15.5	0.0	0.0	22.6
SL-1/2	5.6	4.0	3.8	0.0	0.0	84.7	SL-6/14	18.7	17.2	13.5	0.0	0.0	45.9
SL-1/3	4.7	4.2	2.9	0.0	0.0	87.1	SL-6/15	23.4	26.9	14.3	0.0	0.0	28.7
SL-1/4	6.6	7.0	8.7	0.0	0.0	74.9	SL-6/16	8.4	26.4	27.8	0.0	0.0	30.1
SL-1/5	11.7	11.7	10.3	0.0	0.0	62.5	SL-6/17	12.0	36.4	25.3	0.0	0.0	21.0
SL-1/6	3.6	3.4	1.7	0.0	0.1	89.7	SL-6/18	10.9	11.4	5.7	0.0	0.0	69.9
SL-2/1	6.5	8.5	3.1	0.0	0.0	80.7	SL-6/19	16.1	17.9	22.5	0.0	0.0	36.2
SL-2/2	2.0	2.3	1.5	0.0	2.2	90.7	SL-6/20	10.9	27.2	16.1	0.0	0.0	42.1
SL-3/1	2.4	2.8	2.1	0.0	0.6	90.6	SL-6/21	9.7	9.1	2.3	0.0	0.0	77.0
SL-4/1	9.9	24.0	28.6	0.0	0.0	23.8	SL-6/22	13.1	16.5	8.0	0.0	0.0	58.3
SL-4/2	7.3	13.9	11.6	0.0	0.0	63.8	SL-6/23	18.8	24.3	21.3	0.0	0.0	26.6
SL-4/3	3.7	22.4	28.3	0.0	0.0	32.2	SL-6/24	20.9	24.8	21.2	0.0	0.0	23.0
SL-4/4	0.8	27.4	32.0	4.3	0.0	27.8	SL-6/25	13.9	17.4	12.8	0.0	0.0	52.6
SL-4/5	19.9	15.6	16.1	0.0	0.0	41.9	SL-6/26	13.9	24.1	11.9	0.0	0.0	46.4
SL-4/6	13.8	16.5	10.4	0.0	0.0	55.6	SL-6/27	18.0	26.2	21.6	0.0	0.0	26.7
SL-4/7	5.4	24.2	32.1	0.0	0.0	28.2	SL-6/28	10.7	17.0	10.8	0.0	0.0	58.2
SL-4/8	9.6	30.1	19.3	0.0	5.3	29.9	SL-6/29	25.7	22.0	12.8	0.0	5.4	25.5
SL-4/9	2.3	28.0	31.2	0.0	0.0	30.4	SL-6/30	35.8	16.2	0.9	0.0	0.0	42.4
SL-4/10	1.6	21.7	25.6	0.0	0.0	45.2	SL-6/31	30.2	20.7	2.3	0.0	10.4	32.2
SL-5/1	11.6	26.0	25.5	0.0	0.0	30.7	SL-6/32	18.7	27.5	11.4	0.0	5.9	32.1
SL-5/2	10.3	24.9	23.6	0.0	0.0	35.5	SL-6/33	17.8	22.5	18.7	0.0	0.0	36.2
SL-5/3	0.8	30.7	34.1	3.9	0.0	22.4	SL-6/34	21.4	27.1	13.0	0.0	2.2	31.0
SL-5/4	27.5	13.7	17.8	0.0	0.0	32.6	SL-6/35	21.2	32.2	15.8	0.0	1.3	17.7
SL-5/5	0.6	29.3	26.7	1.5	2.6	32.0	SL-6/36	18.8	34.1	18.5	0.0	3.0	19.5
SL-5/6	10.1	34.7	19.9	0.0	0.0	30.0	SL-6/37	9.7	7.2	4.4	0.0	7.7	68.4
SL-5/7	10.4	15.3	8.8	0.0	0.0	63.0	SL-6/38	17.8	24.4	15.8	0.0	0.0	36.9
SL-5/8	3.6	20.0	32.4	0.0	0.0	34.3	SL-6/39	15.0	18.4	27.8	0.0	0.0	27.9
SL-5/9	16.8	33.7	6.9	32.4	6.9	1.5	SL-6/40	15.1	20.1	25.4	0.0	0.0	29.8
SL-5/10	3.3	26.2	31.1	0.0	0.0	32.7	SL-6/41	18.8	16.2	14.9	0.0	0.0	46.2
SL-5/11	14.2	19.1	38.3	0.0	0.0	16.1	SL-6/42	20.2	24.9	20.7	0.0	0.0	25.9
SL-5/12	7.3	30.1	20.0	0.0	14.6	23.4	SL-6/43	7.5	5.8	2.8	0.0	9.0	72.7
SL-6/1	8.8	28.5	15.4	0.0	0.0	42.8	SL-6/44	26.0	21.6	11.8	0.0	0.6	34.6
SL-6/2	6.4	24.0	33.8	0.0	0.0	23.5	SL-6/45	17.3	28.5	16.8	0.0	0.0	33.4
SL-6/3	3.3	27.5	33.6	0.0	0.0	26.1	SL-6/46	11.6	24.8	11.3	0.0	10.8	38.1
SL-6/4	9.0	29.1	22.2	0.0	9.9	20.7	SL-6/47	8.9	19.5	18.5	0.0	10.3	38.4
SL-6/5	2.1	2.7	2.3	0.0	0.4	90.9	SL-6/48	12.2	19.0	10.5	0.0	0.0	56.4
SL-6/6	22.4	26.5	21.3	0.0	0.0	22.4	SL-6/49	14.7	23.9	11.5	0.0	0.0	46.9
SL-6/7	7.0	8.0	0.0	0.0	0.0	81.4	SL-6/50	7.4	7.6	3.5	0.0	0.0	79.6
SL-6/8	3.4	0.0	0.0	0.0	0.0	87.2	SL-6/51	21.0	16.6	11.2	0.0	0.0	47.2
SL-6/9	12.9	11.1	5.2	0.0	0.0	68.4	SL-6/52	9.9	13.5	3.8	0.0	6.6	63.1
SL-6/10	24.6	26.1	15.1	0.0	0.0	29.1	SL-6/53	4.5	5.2	2.3	0.0	3.4	81.6
SL-6/11	23.7	25.6	15.5	0.0	0.0	29.3	SL-6/54	9.4	14.4	6.6	0.0	0.0	67.0
SL-6/12	19.3	21.1	11.7	0.0	0.0	43.8							

Примечание. Q – кварц, минералы кремнезема, Fsp – полевые шпаты, Ill – гидрослюды (иллит) и слюды, Chl – хлорит, Ca – кальцит, DI – доломит.

Таблица 5. Содержание главных оксидов в породах верхоленской серии (масс. %)

Образец	Точка отбора (от подошвы), м	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃ общ.	P ₂ O ₅	Собщ.	ППП
Ch005	0.95	33.87	4.50	0.78	3.55	1.26	29.22	0.31	0.145	1.36	0.13	0.02	24.73
Ch006	1.25	34.72	4.99	0.73	3.81	1.35	27.85	0.34	0.137	1.65	0.13	0.02	24.15
Ch010	2.80	39.67	6.95	0.68	3.71	1.85	22.12	0.42	0.115	2.91	0.12	<0.01	21.25
Ch012	4.45	39.71	6.99	0.79	4.01	1.80	22.10	0.39	0.108	2.53	0.11	0.02	21.19
Ch013	5.65	37.13	5.94	0.79	3.34	1.54	25.50	0.39	0.119	2.03	0.13	0.01	22.89
Ch015	6.50	35.74	5.69	0.79	3.67	1.46	26.14	0.37	0.122	1.89	0.12	0.01	23.83
Ch020	9.10	49.05	11.62	0.58	5.05	3.14	10.00	0.55	0.084	5.97	0.11	<0.01	13.64
Ch024	11.95	44.57	9.02	0.64	4.44	2.42	16.71	0.44	0.104	3.95	0.11	<0.01	17.41
Ch025	12.95	41.91	7.19	0.88	4.22	1.86	20.46	0.39	0.105	2.47	0.11	<0.01	20.25
Ch026	13.45	41.24	6.71	0.90	4.11	1.76	21.41	0.37	0.107	2.43	0.11	0.02	20.50
Ch032	16.55	40.32	7.50	0.64	5.67	1.98	17.75	0.41	0.139	3.09	0.11	0.36	20.35
Ch036	19.05	36.42	6.55	0.57	4.04	1.74	24.26	0.36	0.128	2.50	0.10	0.03	23.14
Ch040	21.00	42.29	6.60	0.90	4.16	1.82	21.01	0.41	0.113	2.22	0.13	<0.01	20.16
Ch041	21.40	37.97	5.86	0.70	3.15	1.55	25.58	0.40	0.116	1.98	0.12	0.01	22.38
Ch042	21.80	35.72	5.83	0.55	2.78	1.53	27.42	0.43	0.109	2.10	0.13	0.01	23.16
Ch043	23.60	44.83	9.45	0.61	5.26	2.33	14.48	0.51	0.092	4.49	0.12	0.01	17.64
Ch050	28.05	40.26	6.05	0.40	2.29	1.78	25.20	0.30	0.085	2.54	0.08	0.01	20.78
Ch054	31.55	38.48	5.38	0.60	2.20	1.59	27.25	0.31	0.094	2.03	0.10	0.01	21.77
Ch060	35.65	42.47	7.82	0.74	4.62	2.10	18.93	0.43	0.103	2.98	0.11	<0.01	19.47
Ch061	36.15	35.09	4.05	0.29	2.01	1.25	30.90	0.21	0.104	2.06	0.07	0.02	23.80
Ch070	42.45	42.74	8.15	0.58	4.48	2.19	18.66	0.44	0.104	3.57	0.11	<0.01	18.81
Ch075	46.75	42.86	7.28	0.77	4.35	1.97	19.24	0.42	0.103	2.93	0.11	0.02	19.71
Ch076	47.55	48.22	3.93	0.28	1.67	1.21	24.07	0.19	0.082	1.84	0.06	0.03	18.17
Ch079	50.45	40.85	3.34	0.37	1.20	1.08	29.97	0.18	0.097	1.26	0.06	0.01	21.42
Ch083	53.05	34.81	5.12	0.73	2.89	1.45	29.01	0.34	0.121	1.68	0.12	0.02	23.54
Ch084	53.55	40.95	7.28	0.75	3.00	2.12	22.64	0.39	0.098	2.92	0.11	<0.01	19.56
Ch086	55.05	38.08	6.18	0.75	2.03	1.87	26.49	0.38	0.105	2.52	0.12	0.01	21.33
Ch089	58.05	39.60	5.76	0.82	2.10	1.77	26.10	0.41	0.101	2.10	0.15	<0.01	20.91
Ch091	58.95	44.23	9.29	0.68	4.75	2.60	16.20	0.47	0.102	3.95	0.11	0.01	17.41
Ch096	64.15	43.88	9.02	0.69	4.43	2.54	17.36	0.47	0.097	3.59	0.12	<0.01	17.61
Ch111	73.05	42.64	6.35	0.80	3.03	1.87	22.99	0.36	0.105	2.15	0.11	<0.01	19.44
Ch120	78.40	31.67	7.72	0.33	2.44	2.06	27.61	0.37	0.099	3.19	0.09	0.03	24.25
Ch122	80.40	30.07	7.36	0.28	2.47	1.97	28.99	0.37	0.113	2.96	0.09	0.03	25.18
Ch125	81.80	33.79	4.75	0.63	2.76	1.55	30.58	0.29	0.142	1.42	0.10	0.02	23.81
Ch128	84.30	27.35	6.84	0.28	2.19	1.82	31.14	0.35	0.132	2.48	0.09	0.05	27.19

Таблица 6. Содержание элементов (ppm) в породах верхоленской серии

	Cr	V	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Ba	Cl	Y	Nb	Zr
Ch005	116	46	32	24	35	25	192	158	276	22	7	71
Ch006	119	48	33	19	40	28	177	184	215	22	8	86
Ch010	143	65	57	27	55	43	193	249	389	26	9	85
Ch012	154	66	50	23	52	40	225	783	238	21	9	94
Ch013	129	57	44	24	53	33	216	193	489	23	7	73
Ch015	138	49	42	26	46	32	208	208	265	24	7	82
Ch020	176	109	76	30	76	71	136	300	268	26	9	136
Ch024	197	81	61	27	59	53	149	282	229	20	9	122
Ch025	112	63	52	26	52	41	173	233	255	21	8	79
Ch026	131	57	44	24	48	38	188	587	1168	20	8	75
Ch032	142	83	53	32	49	42	204	9358	192	21	8	99
Ch036	146	63	43	26	48	37	168	351	396	19	7	87
Ch040	154	51	47	23	48	36	175	220	319	24	7	100
Ch041	160	61	45	25	48	35	188	221	362	22	8	98
Ch042	228	66	44	23	49	35	191	217	427	24	9	229
Ch043	130	87	63	31	72	58	132	282	338	26	9	113
Ch050	184	59	39	27	44	38	241	232	496	19	7	66
Ch054	175	46	36	26	38	33	235	201	413	19	7	88
Ch060	146	73	51	27	56	47	166	236	523	23	8	103
Ch061	183	36	29	23	35	28	242	157	349	18	4	54
Ch070	172	74	54	32	57	48	163	232	287	22	8	117
Ch075	136	66	50	24	54	42	163	555	500	21	9	94
Ch076	220	47	29	20	32	29	172	901	331	14	5	65
Ch079	164	34	28	22	31	26	225	210	286	15	5	41
Ch083	132	51	38	22	43	30	219	174	512	20	7	70
Ch084	122	61	56	28	54	45	183	252	279	20	7	67
Ch086	110	53	47	27	55	37	180	213	253	19	9	69
Ch089	136	49	41	21	46	31	187	196	360	23	9	89
Ch091	152	83	61	26	61	56	171	319	235	21	9	115
Ch096	136	69	59	30	59	52	196	252	286	25	9	120
Ch111	132	50	42	24	47	37	187	230	204	21	7	75
Ch120	104	58	59	29	55	47	148	212	306	17	8	70
Ch122	98	63	54	27	54	47	142	183	155	18	9	67
Ch125	119	52	34	22	36	28	192	197	367	19	6	74
Ch128	83	57	50	31	52	43	139	174	137	16	7	62

Таблица 7. Нормативно-минеральный состав пород верхоленской серии

Образец	Ab	Pl	Or	Q	Ill	Cc	Dl	Ank
Ch128	2.4	2.6	0.3	16.3	18.9	48.4	8.2	4.5
Ch125	5.2	5.7	4.6	22.2	7.8	44.7	11.5	2.8
Ch122	2.3	2.6	0.3	18.1	20.2	43.1	9.3	5.6
Ch120	2.8	3.1	0.4	19.0	21.0	40.5	9.1	6.2
Ch111	6.6	7.3	4.3	28.4	11.8	30.7	12.4	4.4
Ch096	5.7	6.3	3.0	26.7	21.1	16.8	17.9	7.3
Ch091	5.6	6.2	2.9	26.9	22.1	13.7	19.3	8.1
Ch089	6.8	7.5	4.9	25.9	9.5	38.2	8.5	4.5
Ch086	6.2	6.9	4.5	24.3	11.5	38.8	8.0	5.4
Ch084	6.2	6.9	3.9	25.7	15.0	29.6	12.0	6.1
Ch083	6.0	6.7	3.4	23.0	9.0	41.8	12.0	3.4
Ch079	3.0	3.3	2.8	32.4	6.1	47.5	4.7	2.6
Ch076	2.3	2.5	2.1	39.6	8.8	36.1	6.6	3.8
Ch075	6.5	7.1	2.8	28.3	15.8	20.8	18.3	6.1
Ch070	4.8	5.3	1.7	27.8	19.9	18.9	18.3	7.3
Ch061	2.4	2.6	2.2	26.5	9.0	46.7	8.1	4.4
Ch060	6.2	6.8	2.5	27.3	17.7	19.6	19.2	6.1
Ch054	5.0	5.5	3.3	26.7	10.6	40.2	8.8	4.2
Ch050	3.3	3.7	2.4	28.6	14.3	36.4	8.9	5.1
Ch043	5.1	5.6	0.0	28.8	24.6	9.2	21.4	9.2
Ch042	4.6	5.0	1.5	24.4	13.3	39.5	11.3	4.1
Ch041	5.8	6.5	2.3	25.8	12.1	35.5	13.1	3.9
Ch040	7.5	8.3	3.8	27.8	12.4	24.7	17.6	4.6
Ch036	4.8	5.3	1.7	24.1	15.4	31.0	16.9	4.9
Ch032	5.5	6.1	1.8	26.9	18.1	15.8	24.5	5.3
Ch026	7.5	8.3	3.0	27.0	13.1	25.4	17.4	5.0
Ch025	7.4	8.1	2.6	27.2	14.9	23.6	17.7	5.0
Ch024	5.3	5.9	1.8	28.1	22.1	15.3	17.9	8.1
Ch020	4.8	5.3	1.4	29.1	30.4	0.5	19.9	12.6
Ch015	6.6	7.3	2.4	23.6	11.1	35.3	15.6	3.8
Ch013	6.6	7.3	2.5	24.6	11.8	34.9	14.0	4.1
Ch012	6.6	7.3	2.2	25.8	15.1	27.0	16.7	5.1
Ch010	5.7	6.3	2.2	26.2	15.7	27.4	15.3	6.1
Ch006	6.0	6.7	2.9	23.4	9.0	37.7	16.2	3.3
Ch005	6.4	7.1	3.5	22.8	6.9	40.8	15.2	2.8

Q – кварц, минералы кремнезема, Pl – плагиоклаз, Or – ортоклаз, Ill – гидрослюды + слюды, Cc – кальцит, Dl – доломит, Ank – анкерит, Fsp – полевые шпаты (плагиоклаз+ортоклаз). Pel – глинистые компоненты (монтмориллонит + иллит + хлорит + каолинит).

Таблица 8. Изотопный состав карбонатов эвенкийской свиты

Образец	$\delta^{13}\text{C}$ (VPDB), ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (VPDB), ‰	Образец	$\delta^{13}\text{C}$ (VPDB), ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (VPDB), ‰
SL-1/1	-1.4	-7.3	SL-6/16	-0.7	-7.2
SL-1/2	-1.6	-7.3	SL-6/17	-0.6	-6.1
SL-1/3	-1.4	-7.2	SL-6/18	-0.5	-6.5
SL-1/4	-1.3	-7.3	SL-6/19	-1.0	-6.3
SL-1/5	-0.9	-6.7	SL-6/20	-0.9	-6.5
SL-1/6	-1.2	-6.9	SL-6/21	-0.4	-6.5
SL-2/1	-1.1	-7.0	SL-6/22	-0.3	-6.4
SL-2/2	-1.2	-6.8	SL-6/23	-0.4	-6.4
SL-3/1	-0.3	-6.9	SL-6/26	-0.6	-6.5
SL-4/1	-0.7	-6.0	SL-6/27	-0.4	-6.7
SL-4/2	-0.9	-6.5	SL-6/28	-0.5	-6.3
SL-4/3	-2.0	-8.7	SL-6/29	-1.7	-10.2
SL-4/4	-0.8	-6.5	SL-6/30	-0.6	-6.8
SL-4/5	-0.7	-6.5	SL-6/31	-1.4	-8.5
SL-4/6	-0.7	-6.6	SL-6/32	-1.3	-8.3
SL-4/7	-0.7	-6.3	SL-6/33	-0.7	-6.6
SL-4/8	-1.0	-8.3	SL-6/34	-1.2	-7.5
SL-4/9	-0.3	-6.2	SL-6/35	-1.5	-10.7
SL-4/10	-0.5	-6.1	SL-6/36	-2.1	-11.3
SL-5/1	-0.7	-7.7	SL-6/37	-0.8	-7.3
SL-5/2	-0.3	-7.1	SL-6/38	-0.95	-8.1
SL-5/3	-0.4	-6.6	SL-6/39	-0.3	-6.1
SL-5/4	-0.6	-6.8	SL-6/40	-0.5	-6.2
SL-5/6	-0.3	-6.5	SL-6/41	-1.8	-7.4
SL-5/7	-0.7	-7.0	SL-6/42	-0.4	-6.2
SL-5/10	-0.4	-6.5	SL-6/43	-1.4	-7.3
SL-5/12	-0.4	-6.7	SL-6/44	-1.1	-6.9
SL-6/1	-0.4	-6.9	SL-6/45	-1.0	-7.2
SL-6/2	-0.1	-6.5	SL-6/46	-1.5	-8.8
SL-6/5	-0.9	-6.1	SL-6/47	-1.2	-8.6
SL-6/6	-0.1	-6.3	SL-6/48	-1.0	-6.2
SL-6/7	-0.9	-6.7	SL-6/49	-1.25	-6.8
SL-6/8	-0.8	-6.5	SL-6/50	-1.1	-6.3
SL-6/9	-0.8	-6.6	SL-6/51	-0.5	-5.9
SL-6/10	-0.7	-6.7	SL-6/52	-1.7	-6.5
SL-6/12	-0.9	-7.4	SL-6/53	-1.4	-6.3
SL-6/15	-0.7	-6.6	SL-6/54	-0.7	-5.7

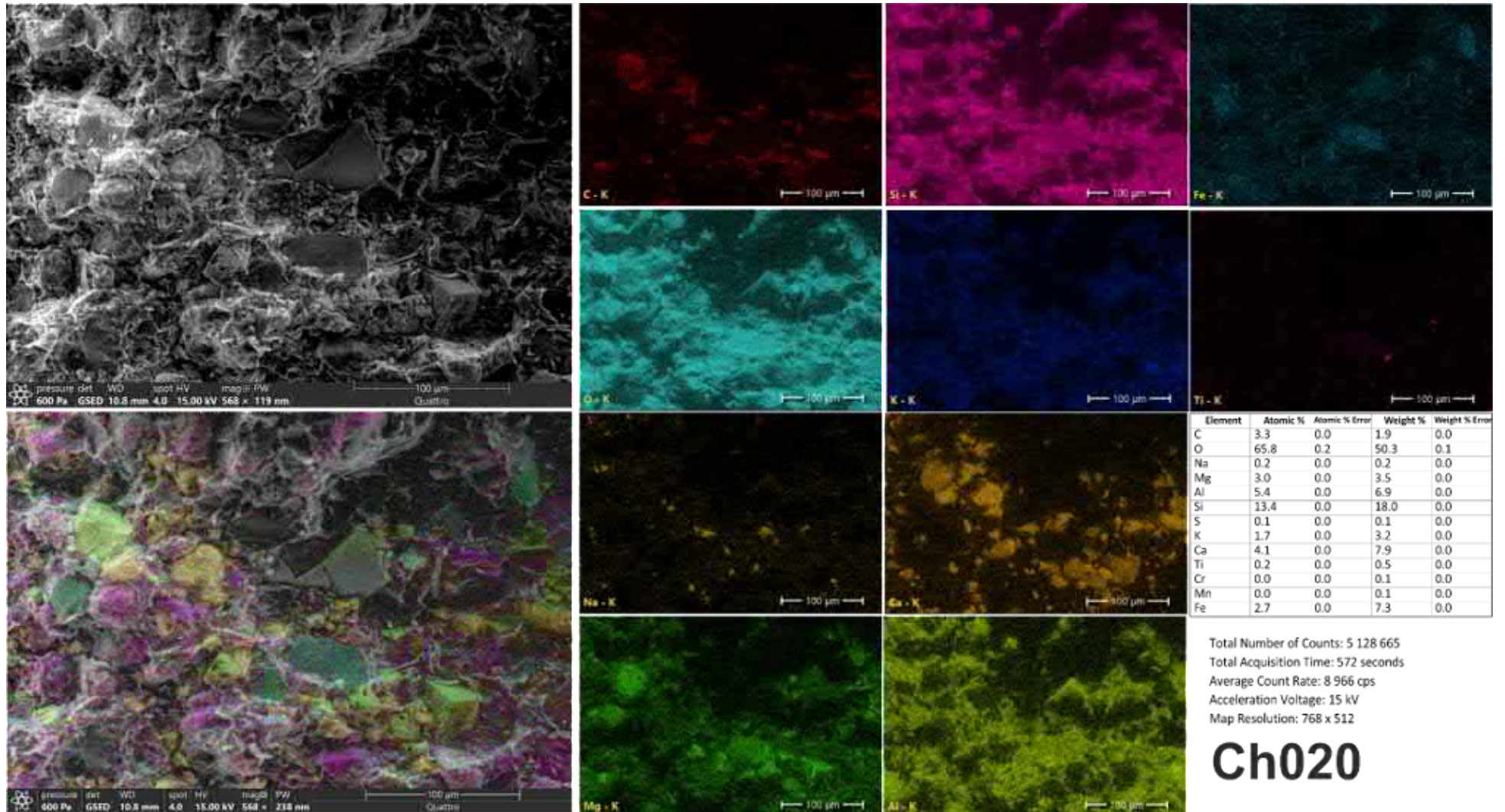


Рис. 1. SEM-изображение и элементные карты (образец Ch020)

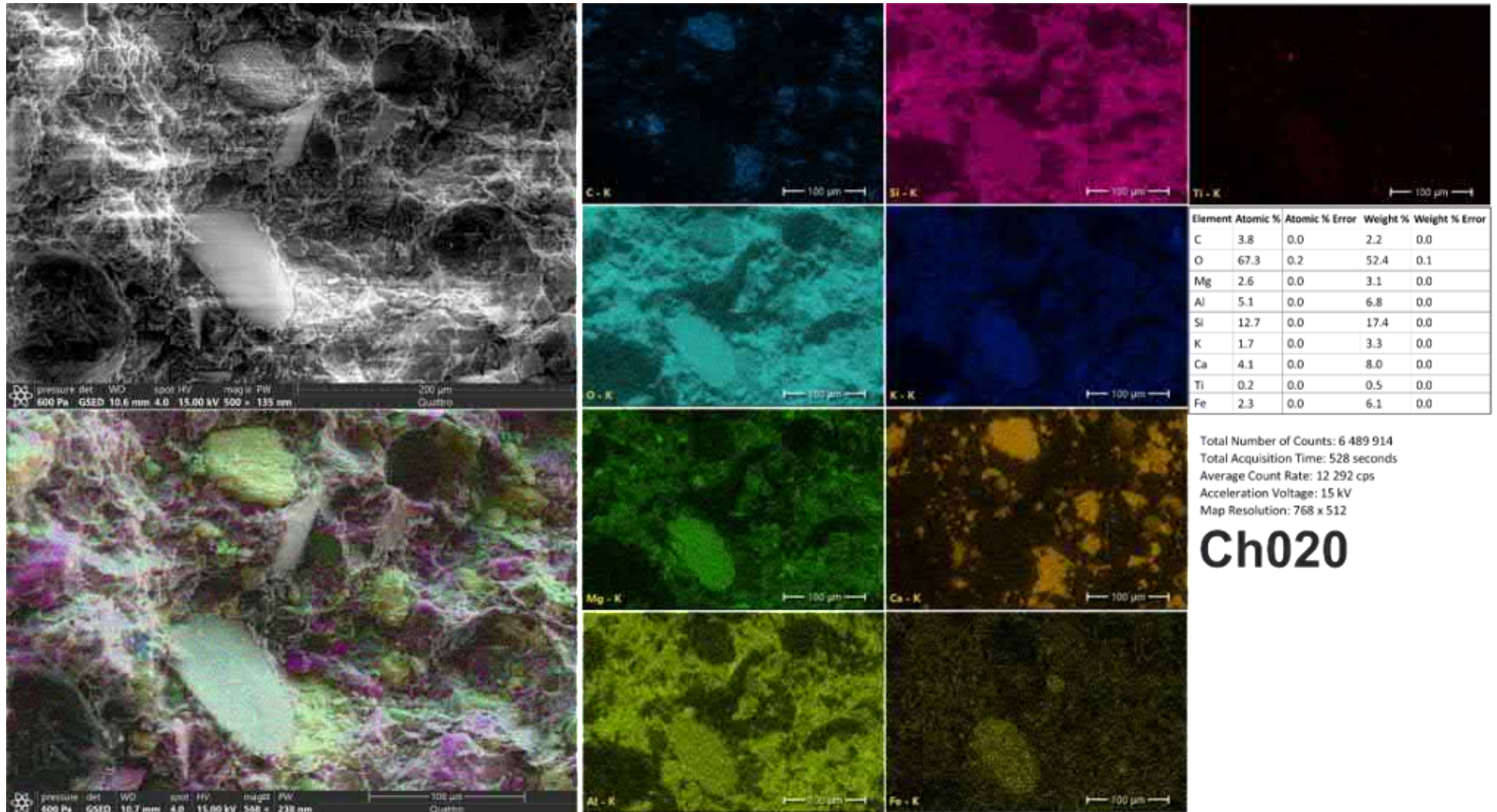


Рис. 2. SEM-изображение и элементные карты (образец Ch020). Виден крупный обломок слюды с чистой поверхностью. Выделяется на картах Si. O. K. Mg. Al. Fe.

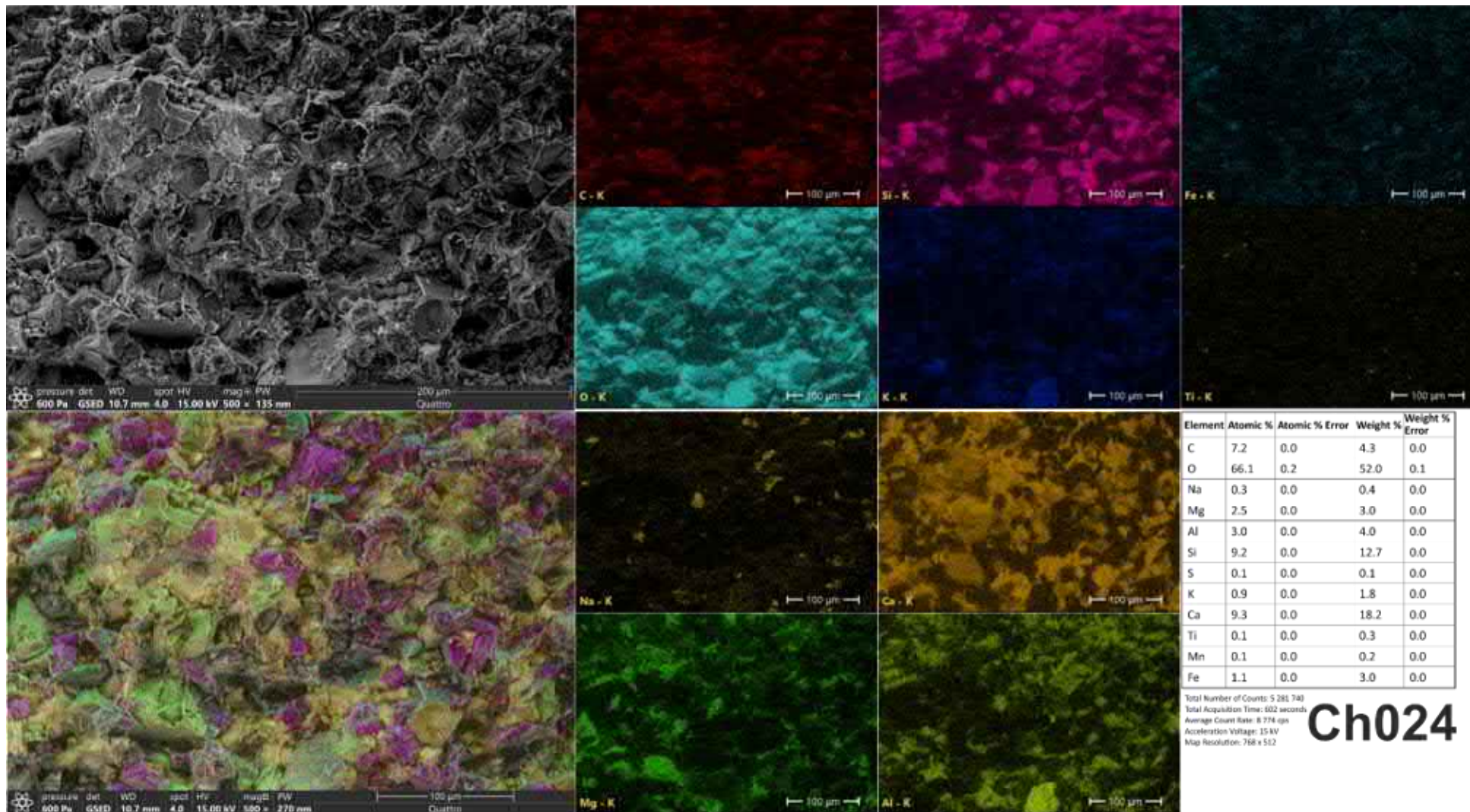


Рис. 3. SEM-изображение и элементные карты (образец Ch024)

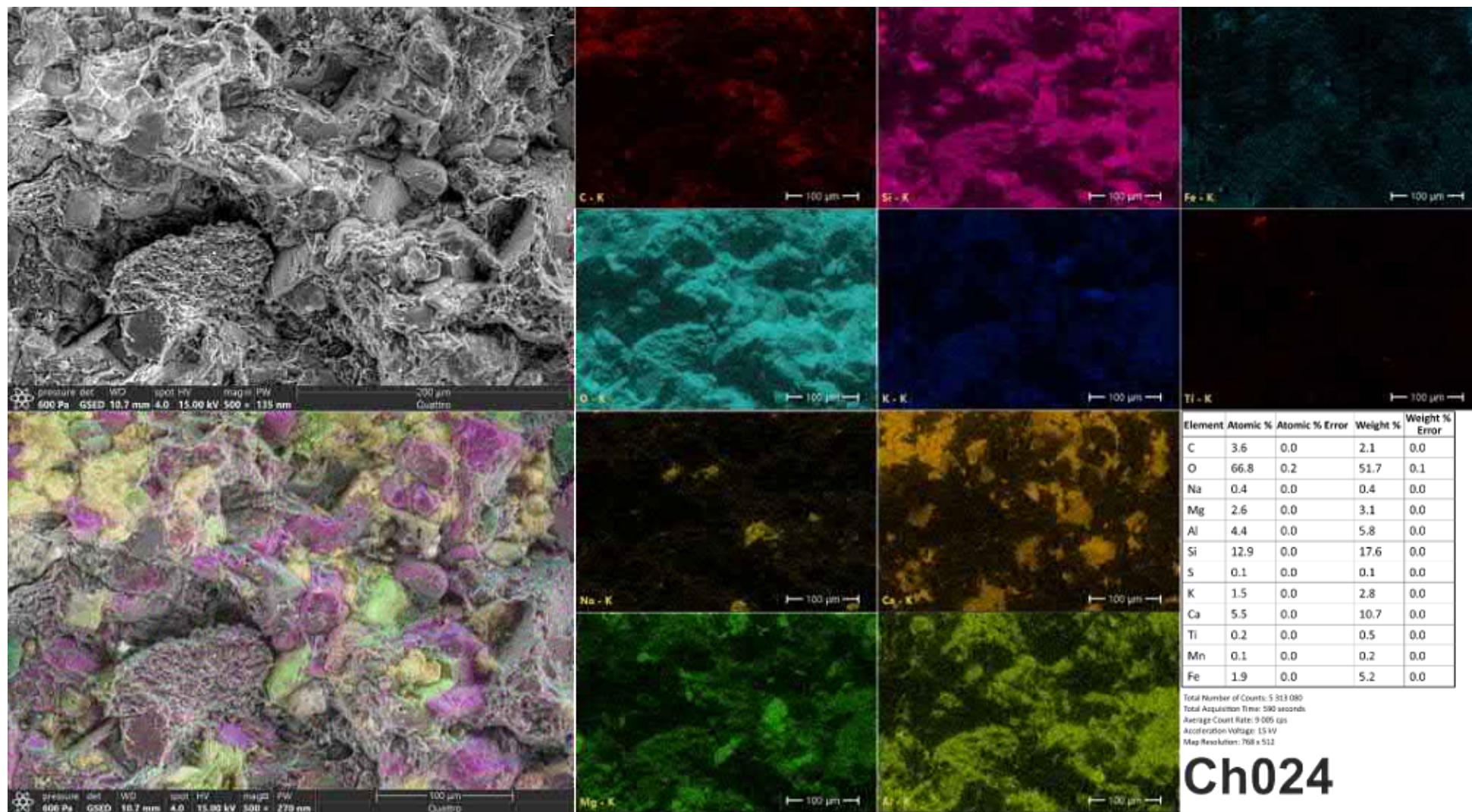


Рис. 4. SEM-изображение и элементные карты (образец Ch024)

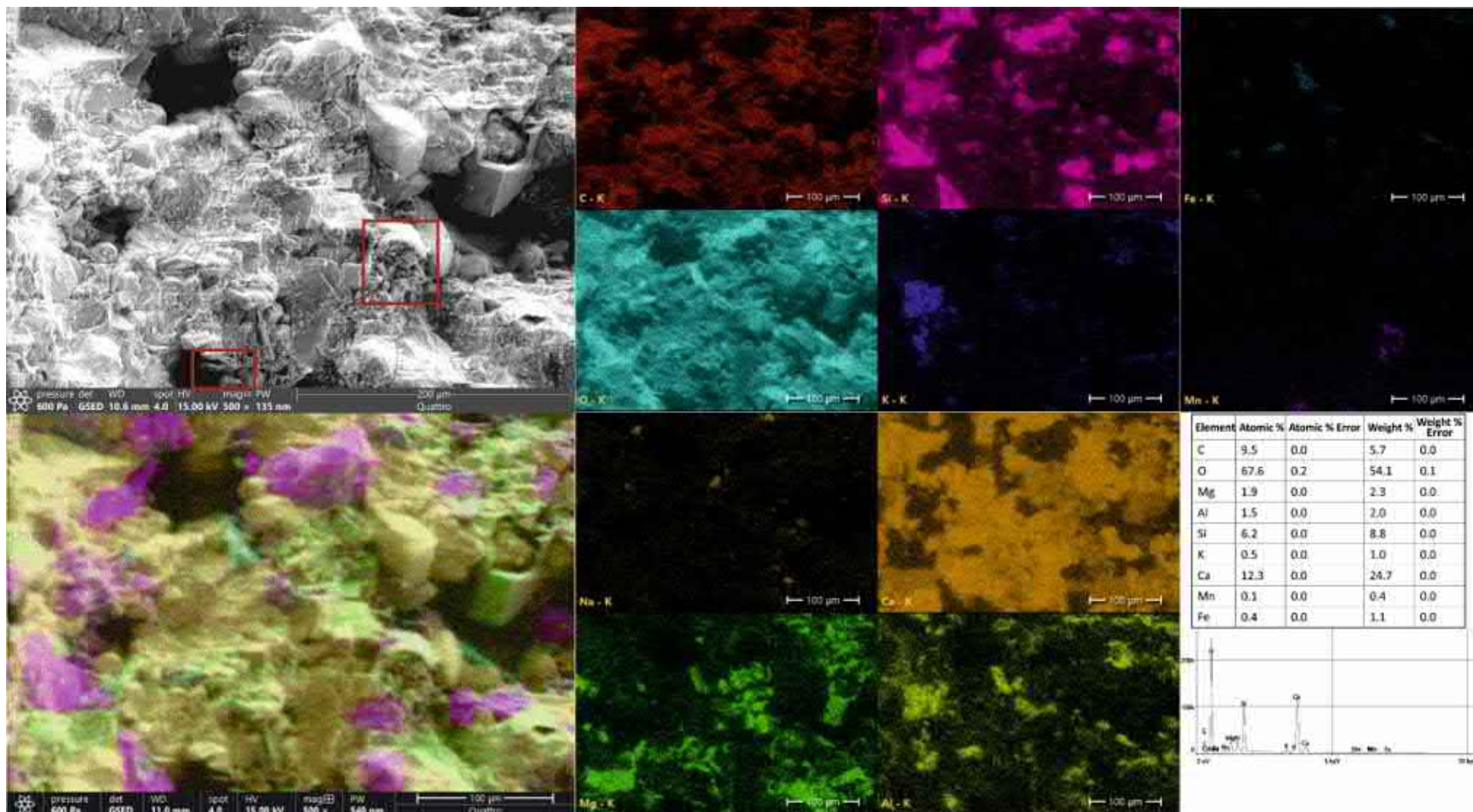


Рис. 5. SEM-изображение, элементные карты и спектры (образец Ch041). Красной рамкой выделены смектиты, аналогичные рис. 4.6 (также выделяются на картах Mn)