

Пантелейева А.В.
Сначев А.В.
Панкратьев П.В.

Тюрин А.М.
Рассомахин М.А.

Пантелейев В.С.
Кисиль Р.С.

ЧЕРНЫЕ СЛАНЦЫ КУМАКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

геология

петрохимия

рудоносность



2023

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
Оренбургский государственный университет

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное научное учреждение
Уфимский федеральный исследовательский центр
Российской академии наук
Институт геологии

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии
Уральского отделения Российской академии наук

**Пантелейева А.В., Сначёв А.В., Панкратьев П.В.,
Тюрин А.М., Рассомахин М.А., Пантелейев В.С., Кисиль Р.С.**

**ЧЕРНЫЕ СЛАНЦЫ
КУМАКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ**
(геология, петрохимия, рудоносность)

МОНОГРАФИЯ

Оренбург
2023

УДК 553.411.071 (553.98)

ББК 26.343я73

Г 14

Г14

Пантелеева А.В. и др. Черные сланцы Кумакского рудного поля (геология, петрохимия, рудоносность) / А.В. Пантелеева, А.В. Сначёв, П.В. Панкратьев, А.М. Тюрин, М.А. Рассомахин, В.С. Пантелеев, Р.С. Кисиль – Оренбург: ООО «ТИПОГРАФИЯ «АГЕНТСТВО ПРЕССА», 2023. – 112 с.: ил. 38; табл. 18. Библиогр. 149 назв.

ISBN 978-5-6051011-2-3

DOI 10.31084/978-5-6051011-2-3_Kumak_2023

Книга посвящена всестороннему описанию геологического строения Кумакского рудного поля и его рудоносности. Также рассмотрены условия накопления черносланцевых толщ и их петрографические характеристики. Впервые дано детальное описание самого углеродистого вещества, показана его биогенная природа, определена степень метаморфизма. Показана золотоносность углеродистых толщ, начиная с выявления значимых содержаний полезного компонента в рудных зонах; определения геологических факторов, играющих важную роль в локализации золотого оруденения; минералогии широко развитых здесь золото-висмут-теллуридной и золото-турмалиновой ассоциаций, и заканчивая историей развития объекта.

Ответственный редактор

кандидат геол.-мин. наук А.В. Сначёв

Рецензенты:

доктор геол.-мин. наук М.Ю. Нестеренко

кандидат геол.-мин. наук И.В. Куделина

Рекомендовано к изданию Ученым Советом Института геологии Федерального государственного бюджетного учреждения науки Уфимского научного центра Российской академии наук (протокол № 3 от 7 декабря 2022 г.)

УДК 553.411.071 (553.98)

ББК 26.343я73

Научное издание

Пантелеева Александра Вячеславовна

Сначёв Александр Владимирович

Панкратьев Пётр Владимирович

Тюрин Анатолий Матвеевич

Рассомахин Михаил Анатольевич

Пантелеев Василий Сергеевич

Кисиль Ростислав Сергеевич

**ЧЁРНЫЕ СЛАНЦЫ КУМАСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ
(ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОХИМИЯ, РУДНОСНОСТЬ)**

Заказ № 3548. Тираж 300 экз. Усл. печ. л. 4,57. Подписано в печать 24.11.2023 г. Корректура автора.
Отпечатано с готового оригинал-макета в ООО «ТИПОГРАФИЯ «АГЕНТСТВО ПРЕССА»
ИНН/КПП 5610221779/561001001, 460015, г. Оренбург, ул. Кирова, 9А, тел. 21-81-27,
e-mail: presa1999@mail.ru

ISBN 978-5-6051011-2-3

© А.В. Пантелеева, А.В. Сначёв, П.В. Панкратьев, А.М. Тюрин,
М.А. Рассомахин, В.С. Пантелеев, Р.С. Кисиль, 2023
© ОГУ, 2023

ВВЕДЕНИЕ

Золоторудные месторождения во всём мире – один из наиболее привлекательных минерально-сырьевых объектов. Промышленными запасами благородного металла обладают месторождения черносланцевой формации, которые распространены на значительных территориях мира. Это углеродсодержащие, в различной степени регионально метаморфизованные, терригенно-вулканогенно-карбонатные комплексы, в которых локализованы крупнейшие золоторудные месторождения России – Сухой Лог, Олимпиадинское, Неждинское, Майское, Наталкинское, Светлинское и др. В них заключено более половины всех запасов золота нашей страны, что позволяет говорить о золоторудных месторождениях в черносланцевых формациях, как о важном источнике золота не только в настоящее время, но и в ближайшие десятилетия, чем определяется перспективность исследований по данной проблеме.

Перспективы расширения отечественной минерально-сырьевой базы золота связаны с обнаружением типичных рудных объектов в пределах распространения продуктивных черносланцевых толщ в Оренбургской части Южного Урала. Решение этой задачи в существенной мере связано с открытием, оценкой и вовлечением в промышленное освоение золоторудных месторождений, залегающих в черносланцевых толщах. Их практическую значимость, на основе существующих представлений, можно рассматривать в нескольких аспектах: в первую очередь,

это возможный источник металлов для образования рудных концентраций, второе – они являются восстановительным геохимическим барьером для осаждения рудного вещества глубинных флюидов. Образования черносланцевой формации являются благоприятной геохимической средой для первичной концентрации золота, элементов группы платины, вольфрама, молибдена и других металлов. Важное значение представляют участки проявления тектонической активности, зонального и kontaktового метаморфизма, дайкового комплекса. Более того, углеродистые отложения представляют собой весьма информативный материал для реконструкции физико-химических условий их накопления.

В этой связи рудовмещающие черные сланцы Кумакского месторождения, породы которого имеют специализацию на золото, представляются очень привлекательным объектом для всестороннего изучения рудоносности. Они могут иметь важное практическое значение для поисков новых месторождений на Южном Урале и в других регионах со сходным геологическим развитием.

Фактической основой послужили результаты полевых, лабораторных и научно-исследовательских работ на золото, проведенных авторами в 2018–2022 гг в пределах Кумакского рудного поля. Использованы также опубликованные и фондовые материалы геолого-съемочных, тематических, поисковых и геологоразведочных работ, выполненных в разные годы на изучаемой территории.

Глава 1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ

Кумакское месторождение является одним из основных в Оренбургской области золоторудным объектом. Ввод его в эксплуатацию определил начало развития золотой промышленности области. Первые отводы на золото, расположенные в 20 км к востоку от Кумакского месторождения, получены золотопромышленником И.М. Чертыковцевым в 1914 году. Повышенное содержание благородного металла обнаружено в кварцево-сланцевых толщах среди углеродисто-графитистых пород. Это открытие вызвало повышенный интерес к Кумакскому золоторудному полю и в 1924 году Геологический комитет организовывает проведение геологической и топографической съемки золотоносного района площадью 570 км² в масштабе 1:42000 под руководством А.Н. Гейслера.

В последующие годы с различной степенью детальности район Кумакского месторождения изучался М.Н. Альбовым (1928–1930), Н.В. Куклиным (1931–1938), В.И. Борсуком (1935–1936), Н.Г. Кассиным, В.И. Филипповым (1935), Е.А. Усатой (1935), Н.А. Никифоровым (1939), М.Г. Руб, В.И. Рожанец (1938–1939), Т.В. Билибиной, Ю.В. Богдановым (1955–1956), А.П. Ларченко (1940), Н.И. Бородаевским (1966), С.А. Заводчиковым (1960), М.В. Лозовым и др. (1961), А.Ф. Шашкиным (1960–1961), П.Г. Исаевым (1961), М.И. Воином, В.Н. Вихтером (1963), И.Г. Дубенко (1963–1965), М.Н. Альбовым, Меркуловым Д.М. (1965), В.А. Максимовым (1963–1965), Ю.А. Бурмином (1964), В.Н. Сорокиным, С.М. Германом (1965), Я.А. Рихтером (1964–1966), П.В. Лядским (1979), Е.Е. Мироновым, М.И. Новгородовой (1974–1979), В.Б. Болтыровым, В.Г. Рудским, Е.А. Слободчиковым (1980), Е.И. Якобсом и Н.Т. Видюковым (1974–1978), В.П. Лошинином, П.В. Пан-

кратьевым (2006), В.Н. Сазоновым, В.А. Коротеевым, В.Н. Огородниковым и др. (2011), И. Б. Серавкиным, С. Е. Знаменским (2007) [Альбов М.Н., 1930; Кассин Н.Г., 1935; Альбов М.Н., 1960; Альбов М.Н., Меркулов Д.М., 1965ф; Билибина Т.В., Богданов Ю.В., 1959; Болтыров В.Б. и др., 1978; Болтыров В.Б. и др., 1980ф; Бородаевский Н.И. и др. 1966ф, Борсук В.И., 1936ф; Бурмин Ю.А., 1965ф; Воин М.И., Вихтер В.Н., 1962ф; Дубенко И.Г., Воин М.И., 1965; Воин М.И., 1967ф; 23. Воин М. И., Казак А. П., 1973; Дубенко И.Г., 1962ф; Лозовой М.В. и др., 1961ф; Максимов В.А., 1965ф; Миронов Е.Е., Новгородова М.И., 1980ф; Никифоров Н.А., 1939ф; Сорокин В.Н., Герман С.М., 1965ф; Шашкин А.Ф., Копанева М.В., 1961ф; Якобс Е.И. и Видюков Н.Т., 1978ф; Новгородова М.И. и др., 1981; Рудский В.Г., 1982; Лошинин В.П., Панкратьев П.В., 2006; Сазонов В.Н. и др., 1999, 2011; Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., 2007; Чен-Лен-Сон Б.И., 2008]. Многочисленные тематические работы позволили уточнить геологию рудного поля, а также провести металлогенические построения.

В 1928 году М.Н. Альбов привел краткое описание месторождения и кварцевых жил Джабыгасайского гранитного массива. Работами впервые дана промышленная оценка Кумакского месторождения как перспективного золоторудного месторождения. Выполнен подсчет запасов. С 1930 года на руднике Кумак организовано постоянное геологоразведочное бюро, которое вело геологическую документацию и занималось обобщением результатов буровых, горно-разведочных и эксплуатационных работ. В 1935–1936 гг. Б.И. Борсук составил геологическую карту масштаба 1:200000 листа М-41-VII. В эти же годы, Е.С. Усатая занималась геохимией

Кумакского золоторудного месторождения, которая установила, что золото ранней генерации связывается с сульфидами, а поздней – с тетрадимитом. В.М. Филиппов подробно описал геологию Кумакского месторождения и впервые разработал генетическую схему его образования. Многие из его представлений до сих пор не потеряли своего значения. В 1936 году Н.В. Куклин в районе Кумакского месторождения провел геологическую съемку масштаба 1:5000. На основании проведенных работ авторами дано заключение о генезисе месторождения. Они связывают золотое оруденение с интрузией кварцевых диоритов, апикальная часть которой прослеживается горными выработками на участке Центральном. Большая работа по изучению петрографического и минерального состава рудных тел Кумакского месторождения была проведена М.Г. Руб и В.М. Рожанец [1948]. В результате была составлена геологическая карта черносланцевой полосы в масштабе 1:10 000. В 1939 году геофизической партией научно-исследовательского горно-разведочного института золота (НИГРИ) под руководством Н.А. Никифорова методом естественного электрического поля прослежена по простиранию нижнекаменноугольная сланцевая полоса. В результате этих работ были оконтурены углеродисто-графитистые отложения и выявлен ряд аномальных участков с повышенными значениями напряженности электрического поля.

В период 1954–1956 гг. на Северных Мугоджахах, охватив и Кумакское рудное поле, проводила работу партия Всероссийского научно-исследовательского геологического института имени А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ) под руководством Т.В. Билибиной с целью уточнения металлогении района. По их мнению, главные рудные тела развиваются преимущественно по рассланцованным пластовым инъекциям диоритов адамовского комплекса. С 1959 года поисковыми работами на площади рудного поля занималась партия Оренбургского геологического управления, обнаружившая ряд новых рудопроявлений и детально разведавшая Коммерческое месторождение. В 1958–1960 гг. Кумакской парти-

ей под руководством М.В. Лозового проводились геолого-съемочные работы масштаба 1:50000. В результате составлена геологическая карта Кумакского района, где наиболее детально разработана схема стратиграфии по сравнению с предыдущими. В 1960 году в юго-восточной части района, в поле развития вулканогенных образований Кумакская партия Балканской экспедиции Министерства радиотехнической промышленности проводила поиски пьезооптического сырья. Этой партией на участках развития кварцевых жил выполнен большой объем работ по проходке легких горных выработок. Но кварцевые жилы не подвергались опробованию на золото. В 1960–1961 гг. Кумакская геофизическая партия Южно-Уральской геофизической экспедиции под руководством А.Ф. Шашкина выполнила в районе комплексные геофизические работы с целью карттирования углеродисто-графитистых сланцев, уникальной дайки гранит-порфиров и поисков пегматитовых и кварцевых жил. В результате этих работ получены ценные сведения о распространении черных сланцев на протяжении свыше 40 км.

С 1962 года отряд Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ) под руководством М.И. Воина занимался изучением геологических структур района и связи с ними золотого оруденения. В 1963–1964 гг. партия проводила буровые разведочные работы в пределах западной черносланцевой полосы, где также было открыто несколько мелких рудопроявлений золота. В 1964 году на месторождении начал работы отряд Свердловского Горного института под руководством М.Н. Альбова с задачей изучения петрографического и химического состава пород и руд Кумакского месторождения. Проведена металлометрическая съемка поверхности месторождения, а также детально изучено слепое диоритовое тело, с которым М.Н. Альбов генетически связывал золотое оруденение черносланцевой полосы. Выявленные металлометрические аномалии золота также подтвердили наличие уже известных рудопроявлений и минерализованных зон.

Изучением минералогии рудных тел месторождения в 1962–1964 гг. занималась группа геологов ЦНИГРИ под руководством Н.И. Бородаевского. Этой группой установлена принципиально новая схема стадийности минералообразования (три стадии: кварцево-шебелитовая, сульфидная и золоторудная). В этом же году Кумакский поисково-разведочный отряд совместно с Орской геофизической партией проводили работы на участке ближайшей периферии (отвод Тамара, месторождение Васин), которые выявили серию рудных тел с промышленным содержанием золота.

В связи с ликвидацией эксплуатационного предприятия тематические, а также поисково-разведочные работы на месторождении с 1965 года прекращены всеми организациями. Причину связывали с нерентабельностью производства.

В 1980 году Болтыровым В.Г., Рудским В.Г. и др. Кумакское рудное поле изучалось с целью перспектив выявления золота в углеродисто-сульфидной формации (черносланцевого типа). Авторами представлена структурно-тектоническая и литолого-геохимическая характеристика терригенно-осадочных толщ, выявлены особенности размещения и локализация золотого оруденения. Работами М.И. Новгородовой [1981], В.Г. Рудским [1982], В.Н. Сазоновым с соавторами [1999; 2011], В.П. Лощининым, П.В. Панкратьевым [2006], И.Б. Серавкиным, С.Е. Знаменским [2007], отмечены следующие отличительные черты Кумакского месторождения:

- присутствие углеродсодержащих толщ, которые служили одним из источников золота и одновременно локализатором рудной минерализации;
- интенсивный региональный и приразломный метаморфизм на уровне зеленосланцевой фации;
- неоднократное проявление гранитоидного магматизма (главным образом, в форме малых интрузий и даек) раннекаменноугольного, позднепалеозойского и триасового возраста;

– разнообразный состав золотопродуктивных метасоматитов, относящихся к эйситовой, березит-лиственитовой и серицит-кварцевой формациям;

– контроль оруденения узлами пересечения разрывов близмеридионального, северо-западного и северо-восточного простираний.

В пределах Кумакского рудного поля в разное время старателями открыты многочисленные рудопроявления золота кварцево-жильного типа. Наиболее богатые из них, известные в западной части поля (Миля, Амур, Танин, Тамара, Октябрь и др.), разрабатывались в 20–40-х годах. В восточной части района изучены рудопроявления Березитовый Увал и Чудское. Упоминания о них встречаются в отчетах М.Н. Альбова (1928), М.Г. Руб и В.М. Рожанца (1938–1939), П.Г. Исаева (1961), Е.И. Якобса и Н.Т. Видюкова (1978).

С 1980 года в районе возобновились поисковые работы на золото [Миронов Е.Е., Новгородова М.И., 1980ф], охватившие значительную площадь (более 250 км²) в пределах Аниховского грабена, сосредотачиваясь, главным образом, на месторождениях и проявлениях: Васин, Заречный, Проливной, Коммерческое, Ермак, Миля, Октябрь, Танин, Березитовый увал и др. Работы включали наклонное бурение, проходку канав, скважинные геофизические исследования. Результаты подтвердили высокую перспективность рудного района. В 2002 году лицензию на изучение и добывчу золота на участке Васин получила ООО «Оренбургская Горная Компания», которая в 2005–2007 гг. провела разведку главной рудной зоны, с подсчетом запасов и их утверждением в ГКЗ Роснедра [Харькович К.А., 2007ф]. Балансовые запасы золота по месторождению составляют 44,3 т по категориям С1+2.

В настоящее время в пределах Кумакского рудного поля ведутся только научно-исследовательские работы.

Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КУМАКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Черносланцевые отложения, широко распространенные во всем мире, являются одной из наиболее развитых литофаций среди осадочных толщ. В последние годы интерес к черносланцевым объектам только нарастает, это обусловлено тем, что они представляют собой благоприятную геохимическую среду для первичного накопления золота, его мобилизации и переотложения, а также генерируют обширные россыпные поля в зоне их денудации [Сазонов В.Н. и др., 1985; Ермолаев Н.П., Созинов Н.А., 1986; Коробейников А.Ф. и др., 1990; Коробейников А.Ф. 1999; Буряк В.А., 1985; Масленников В.В., 1990; Буряк В.А., Хмелевская Н.А., 1997; Парада С.Г., 2002; Emsbo P. et al., 2003; Groves D.I. et al., 2003; Арифулов Ч.Х., 2005; Рыкус М.В. и др., 2009; Large R.R. et al., 2011; Сначёв А.В. и др., 2013; Сначёв В.И., Сначёв А.В., 2014; Сначёв А.В. и др., 2015; Петров Г.А., 2014; Петров Г.А. и др., 2015; Паленова Е.Е. и др., 2015; Shumilova, T. G. et al., 2016; Иванов А.И., 2017; Кряжев С.Г., 2017; Groves D.I. et al., 2018; Gadd M. G. et al., 2019, Сначёв А.В. и др., 2020].

Черносланцевые формации Оренбургской части Южного Урала фиксируются в меридиональных и субмеридиональных разрывах второго порядка, представленных с севера на юг Аниховским, и на его южном продолжении, – Старо-Карабутакским грабенами глубинного заложения (Рисунок 2.1). Геологические особенности их формирования являются отражением цикличности геодинамической эволюции литосферы, в которую вошли геологические события от заложения океана до его закрытия. Важнейшим структурным элементом цикличности при формировании золоторудных месторождений черносланцевой формации является рифтогенез, который

в пределах Восточно-Уральского поднятия повторяется дважды – в ордовикское и нижнекаменноугольное время. Формировались внутренние прогибы в локальных зонах растяжения, в виде мелководных бассейнов седиментации синхронных с рифтогенезом, ограниченных разломами. В них, в сравнительно теплых условиях, шло накопление органического вещества, которое создавало благоприятную восстановительную обстановку для отложения сульфидов и благородных металлов. В таких условиях формировались черносланцевые углеродисто-карбонатно-терригенные отложения грабенов [Лошинин В.П., Панкратьев П.В., 2006]. Образовавшийся бассейн первоначально был нешироким и состоял из нескольких впадин, разобщенных выступами микроконтинентальных блоков раннерифейских пород. В подножьях склонов этих выступов зрелыми турбидитами с высокими содержаниями обломков кварца и полевого шпата формировались флишевые толщи. Источником обломочного материала служили участки суши поднятий, сложенных рифейскими образованиями, с хорошо развитой корой выветривания [Лядский П.В. и др., 2018].

Широким развитием в черносланцевых отложениях Оренбургской части Южного Урала пользуются углеродистые породы (песчаники, алевролиты, сланцы), достигающие 50% от общего объема. Они характеризуются наличием карбонатных пород (10–50%), содержанием органики (от 1 до 11,2%), наличием сульфидов пирита и арсенопирита (в рудных зонах достигает 2–5%), представляют собой плотные породы [Усатая Е.С., 1938; Сорокин В.Н., Герман С.М., 1965ф; Болтыров В.Б. и др., 1980ф; Лошинин В.П., Панкратьев П.В., 2011; Пономарева Г.А., Лошинин В.П., 2013; Панкратьев П.В. и др., 2018;

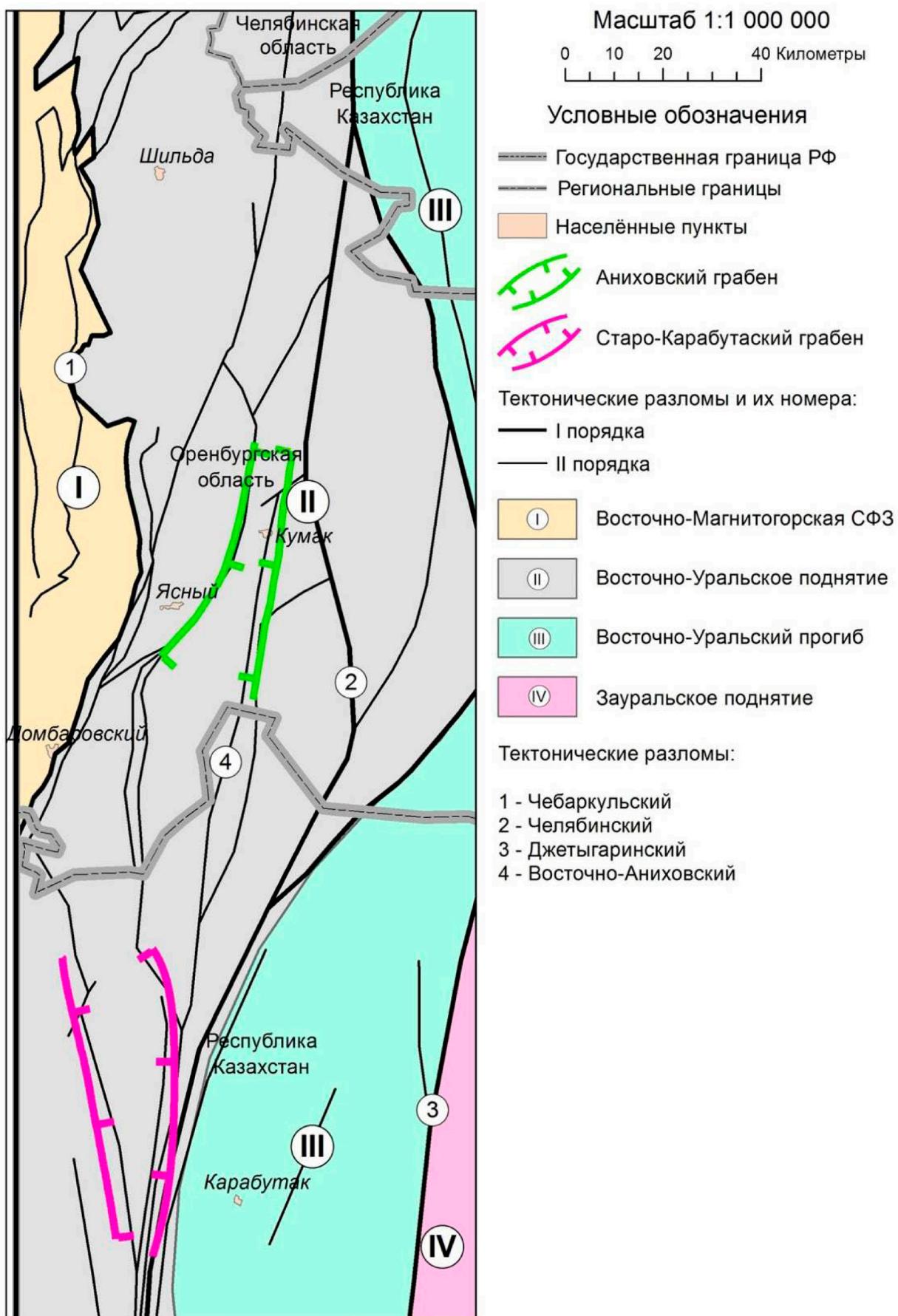
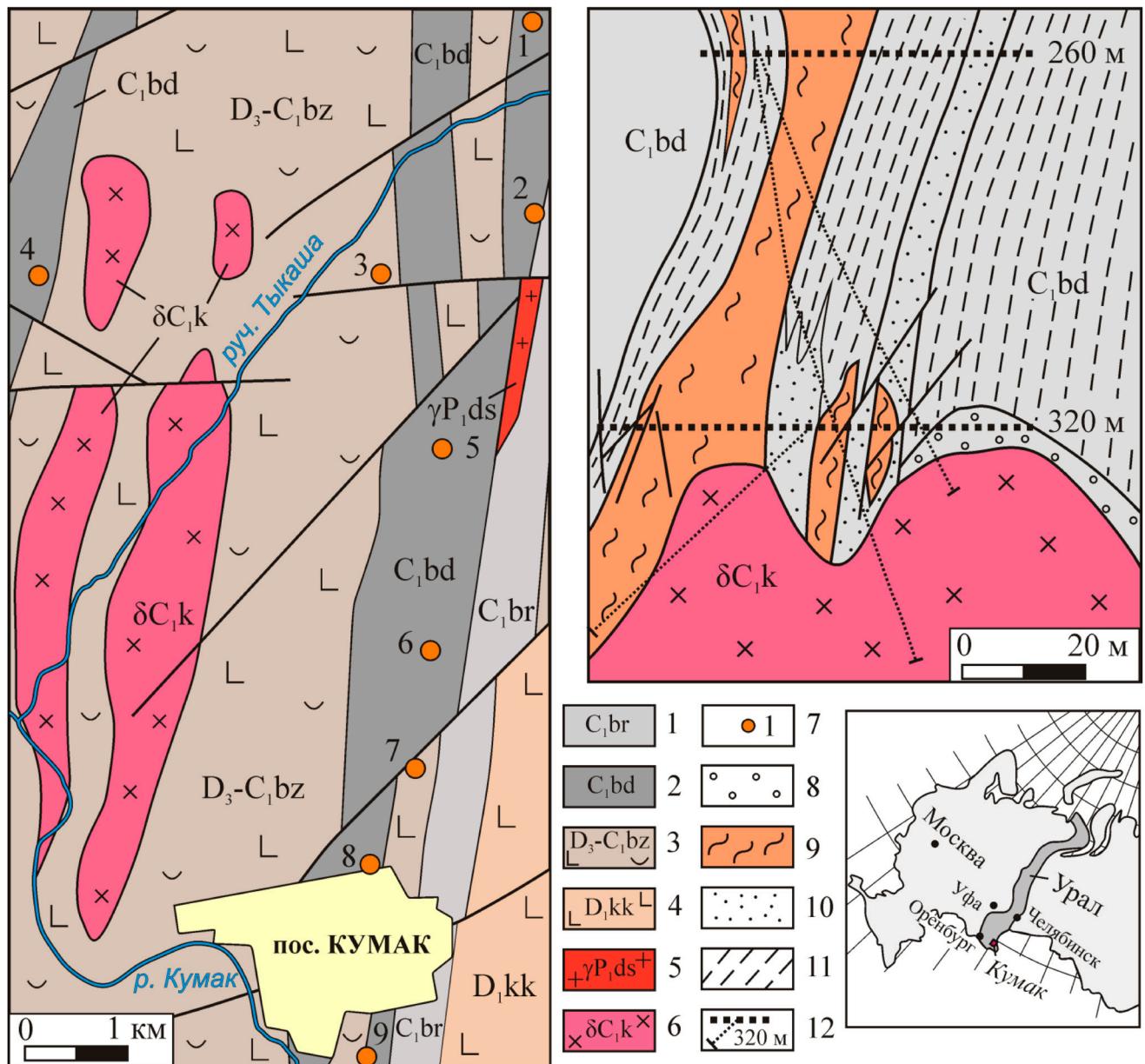


Рисунок 2.1 – Структурно-тектоническая схема Восточно-Уральского поднятия



Условные обозначения: 1 – биргильдинская толща (конгломераты, песчаники, известняки); 2 – брединская свита (углеродистые сланцы, песчаники, алевролиты); 3 – березняковская толща (туфы основного и кислого состава, прослои алевролитов); 4 – кокпектинская толща (лавы и туфы базальтов); 5 – джабыкско-санарский гранит-лейкогранитовый комплекс; 6 – кумакский диорит-плагиогранитовый комплекс; 7 – проявления и месторождения золота: 1 – Восточно-Тыкашинское, 2 – Коммерческое, 3 – Мия, 4 – Тамара, 5 – Забайкальское, 6 – Байкал, 7 – Центральное, 8 – Кумак, 9 – Кумак-Южный; 8 – ороговиковые сланцы; 9 – рудовмещающие кварц-слюдисто-турмалиновые углеродистые сланцы, 10 – песчаники с углеродистым цементом, 11 – углеродистые серицит-кварцевые сланцы; 12 – подземные горные выработки, их глубина, скважины.

Рисунок 2.2 – Геологическая карта Кумакского месторождения (составлена по Лядскому П.В. и др. [2018] с упрощениями) и схематический разрез Кумакского месторождения (составлен по Сорокину В.Н. и Герману С.М. [1965г])

Коломоец А.В., 2018]. Более того, они имеют особый практический интерес в отношении золотого оруденения – в них фиксируются многочисленные проявления с промышленными концентрациями благородного металла [Месторождения золота Урала.., 1999; Буряк В.А., 2002; Панкратьев П.В. и др., 2004; Арифулов Ч.Х. и др., 2006; Лошинин В.П., Панкратьев П.В., 2006; Сазонов В.Н. и др., 2011; Коломоец А.В., 2018; Коломоец А.В., Сначёв А.В., 2020а].

Среди золоторудных месторождений Оренбургской области выделяются две основные группы, отличающиеся по условиям формирования и закономерностям их размещения – комплексные золотосодержащие колчеданные и другие месторождения, из которых золото извлекается с попутными компонентами, а также собственно золоторудные месторождения. Последние включают следующие промышленные типы:

- золото-кварцевый жильный и штокверковый, относящиеся к золотокварцевой и золото-кварц-сульфидной формациям;

- залежи прожилково-вкрашенного руд в черносланцевых формациях;

- вкрашенно-прожилковые руды в корах выветривания.

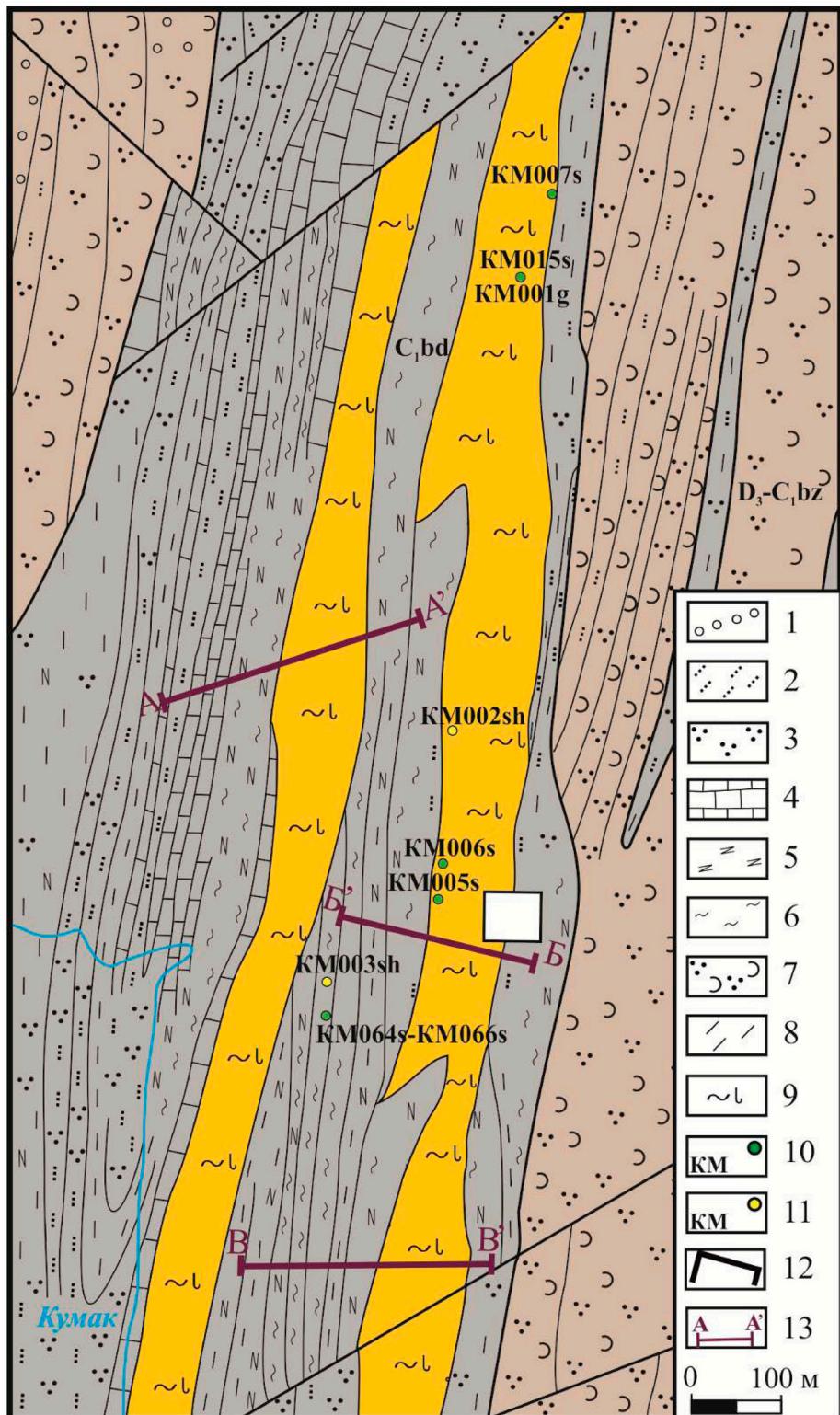
Наиболее перспективные золотопроявления с повышенным содержанием золота прожилково-вкрашенного типа в черносланцевых толщах развиты в Аниховском грабене. В центральной части зоны смятия, на десятикилометровом интервале по ее простиранию, расположен ряд золоторудных проявлений Кумакского рудного поля, приуроченных к брединской свите ($C_1 bd$) (Рисунок 2.2). Основным промышленным объектом рудного поля является Кумакское золоторудное месторождение, главные перспективы которого связаны с углеродисто-карбонатно-терригенными отложениями.

2.1. Геологическое строение Кумакского месторождения

Кумакское рудное поле расположено в восточной части Аниховского грабена и приурочено к Кумакско-Котансийской зоне смятия, сложенной преимущественно черносланцевыми образованиями брединской свиты ($C_1 bd$) [Сазонов В.Н. и др., 2011]. Она впервые выделена А.А. Петренко в 1946 году и названа по поселку Бреды в Челябинской области. В её разрезе преобладают углеродсодержащие терригенно-осадочные образования: алевролиты, углеродисто-глинистые сланцы и песчаники, а также редкие прослои известняков и углей. Подчиненное значение имеют эфузивы типа дацитовых и андезитовых порфиритов и их туфы. Возраст отложений свиты установлен по определениям фораминифер в прослоях известняков и остаткам микрофауны и спор древних папоротников, каламитов и других растений [Лядский П.В. и др., 2018]. Мощность составляет 350–700 м. Брединская свита с размывом залегает на березняковской толще ($D_3-C_1 bz$) и с размывом перекрывается биргильдинской толщей ($C_1 br$). Карбонатные породы последней ($C_1 br$) развиты

в восточной и южной частях рудного района и представлены в основном известняками, мраморами, при подчиненном количестве доломитов, известковистых аргиллитов. В нижней части разреза толщи преобладают темно-серые углеродисто-глинистые органогенные и органогенно-детритовые известняки. Выше их залегают серые, светло-серые известняки со слабо выраженной слоистостью, обычно в разной степени перекристаллизованные, мраморизованные, реже доломитизированные.

Промышленные концентрации золота в рудном поле связаны как с сериями кварцевых жил и прожилков, так и с зонами прожилково-вкрашенной минерализации в породах, обогащенных углеродистым веществом. Последний тип оруденения имеет ведущую роль, что и предопределило повышенный интерес со стороны геологов к этому объекту. Углеродсодержащие терригенно-осадочные породы образуют мощную рудовмещающую пачку мощностью в 70–120 м на протяжении нескольких километров (Рисунок 2.3; Рисунок 2.4).



Условные обозначения: 1 – конгломераты, 2 – песчаники, 3 – алевролиты, 4 – известняки, 5 – углеродистые сланцы, 6 – серицитовые сланцы, 7 – туффиты, туфоалевролиты и туфопесчаники, 8 – глинистые, зеленые сланцы, 9 – кварц-слюдисто-турмалиновые метасоматически измененные углеродистые сланцы, 10 – штуфные пробы, 11 – шлиховые пробы, 12 – положение шахты Новокапитальная, 13 – линии разрезов

Рисунок 2.3 – Геологическая карта Кумакского месторождения (составлена по Миронову Е.Е. [1980])



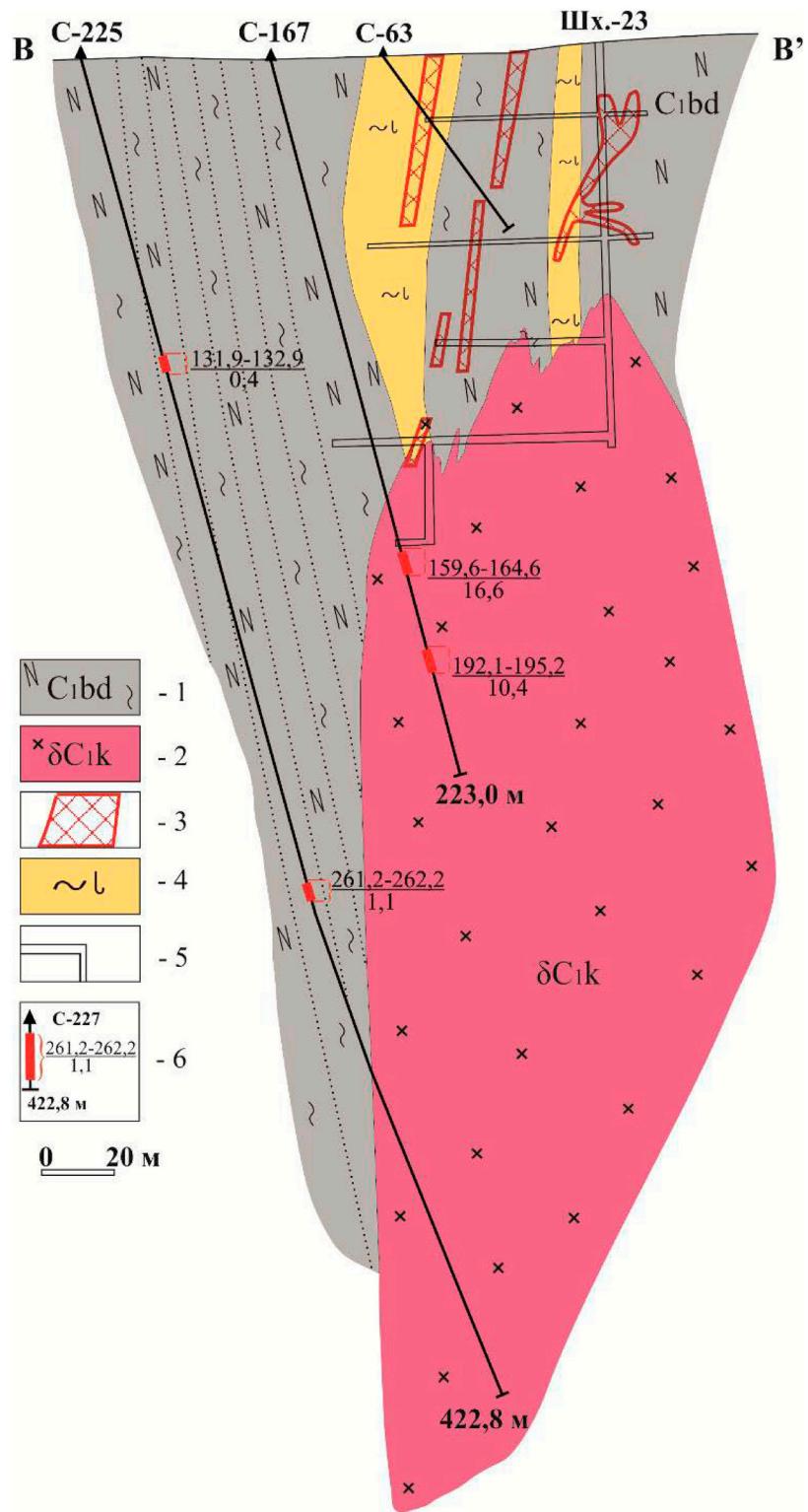
Рисунок 2.4 – Борт отработанного карьера (Кумакское месторождение). Проведение полевых работ, 2019 г.

Она имеет меридиональную вытянутость, с резкими колебаниями мощности; падение вертикальное. На востокеrudовмещающая черносланцевая толща контактирует с метаморфизованными дацитовыми порфиритами и альбитово-хлоритовыми сланцами по ним, а на западе – с парасланцами пачки хлоритовых сланцев. Распространение сланцев на глубину ограничивается слепой интрузией кварцевых диоритов с несколько повышенной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ до 6–7%) и железистостью (до 10–12%). Породы состоят из плагиоклаза (до 70%), кварца (15–25%), биотита, магнетита, изредка встречается роговая обманка и ортоклаз [Миронов Е.Е., Новгородова М.И., 1980ф]. Интрузивный массив подходит близко к поверхности в районе шахты № 23 – на горизонте 132 метров западным квершлагом на общем протяжении 38 метров вскрыты гидротермально-измененные, рассланцованные кварцевые диориты (Рисунок 2.5).

По контакту с ними углеродистые кварцево-оттрелитовые сланцы ороговикованы. Они становятся более светлыми за счет выноса углеродистого вещества из сланцев и массивными вследствие перекристаллизации основной ткани.

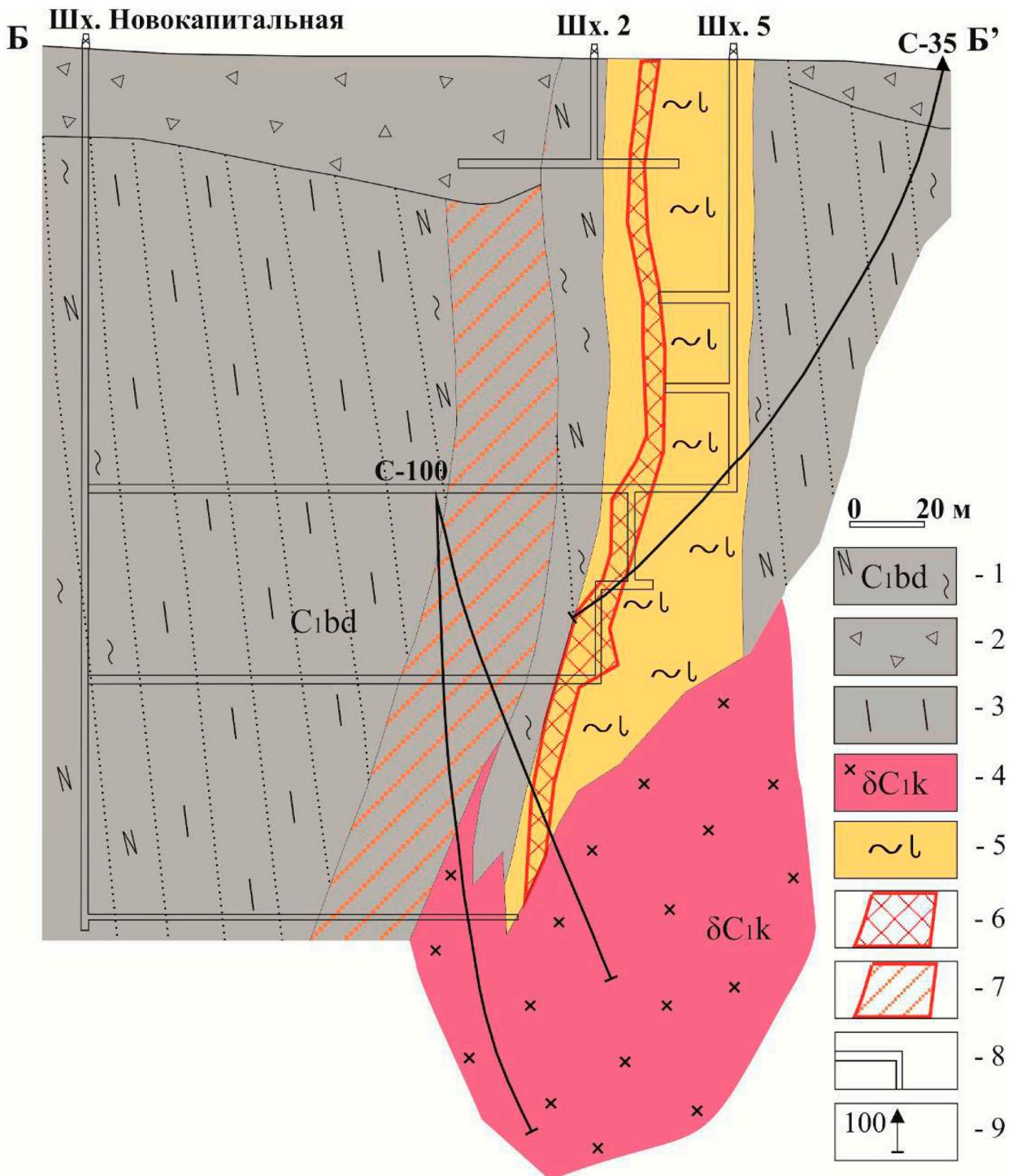
Рудные тела на Кумакском месторождении представлены кварцево-хлорит-серицитовым и кварцево-турмалиновым составом в виде жил, линз и пластообразных залежей и апофиз, приуроченных к толще углеродсодержащих сланцев, с пластами которых они, в основном, залегают согласно, имея меридиональное простирание (Рисунок 2.6), [Миронов Е.Е., Новгородова М.И., 1980ф]. По морфологическим признакам выделяются следующие типы рудных тел:

- Пластообразные и линзовидные рудные залежи в сланцах;
- Кварцевые жилы;
- Минерализованные зоны смятия в сланцевых толщах.



Условные обозначения: 1 – углеродистые сланцы брединской свиты, 2 – диориты Кумакского комплекса, 3 – рудные тела, 4 – кварц-слюдисто-турмалиновые метасоматически изменившие углеродистые сланцы, 5 – горные выработки, 6 – скважины на разрезах, их глубина, номер и результаты опробования (над чертой – интервал, м; под чертой – сред.содержание Au, г/м)

Рисунок 2.5 – Геологический разрез по линии В–В' (положение см. на рисунке 2.3). Составлен по Миронову Е.Е. [1980ф].



Условные обозначения: 1 – углеродистые сланцы брединской свиты, 2 – дресвяно-щебнистая кора выветривания, 3 – кварцево-хлоритовые сланцы, 4 –диориты Кумакского комплекса, 5 – кварц-слюдисто-турмалиновые метасоматически измененные углеродистые сланцы, 6 – рудное тело, сложенное кварц-серицитовыми метасоматитами с бедной вкрапленностью пирита и самородным золотом, 7 – приконтактовая вкрапленность сульфидов, 8 – горные выработки, 9 – скважины на разрезах и их номер

Рисунок 2.6 – Геологический разрез по линии Б–Б' (положение см. на рисунке 2.3). Характер залегания и морфология рудного тела и вмещающих углеродистых сланцев Кумакского месторождения. Составлен по Миронову Е.Е. [1980ф] и Харьковичу К.А. [2007ф].

Рудные тела приурочиваются к зонам проявления интенсивного метасоматоза и минерализации. Участки развития минерализации корреспондируют с местами интенсивно смятых, рассланцованных пород, в которых фиксируется большое количество кварцевых, кварц-карбонатных жил, кварц-карбонатно-сульфидных прожилков. Общая протяженность зон метасоматитов, вмещающих оруденение, достигает первых десятков километров при ширине до 400–600 м и характеризуется кулисообразно-прерывистым размещением. Метасоматиты по черносланцевым отложениям на месторождении образуют осветленные рудные сланцы кварцево-серицит-хлоритового состава, часто с турмалином и оттрелитом [Миронов Е.Е., Новгородова М.И., 1980ф; Сорокин В.Н., Герман С.М., 1965ф]. По минеральному и химическому составу они очень сходны с контактирующими с ними углеродистыми породами и отличаются от них небольшим содержанием углеродистого вещества (а следовательно и светлой окраской). В таких породах значительно больше железа, а глинозема и щелочей меньше, чем в углеродистых сланцах (Таблица 2.1). Гидротермальные изменения на Кумакском месторождении выражены развитием полос серицита, перекристаллизацией и обособлением кварца, присутствием карбоната, цементирующего кварц. Выделены следующие продукты гидротермального метасоматоза [Миронов Е.Е., Новгородова М.И., 1980ф; Сazonov B.N. и др., 2011]: фельдшпатолиты, эйситы, эпидозиты, березиты-листвениты, кварц-серицитовые метасоматиты, зоны развития биотита, хлоритоида, а также кварцевых жил.

Типоморфными минералами метасоматитов являются калиевый полевой шпат, альбит, анкерит, мусковит, биотит [Миронов Е.Е., Новгородова М.И., 1980ф].

Скважинами №№ 221 и 228 вскрыт контакт углеродистых сланцев с метасома-

титами кварц-серицитового и кварц-слюдисто-турмалинового состава (Рисунок 2.7). Линия контакта имеет вертикальное падение, параллельна общему рассланцеванию пород. В скважине № 288 в интервале 110,9–111,9 м содержание золота 4,8 г/т (Таблица 2.2). Зона метасоматитов представлена обеленными кварц-серицитовыми и кварц-слюдисто-турмалиновыми породами. Промышленное содержание золота (41 г/т) вскрыто в интервале 126,9–127,9 м. Углеродисто-глинистые сланцы интенсивно прокварцованны. В скважине № 221 вскрыты маломощные интервалы 274,7–278,4; 281,6–290,0; 295,0–297,0 м с содержанием золота соответственно 3,0 г/т, 1,1 г/т, 0,5 г/т (Таблица 2.3). В интервале 351,0–358,2 м вскрыты кварцевые диориты, которые на контакте с метасоматитами (351,0–382,5 м) интенсивно рассланцованны, окварцованны и минерализованы.

Установлено, что на глубоких горизонтах северного фланга месторождения рудные сланцы образовались при региональном метаморфизме слоев и линз осадочных пород, содержащих углеродистое вещество [Бородаевский Н.И., 1966ф]. Сланцы, образовавшиеся за счет осадочных и эфузивных пород, очень четко различаются по составу: первые имеют преимущественно турмалиново-серицитовый и турмалиново-кварцево-серицитовый состав; вторые – альбитово-кварцево-хлоритовый. В состав последних не входит турмалин. Сланцы с турмалином, образовавшиеся при метаморфизме осадочных пород, широко развиты в углеродистой толще на всем протяжении рудного поля. Бородаевским Н.И. с соавторами [1966ф] зафиксировано, что на глубоких горизонтах месторождения турмалин в кварцевых жилах появляется лишь там, где жилы пересекают сланцы, содержащие турмалин. Причем турмалин, наблюдающийся в жилах, представляет собой остаточный минерал переработанных сланцев.

Таблица 2.1 – Химический состав вмещающих пород и рудных сланцев [Бородаевский Н.И. и др., 1966ф]

№ проб	Место взятия	Характеристика пробы	Весовые %															
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	MnO	H ₂ O	H ₂ O ⁺	CO ₂	
1	гор. 320 м	Углеродистый серицитово-отрелигтовый сланец с турмалином	41,84	36,76	1,59	1,29	–	0,93	1,35	1,17	4,13	сп.	–	0,13	0,28	5	0,42	98,81
2	37-48 м	Кварцево-серицитово-хлоритовый сланец	48,44	20,52	3,32	11,23	2,41	3,05	0,72	1,81	1,8	сп.	0,18	0,1	0,44	4,06	1,14	99,85
3	64-74 м	Кварцево-хлоритовый сланец с реликтами вкрапленников плагиоклаза	59,62	15,42	1,45	4,39	4,12	5,5	0,32	3,31	1,76	сп.	0,07	0,08	0,2	2,16	1,72	100,14
4	гор. 320 м	Турмалиново-серицитовый сланец	47,26	35,26	2,02	0,42	0,22	0,7	1,03	1,35	6,33	сп.	–	0,01	сп.	4,46	0,62	99,68
5	гор. 320 м	Турмалиново-серицитовый сланец	42,64	38,11	2,79	0,58	–	0,87	1,15	1,43	6,56	сп.	–	0,01	сп.	4,48	0,48	99,1
6	гор. 320 м	Кварцево-турмалиново-отрелигтовая порода	48,02	26,6	9,21	6,12	0,28	1,1	0,31	0,74	сп.	0,06	0,11	0,24	4,46	0,56	0,56	99,34

Таблица 2.2 – Содержание золота в скважине № 288 по данным пробирного анализа
[Миронов Е.Е., Новгородова М.И., 1980ф]

№№ проб	Интервал опробования		Всего	Результаты опробова- ния	№№ проб	Интервал опробования		Всего	Результаты опробова- ния
	от	до				от	до		
	Au г/т								Au г/т
1	109,6	110,2	0,6	0,1	29	165,1	166,1	1,0	сл
2	110,2	110,9	0,7	сл	30	166,1	167,1	1,0	0,1
3	110,9	111,9	1,0	4,8	31	167,1	168,1	1,0	сл
4	111,9	112,9	1,0	сл	32	168,1	169,1	1,0	0,1
5	112,9	113,9	1,0	0,1	33	169,1	172,1	3,0	сл
6	113,9	114,9	1,0	0,4	34	172,1	173,1	1,0	0,1
7	114,9	115,9	1,0	0,2	35	173,1	175,1	2,0	сл
8	115,9	116,9	1,0	сл	36	175,1	176,1	1,0	0,1
9	116,9	117,1	0,2	1,5	37	176,1	189,1	13,0	сл
10	117,1	118,1	1,0	сл	38	189,1	190,1	1,0	0,1
11	118,1	119,1	1,0	0,1	39	190,1	191,1	1,0	сл
12	119,1	120,1	1,0	сл	40	191,1	193,1	2,0	0,1
13	120,1	121,9	1,8	0,1	41	193,1	195,1	2,0	сл
14	121,9	122,9	1,0	сл	42	195,1	196,1	1,0	0,1
15	122,9	125,9	3,0	0,1	43	196,1	202,1	6,0	сл
16	125,9	126,9	1,0	сл	44	202,1	203,1	1,0	0,1
17	126,9	127,9	1,0	41,0	45	203,1	246,1	43,0	сл
18	127,9	128,9	1,0	0,2	46	246,1	247,1	1,0	0,1
19	128,9	129,9	1,0	0,1	47	247,1	256,2	9,1	сл
20	129,9	131,9	2,0	сл	48	256,2	258,0	1,8	0,9
21	131,9	132,9	1,0	0,2	49	258,0	259,0	1,0	1,7
22	132,9	138,6	5,7	сл	50	259,0	260,1	1,1	0,2
23	138,6	141,0	2,4	0,1	51	260,1	260,3	0,2	1,7
24	141,0	141,8	0,8	0,3	52	260,3	261,3	1,0	0,7
25	141,8	152,1	10,3	сл	53	261,3	261,6	0,3	2,6
26	152,1	153,1	1,0	0,1	54	261,6	262,3	0,7	1,7
27	153,1	164,1	11,0	сл	55	262,3	263,3	1,0	0,1
28	164,1	165,1	1,0	0,1	56	263,3	264,3	1,0	0,2

Таблица 2.3 – Содержание золота в скважине № 221 по данным пробирного анализа [Миронов Е.Е., Новгородова М.И., 1980г]

№ проб	Интервал опробования		Всего	Результаты опробова- ния	№ проб	Интервал опробования		Всего	Результаты опробова- ния
	от	до					Au г/т		
1	222,5	226,5	4,0	сл	36	304,4	305,4	1,0	сл
2	226,5	228,5	2,0	0,1	37	305,4	308,7	3,3	0,1
3	240,1	249,1	9,0	сл	38	308,7	310,7	2,0	сл
4	249,1	251,5	2,4	0,1	39	310,7	311,7	1,0	0,1
5	251,5	255,0	3,5	сл	40	311,7	318,7	7,0	сл
6	255,0	257,0	2,0	0,2	41	318,7	320,7	2,0	0,1
7	257,0	258,0	1,0	сл	42	320,7	322,7	2,0	сл
8	258,0	259,9	1,9	0,1	43	322,7	323,7	1,0	0,1
9	259,9	261,0	1,1	сл	44	323,7	327,7	4,0	сл
10	261,0	261,9	0,9	0,1	45	327,7	329,7	2,0	0,1
11	261,9	262,9	1,0	0,1	46	329,7	331,7	2,0	сл
12	262,9	265,0	2,1	0,1	47	331,7	332,7	1,0	0,1
13	265,0	268,7	3,7	сл	48	332,7	334,7	2,0	сл
14	268,7	274,7	6,0	0,1	49	334,7	335,7	1,0	0,1
15	274,7	275,6	0,9	0,8	50	335,7	336,7	1,0	0,3
16	275,6	276,2	0,6	4,3	51	336,7	337,7	1,0	сл
17	276,2	277,2	1,0	0,4	52	337,7	338,7	1,0	0,1
18	277,2	278,2	1,0	1,0	53	338,7	341,7	3,0	сл
19	278,2	278,4	0,2	4,6	54	341,7	347,0	5,3	0,1
20	278,4	280,0	1,6	0,3	55	347,0	348,0	1,0	сл
21	280,0	281,6	1,6	сл	56	348,0	349,0	1,0	0,1
22	281,6	282,6	1,0	2,3	57	349,0	351,3	2,3	сл
23	282,6	283,6	1,0	0,7	58	351,3	352,6	1,3	0,1
24	283,6	284,8	1,2	1	59	352,6	354,0	1,4	сл
25	284,8	286,0	1,2	0,8	60	457,8	459,8	2,0	сл
26	286,0	287,0	1,0	0,4	61	459,8	460,8	1,0	0,1
27	287,0	289,0	2,0	1,2	62	460,8	461,7	0,9	сл
28	289,0	290,0	1,0	1	63	461,7	462,7	1,0	0,1
29	290,0	293,0	3,0	0,2	64	462,7	463,3	0,6	сл
30	293,0	295,0	2,0	0,1	65	463,3	478,4	15,1	0,1
31	295,0	297,0	2,0	1	66	478,4	480,1	1,7	0,1
32	297,0	299,0	2,0	сл	67	480,1	492,4	12,3	сл
33	299,0	302,2	3,2	0,1	68	492,4	493,4	1,0	0,1
34	302,2	303,4	1,2	сл	69	493,4	495,4	2,0	сл
35	303,4	304,4	1,0	0,1	70	513,0	514,4	1,4	0,1

Через все рудное поле протягиваются две полосы развития даек северо-восточного направления. Минерализация в дайках отсутствует, метасоматоз проявлен слабо, они являются послерудными [Сазонов В.Н. и др., 2011]. Это подтверждается и тем, что тектонические нарушения, ориентированные параллельно дайкам, смещают продуктивные кварцевые жилы.

На месторождении широко развиты разрывы меридионального и субмеридионального простириания. Они представлены трещинами сланцеватости, наблюдающимися во всех породах черносланцевой толщи, и развивающимися на их фоне зонами смятия и зонами повышенной трещиноватости. Простириание сланцеватости совпадает с простирианием слоистости, реже наблюдаются секущие взаимоотношения. Меридиональные нарушения представлены 1–2 метровыми зонами сближенных трещин с крутым падением на запад (реже на восток). По нарушениям развиваются кварцевые жилы и многочисленные прожилки. Пояса кварцевых жил контролируются зонами разломов второго и третьего порядков, а системы и кулисы жил, образующие пояса, непосредственно связаны с бо-

лее мелкими тектоническими нарушениями – зонами смятий и рассланцевания более низких порядков. Кулисы кварцевых жил локализуются в оперяющих по отношению к зонам смятий трещинах разрыва или скола и развиваются чаще всего в породах, непосредственно примыкающих к зоне, или в участках между двумя кулисообразными зонами, или в местах сопряжения зон различных простирианий. Расположение и ориентировка кварцевых жил в пределах таких кулис четко согласуется с ориентировкой контролирующих их нарушений и определяется расположением систем оперяющих трещин разрыва или скола, в подавляющем большинстве – первых (Рисунок 2.8).

В работе [Месторождения золота Урала..1999] приведены определения температурного режима образования кварцевых жил углеродистой полосы и состав содержимого вакуолей методом криогомогенизации. Разнообразный состав включений с большими колебаниями содержаний газовой и жидкой фаз, наличие включений с жидкой CO_2 свидетельствует о большом давлении рудообразующих флюидов, их насыщенности газовой составляющей.



Рисунок 2.8 – Кварцевая жила в углеродистых сланцах брединской свиты Кумакского месторождения. Фото 2018 г.

Приведенные данные позволяют однозначно отнести Кумакское рудное поле к полихронным и полигенным образованиям.

2.2. Месторождения и рудопроявления золота Кумакского рудного поля

В пределах Кумакского рудного поля выявлены несколько золоторудных месторождений и проявлений, которые представлены золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формациями [Лядский П.В. и др., 2018]. Последняя является типичной для рудного поля.

Золото-кварцевая рудная формация представлена проявлениями Тамара и Октябрь (Рисунок 2.9; Рисунок 2.10). Они залегают в березняковской толще (D3-C1bz), сложенной туфами от основного до кислого состава, часто перекристаллизованными в туфосланцы; ксенотуфами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфопелитами с горизонтами лав базальтов, андезитов, дацитов и прослоями туффитов, углеродисто-глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, редко известняков. Породы претерпели динамотермальный метаморфизм в условиях фации зеленых сланцев и ороговиковение в эзоконтактах интрузии с образованием биотит-кварцевых и биотит-плагиоклазовых роговиков [Лядский П.В. и др., 2018]. Мощность толщи составляет 1000–1300 м. Органические остатки в её породах не обнаружены. Нижняя граница – тектоническая, выше, с размывом залегают отложения фаунистически охарактеризованной брединской свиты.

Проявление Октябрь расположено в 5,5 км к юго-западу от п. Кумак в северо-западном эндоконтакте Акжарского массива гранодиоритов. Старателями до 1937 года разрабатывались на проявлении до глубины 15–17 м пять сближенных кварцевых жил. Средние содержания золота в жилах по разным блокам колебались от 11,7 до 21,5 г/т. Неоднократно наблюдалось тонкодисперсное золото в пирите и халькопирите. По результатам поисковых работ, выполненных на проявлении при геологическом доизучении масштаба 1:50000 [Якобс Е.И., Видюков Н.Т., 1978ф], выявлена основная рудоносная зона, приуроченная непосредственно к эндоконтакту гранодиоритов с габброидами. Скважинами в гидротермально-измененных гранодиоритах с прожилками

кварца выявлено три рудных зоны с крутым восточным падением. Вскрытая мощность рудных зон достигает 4,3 м при содержании золота 7,7 г/т. Рудоносные зоны четко фиксируются линейными аномалиями магнитного поля и комплексными литохимическими ореолами золота, вольфрама, висмута, серебра, свинца.

Проявление Тамара находится в полосе развития пород нижней толщи верхнетурнейско-нижневизейских отложений. Толща слагает крутое восточное крыло синклинальной структуры и представлена кварцевыми песчаниками и гравелитами с редкими прослойями углеродисто-алевритистых сланцев. Проявление относится к кварцево-жильному типу и отрабатывалось старателями до глубины 25–30 м [Альбов М.Н., 1930; Максимов В.А. и др., 1965ф]. Содержание золота в жилах в трехсантметровой зоне старательских выработок колебалось от 2,4 до 21,7 г/т, при среднем значении 8 г/т. Длина жил составляла от 20 до 130 м при мощности 0,15–2,0 м, падение жил восточное крутое (70°). Рудная минерализация представлена золотом и лимонитизированными сульфидами. Основные перспективы проявления связывают с возможным развитием золотого оруденения типа минерализованных зон (зон прожилкового окварцевания). Такая зона вскрыта канавой в центральной части проявления. Здесь в интервале 64–65 м, расположенном в 56 м восточнее зоны старых разработок, в прожилково-окварцованных и рассланцовых алевропесчаниках содержание золота составляет 11 г/т [Якобс Е.И., Видюков Н.Т., 1978ф].

Золото-сульфидно-кварцевая рудная формация представлена следующими месторождениями и проявлениями: Коммерческое, Забайкальское, Кумак-Южный, Миля, Хищник, Байкал и др. Севернее в 9 км от Кумакского в меридиональной черносланцевой толще залегает Коммерческое месторождение. В его пределах развиты нижнепалеозойские порфириоиды и среднепалеозойские терригенные отложения – углеродистые сланцы, гравелиты и известняки. Они прорваны крупным ин-

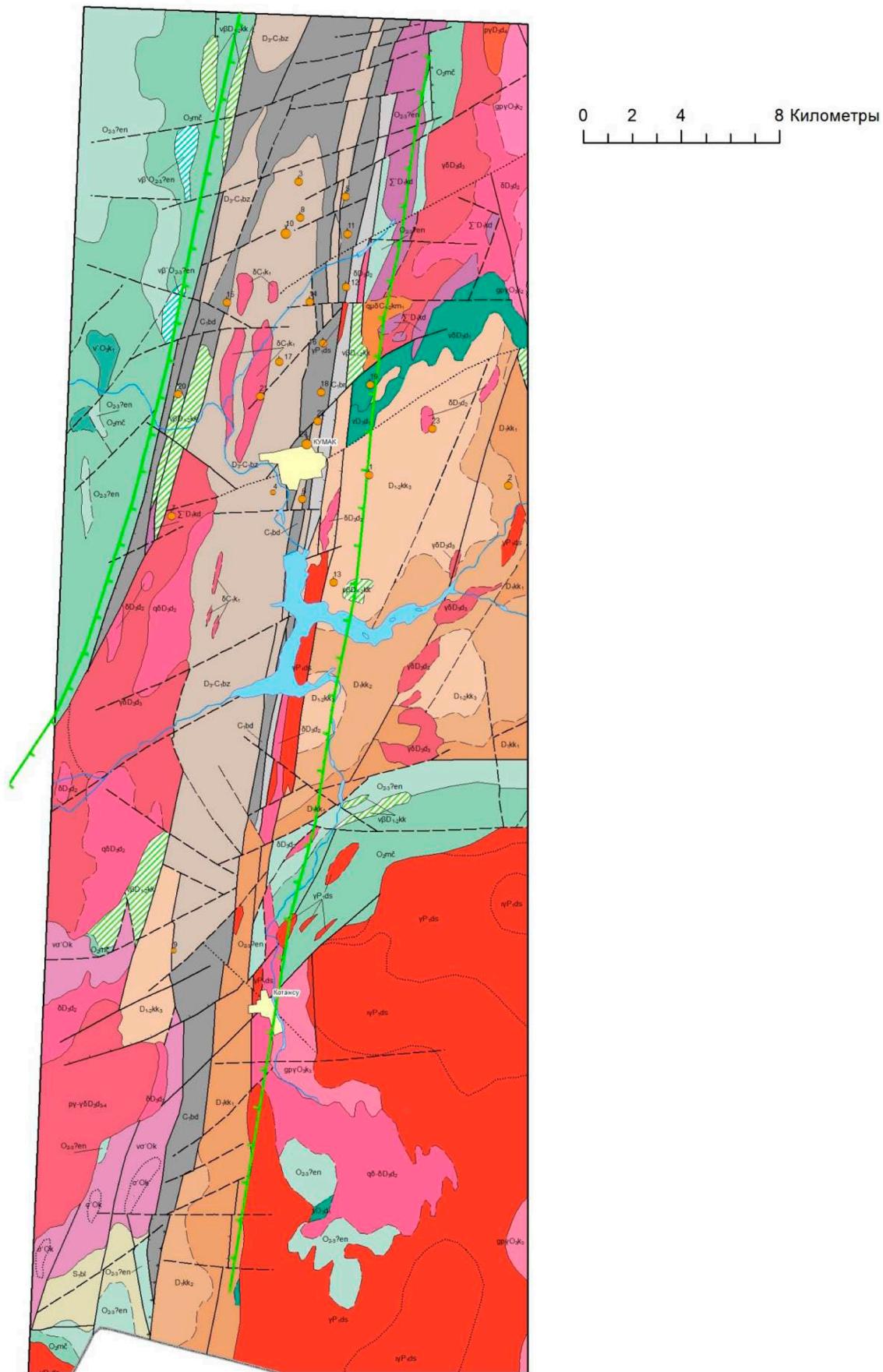
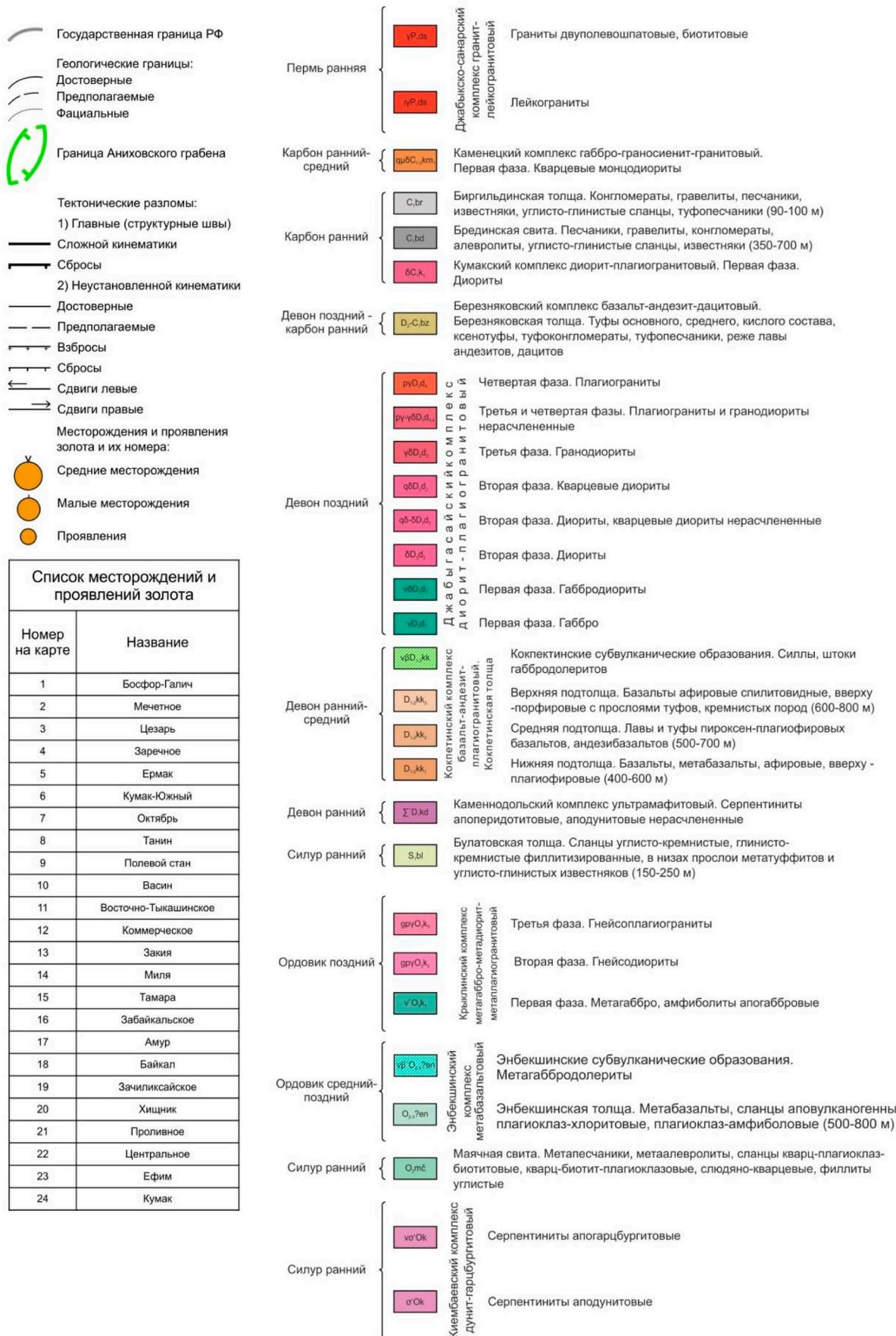


Рисунок 2.9 – Геологическая карта района Кумакского рудного поля (составлена по П.В. Лядскому и др. [2018])



Продолжение рисунка 2.9 – Условные обозначения к геологической карте района Кумакского рудного поля

трузивным телом – Кумакской (Уникальной) дайкой гранит-порфиров и рядом мелких даек трех петрографических групп – гранитов, диоритов и сиенитов. Месторождение на глубине 100 м вскрыто горными выработками, которыми подсечено несколько мелких разрозненных линз с невысоким содержанием золота. Они залегают в рассланцеванных дацитовых порфириатах по их контакту с западной пачкой углеродистых пород, местами контакт осложнен тектоническими подвижками и насыщен большим количеством кварцевых жил и прожилок. Как правило, такие участки и являются наиболее золотоносными. В состав золотоносных линз входят очень небольшие количества сульфидов, которые выделяются в виде мелкой рассеянной вкрапленности и прожилок как в рассланцеванных дацитовых порфирах, так и в насыщающих их кварцевых прожилках.

Проявление Хищник находится в 5 км к северу от проявления Октябрь, на правом борту долины р. Кумак. На рудопроявлении установлено оруденение типа минерализованных зон [Якобс Е.И., Видюков Н.Т., 1978г] среди интенсивно окварцеванных и тектонически перемятых серицит-полевошпат-хлоритовых сланцев, которые пронизаны прожилками кварца мощностью до 5–10 см, образующими золоторудную зону окварцевания шириной до 50 м. Канавами зона прослежена на 350 м, морфологически она представляет собой сужающийся к югу клин гидротермально-измененных и окварцеванных зеленых сланцев, залегающих среди габбро-диабазов. На всем простирации жилы контролируются меридиональным тектоническим нарушением. Всего среди описанной зоны в окварцеванных сланцах выявлено семь рудных интервалов со средним содержанием золота от 1,0 до 3,2 г/т при мощности от 2 до 7 м, слагающих три самостоятельных рудных тела. Распределение золота по зоне крайне неравномерное. Максимальные его содержания приурочены к участкам интенсивного дробления, смятия и прожилкового окварцевания пород, а также к зальбандам более мощных кварцевых жил.

Проявление Закия расположено в 5 км южнее Кумакского месторождения. Представлено оно кварцевыми жилами протяженностью 5–100 м и мощностью 0,2–1,0 м, с крутым северо-западным или юго-западным падением среди спилитовидных диабазов. Некоторые жилы разрабатывались старателями, среднее содержание золота в кварце достигало 11 г/т.

Месторождение Васин находится в 9 км к северо-западу от месторождения Кумакское. Оно сложено средне-верхнедевонскими туфогенно-осадочными породами и контролируется субмеридиональной тектонической зоной, а также сопровождается широким развитием рудоносных метасоматитов. На месторождении золотоносное оруденение приурочено к крутопадающим метасоматическим зонам субмеридионального простирания, мощностью до 60 м и протяженностью по простиранию до 2,0–2,5 км. Метасоматиты насыщены прожилками кварцевого, кварц-полевошпат-анкерит-хлоритового, кварц-турмалинового состава с тонкой вкрапленностью пирита, халькопирита, магнетита. Среди главных рудных минералов на месторождении Васин можно отметить сульфиды (пирит, халькопирит), количество которых обычно не превышает 2%, магнетит, титаномагнетит, гематит и самородное золото. Проявление Танин рассматривается как северо-восточный фланг месторождения Васин.

На большинстве мелких месторождений и проявлений отрабатывалась зона окисления до появления грунтовых вод (10–30 м), где золото освобождалось из сульфидов и происходила его гипергенная концентрация и укрупнение.

2.3. Стратиграфия

В геологическом строении принимают участие осадочные, вулканогенные, метаморфические образования от докембрийского до четвертичного возраста включительно. Большая часть стратифицируемых пород относится к палеонтологически немым. Их расчленение проводилось на принципах литостратиграфии с привлечением петрографических, петрохимических, геохимических, петрофизических данных, результатов структурного и картировочного бурения, геофизических исследований, определения абсолютного возраста. Большая часть стратифицируемых пород фундамента перекрыта корой выветривания и палеоген–четвертичными образованиями.

Стратиграфический разрез исследуемого района представлен рифеем, палеозоем (ордовикская, силурийская, девонская, каменноугольная системы), мезозоем (кора выветривания), кайнозоем (палеогеновая, неогеновая, четвертичная системы).

Нижнерифейская (бурзянский) эратема

Нижнерифейская эратема представлена яршалинской, бескрюковской и осиновской толщами.

Образования этих толщ обнажаются в ядрах магматизированных горст-антиклинальных структур Кумакской зоны, согласно районирования серийной легенды. Они не имеют широкого площадного распространения и представляют останцы разных размеров среди гранитоидов.

Яршалинская толща (RF₁?jr) выделена П.В. Лядским в 1966 г. Естественные обнажения пород толщи отсутствуют. Площади ее развития откартированы скважинами в южной части Обалыкольской горст-антиклинали, в долине р. Буруктал. В составе толщи преобладают гранат-силлimanит-биотитовые плагиогнейсы, силлimanит-плагиоклаз-слюдяно-кварцевые, реже биотит-кварц-силлimanитовые кристаллосланцы, биотитовые плагиогнейсы. Указанные породы практически повсеместно в разной степени мигмати-

зированы. В плагиогнейсах развиты слоевые и теневые мигматиты, в кристаллосланцах – очковые и порфиробластические. Породы толщи образовались по терригенно-осадочным отложениям в результате метаморфизма в условиях амфиболитовой фации и дальнейших изменений при гранитизации, мигматизации и диафтореза. Мощность толщи более 1 000 м.

Бескрюковская толща (RF₁?bs) выделена П.В. Лядским в 1966 г. Представлена амфибол-биотитовыми, гранат-биотитовыми и биотитовыми плагиогнейсами. Мощность в пределах описываемой территории установить трудно. Западнее, в разрезе р. Кумак она достигает 1 000 м. Контакты ее с вышележащей осиновской и нижележащей яршалинскими толщами согласные.

Осиновская толща (RF₁?os). Породы, отнесенные к этой толще, широко развиты на водоразделе рр. Кумак и Тобол. Естественные разрезы их здесь отсутствуют. На поверхности наблюдаются многочисленные развалы и выходы тел кварцитов, микрокварцитов и кварцитовидных сланцев. Бурением скважин установлено, что в составе толщи преобладают сланцы слюдяно-кварцевые, графитисто-кварцево-слюдяные, графитисто-кварцевые, кварциты, двуслюдяные гнейсы, микрогнейсы. В них часто развиты процессы мигматизации с формированием слоевых, реже теневых мигматитов. Мощность толщи из-за интенсивной складчатости и насыщения интрузиями определить трудно. По геофизическим данным она достигает от 800 до 1 000 м. Взаимоотношения с более молодыми стратиграфическими подразделениями тектонические.

Палеозойская эратема

Палеозойские стратифицируемые образования относятся к ордовикской, силурской, девонской и каменноугольной системам.

На площади листа М-41-VII представлена маячной свитой, энбекшинской и кособродской толщами.

Ордовикская система

Маячная свита (O_2 тс) выделена И.Ф.

Мамаевым в 1958 г. Разрезы свиты можно наблюдать по р. Кумак, в 5 км ниже по течению от устья р. Тыкаша и до устья р. Коянсай. Здесь, в нижней части толщи, преобладают полевошпат-хлоритовые, кварц-хлорит-полевошпатовые, полевошпат-актинолитовые сланцы с прослоями метапесчаников, метаалевролитов, кварцитов. В верхней части разреза метапесчаники, метаалевролиты, кварц-серицитовые, реже углисто-серицитовые сланцы. Мощность свиты по разрезу – 800 м. В зонах интенсивных тектонических дислокаций породы маячной свиты претерпели более высокотемпературные преобразования и представлены биотитовыми сланцами, микрогнейсами, гнейсами, а в зоне экзоконтакта Котансинского массива – мигматитами (скв. 14).

Органические остатки отсутствуют. Контакты маячной свиты с нижележащей бескрюковской толщой тектонические, с вышележащей энбекшинской – согласные с переслаиванием.

Энбекшинская толща (O_{2-3} ?ен) выделена П.В. Лядским в 1995 г. По данным бурения среди пород преобладают метабазальты, плагиоклаз-хлоритовые, кварц-хлорит-плагиоклазовые, плагиоклаз-актинолитовые сланцы с бластоалевритовой, бластопсаммитовой и бластоофитовой структурой. Сланцы образовались по пирокласто-осадочным породам с отчетливой реликтовой слоистостью, по базальтам, реже по габбродолеритам.

Минеральные ассоциации пород относятся к фации зеленых сланцев. Сланцы нижней половины разреза образовались в основном по вулканогенно-осадочным и осадочным породам, верхней – по базальтам, гиалокластитам и пирокласто-осадочным породам основного состава. Мощность толщи здесь составляет около 800 м.

Силурийская система

Булатовская толща (S_1 бл).

Впервые выделена и описана К.П. Херасковым и Е.Е. Милановским в 1959 г. Представлена

глинисто-кремнистыми, углисто-кремнистыми сланцами филлитизированными с прослойками метатуфитов, углисто-глинистых известняков. Породы толщи перекристаллизованы в условиях фации зеленых сланцев. В геофизических полях площади развития толщи из-за незначительных размеров практически не выделяются. Мощность толщи – 150–250 м. Контакт с нижележащей энбекшинской толщиной не вскрыт и скорее всего согласный, а с вышележащими толщами – тектонический.

Девонская система

Жетыкольская толща (D_1 ? $\tilde{z}t$) выделена И.А. Смирновой в 1988 г. Обнажения пород отсутствуют и изучались только бурением скважин. В составе преобладают базальты, метабазальты плагиоклаз-амфиболовые, плагиоклаз-хлоритовые сланцы, микроамфиболиты по гиалокластитам, туфам и тефроидам основного состава, амфибол-биотит-плагиоклазовые сланцы по пирокласто-осадочным породам, метаалевролиты, в верхней части разреза – метадациты, метариолиты, их туфы, реже метаандезиты, туфосланцы с горизонтами метатуфопесчаников, метатуфитов. Мощность толщи, по геофизическим данным, от 800 до 1 000 м. Предположительный раннедевонский возраст установлен по хитинозоям плохой сохранности.

Кундыбаевская толща (D_1 kd). Естественные разрезы отсутствуют, обнажения редки и представлены в основном графитисто-кварцевыми, углисто-кремнистыми сланцами, микрокварцитами. Наиболее полные разрезы толщи вскрыты скважинами в бассейнах рр. Кайракты и Кокпектысай. В нижней части разреза толщи преобладают графитизированные филлитизированные углисто-кремнистые и глинисто-кремнистые, графитисто-кварцевые сланцы, углеродистые метаалевролиты и метапесчаники с прослойями метаконгломератов; в верхней – слюдяно-кварц-плагиоклазовые, биотит-плагиоклазовые с графитом сланцы, метапесчаники, метаалевролиты, реже метагравелиты, туфосланцы и метатуфиты с прослойями графит-серийт-кварцевых сланцев. Мощность толщи – от 700 до 800 м.

Кокпектинская толща. Впервые вулканиты верховьев р. Кумака и его правых притоков выделены в 1998 г. в кокпектинскую толщу Н.Т. Видюковым. Толща развита в Еленовско-Кумакском грабен-синклиниории, где слагает Кокпектинскую вулкано-тектоническую депрессию и ряд тектонических блоков южнее. Естественные ее разрезы можно фрагментарно наблюдать в нижних течениях рек Котансу, Кокпекты и Джабыги, они дополняются разрезами поисковых скважин на глубину до 1 200 м.

В этих разрезах в составе толщи выделяется три подтолщи. *Первая (нижняя) подтолща* ($D_1 kk_1$) – базальты, метабазальты афировые, спилитовидные, вариолитовые в верхах плагиофировые. Мощность 400–600 м. *Средняя подтолща* ($D_1 kk_2$) – лавы и туфы пироксен-плагиофировых базальтов, андезибазальтов, реже лавовые брекчии, гиалокластиты, в верхах с горизонтами туффитов, яшмоидов, редко лавы риодацитов, плагиориолитов и прослои туфов кислого состава. Мощность 500–700 м. *Верхняя подтолща* ($D_{1-2} kk_3$) – базальты, афировые спилитовидные, вверху порфировые с прослоями их туфов, кремнистых туффитов и яшмоидов. Мощность 600–800 м.

Журманкольская толща ($D_2 \check{z}m$) выделена сначала под названием коскольского комплекса И. А. Смирновой в 1987 г., переименованного в 1998 г. Н.Т. Видюковым в журманкольскую толщу. Обнажения отсутствуют, изучена скважинами до глубины 1100 м. В низах разреза толщи преобладают афировые базальты, сменяющиеся выше пироксен-плагиофировыми. В верхах преобладают афировые и порфировые андезибазальты с прослоями андезитов, дацитов, риолитов, их туфов. Локально в верхах появляются пачки туффитов, кремнисто-глинистых сланцев с прослоями известняков. Мощность толщи 700–1000 м.

Блакская толща ($D_3 bl$) названа в 1998 г. Н.Т. Видюковым. Обнажения отсутствуют, изучена скважинами. Сложена толща конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами. Мощность 300–500 м.

Березняковская толща ($D_3-C_1 bz$) наблюдается только в пределах Еленовско-Кумакского грабен-синклиниория. Небольшой фрагмент естественного разреза толщи можно наблюдать по правому берегу р. Кумак, у одноименного поселка. Полные разрезы получены по скважинам. Толща сложена туфами от основного до кислого состава, часто перекристаллизованными в туфосланцы, ксенотуфами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфопелитами с горизонтами лав базальтов, андезитов, дацитов и прослоями туффитов, углисто-глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, редко известняков. Мощность 1000–1300 м. Породы претерпели динамотермальный метаморфизм в условиях фации зеленых сланцев и ороговикование в экзоконтактах интрузии с образованием биотит-кварцевых и биотит-плагиоклавовых роговиков.

Органические остатки в породах толщи не обнаружены. Нижняя граница толщи тектоническая. Выше, с размывом залегают отложения фаунистически охарактеризованной брединской свиты.

Каменноугольная система

Брединская свита ($C_1 bd$) впервые выделена и описана А.А. Петренко в 1940 г. Распространена в Еленовско-Кумакском грабен-синклиниории Алапаевско-Адамовской зоны. Естественные разрезы отсутствуют, изучена скважинами и горными выработками. В разрезе преобладают песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, углисто-глинистые сланцы, в подчиненном количестве находятся известняки, прослои углей и горизонты вулканитов основного состава. Мощность толщи 350–700 м.

Брединская свита с размывом залегает на березняковской толще и с размывом перекрывается биргильдинской толщей. Возраст отложений свиты в районе установлен предшественниками по остаткам микрофауны и спор древних папоротников, каламитов и других растений. В углистых сланцах и алевролитах определены комплексы спор: *Trachytriletes cf. minutus Naumova*, *T. cf. solidus Naumova*, *Lophatriletes rotundus*, *Zonalites*

mincerosus nov., *Zonotriletes psilopteris* Luber, *Calamotriletes microrugosus major* Luber, *Ernestiodendronaletes grandis* Luber, *Cycadofilicitriletes testiculatus* Luber, *C. mollis* Luber, *C. scrupeus* Luber, *Angaropteritriletes trichacanthus f. temus* Luber.

В известняках определены фораминифераы: *Earlandia alegas* (Raus. et Reitl.), *Endothyra cf. tuberculata* Lip., *E. ex gr. tatispiralis* Lip., *E. cf. brevivoluta* (Lip.), *E. ex gr. tenuiseptata* (Lip.), *E. ex gr. stiendothyra* (Lip.), *Tetrataxia cf. expansus* Mal., *Dainella (?) sp. indet.*, *Septaglomospiranella (?) sp.*, *Brunsiina cf. uralica* Lip. По заключению М.В. Постоялко, возраст известняков – ранневизейский (косвинский горизонт).

Биргильдинская толща (C1br). К толще отнесены конгломераты, гравелиты, песчаники, известняки с редкими горизонтами базальтов, обнажающиеся и вскрытые скважинами юго-восточнее

пос. Кумак в Еленовско-Кумакском грабен-синклиниории. В известняках найдены поздневизейско–раннесерпуховские фораминиферы: *Earlandia cf. vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Endothyra sp. indet.*, *E. ex gr. pauciseptata* Raus., *E. ex gr. paraprisca* (Schlyk.), *E. pannusaformis* Schlyk., *E. ex gr. similis* Raus. et Reitl., *E. aff. pauciseptata* Raus., *Cribrospira (?) sp. indet.*, *Globoendothyra sp. indet.*, *G. cf. paula* (Viss.), *Endothyranopsis ex gr. crassa* (Brady), *Omphalotis sp. indet.*, *Pseudoendothyra illustria* (Viss.), *Eostaffella (Eostaffellina) subsphaerica* (Gan.), *E. ex gr. prisca* Raus., *Endostaffella ex gr. parva* (Moell.), *E. cf. asymmetrica* Ros., *Archaeodiscus* Schlyk., *A. sp. indet.*, *A. cf. pauxillus* Schlyk, *Forschia mikhailovi* Dain.

Толща с размывом залегает на подстилающих отложениях. Мощность 90–100 м. Породы ее метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев.

2.4. Элементы структуры и тектоники

Кумакское месторождение приурочено к Аниховскому грабену, расположенному в южной части Восточно-Уральского поднятия. На его южном продолжении в пределах Восточно-Мугоджарской структурно-формационной зоны локализуется Старо-Карабутакский грабен (Рисунок 2.1). Последний протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 200 км между Шолак-Кайрактинским и Текельды-Таусским антиклиниориями Восточно-Мугоджарского мегантиклиниория [Абдулин А.А. и др., 1969; Болтыров В.Б., 1980ф; Лошинин В.П., Панкратьев П.В., 2006]. В пределах Оренбургской области грабен имеет вид оперяющей структуры, ответвляющейся к северо-западу от Восточно-Мугоджарского разлома. Он выполнен нижнепалеозойскими, нижнекаменноугольными и нижнепермски-

ми образованиями (Рисунок 2.10). Границы между указанными комплексами тектонические. В разрезе строение грабена ступенчатое – более опущенным является восточный блок, выполненный нижнекаменноугольными черносланцевыми отложениями.

Аниховский грабен, ориентированный в субмеридиональном направлении, делит Восточно-Уральское поднятие на два крупных мегаблока II порядка: Адамовский и Текельды-Таусский антиклиниории и является зоной смятия на границе двух антиклинальных структур. В пределах каждого из мегаблоков выделяются мелкие структуры III и более порядков. Тектоническая граница Аниховского грабена с мегантиклиниориями прямолинейна на всем протяжении, смещаясь лишь на 0,5–1,0 км при пересечении грабена северо-восточными молодыми разломами.

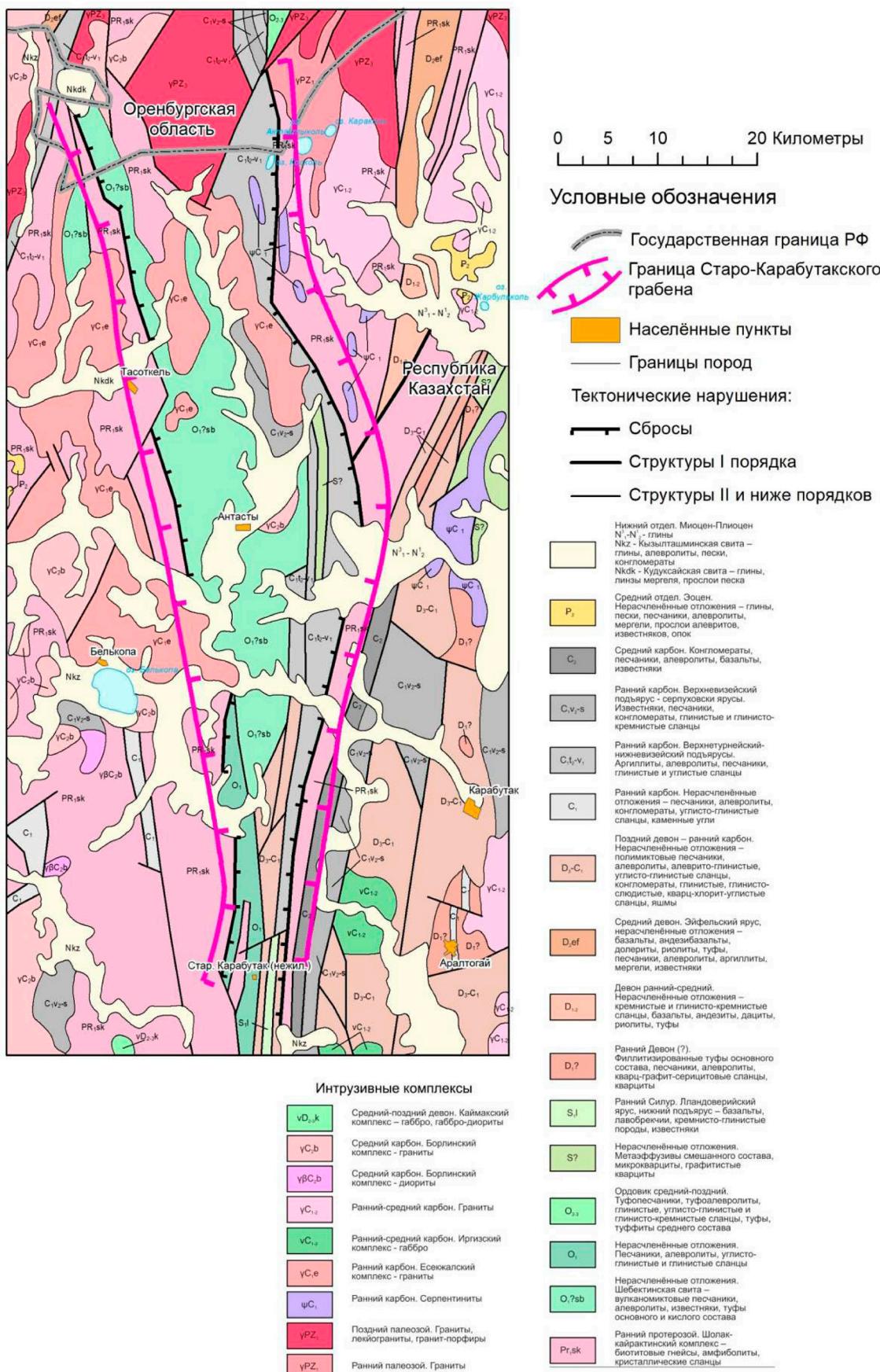


Рисунок 2.10 – Геологическая карта Старо-Карабутакского грабена (составлена по Болтырову В.Б. [1980ф])

Аниховский и Старо-Карабутакский грабены приурочены к крупному тектоническому шву Челябинского разлома на участках рифтовидного типа. Его особенностью является то, что он состоит из нескольких кулис, заходящих друг за друга с небольшим смещением в северном направлении. Каждая кулиса представляет крупное разрывное нарушение: Баландинский разлом, Западное ограничение Челябинского грабена, Тарутинско-Наследниковский разлом [Болтыров В.Б. и др., 1980ф]. Расширение обоих грабенов в северо-западном направлении указывает на лево-сдвиговое движение крыльев тектонического шва.

К субмеридиональным разрывам, ограничивающим Аниховский и Старо-Карабутакский грабены, относятся: с востока – Восточно-Аниховский и Восточно-Мугоджарский разломы; разломы, ограничивающие с запада южные части грабенов; и группа параллельных им разломов внутренней части грабенов. Наиболее значительные – Восточно-Аниховский и Восточно-Мугоджарский, являющихся кулисами Челябинского шва. Левосдвиговые перемещения по этим разломам привели к формированию грабенов. Разломы северо-западного направления развиты преимущественно в их северных частях. По своей природе они являются сбросами, оперяющими сдвиг, и сформировались благодаря левосдвиговым перемещениям вдоль главных субмеридиональных разломов.

Строение Аниховского грабена в современном плане сложное и неоднородное по простиранию структуры, что обусловлено сочетанием в ее пределах участков, резко различных по степени дислоцированности. Отдельные полосы, в которых породы рассланцованны или смяты в системы сложных складок, чередуются с участками массивного строения. Такие зоны смятия прослеживаются на расстоянии от 2 до 10 км при мощности 10–100 м, располагаются кулисообразно, имеют субмеридиональное или северо-северо-восточное направление и обнаруживают приуроченность к kontaktам различных по механическим свойствам

пород. Ориентировка складчатости в зоне грабена меняется с северо-западной на севере на северо-восточную на юге. Продуктивная толща месторождения морфологически выделяется повышенным рельефом и представляет собой увал, вытянутый в меридиональном направлении. Отмечается серия субширотных разломов и надвигов, а также ряд сдвигов и разломов северо-восточного простирания, находящих отражение в рельефе (Рисунок 2.11). В структуре выделяются 4 группы разрывных нарушений: граничные прибортевые разломы; широтные расколы допалеозойского фундамента; зоны трещиноватости, обусловившие локализацию жильных и дайковых поясов и диагональные нарушения послевизейского возраста [Болтыров В.Б. и др., 1980ф, Лощинин В.П., Панкратьев П.В., 2006]. Мелкие складки имеют ориентировку шарниров, параллельную основным разрывам, ограничивающим грабен. Ширина зон интенсивной приразломной складчатости составляет 1,5–2,0 км. Помимо складчатых структур широко проявлены разрывные нарушения всех рангов, от трещин до глубинных разломов, вследствие чего его строение приобретает мозаично-блочный характер.

Граничные прибортевые разломы Аниховского грабена являются рудоконтролирующими для золотого оруденения типа минерализованных зон. Заложение системы нарушений относится к поздне-среднедевонскому времени, однако разломы в их современном виде образовались в результате деятельности верхнепалеозойского орогенеза [Болтыров В.Б. и др., 1980ф]. Зоны неодинаково отображаются в физических полях. Восточно-Аниховские разломы в виде многочисленных параллельно ориентированных нарушений общей шириной до 1,5 км четко выделяются в магнитном и гравитационном полях и подтверждаются геологическими наблюдениями в виде зон дробления, катаклаза, выполнения трещинными интрузиями. Падение Восточно-Аниховских разломов западное, кротое под углом порядка 70°. Западно-Аниховские разломы отображаются хорошо только в магнитном поле. Предполагаемое падение зон этих разломов кротое

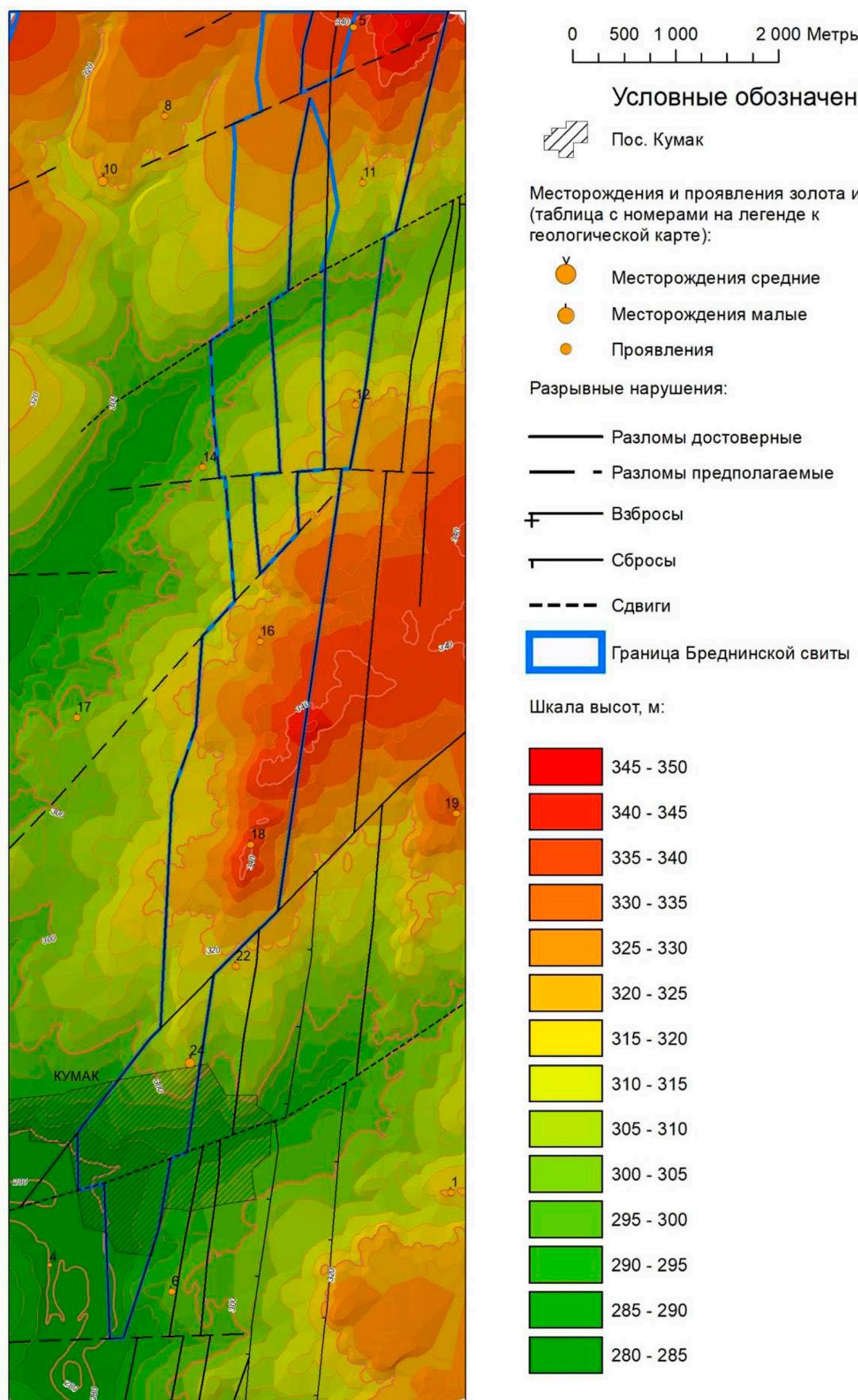


Рисунок 2.11 – Карта рельефа Кумакского рудного поля

восточное. Амплитуда сброса порядка 1000 метров. С граничными бортовыми нарушениями связаны параллельно идущие им разломы внутри Аниховского грабена. Субширотные нарушения верхнедевонского возраста являются сквозными, выходящими за пределы структуры. Вдоль нарушений отмечаются смещения геологических границ.

Почти повсеместно отмечен правосторонний сдвиг с амплитудой перемещения в плане от 20–30 до 180 метров.

На месторождении широко развиты разрывы меридионального и субмеридионального простирания. Они представлены трещинами сланцеватости, наблюдающими во всех углеродистых породах и развивающимися на их фоне зонами смятия и отдельными тектоническими нарушениями. Нарушения всех направлений неоднократно повторялись. Вследствие подвижек кварцевые прожилки, развивающиеся по нарушениям, сильно подроблены. Часто по контактам кварцевых жил и в разновозрастных минеральных агрегатах наблюдаются многочисленные зеркала скольжения. В ряде случаев наблюдалось изгибание оперяющих их трещин.

Породы черносланцевой полосы смяты в складки с незначительной амплитудой. Падение пластов крутое и в общей сложности западное под углом 70°–80°, имеются отдельные участки, где падение пластов на незначительных площадях восточное. Эта изоклинальная складчатость, вероятно, формировалась в связи с движением стенок грабена и наложена на более ранние и сравнительно пологие складки. В горных выработках рудника также наблюдается складчатость разных амплитуд. Метаморфизм, изменивший породы, затушевал слоистость пород и границы между пластами, которые наблюдаются довольно редко. Слоистость, подчеркнутая интенсивной сланцеватостью, отмечается на многих участках месторождения. Сланцеватость присуща всем породам, участвующим в сложении месторождения, и, как правило, она легко устанавливается макроскопически, благодаря преобладанию

в породах слюдистых минералов. Основное направление сланцеватости колеблется в пределах северо-восточного направления с азимутом простирания от 0 до 10°. Падение сланцеватости 60–80° в обе стороны.

Важную роль в локализации оруденения играют серии зон повышенной трещиноватости пород север–северо-западного направления. Они развиты внутри блоков, ограниченных поясами кварцевых жил. Таких серий зон трещиноватости на рудном поле несколько. В некоторых из них, в узких блоках пород мощностью в несколько метров и протяженностью в сотни метров, кроме трещиноватости, проявилось интенсивное рассланцевание. Породы в сильно рассланцованных блоках окваркованы или пронизаны прожилками кварца. На месторождениях Кумакского рудного поля отмечается прямая зависимость между интенсивностью и масштабом проявления минерализации и сложностью построения структур орудененного блока. Послерудные разрывы развиты весьма слабо [Сазонов В.Н. и др., 2011]. В верхней части месторождения не известны значительные смещения рудных тел, а на глубоких горизонтах послерудные подвижки проявились лишь в образовании небольших зеркал скольжения на самых поздних минеральных агрегатах. Благоприятным условием для локализации золотого оруденения Кумакского типа следует также считать интенсивное рассланцевание и обусловленную им высокую проницаемость пород сланцевой толщи Аниховского грабена для рудоносных растворов, которая еще более увеличивается на участках развития субмеридиональных зон смятия, накладывающихся на рассланцованые породы [Коломоец А.В. и др., 2019].

Диагональные (северо-восточные и северо-западные) нарушения развиты незначительно по сравнению с меридиональными и не являются важным фактором локализации золотого оруденения в пределах Аниховского грабена, поскольку роль их в увеличении проницаемости рудовмещающих толщ мала по сравнению с ролью рассланцевания и других меридиональных нарушений.

2.5. Влияние интрузивного магматизма и метаморфизм

В пределах изучаемого района магматическая деятельность проявилась весьма интенсивно в форме интрузивных и эфузивных комплексов самого разнообразного состава.

Развитие магматизма имело направленный характер: от массовых излияний базальтоидов к локальным проявлениям кислого вулканизма и широкому развитию плутонических комплексов [Якобс Е.И., Видюков Н.Т., 1978г]. На ранних стадиях формировались формации оphiолитового комплекса и базальтов железистого уклона ($\Sigma'D_1kd$). Позднее, одновременно с накоплением продуктов тифро-турбидитной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации, сформировались субвулканические тела и интрузивные массивы тоналит-гранодиорит-плагиогранитной субформации ($v\delta D_3d$) Акжарского интрузивного массива. С накоплением осадков прибрежной терригенно-угленосной молассовой формации происходило формирование интрузивных образований гранитной формации Котансинского массива (Рисунок 2.12). Комплекс малых интрузий и даек диоритового, гранодиоритового состава ($\gamma\delta C_1k$), образованием которых завершается формирование интрузий тоналит-гранодиорит-плагиогранитной субформации, пространственно приурочен к центральной части Тыкашинской антиклинали.

Кайрактинский ($\zeta; v\beta C_1kr$) гипербазитовый массив расположен в зоне Восточно-Аниховских разломов, в северной части рудного поля. Он простирается в виде дайкообразного тела в северо-восточном направлении, занимая площадь около 20 км², сложен аподунитовыми, апогарцбургитовыми серпентинитами и пироксенитами. В тесной пространственной связи с ультрабазитами находятся полосчатые амфиболиты, полевошпат-кварцевые сланцы с магнетитом. Жильные образования оphiолитового комплекса представлены родингитами, пироксенитами и габброидами. Массив прорывает долериты девонского (D_{1-2}), сланцы и известняки нижнекарбонового возраста. В строении массива важную роль играют перидотиты, подчиненную – пироксениты и дуниты; последние

образуют шапкообразное тело в южной части массива и относятся к гарцбургитовым разностям. Породы комплекса метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. Химические составы габродолеритов характеризуются высоким (более 7) отношением Na_2O/K_2O , повышенными содержаниями титана, суммарного железа [Бородаевский Н.И. и др., 1965г].

Акжарский и Верхнекиембаевский массивы входят в джабыгасайский комплекс диорит-плагиогранитовый ($v, v\delta D_3d_1; \delta, m\delta, q\delta, q\delta - \delta D_3d_2; \gamma\delta, p\gamma\delta D_3d_3; p\gamma - \gamma\delta D_3d_{3-4}; p\gamma, l\gamma; \gamma, p\gamma\pi, p\gamma D_3d_4$), который состоит из многочисленных интрузий разных размеров и форм. Фрагментарно породы комплекса развиты по периферии и в провесах кровли Котансинского массива. Акжарский массив расположен в юго-западной части Аниховского грабена (входит северной своей частью в пределы Кумакского рудного поля), образуя в плане вытянутое клиновидное тело длиной около 18 км (Рисунок 2.12). Слагающие массив породы представлены кварцевыми диоритами, тоналитами, гранодиоритами. Среди жильных образований наблюдаются плагиограниты, диоритовые порфиры и спессартиты. Простижение контактов северо-восточное 20° согласное с простирианием вмещающих его пород. Горными выработками в районе проявления Октябрь вскрыт западный контакт массива с кварцевыми порфирами нижнекарбонового возраста. По контакту отмечается интенсивное рассланцевание как вмещающих кварцевых порфиров, так и гранодиоритов, интенсивная гидротермальная переработка их с образованием березитов. На востоке гранодиориты контактируют с рассланцованными дацитовыми порфирами и альбитофирами. Породы массива подвергнуты на отдельных участках катаклизу и рассланцеванию, в них наблюдаются многочисленные кварцево-турмалиновые жилы с золотом. Характерной особенностью пород джабыгасайского комплекса является повышенное содержание бора в постмагматических образованиях.

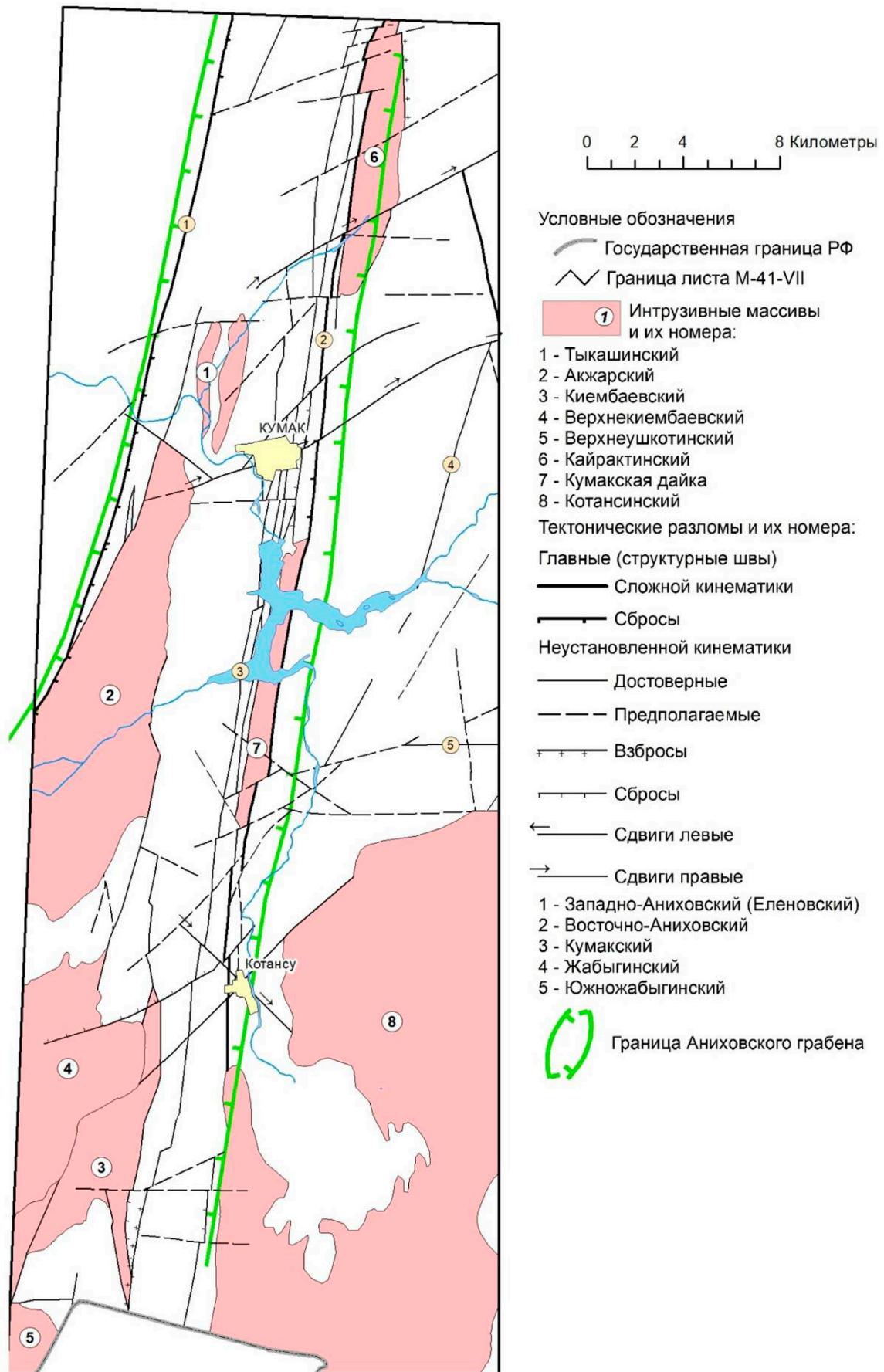


Рисунок 2.12 – Тектоническая схема Кумакского рудного поля (составлена по П.В. Лядскому и др. [2018])

Кумакский комплекс диорит-плагиогранитовый ($\delta\delta C_1 k_1$; $\rho\gamma C_1 k_2$) развитый в пределах Кумакского золоторудного поля представлен Тыкашинской интрузией (Рисунок 2.12) и слепым телом шахты Новокапитальной, а также мелкими телами диоритов, восточнее Акжарского массива, и золотоносными дайками диоритов и плагиогранитов. Наиболее крупные тела имеют удлиненную дайкообразную форму и при ширине 0,5–0,8 м вытянуты в субмеридиональном направлении на 4–5 км [Лядский П.В. и др., 2018]. Интрузии сложены в основном альбитизированными диоритами, иногда постепенно переходящими в гранодиориты. Состоят из плагиоклаза альбитизированного, эпидотизированного, иногда полностью замещенного серицитом – 50–60%, калиевого полевого шпата – 0–10%, занозистого альбита – 10–15%, кварца – 4–20%, биотита, часто хлоритизированного, – 12–15%; акцессорных: апатита, сфена, циркона, граната и рудных: пирита, хромита, ильменита. Формирование пород комплекса сопровождалось интенсивным метасоматозом с образованием альбититов, лиственитов, березитов, кварцевых и анкерит-кварцевых золотоносных жил и обогаще-

нием пород магнетитом, гематитом, оттремитом, мышьяком, ураном. Породы кумакского комплекса прорывают отложения березняковской толщи, брединской свиты и гранитоиды Акжарского массива. Гальки сильно измененных диоритов и диоритовых порфиритов встречаются в базальных конгломератах биргильдинской толщи. По этим данным в серийной легенде принят раннекаменноугольный возраст комплекса [Лядский П.В. и др., 2018].

Кварцевые диориты комплекса, по внешнему виду, представляют плотные зеленовато-серые кристаллические среднезернистые породы, иногда имеющие гнейсовидный облик. Под микроскопом в их составе различаются плагиоклаз, кварц, хлорит, биотит, роговая обманка, ортоклаз. Из рудных минералов установлены магнетит, из акцессорных – апатит, циркон и кальцит. Наблюдаются рудные жилы в апикальной части интрузии кварцевых диоритах, на переходе этих жил в породы кровли [Альбов М.Н., Меркулов Д.М., 1965ф]. Имеются фактические данные о золотоносности кварцевых диоритов, вскрытых горными выработками и бурением (Таблица 2.4; Рисунок 2.5).

Таблица 2.4 – Содержание золота в кварцевых диоритах в скважине № 167 по данным пробирного анализа [Альбов М.Н., Меркулов Д.М., 1965ф]

№№ проб	Интервал опробования, м	Уход, м	Содержание золота
1	159,60–164,55	4,95	16,6
2	164,55–165,35	0,80	2,4
3	165,35–165,85	0,50	2,0
4	165,85–171,45	5,60	следы
5	171,45–173,15	1,70	0,9
6	173,15–187,15	14,00	следы
7	187,15–187,30	0,15	следы
8	187,30–189,45	2,15	следы
9	189,45–190,90	1,45	0,5
10	190,90–192,10	1,20	следы
11	192,10–195,20	3,10	10,4
12	195,20–196,70	1,50	следы
13	196,70–197,95	1,25	1,0
14	197,95–200,55	2,60	следы
15	200,55–205,25	4,70	3,8
16	205,25–206,95	1,70	следы
17	206,95–211,80	4,85	1,0
18	211,80–218,60	6,80	следы
19	218,60–222,95	4,35	1,6

Верхнепалеозойский интрузивный комплекс ($\gamma, g\gamma, l\gamma; \gamma, l\gamma, a, \rho P_1 ds$) на изучаемой площади представлен гранитным Котансинским интрузивом и Кумакской (Уникальной) дайкой гранит-порфиров.

Котансинский массив вытянут в северо-северо-восточном направлении (Рисунок 2.13). На востоке он контактирует с гнейсами и кварцитами докембрия, на севере и западе – с долеритами, порфиритами и туфами девона, в которых образуется широкая зона магматизации. В северной части массива вдоль контакта с вулканогенной толщей девона образуется узкая полоса гибридных приконтактовых пород диоритового, гранодиоритового, плагиогранитного состава, постепенно переходящих в амфиболовые, а затем и в биотитовые граниты. Порфировидные биотитовые граниты развиты преимущественно в южной части массива; в северной части распространены, в основном, средне-равномернозернистые биотитовые, мусковитовые и двуслюдянные граниты, постепенно сменяющие друг друга [Бородаевский Н.И. и др., 1965ф]. Состав гранитов: кварц – 37%, калиевый полевой шпат (микроклина) – 28%, плагиоклаз – 25%, мусковита – 7%, биотит – 2%, акцессорные (циркон, апатит, гранат) – 1%. Граниты слабо затронуты вторичными процессами. К котансинскому комплексу относится также небольшое тело нормальных гранитов, расположенное в юго-восточной части Джабыгасайского массива.

Кумакская (Уникальная) гранитная дайка вытянута в меридиональном направлении на протяжении 32 км [Лозовой М.В. и др., 1961ф]. Она заполняет крупный меридиональный разлом, по обе стороны которого залегают различные группы пород: к востоку – долерито-порфиритовая толща, а к западу – золотоносная черносланцевая толща. Преобладающими породами в составе дайки являются плагиоклазовые гранит-порфиры и микроклиновые граниты, менее распространены аплитовидные граниты. По внешнему виду микроклиновые граниты имеют розоватый цвет, среднезернистую, иногда грубозернистую структуру. В их составе кварц, микроклин, олигоклаз и слюда. Максималь-

ную мощность дайка имеет в районе Кумакского месторождения (750–960 м); к северу ее мощность постепенно убывает до 50 м, и в 4 км к северу от р. Кайракты – выклинивается. Количественный минералогический состав гранитов: кварц – 25–40%, микроклин – 10–40%, плагиоклаз – 20–50%, мусковит – до 10%, биотита не более 5%. Уникальная дайка обладает собственной жильной серией, представленной аплитами, пегматитами и гранит-порфирами. Эти породы слагают дайки и жилы небольшой (5–20 см) мощности, разного простирания, часто изгибающиеся, ветвящиеся. Контакты жил с вмещающими их гранитами и гнейсами резкие интрузивные, реже неясные расплывчатые.

Наиболее характерной чертой интрузивных пород Кумакского рудного поля является пересыщенность алюминием и преобладание железа над магнием. Во всех породах, кроме гранитов Уникальной дайки, натрий преобладает над калием. В кварцевых жилах всех массивов в значительных количествах постоянно присутствуют Co, Ni, Cr, Cu, Mn, Ti, V, Zr, Pb, Zn, реже встречаются Ag, La, Nb, Ge, W и в единичных случаях – Bi, As и Be отсутствуют [Бородаевский Н.И. и др., 1966ф].

По результатам опробования на золото, проведенным пробирным и количественным спектральным методами Н.И. Бородаевским с соавторами [1966ф] определено, что пробы Котансинских гранитов не содержат золота, а в Уникальной дайке из 37 проб оно обнаружено только в одной (0,002 г/т). Для указанных комплексов золотая специализация не характерна, им присуща редкометальная: повышенные содержания ниobia, иттрия, присутствие монацита и колумбита в шлихах. Чаще золото встречается в гранодиоритах и плагиогранитах Акжарского массива и Кумакского комплекса, что некоторые авторы связывают с явлениями асимиляции и контаминации [Бородаевский Н.И. и др., 1966ф]. Так, в дайках гранодиорит-порфиров Акжарского массива золото содержится в количестве 0,002–0,006 г/т. Девяносто процентов проб, взятых из даек гранит-аплитов, фельзитов и гранит-порфиров Джабыгасай-

ского массива, содержат золото от 0,006 до 1,0 г/т. Как Джабыгасайские, так и Акжарские гранитоиды несут многочисленные кварцево-турмалиновые жилы с золотом (совершенно отсутствующие в пределах Уникальной дайки).

Породы, выполняющие Аниховский грабен, подверглись различным видам метаморфических преобразований [Дубенко И.Г. и др., 1962ф; Миронов Е.Е., Новгородова М.И., 1980ф; Якобс Е.И., Видюков Н.Т., 1978ф]. Помимо регионального метаморфизма, сопровождавшегося интенсивным рассланцеванием и катаклизом, на них накладывались контактовые изменения, связанные с внедрением Акжарского, Кумакского и слепого диоритового массивов, их дайковых серий и Уникальной дайки. Высокая проницаемость рассланцеванных пород способствовала циркуляции различного рода растворов, порождаемых упомянутыми интрузивными образованиями. Наиболее интенсивно протекали процессы динамометаморфизма, которые развивались в условиях бокового давления и приводили к образованию тектонических брекчий, катаклизитов и мILONитов. Процессы динамометаморфизма широко развиты в районе вдоль зон разломов, особенно они характерны для прибортовых зон Аниховского грабена, где проявились неоднократно в верхнем палеозое.

Широко развиты в районе гидротермально-метасоматические преобразования. В связи с позднедевонским-раннекаменноугольным гранодиоритовым магматизмом развивается широкий фронт метасоматоза. Для его ранней щелочной стадии характерны процессы фельдшпатизации (микроклинизации и альбитизации), признаки которых установлены для гранодиоритов Акжарского массива, диоритов малых тел и вулкано-

генно-осадочных пород тефrotурбидитной формации. Последующие стадии кислотного и позднего щелочного метасоматоза выразились в формировании оксигенитов (березитов, гумбейтов и кварц-альбитовых метасоматитов), сопровождаемых кварцевыми прожилками с турмалином, сульфидами и золотом, поздняя щелочная стадия выразилась в новообразованиях кальцита, альбита, кварца.

С магматизмом верхнепалеозойского возраста связываются метасоматические процессы калишпатизации, альбитизации и биотитизации. Процессы кремнещелочного метасоматоза приводят к образованию диоритоподобных пород [Миронов Е.Е., Новгородова М.И., 1980ф]. Последние в виде дайкообразных и линзовидных тел залегают в зоне контакта песчано-сланцевой (C_1) и вулканогенно-осадочной толщи (D_{2-3}). В отличие от вмещающих их тонкорассланцованных пород метасоматиты характеризуются массивным сложением, для некоторых разностей с зернистой структурой. Другим характерным типом преобразований пород песчано-сланцевой толщи являются изменения, приводящие к образованию метасоматитов березит-лиственитовой формации, вариации состава которых определяются составом тех пород, на которые они накладываются. По данным документации керна скважин развитие этих метасоматитов контролируется крутопадающими тектоническими нарушениями. В зонах нарушений и вблизи них зеленые сланцы осветляются вследствие интенсивной мусковитизации; наиболее яркие представители таких мусковитизированных пород являются типичными березитами с большим количеством крупнозернистого пирита.

Глава 3. ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Черные сланцы Кумакского месторождения являются вмещающими породами рудных тел. В зависимости от состава и соотношения слагающих компонентов они подразделяются на серицито-кварцево-углеродистые, кварцево-углеродисто-турмалиновые, оттрелито-углеродистые и кварцево-углеродисто-оттрелитовые. Первые распространены наиболее широко и представляют собой породы серовато-чёрного, иногда чёрного цвета, тонкозернистые, со слабо выраженной сланцеватостью, легко раскалывающиеся по плоскостям сланцеватости с угловатым изломом. В западной части поля широко распространены породы со значительным содержанием оттрелита. Большое количество рассеянного углеродистого вещества придаёт породам тёмную окраску (Рисунок 3.1).

Средний минеральный состав черноланцевых пород: кварц (до 40%), серицит (5–10%), углеродистое вещество (до 50%), карбонаты (5–30%) и сульфиды (до 5%). Петрографически сланцы имеют микролепидобластовые, лепидогранобластовые и гетерогранобластовые структуры и большей частью сланцеватые текстуры. Последние характеризуются наличием полос углерод-серийцитового (преимущественно слюдисто-кварцевого) состава, прослоев и удлинённых линз кварца, послойным скоплением кварца размерности от мелкой до грубозернистой. Мощность прослоев различная. Полосчатая текстура осложнена серией асимметричных субпараллельных складочек, отражающих, по-видимому, кливаж (Рисунок 3.2а). Встречаются текстуры пород, обусловленные наличием гранобластовых зёрен кварца крупного размера в основной массе тонкозернистого кварца. Гранобласты кварца огибаются чешуйчатыми агрегатами мусковита, хлорита и вытянутыми призмати-

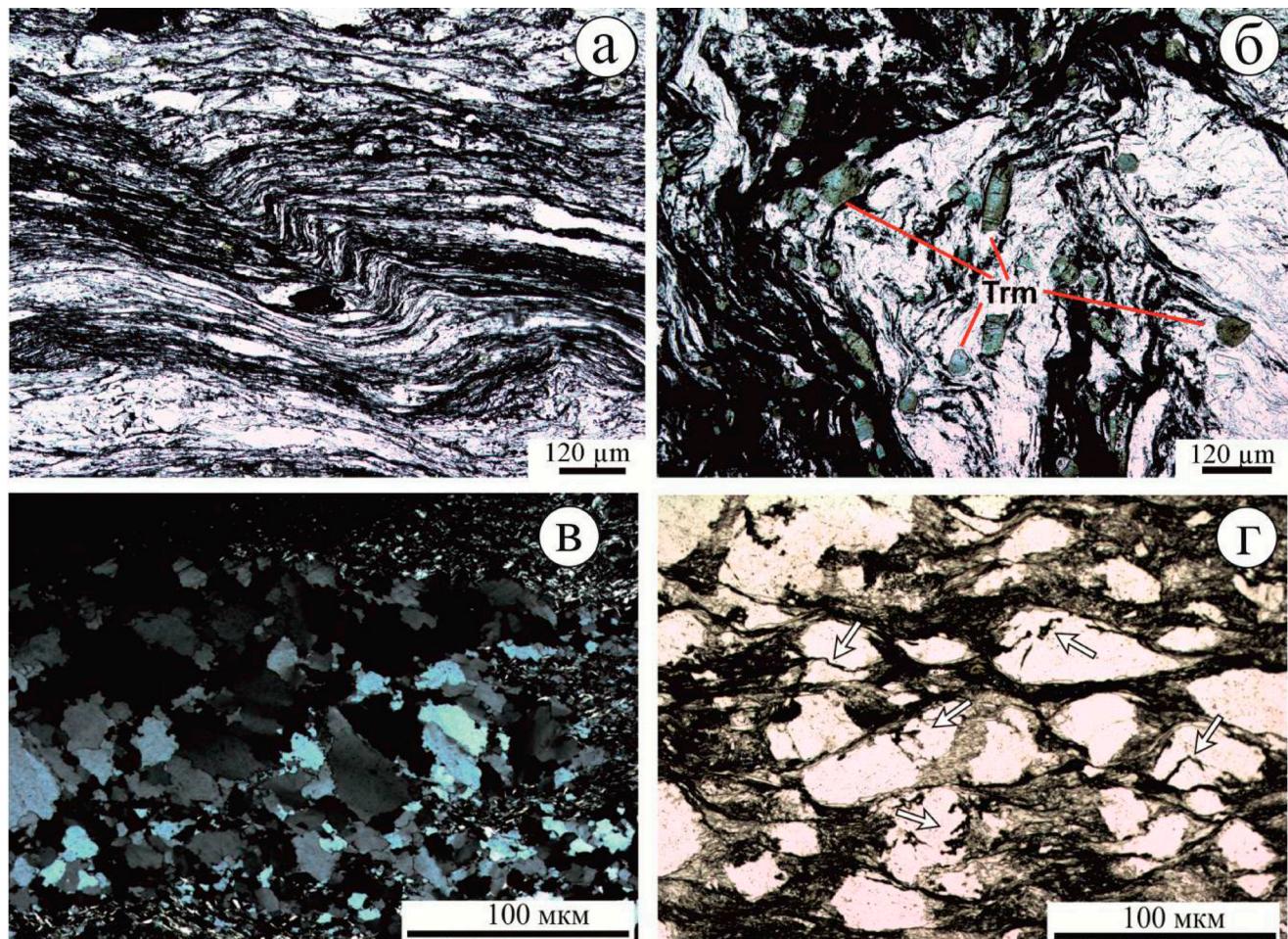
ческими, шестоватыми кристаллами маргарита. Текстура подчёркнута рассеянным углеродистым веществом (Рисунок 3.2б). Структура углеродистых пород обусловлена присутствием зёрен кварца, турмалина, а также чешуек, лейст и чешуйчатых агрегатов слюды.

Кварц, по результатам микроскопического изучения, отмечается неравномернозернистый, в основной массе микротонкозернистый с однородным погасанием и конформными границами между зёrnами. Как правило, в основной массе он ассоциирует со слюдистыми минералами, которые развиты в интерстициальном пространстве между его зёrnами. В отдельных прослоях и вытянутых линзах кварц отмечается размером от 0,02 до 1,2 мм, где он имеет неоднородное, часто волнистое погасание, а также инкорпорационные границы между зёrnами за счёт зазубренных, лапчатых контуров зёren (Рисунок 3.2в). В целом, кварц в таких прослоях и линзах чистый, без включений, а также практически не ассоциирует с другими минералами. Крайне редко в интерстициях между зёrnами кварца встречаются лейсты мусковита. Отмечена ещё одна генерация кварца, – это зёrnа различного размера (от 0,05 до 0,9 мм), неправильной, угловатой формы, иногда с изрезанными контурами, с неоднородным, волнистым погасанием, трещиноватый, с включениями по трещинам углеродистого вещества, реже слюдистых минералов и хлорита (Рисунок 3.2 г). Вокруг таких зёren кварца отмечается изгибание слюдистых чешуй, что наряду с включениями углеродистого вещества свидетельствует о более позднем характере выделения минерала. Выделяются также разнонаправленные извилистые его прожилки мощностью 0,01–0,3 мм (Рисунок 3.3а). Причём отчетливо выделяются две системы прожилок, расположенные перпендикулярно друг другу.



Образцы: а, в, г – кварцево-углеродистые сланцы; б – ожелезненный кварцево-углеродистый сланец, д, е, ж, з, и – углеродистые сланцы.

Рисунок 3.1 – Углеродистые сланцы рудовмещающей толщи Кумакского месторождения



Образцы: а – Км-026s, без анализатора, увеличение 100х.

б – Км-025s, без анализатора, увеличение 100х.

в – Км-026s, без анализатора, увеличение 40х.

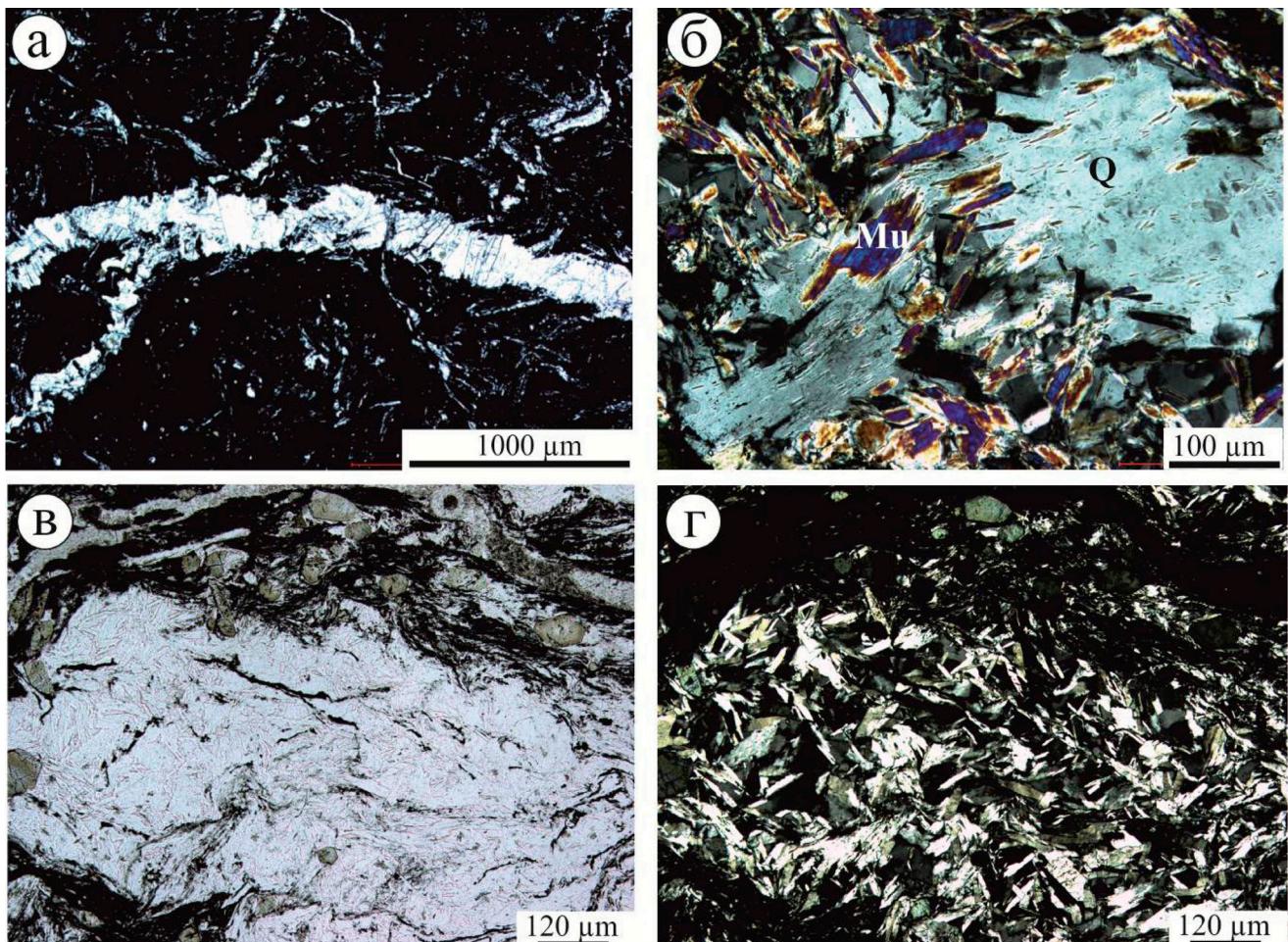
г – Км-026s, без анализатора, увеличение 40х.

Минералы: Trm – турмалин

Рисунок 3.2 – Полосчатая текстура породы, осложнённая кливажом (а), и кварц-слюдисто-турмалиновые прожилки в углеродистом сланце (б); инкорпорационные контакты между зёрнами кварца в прослоях и линзах (в) и послойные скопления кварца (стрелками показаны включения углеродистого вещества по трещинам) (г).

женных под углом друг к другу таким образом, что получается рисунок из фрагментов породы близких к ромбической форме. Вероятно, такие системы прожилок характеризуют плойчатость и наложенный на породу кливаж. Кроме того, в кварце из прослоев хорошо наблюдаются пойкилитовые включения тонких иголочек мусковита и реже углеродистого вещества, первые из них имеют часто линейную ориентировку, однородленны (Рисунок 3.3 б). Это может свидетельствовать о гранобластезе кварца, синхронным с текстурной перестройкой породной матрицы.

Отмечается закономерность в распределении кварца различного размера: в основной массе кварц тонкозернистый, редко с зернами крупнее 0,2 мм, с однородным погасанием (Рисунок 3.3 в, г). Кроме основной кварц-слюдистой массы кварц крупного размера наблюдается в отдельных прослоях, по-видимому, более позднего происхождения. В таких прослоях он имеет волнистое либо облачное погасание, а контакты между зернами часто инкорпорационные за счёт лапчатых, зазубренных контуров зёрен. В основной же массе чаще наблюдаются конформные контакты между зёrnами.



Образцы: а – KM015g, увеличение 40, без анализатора.

б – KM025s, увеличение 200, с анализатором.

в – KM025s, увеличение 100, без анализатора.

г – KM025s, увеличение 100, с анализатором.

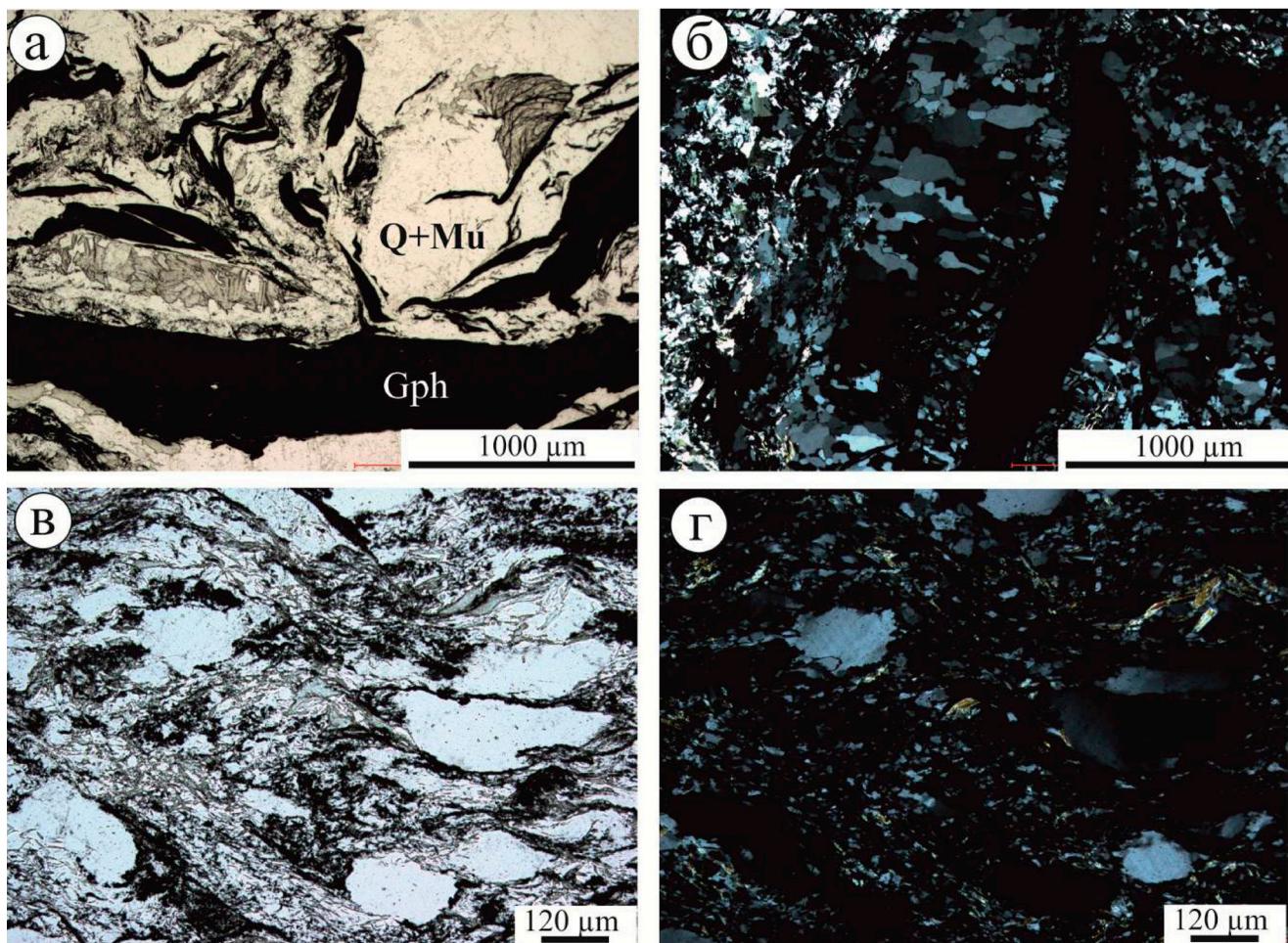
Минералы: а – кварц, Ми – мусковит

Рисунок 3.3 – Прожилки в кварц-слюдисто-углеродистом сланце (а), пойкилитовые включения мусковита в кварце, имеющие линейную ориентировку (б), основная слюдисто-кварцевая масса (в, г)

В некоторых породах характерной особенностью кварца является плотная упаковка вплоть до инкорпорационных взаимоотношений между зёрнами. Текстура пород обусловлена наличием полос и неясных вытянутых линз и нодулей разнокристаллического кварца, подчёркнута выделениями углеродистого вещества вытянутой, веретенообразной, червеобразной и линзовидной формы, размерами до 4 мм. Текстура осложнена многочисленными деформациями и смятием в складки (Рисунок 3.4 а). Контуры зёрен часто лапчатой, зазубренной формы. Зёрна наиболее крупного

размера (0,3–1,5 мм) обособляются, образуя линзы (нодули) со структурами кварцитов (Рисунок 3.4 б).

Кварц развит в виде зёрен размерами от 0,02 до 1,5 мм, чистый, без включений. По контуру таких обособлений, как правило, наблюдаются линзовидные, веретенообразные и червеобразные выделения углеродистого вещества. Внутри обособлений породы, как правило, мономинеральны, то есть состоят практически только из кварца. Для зёрен кварца на таких участках характерно неоднородное, волнистое погасание.



Образцы: а–Км-044s, увеличение 40, без анализатора.

б–Км-044s, увеличение 40, с анализатором.

в–Км-020g, увеличение 100, без анализатора.

г–Км-020g, увеличение 100, с анализатором.

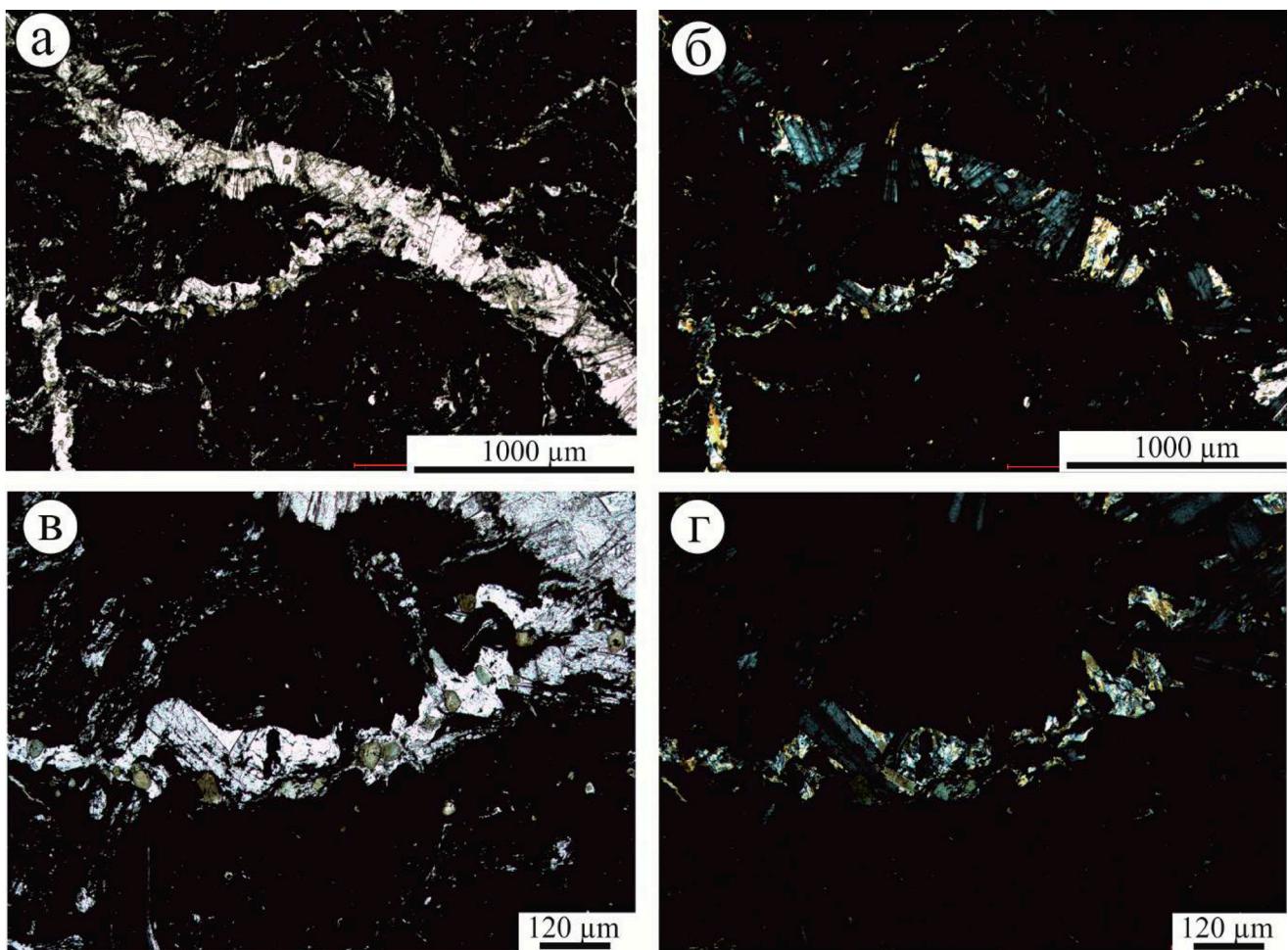
Минералы: а – кварц, Ми – мусковит, Г ph – гранит

Рисунок 3.4 – Общий вид породы (а) и обособления с внутренней кварцитовой структурой (б), неясно выраженная волнисто-слоистая текстура породы (в, г)

Также отмечены породы, текстура которых, обусловлена наличием гранобластовых зёрен кварца крупного размера в основной массе тонкозернистой его генерации. Гранобласти кварца огибаются чешуйчатыми агрегатами мусковита, хлорита и вытянутыми призматическими, шестоватыми кристаллами маргарита. Текстура подчёркнута рассеянным углеродистым веществом (Рисунок 3.4 в, г).

Мусковит и хлорит отмечаются в основной массе пород. Мусковит в виде мелких лейст (до 0,05 мм по удлинению), до перехода в серицит. Хлорит (делессит) развит в виде редких радиально-лучистых и сно-

повидных агрегатов размерами до 0,3 мм в ассоциации с углеродистым веществом. Количество прожилок в породе столь велико, что они играют значимую роль в минеральном составе породы. Прожилки, относящиеся к разным системам, одинаковы по минеральному составу, сложены кварцем, маргаритом и мусковитом. Кварц и мусковит развиты в виде мелкозернистых и мелкочешуйчатых агрегатов, в то время как маргарит – призматических, частично споновидных агрегатов веерообразной либо строго поперечной ориентировки по отношению к стенкам прожилок (Рисунок 3.5 а, б).



Образцы: а–Км – 015г, увеличение 40, без анализатора.

б–Км – 015г, увеличение 40, с анализатором.

в–Км – 015г, увеличение 100, без анализатора.

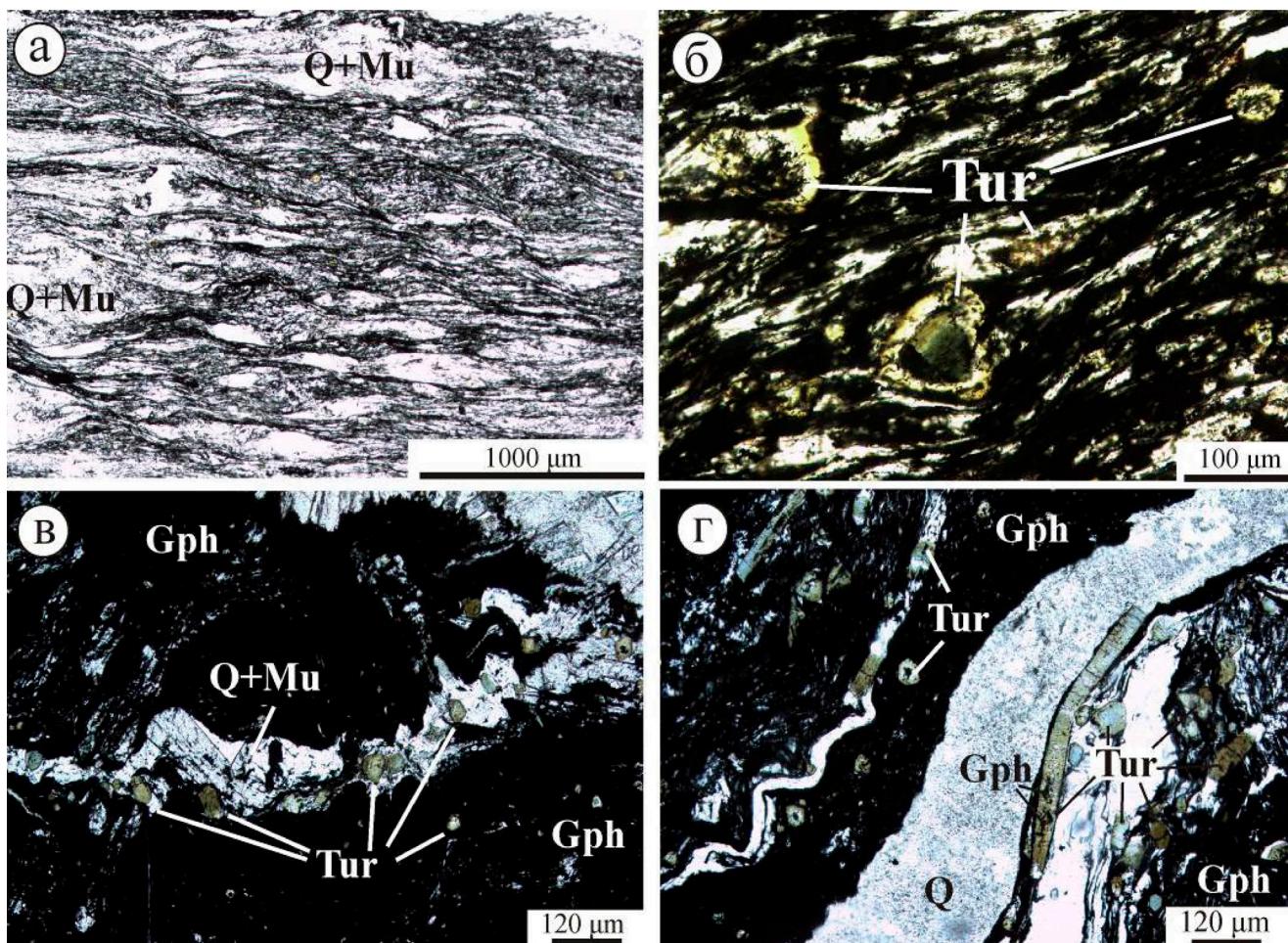
г–Км – 015г, увеличение 100, с анализатором.

Рисунок 3.5 – Прожилки кварц-мусковит-маргаритового состава (а,б), турмалиновая и титанитовая минерализация в прожилках (в,г)

Особенностью прожилок в породе является приуроченность к ним турмалиновой и титанитовой минерализации (Рисунок 3.5 в, г; Рисунок 3.6 в, г). Для Кумакского месторождения характерно постоянное содержание турмалина в углеродистых сланцах. Его количество колеблется от единичных зерен до 15–20% вблизи турмалиново-серicitовых сланцев. Турмалин развит неравномерно в породе – преобладает в прослоях, обогащенных углеродистым веществом, редко отмечается в прослоях кварц-слюдистого состава, причём вытянутые призматические кристаллы в продольном сечении демонстрируют нарушение плойчатой текстуры, то есть турмалин рас-

положен под углом к плойчатости.

В продольных сечениях он представлен тонкими, вытянутыми, узкопризматическими кристаллами размерами до 0,8 мм, часто с поперечными трещинками, в поперечном сечении – в виде разнообразных шестиугольников. Поперечные трещинки в кристаллах турмалина, сомкнутые и слабо раскрытые, могут свидетельствовать о хрупких деформациях турмалина. Часто в кристаллах наблюдается зональное строение турмалина, подчёркнутое окраской минерала: в центральной части – синевато-зелёный, на периферии – грязно-зелёный (Рисунок 3.2 б, Рисунок 3.6 б). Постоянно в центральных частях зерен присутствуют



Образцы: а – KM026s, б – KM009s, в – KM015g, г – KM025s; без анализатора;
минералы: Q – кварц, Mi – мусковит, Gph – графит, Tur – турмалин.

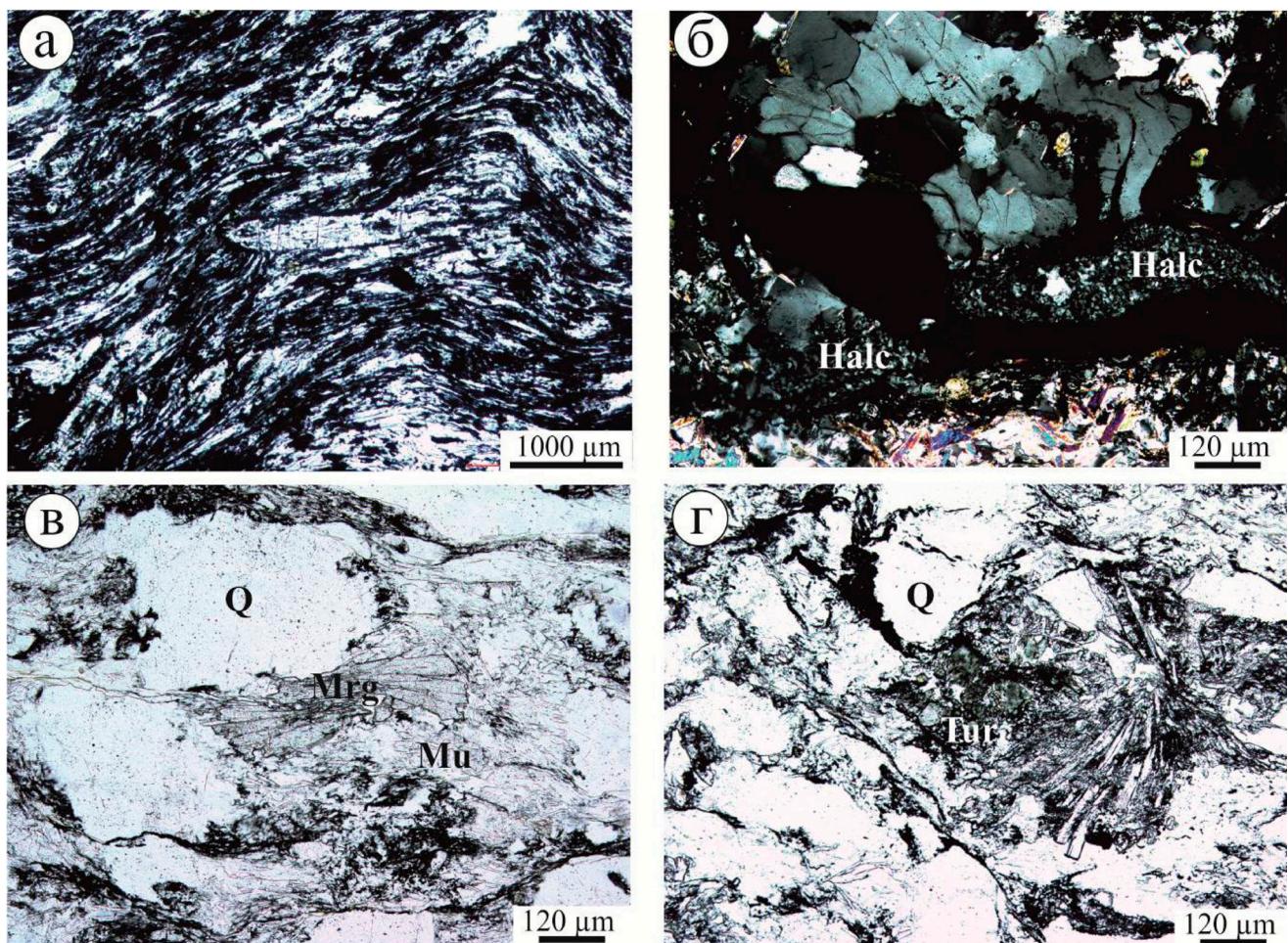
Рисунок 3.6 – Полосчатая текстура (а), зональность турмалина с включениями графита (б), кварц-слюдисто-турмалиновые прожилки (в) и хрупкая деформация кристаллов турмалина (г) в углеродистых сланцах

мелкие частицы углеродистого вещества, захваченные ими при росте. Титанит отмечен в виде неправильных и призматических вытянутых кристаллов, часто с клиновидными окончаниями, тёмно-бурой окраски. Размеры кристаллов до 0,1 мм по удлинению.

В незначительном количестве в породах отмечен минерал группы хрупких слюд – маргарит. Это бесцветные призматические, удлинённые кристаллы с ясным рельефом и двупреломлением порядка 0,01–0,012. По контуру и в виде микропойкилитовых включений в маргарите встречается углеродистое вещество. Расположение кристаллов, как правило, под углом к плойчатости (Рисунок 3.7 а), что свидетельствует, по-видимому, о более позд-

нем выделении в последовательности минералообразования.

Внутреннее строение маргарита охарактеризовано наличием полисинтетических двойников. Его выделения подчёркнуты рассеянной вкрапленностью углеродистого вещества (Рисунок 3.7 б). Также он в незначительном количестве развит в виде призматических лист размерами в среднем до 0,2 мм, развит преимущественно в прослоях кварц-слюдистого состава (Рисунок 3.7 в). Маргарит бесцветный, с очень слабым двупреломлением, часто в виде полисинтетических двойников. Халцедон в виде микрокристаллического агрегата единично встречается вдоль открытой трещины (Рисунок 3.7 г).



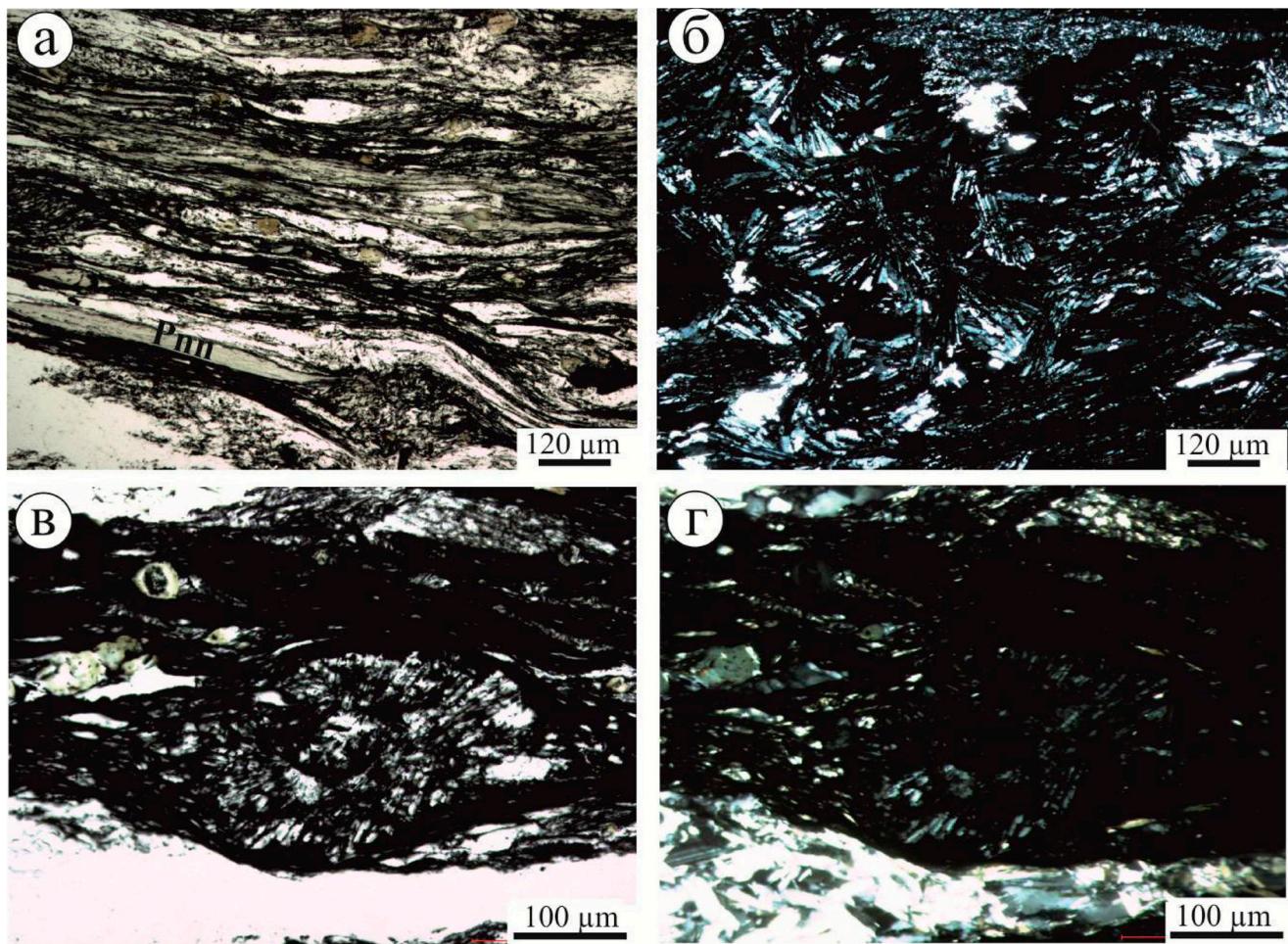
Образцы: а–Км – 009с, увеличение 200, без анализатора, б–Км – 025с, увеличение 100, с анализатором, в–Км – 026с, увеличение 100, без анализатора, г–Км – 020г, увеличение 100, без анализатора. Минералы: Q – кварц, Тиг – мурмалин, М ч.д. – маргарит, Ми – мусковит, Насс – халусдон

Рисунок 3.7 – Кристаллы маргарита, расположенные под углом к плойчатости (а), агрегаты халцедона, развитые вдоль трещины (б), призматические листы маргарита на участках слюдисто-кварцевого состава (в) и сноповидные агрегаты маргарита и кристаллы турмалина (г)

Хлорит в породах бледно-зеленоватого цвета, почти бесцветный, в виде неправильных чешуйчатых агрегатов неправильной формы, с крайне низким двупреломлением, вероятно пеннин. В чешуйчатых и волокнистых агрегатах углерод-слюдистого состава хлорит отмечается в виде вытянутых, волокнистых чешуй бледно-зелёной окраски и с аномальными интерференционными окрасками (пеннин), достигает размеров до 0,4 мм по удлинению (Рисунок 3.8 а). Кроме того, в породах встречены радиально-лучистые агрегаты хлорита бесцветной окраски с двупреломлением до 0,01, ассоциирующие с углеродистым веществом на участках густой рассеянной его

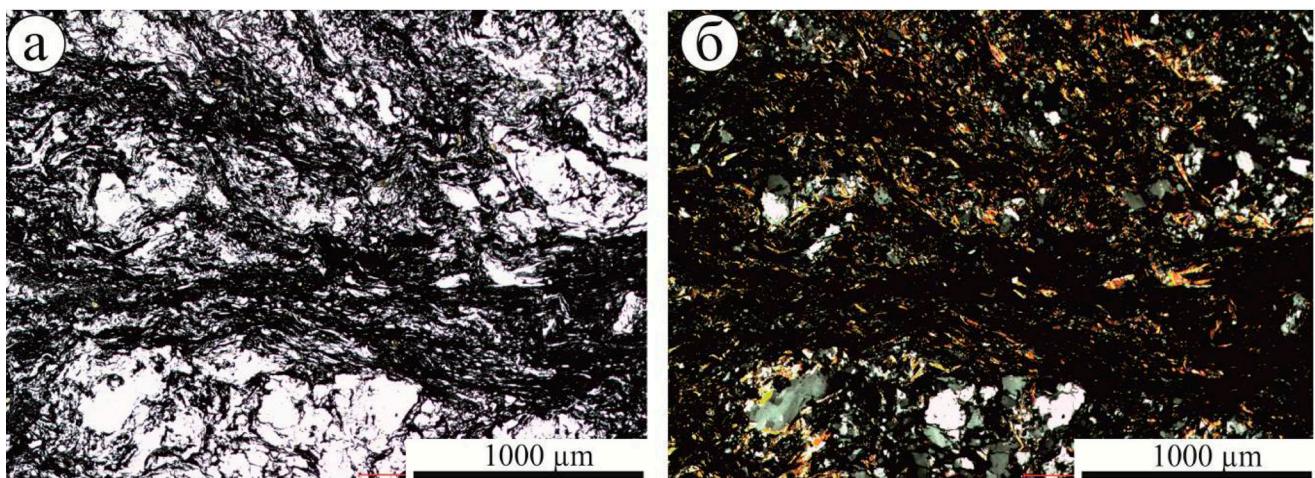
вкрапленности (Рисунок 3.8 б). Размеры радиально-лучистых агрегатов достигают 0,45 мм. Такая разновидность хлорита, по-видимому, является делесцитом. Характер его выделения говорит о более позднем его образовании.

Углеродистое вещество наблюдается в виде рассеянной примеси, концентрируется в слойках различной мощности, слагает прослои углерод-серийцитового состава. Отмечается тонкочешуйчатый агрегат серицита в ассоциации с углеродистым веществом, развитый в виде невыдержаных прослоев и полос, смятых в складки и обуславливающих элементы плойчатости в породе (Рисунок 3.9).



Образцы: а–Км – 026, увеличение 100, без анализатора, б–Км – 044s, увеличение 100, с анализатором, в–Км – 026s, увеличение 200, без анализатора, г–Км – 026s, увеличение 200, с анализатором.

Рисунок 3.8 – Волокнистые агрегаты хлорита (пеннин) (а), радиально-лучистые агрегаты хлорита (делессит) (б,в,г)



Образцы: а–Км – 037s. Увеличение 40. Без анализатора, б–Км – 044s. Увеличение 100. С анализатором.

Рисунок 3.9 – Прослои углерод-серицитового состава (а,б)

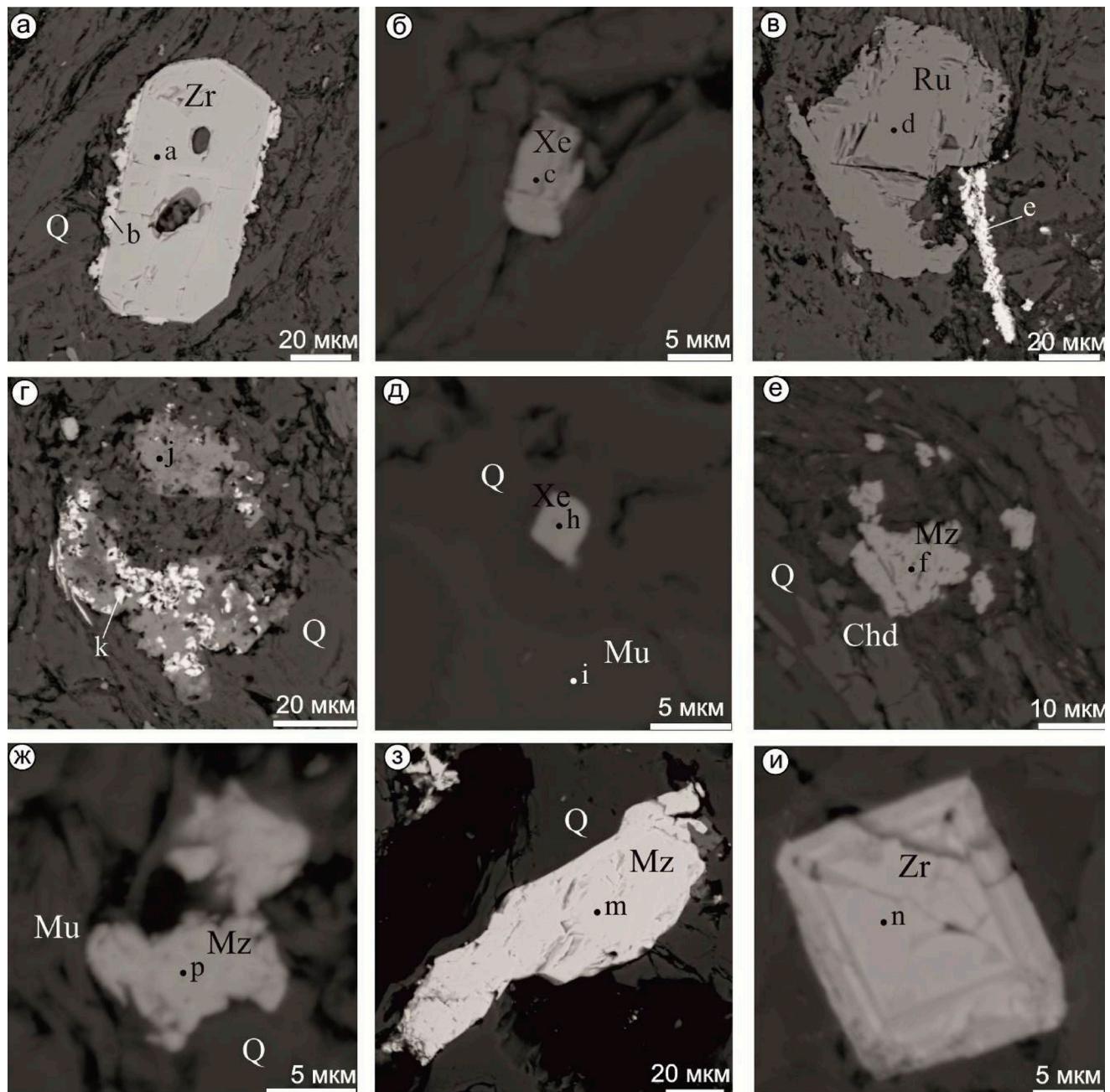


Рисунок 3.10 – Редкоземельные и акцессорные минералы черных сланцев Кумакского месторождения: а) нарастания ксенотима (б) на кристалле циркона (а); б) зерно ксенотима (с) в основной массе породы; в) выделения рутила (д) и рабдофана (е); г) срастание горсейксита (ж) с рабдофаном (к); д) зерно ксенотима (г) в мусковите (и); е) зерно монацита (ф) в породе; ж) зерно монацита (р) в породе з) зерно монацита (м) в породе; и) кристалл циркона (н).

Минералы: Q – кварц, Mu – мусковит, Ru – рутил, Хе – ксенотим, Mz – монацит, Zr – циркон, Chd – хлоритоид.

Таблица 3.1 – Состав редкоземельных минералов в черных сланцах Кумакского месторождения

№ п/п	SiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	SrO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Ho ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Th ₂ O ₃	Сумма
1	35,19									44,47	7,22	4,47		3,98	4,50		100,11
2	35,93									47,37	3,11	3,20	0,75	4,21	5,97		100,54
3	35,26									43,79	6,27	4,56	1,43	3,82	5,16		100,98
4	34,20									40,35	14,73	5,86		2,15	1,28		100,00
5	35,91									46,25	5,90	4,82		3,69	3,03		99,60
6	1,71	33,42	0,18							44,41	7,66	5,86		2,98	2,16		99,19
7	34,14									44,48	7,28	4,99		3,86	4,71		99,46
8	1,15	28,88	1,09	0,77	13,80	29,15				12,22	1,53		3,40			1,25	93,25
9	28,94	0,44	15,30	33,07	3,51	12,64	1,03									1,64	96,56
10	0,39	23,56	3,82	10,43	25,08	2,68	11,13	1,45								1,68	84,55
11	30,67	0,68	16,47	31,32	3,23	11,59	2,17			2,62	0,60						99,36
12	30,41	0,55	15,45	31,23	3,48	12,52	2,33			1,52						1,45	99,14
13	0,82	29,38	1,38	13,50	29,87	2,86	10,88	1,32								8,52	99,10
14	0,27	28,93	0,37	11,71	32,70	3,54	14,68	3,19		4,03						99,41	
15	0,83	28,75	1,18	16,14	29,71	2,65	10,48	1,09								8,77	99,59
16	0,94	29,11		11,64	37,07	3,51	12,83	1,94		1,89						0,63	99,73
17	1,28	27,50	1,20	14,69	32,43	3,18	11,78	1,14		2,01	0,00					2,63	97,84

Примечание: Минералы: 1-7 – ксенотитмы; 8-10 – рабдофраны; 11-17 – монациты.

Графит образует сплошные стяжения в виде полос, вытянутых в одном направлении. Под микроскопом он представляется черным, не просвечивающим агрегатом. Чередование полос графита и серицита обуславливает тонкослойность сланцев. Нередко они включают в себя мелкие, вытянутые, овальной формы зерна кварца, которые имеют одинаковую ориентировку и обнаруживают волнистое погасание.

Халькофильные элементы в черных сланцах Кумакского рудного поля, такие как медь, цинк, свинец, содержатся обычно в небольших количествах.

Группа элементов, типоморфных спутников золота – мышьяк, висмут, сурьма, проявлена слабо, концентрируясь преимущественно в участках наложенной гидротермальной проработки.

Аксессорные минералы представлены: цирконом, рутилом, апатитом, ильменитом, бадделеитом, а также широким спектром редкоземельных минералов. Определено, что

основными минералами-концентраторами легких редкоземельных элементов являются монацит (-Ce) и рабдофан (-Ce), а тяжелых – ксенотим (-Y), единичными зернами отмечены горсейксит, бастнезит и агардит (Рисунок 3.10). Монацит и рабдофан образуют зерна неправильной формы размером 5–20 мкм и уплощенные выделения между углеродисто-слюдистыми прослоями. В их составе наиболее высокие концентрации РЗЭ установлены для монацита: Ce (31,23–32,43 мас. % Ce_2O_3), La (16,69–16,47 мас. % La_2O_3) и Nd (11,78–12,52 мас. % Nd_2O_3), а также обогащение Th (1,45–2,63 мас. % ThO_2) (Таблица 3.1). Ксенотим содержит 40,35–47,37 мас. % Y_2O_3 и представлен мелкими зернами неправильной формы (до 5 мкм), выполняющими полости в кварц-мусковитовой матрице, а также в виде наростов на кристаллах циркона (Рисунок 3.10а, б). Циркон встречается в основной массе породы в виде тетрагонально-дипирамидальных хорошо ограниченных кристаллов размером 5–20 мкм (Рисунок 3.10а, и).

Глава 4. УГЛЕРОДИСТОЕ ВЕЩЕСТВО ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Роль органического вещества в образовании рудных месторождений неоднократно отмечалась на примере месторождений урана, железа, меди, золота и некоторых других элементов [Попов В.И., Гусева А.К., 1964; Наркелюн Л.Ф., 1986; Горжевский Д.И., 1987; Горжевский Д.И. и др., 1990]. Оно играет важную роль при процессах седиментации осадков, диа- и катагенеза, метаморфизма, создавая восстановительные условия рудоотложения, образуя летучие металлоорганические соединения, адсорбируя металлы. Некоторые исследователи отмечают, что в ряде районов в черносланцевых толщах с повышенным содержанием углерода наблюдается повышенные, по сравнению с кларком, содержания золота [Петров В.Г., 1974; Виленкин В.А. и др., 1983; Горжевский Д.И. и др., 1990; Лощинин В.П., Панкратьев П.В., 2006]. Так, А.М. Акрамходжаев и Д.М. Сургутанова отмечают существование корреляции между содержанием золота и органического вещества в рудоносных породах Кызылкумской провинции. Они подчеркивают, что практически всё содержащееся в этих породах золото заключено в битуминозной фракции и объясняют это адсорбцией золота из морских вод аморфным углеродом, обладающим большим количеством ненасыщенных связей. По данным В.Г. Петрова [1974], золото в Енисейском и Ленском районах заключено в битумах и углеродсодержащих породах и представлено в форме золотоорганических соединений. В.А. Виленкиным и И.В. Фридманом [1983] отмечается, что золото, содержащееся в рассеянном органическом веществе черносланцевых формаций, связано, со спиртобензольными смолами и асфальтогенными кислотами, входящими в состав битумоидов.

Большое значение для процессов рудообразования имеет первичный состав орга-

нического вещества, породы со значительной ролью сапропелевого вещества накапливают и сохраняют рудные элементы вплоть до регионального метаморфизма [Ермолаев Н.П. и др., 1986]. Согласно классификации Я.Э. Юдовича, в черносланцевых отложениях выделяются три группы пород: низкоуглеродистые – 1-3%, углеродистые – 3-10%, высокоуглеродистые – > 10% C_{org} [Юдович Я.Э. и др., 1988].

Содержания C_{org} в черных сланцах брединской свиты Кумакского месторождения изменяются в широком диапазоне (Таблица 4.1) от значений близких к 1% до почти 11% при среднем содержании 4,7%, что позволяет отнести их к углеродистому типу.

Распределение углеродистого вещества в отложениях брединской свиты Кумакского месторождения неравномерное. Оно находится в виде тонко рассеянных частиц, полосок отвечающих слоистости, массы цементирующей остальные минералы, а также мелких включений в центральных частях зерен турмалина (Рисунки 3.2–3.9). Часто количество углеродистого вещества столь значительно, что делает породу совершенно непрозрачной в шлифах. С его уменьшением возрастает содержание серциита, кварца, отрелита.

В генетическом отношении оно представлено двумя типами: тонкой рассеянной осадочной органикой и метаморфическим графитом (Рисунок 4.1) [Kolomoets A.V. et al., 2020]. Изотопный состав углерода δ13C по сравнению со стандартом PDB укладывается в интервал (-19,07) – (-22,80) (Рисунок 4.2, Таблица 4.1), что указывает на его биогенную природу, а незначительные вариации значений связаны с неоднородной степенью метаморфизма [Javoy M. et al., 1986; Des Marais D.J., 1997; Van Kaam-Peters H.M.E. et al., 1998; Бушнев Д.А., Смолева И.В., 2011].

Таблица 4.1 – Содержания и изотопный состав C_{opr} в углеродистых сланцах брединской свиты Кумакского месторождения

№ п/п	№ пробы	НОП, %	Сорг, %	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB
1	KM026s	95,42	3,31	-19,58
2	KM025s	95,26	5,31	-19,16
3	KM024g	92,12	5,34	-22,80
4	KM023g	94,52	10,77	-21,73
5	KM015g	95,06	3,25	-19,84
6	KM014s	90,41	2,49	-19,93
7	KM009s	93,92	2,92	-20,39
8	KM005s	75,79	1,11	-22,76
9	KM031s	95,12	4,04	-19,07
10	KM037s	95,68	8,28	-20,11

Примечание: Определение Сорг выполнялось для нерастворимого в соляной кислоте остатка породы (НОП) с использованием экспресс-анализатора на углерод «АН-7529». Результаты измерений пересчитывались на исходную породу. В качестве стандарта использовались глюкоза и малоуглеродистая сталь (аналитик Лобанов В.А., Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар). Изотопный состав углерода определялся с использованием масс-спектрометра Delta V Advantage, сопряженного с элементным анализатором Flash EA в ЦКП «Геонаука». Точность определения равна $\pm 0,15\%$. (аналитик И.В. Смолева, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар).

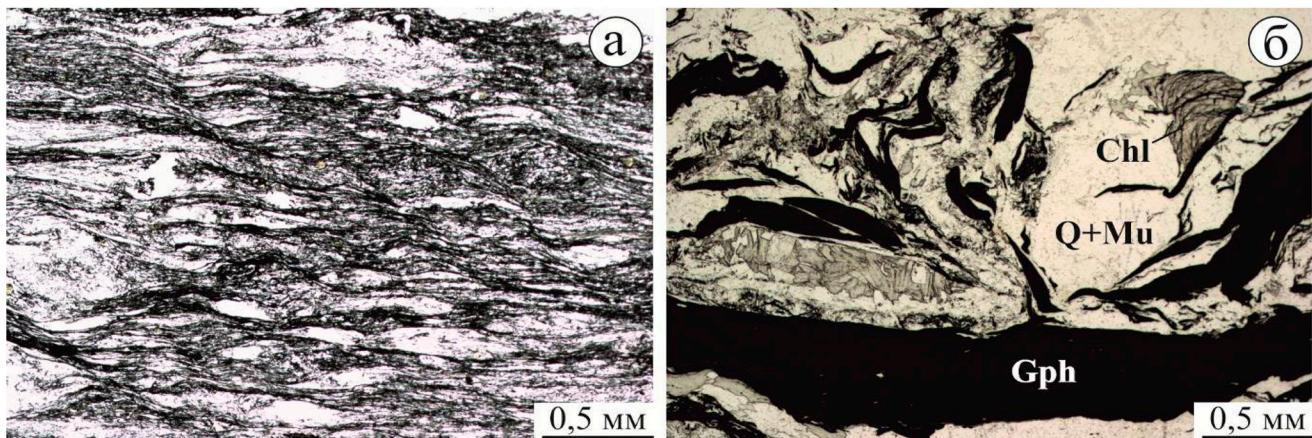
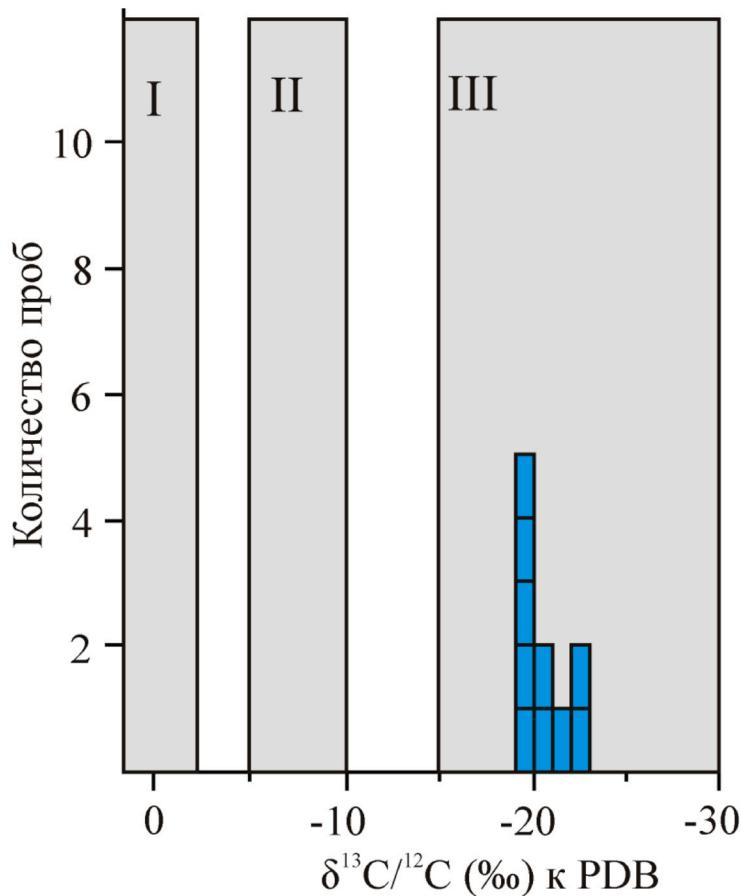


Рисунок 4.1 – Полосчатая первично осадочная текстура породы (а) и чешуйки метаморфического графита в кварц-слидисто-хлоритовом сланце (б) (без анализатора, 40x).

Минералы: Ми – мусковит, Q – кварц, Gph – графит, Chl – хлорит.

С целью определения нефтематеринских свойств углеродистых сланцев один образец изучен по технологии Rock-Eval, а также выполнена экстракция хлороформенного битумоида (Рисунок 4.3; Таблица 4.2). Метод пиролиза, предложенный Дж. Эспиталье в 1973 году, получил широкое распространение и является неотъемлемой частью большинства геохимических исследований [Лопатин Н.В., Емец Т.П., 1987]. Основные определяемые параметры: S_1 – количество свободных углеводородов

в поровом пространстве породы, термодесорбирующихся при температуре 300°C (мг УВ/г породы); S_2 – остаточный генерационный потенциал осадочной породы, то есть та ее часть, которая еще не успела превратиться в нефть и газ в ходе ее естественной эволюции (мг УВ/г породы); Tmax – температура максимума пика S_2 (°C); TOC (total organic carbon) – массовая концентрация органического углерода в породе (% масс.).



Условные обозначения: поля типичных значений изотопов углерода для морских карбонатов (I), мантийного углерода (II) и биогенного углерода (III) по Javoy et al. [Javoy M. et al., 1986].

Рисунок 4.2 – Изотопный состав углерода в черных сланцах брединской толщи

Таблица 4.2 – Результаты анализа образца углеродистых сланцев Кумакского рудного поля по технологии Rock-Eval

KM037s	Qty (мг)	S ₁ , мг/г	S ₂ , мг/г	TOC (%)	OIL мг/г	T _{max} (°C)	PCr(%)
	73,4	0,1	0,14	0,62	0,23	606	0,06

Примечание: Анализ проведен на установке масс-спектрометрический анализатор «Литотерм-1000» (О.К. Навроцкий, АО «НВНИИГГ», г. Саратов). Масса навески 100 мг.



Рисунок 4.3 – Результат экстракции хлороформенного битумоида из углеродистых сланцев Кумакского рудного поля.

Примечание: Измельченная до порошкообразного состояния порода была проэкстрагирована в аппарате Соклета до полного извлечения растворимых органических компонентов из образца. В качестве растворителя был использован хлороформ.

Результаты исследований образца углеродистых сланцев по технологии Rock-Eval, а также бесцветные экстракции ХБ, свидетельствуют о высокой стадии катагенеза органического вещества и низком (но не нулевом) нефтематеринском потенциале.

Черносланцевые породы представляют собой благоприятный объект для определения степени прогрессивного регионального метаморфизма [Блюман Б.А. и др., 1974; Сначёв А.В., 2015; Сначёв М.В., Сначёв А.В., 2015]. В результате исследований разновозрастных углеродсодержащих отложений Дальнего Востока В.П. Ивановой с соавторами [Иванова В.П. и др., 1974] установлено, что на всем пути преобразования осадков, от начальных стадий диагенеза до высоких уровней метаморфизма, происходит

закономерное изменение химического состава и физических свойств сингенетичного этим осадкам органического вещества, что определяет высокую геологическую информативность данных соединений. Это связано с тем, что углерод реагирует на метаморфические преобразования лишь изменением агрегатного и структурного состояния. Причем, по мере возрастания регионального метаморфизма закономерно увеличивается температура выгорания C_{opr} (Таблица 4.3). Температура начала эзотермического эффекта, соответствующая началу выгорания, скачкообразно изменяется по мере усиления метаморфизма примерно на 100°C в породах каждой последующей фации и предполагается, что процесс графитизации необратим [Buseck P.R. et al., 2014].

Таблица 4.3 – Соотношение уровней катагенеза и регионального метаморфизма пород со стадиями преобразования органического вещества [Иванова В.П. и др., 1974].

Стадии катагенеза и регионального метаморфизма осадков	Температура выгорания C_{opr} , °C	Стадии углефикации и метаморфизма C_{org}
Катагенез (глубинный диагенез)	до 250	Буроугольная
Катагенез и начальные стадии метаморфизма	250-530 540-560	Каменноугольная Шунгитовая
Фация зеленых сланцев	560-660	Графитовая
Эпидот-амфиболитовая фация	660-700	- // -
Амфиболитовая фация	700-800	- // -
Гранулитовая фация	840-860	- // -

Для анализа отбирались образцы наименее измененных углеродистых отложений за пределами зон интрузивных экзоконтактов и интенсивной тектонической переработки, что позволило исключить их влияние на породы и реконструировать степень именно регионального метаморфизма (Таблица 4.4).

Таблица 4.3 – Соотношение уровней катагенеза и регионального метаморфизма пород со стадиями преобразования органического вещества [Иванова В.П. и др., 1974].

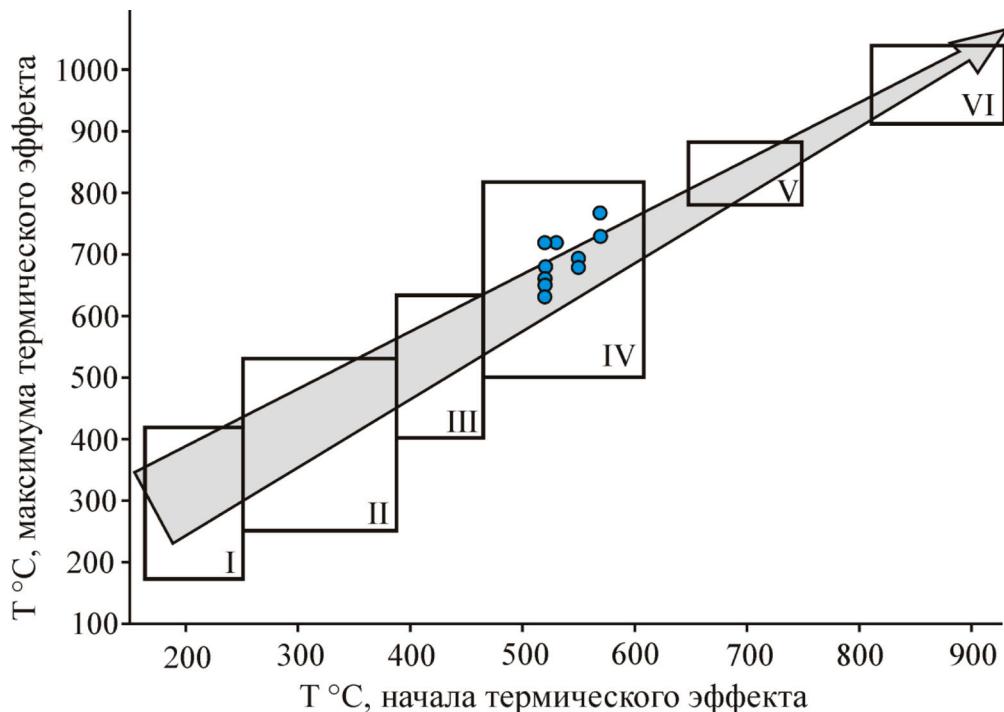
№ п/п	№ пробы	C_{opr} , %	Начало эффекта	Температура макс., °C	Конец эффекта
1	KM026s	5,1	550	690	800
2	KM025s	7,3	520	680	820
3	KM024g	6	570	770	-
4	KM023g	9,2	570	730	-
5	KM015g	5,1	520	720	-
6	KM014s	3,8	520	650	750
7	KM009s	4,8	520	630	740
8	KM005s	4	520	660	750
9	KM031s	7,4	530	720	820
10	KM037s	11,1	550	680	880

Примечание: Термогравиметрический анализ проводился на дериватографе Q-1500. Нагрев осуществлялся на воздухе от 20 до 1000 °C со скоростью 10 °C/мин. (аналитик Т.И. Черникова, Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа).

Соотношение температуры начала экзотермического эффекта к максимальному его значению на диаграмме термической устойчивости углеродистых веществ показало (Рисунок 4.4), что органический углерод претерпел высокую степень метаморфизма, сопоставимую с высшими керитами, антраксолитом и шунгитом [Силаев В.И. и др., 2012]. Максимальная температура экзотермического эффекта углерода укладывается в интервал 630–770°C (температура метаморфизма 560–700°C), что соответствует эпидот-амфиболовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма [Иванова В.П. и др., 1974].

По мере возрастания степени метаморфизма происходит вынос металлов из угле-

родистых веществ, причем минимальные концентрации характерны для пород, претерпевших амфиболитовую и гранулитовую фации метаморфизма [Горжевский Д.И., 1987; Сначев и др., 2013]. По данным М.Б. Богдановой и И.Б. Волковой [1986] в органическом веществе, находящемся на буроугольной и раннекаменноугольной стадиях изменения, обнаружены металлоорганические соединения. На более высоких стадиях метагенеза и метаморфизма теоретически обосновывается возможность существования лишь сорбционных связей органического вещества с металлами. Количество извлекаемых из пород органических веществ увеличивается с ростом температуры и минерализации раствора [Горжевский Д.И., 1987].



Условные обозначения: ступени выгорания по В.И. Силаеву [Силаев и др., 2012]:

I – современные растения, органическое вещество в неметаморфизованных осадочных породах, копролиты; II – асфальты, низшие кериты; III – асфальтиты, кериты; IV – высшие кериты, антраксолиты, шунгиты; V – графит, карбонады; VI – алмазы.

Рисунок 4.4 – Положение точек черных сланцев брединской тощи на диаграмме термической устойчивости углеродистых веществ

Таким образом, изучение черносланцевых отложений Кумакского рудного поля показало, что углеродистое вещество, представленное тонкой рассеянной осадочной органикой и метаморфическим графитом, имеет биогенную природу и испытало метаморфизм в условиях высокотемпературной субфации

зеленосланцевой фации. Высокая стадия катагенеза органического вещества предполагает уже прошедшую стадию генерации из него воды, углекислоты, метана и других компонентов, которые способны создавать металлоорганические соединения и являются переносчиками рудных элементов.

Глава 5. УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Как известно, углеродистые толщи представляют собой весьма информативный материал для реконструкции физико-химических условий осадконакопления. Основой для получения перечисленной информации является изучение петрохимических и геохимических особенностей черных слан-

цев и в первую очередь химического состава эффективным силикатным анализом. Всего проанализировано 27 проб углеродистых отложений брединской свиты Кумакского рудного поля в химической лаборатории Института геологии УНЦ РАН (г. Уфа, аналитик С.А. Ягудина) (Таблица 5.1).

Таблица 5.1 – Результаты силикатного анализа углеродистых пород Кумакского рудного поля

№ об-разца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Σ
KM005s	68,00	0,52	9,40	11,40	0,08	0,80	4,60	0,30	0,48	0,07	4,67	100,32
KM009s	50,00	1,43	31,50	1,57	0,01	0,51	1,00	2,70	3,70	0,03	7,93	100,37
KM011s	59,00	1,33	24,00	2,90	0,01	0,40	1,20	1,35	3,70	0,03	5,62	99,54
KM014s	58,00	1,26	24,00	3,50	0,01	0,45	1,00	1,35	3,60	0,03	6,79	100,00
KM025s	60,00	1,20	24,20	1,40	0,01	0,70	0,60	1,25	2,00	0,02	8,11	99,74
KM026s	52,00	1,54	27,00	6,00	0,05	2,10	0,60	1,08	2,50	0,07	6,95	99,99
KM031s	58,00	1,10	25,00	1,35	0,01	1,10	0,80	1,35	2,85	0,02	8,60	100,17
KM032s	51,00	1,89	26,60	6,40	0,06	1,40	2,00	1,00	2,50	0,07	6,95	99,87
KM034s	60,00	1,54	24,5	4,00	0,05	0,90	1,40	0,45	1,20	0,25	5,67	99,96
KM037s	49,00	1,82	27,00	2,92	0,01	2,20	0,80	2,50	2,50	0,07	11,84	100,61
KM039s	57,00	1,85	22,30	3,80	0,02	0,90	1,40	2,00	2,00	0,03	9,04	100,36
KM041s	57,00	0,70	20,00	2,20	0,01	0,90	0,80	1,05	3,50	0,02	14,33	100,51
KM042s	63,00	1,33	22,00	3,19	0,02	0,90	1,10	1,00	2,80	0,03	5,07	99,64
KM043s	52,00	0,40	15,00	15,60	0,06	0,90	6,42	0,10	0,12	0,23	9,64	100,52
KM044s	50,00	1,40	24,50	13,40	0,12	0,28	1,80	0,40	0,40	0,05	7,06	99,41
KM015g	63,50	0,82	20,50	2,40	0,01	0,50	1,60	1,25	3,50	0,04	6,06	100,18
KM016g	70,00	0,24	13,70	1,40	0,02	1,10	1,00	1,25	1,30	0,03	9,74	99,78
KM017g	52,00	1,40	27,00	6,00	0,06	0,80	1,40	1,20	2,80	0,02	7,18	99,86
KM018g	70,00	0,50	14,00	6,00	0,08	1,40	2,00	0,48	0,40	0,01	4,76	99,63
KM019g	62,00	0,75	20,00	3,75	0,01	1,20	0,80	1,35	1,50	0,02	8,94	100,32
KM020g	78,50	0,60	13,50	0,20	0,08	0,80	1,05	1,20	1,00	0,01	2,81	99,75
KM024g	71,00	0,50	12,60	5,53	0,07	0,80	1,40	0,40	0,50	0,20	6,45	99,45
KM025g	59,10	1,50	22,20	3,30	0,04	0,30	1,20	2,00	2,80	0,01	7,21	99,56
KM029g	63,80	1,22	18,60	6,00	0,04	0,50	1,40	1,35	2,50	0,01	4,34	99,76
KM045s	63,50	0,98	20,00	3,60	0,04	0,50	1,40	1,85	3,50	0,01	5,05	100,42
KM048s	70,00	0,29	14,00	1,57	0,01	0,40	1,40	0,20	6,00	0,01	5,89	99,77
KM049s	79,00	0,10	13,00	0,40	0,01	0,20	0,60	0,70	3,00	0,01	3,40	100,42

Важнейшими содержащими органическое вещество геологическими формациями, с которыми ассоциируют месторождения цветных и благородных металлов, являются терригенно-углеродистая, кремнисто-углеродистая и карбонатно-углеродистая. Иногда встречаются и формации промежуточного типа, например, карбонатно-терригенно-углеродистая [Горжевский Д.И. и др., 1990].

Терригенно-углеродистая формация образована большей частью переслаиванием углеродистых алевролитов с аргиллитами; песчаники и конгломераты, как правило, играют подчиненную роль и поэтому иногда эту формацию называют глинисто-терригенной. Осадки этой формации накапливались в течении континентальной стадии развития коры, в мелководных континентальных морях. С терригенно-углеродистой формацией ассоциируют золотосульфидные месторождения. Кремнисто-углеродистая формация обычно состоит из чередования кремнистых и кремнисто-глиноуглеродистых сланцев, при подчиненной роли углеродисто-глинистых сланцев. Для нее характерно небольшое количество грубого терригенного и карбонатного материала и высокое содержание кремнезема. В минеральном составе осадков наряду с гидрослюдистыми глинами, существенную роль часто играют глауконит и железистые хлориты. По тектонической позиции кремнисто-углеродистая формация относится к начальным стадиям раскрытия океанических бассейнов и обычно формируется на коре океанического и переходного типа, она часто связана с впадинами краевых морей и шельфовыми зонами пассивных и активных окраин. Карбонатно-углеродистая формация, состоит главным образом, из известняков и доломитов, часто битуминозных, подчиненную роль играют горизонты углеродистых алевролитов и глинистых и кремнистых сланцев.

Каждая из перечисленных углеродистых формаций занимает определенное место в истории развития земной коры [Горжевский Д.И. и др., 1990]. Раньше других появляются породы кремнисто-углеродистой формации, которые отлагаются на океанической стадии развития коры, несколько позже – породы вулканогенно-кремнисто-углеродистой формации. Значительно позже, уже

после создания континентальной коры, формируются осадки терригенно-углеродистой и карбонатно-углеродистой формации. Содержание углерода в породах этих формаций весьма различно и колеблется от сотых долей процента до нескольких десятков процентов. Однако в углеродистых толщах, с которыми связаны многие типы рудных месторождений, оно обычно составляет десятые доли процента или нескольких процентов. Для определения формационной принадлежности черносланцевых отложений использовалась диаграмма A–S–C, полученная на основе обобщения большого количества химических анализов пород углеродистых формаций [Горбачёв О.В., Созинов Н.А., 1985]. Анализы углеродистых пород Кумакского рудного поля, вынесенные на диаграмму, показывают, что фигуративные точки образуют непрерывный ряд по оси S от 500 до 1200 ед. и относятся преимущественно к терригенно-углеродистой формации. Лишь несколько проб попадают в левую часть поля кремнисто-углеродистой формации (Рисунок 5.1).

Для реконструкции состава и условий накопления углеродистых отложений использовались стандартные петрохимические параметры (модули), рассчитываемые по силикатным анализам [Юдович Я.Э., Кетрис М.П., 2015], предложенные Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис.

Гидролизатный модуль ($\Gamma M = (\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / \text{SiO}_2$), основанный на содержаниях пяти главных петрогенных оксидов и являющийся универсальным для большинства терригенных и кремнистых пород, дает возможность разделить породы, содержащие либо продукты гидролиза (каолинит, оксиды алюминия, железа, марганца), либо кремнезем. Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис [1986] предлагают по данному параметру выделить три типа осадочных пород:

1. $\Gamma M > 0,55$ – гидролизаты. Сюда относятся образования кор выветривания, а также продукты их переотложения.

2. $0,30 < \Gamma M < 0,55$ – сиаллиты, сиферлиты, включающие обломочные, вулканогенно-осадочные и глинистые породы.

3. $\Gamma M < 0,30$ – силиты. В этот тип попадает большая группа существенно кварцевых и кремнистых аквагенных пород, которая в свою очередь делится на три класса:

а) ГМ – 0,20–0,30 – миосилиты – граувакки, аркозы и кремнисто-глинистые сланцы; б) ГМ – 0,10–0,20 – гипосилиты – алевролиты, олигомиктовые кварцевые песчаники, глинисто-кремнистые сланцы; в) ГМ < 0,10 – эвсилиты – кварциты, мономиктовые песчаники, кремни, фтаниты и яшмы.

Чем выше значение гидролизатного модуля, тем более сильное и глубокое выветривание претерпели исходные породы источников сноса и чем ниже его значение, тем «чище» осадок от продуктов выветривания, т.е. выше зрелость породы.

Рассматриваемые углеродистые отложения относятся к типу сиаллитов и сиферлитов ($\text{GM} = 0,3\text{--}0,5$), но часть несет в своем составе продукты переотложения высокоглиноземистых кор выветривания и принадлежат к типу гидролизатов ($\text{GM} > 0,55$). Это находит свое отражение в значениях алюмокремниевого модуля ($\text{AM} = \text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$), служащего для разделения глинистых и песчанистых пород.

Алюмокремниевый модуль ($\text{AM} = \text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$) подобно гидролизатному позволяет оценить степень химического выветривания пород. Кроме того, он используется для разделения глинистых и песчаных отложений. М.П. Кетрис [1976] предложила следующую классификацию осадочных пород по величине алюмокремниевого модуля: < 0,25 – гипоглиноземистые (< 0,10 – кремнистые породы, 0,10–0,25 – песчаники), 0,26–0,35 – нормоглиноземистые (глинистые породы), > 0,35 – суперглиноземистые (гидролизатные породы, связанные с корами выветривания).

Максимальное значение алюмокремниевого модуля в породах брединской свиты достигает 0,77 ед (среднее 0,38 ед), что указывает на принадлежность их к классу суперглиноземистых отложений. Стабильно высокие значения индекса химического выветривания ($\text{CIA} = 100\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$),

рассчитанные по молекулярным количествам оксидов и составляющие от 70 до 94 ед., указывают на высокую степень выветривания осадочного алюмосиликластического материала, характерную для отложений гумидных зон [Nesbitt H.W., Young G.M., 1982].

На классификационной диаграмме $\log(\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3\text{общ} / \text{K}_2\text{O})$ [Herron M.M., 1988], отражающей соотношение в породах кварца, полевых шпатов и глинистых минералов, подавляющее число фигуративных точек углеродистых сланцев брединской свиты сосредоточено в поле сланцев, что свидетельствует о минимальном переносе осадочного материала (Рисунок 5.1б).

По данным химического состава осадочных пород можно в определенной мере судить и о составе пород-источников обломочного материала для них. Для этого обычно используется ряд различных диаграмм, наиболее широко из них – диаграмма F1-F2 [Roser B.P., Korsch R.J., 1988]. Распределение фигуративных точек состава рассматриваемых углеродистых сланцев показывает, что источником терригенного материала были преимущественно породы основного состава, а также продукты размыва кислых вулканитов основания разреза брединской свиты (Рисунок 5.1в).

Учитывая петрохимические особенности и наличие в разрезах прослоев известняков с преобладанием микрофауны можно охарактеризовать породы как мелководно-прибрежные углеродистые сланцы.

Обратимся к диаграмме DF1-DF2 С. Верма и Дж. Армстронга-Алтрина [Verma S.P., Armstrong-Altrin J. S., 2013]. На ней эти же породы образуют уже компактный рой в переходной зоне от рифтогенной геодинамической обстановки к коллизионной [Коломоец А.В., 2019; Коломоец А.В., Сначёв А.В., 2020б] (Рисунок 5.1 г).

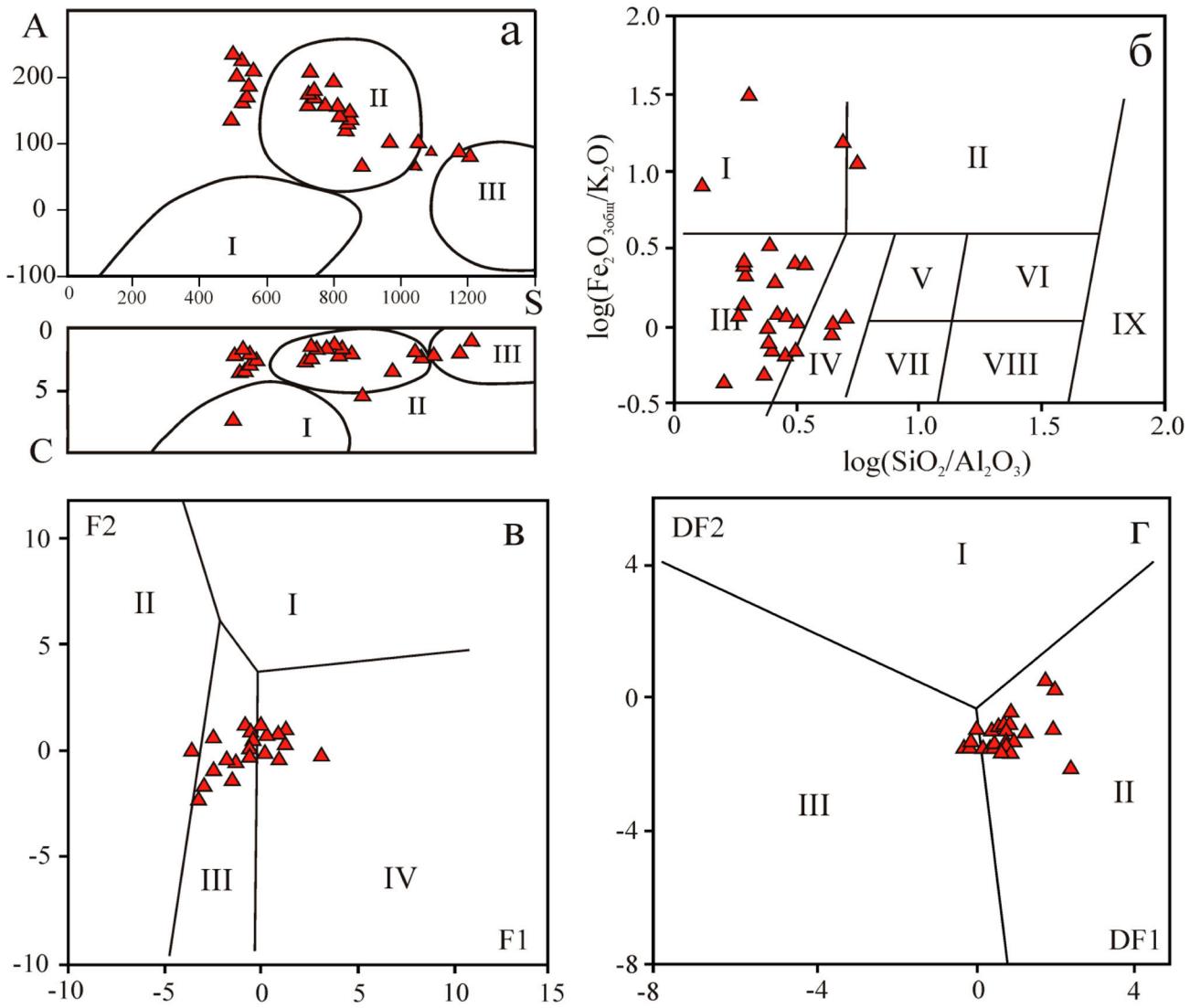


Рисунок 5.1 – Положение точек состава углеродистых сланцев брединской свиты на классификационных диаграммах

Примечание: а – классификационная диаграмма А–С [Горбачёв О.В., Созинов Н.А., 1985]. Поля формаций: I – карбонатно-углеродистая, II – терригенно-углеродистая, III – кремнисто-углеродистая.

Параметры: $A = (Al_2O_3 - (CaO + K_2O + Na_2O)) \times 1000$ и $S = (SiO_2 - (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + CaO + MgO)) \times 1000$ выражены в молекулярных количествах, параметр $C = (CaO + MgO)$ – в массовых долях оксидов.

б – $\log(SiO_2/Al_2O_3) - \log(Fe_2O_3\text{общ}/K2O)$ [Herron M.M., 1988]. Поля: I – Fe-сланцы, II – Fe-песчаники, III – Сланцы, IV – Вакки, V – Литарениты, VI – Сублитарениты, VII – Аркозы, VIII – Субаркозы, IX – Кварцевые арсениты.

в – F1-F2 [Roser B.P., R. J. Korsch., 1988], где: $F1 = 30,638(TiO_2/Al_2O_3) - 12,541(Fe_2O_3\text{общ}/Al_2O_3) + 7,329(MgO/Al_2O_3) + 12,031(Na_2O/Al_2O_3) + 35,402(K_2O/Al_2O_3) - 6,382$, $F_2 = 56,5(TiO_2/Al_2O_3) - 10,879(Fe_2O_3\text{общ}/Al_2O_3) + 30,875(MgO/Al_2O_3) - 5,404(Na_2O/Al_2O_3) + 11,112(K_2O/Al_2O_3) - 3,89$. Поля источников обломочного материала: I – богатые кварцем осадочные породы, II – магматические породы основного состава, III – магматические породы среднего состава, IV – магматические породы кислого состава.

г – DF1-DF2 [Verma S.P., Armstrong-Altrin J. S., 2013], где: $DF1 = -0,263\ln(TiO_2/SiO_2)\text{adj} + 0,604\ln(Al_2O_3/SiO_2)\text{adj} - 1,725\ln(Fe_2O_3\text{общ}/SiO_2)\text{adj} + 0,66\ln(MnO/SiO_2)\text{adj} + 2,191\ln(MgO/SiO_2)\text{adj} + 0,144\ln(CaO/SiO_2)\text{adj} - 1,304\ln(Na_2O/SiO_2)\text{adj} + 0,054\ln(K_2O/SiO_2)\text{adj} - 0,33\ln(P_2O_5/SiO_2)\text{adj} + 1,588$; $DF_2 = -1,196\ln(TiO_2/SiO_2)\text{adj} + [1,064\ln(Al_2O_3/SiO_2)\text{adj} + 0,303\ln(Fe_2O_3\text{общ}/SiO_2)\text{adj} + 0,436\ln(MnO/SiO_2)\text{adj} + 0,838\ln(MgO/SiO_2)\text{adj} - 0,407\ln(CaO/SiO_2)\text{adj} + 1,021\ln(Na_2O/SiO_2)\text{adj} - 1,706\ln(K_2O/SiO_2)\text{adj}] - 0,126\ln(P_2O_5/SiO_2)\text{adj} - 1,068$. Нижний индекс «adj» показывает, что расчет ведется по содержаниям оксидов, приведенным к 100 % сухого вещества. Поля обстановок осадконакопления: I – островодужные, II – коллизионные, III – рифтогенные.

Учитывая особенности накопления и переноса некоторых элементов в процессе осадконакопления можно довольно уверенно реконструировать окислительно-восстановительные обстановки в древних седиментационных бассейнах. По совокупности значений параметров V/Cr, V/(V+Ni), Mo/Mn, $U_{\text{total}} = U_{\text{total}} - \text{Th}/3$ (Таблица 5.2) [Холодов В.Н., Наумов Р.И. 1991; Jones B., Manning D.A.C., 1994; Wignall P.B., Myers K.J., 1988] углеродистые осадки брединской свиты отлагались в закисных и частично в субокислительных условиях.

Согласно исследованиям С.Г. Парады [2002], среди углеродисто-терригенных пород, являющихся рудовмещающими для золоторудных месторождений, выделяются два основных геохимических типа: нормальный калиевый (средние содержания по 348 пробам: $\text{Na}_2\text{O} = 1,74\%$, $\text{K}_2\text{O} = 3,30\%$; $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} = 0,51$) и аномальный натриевый (средние содержания по 138 пробам: $\text{Na}_2\text{O} = 3,31\%$, $\text{K}_2\text{O} = 3,30\%$; $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} = 1,0$). Первый из них характерен для месторождений с золото-сульфидными вкрапленно-прожилковыми рудами, а второй – с золото-кварцевыми жильными и прожилковыми. Для черносланцевых отложений Кумакского рудного поля среднее значение Na_2O по 27 анализам составляет 1,19% (Таблица 5.1), $\text{K}_2\text{O} = 2,33\%$, а $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} = 0,62$, что позволяет отнести их к нормально калиевому формационному типу, характерному для месторождений преимущественно с золото-сульфидным оруденением.

Аналогичный вывод сделан и С.Е. Знаменским, Н.М. Знаменской [2009], поместившими данный объект в группу золото-сульфидных прожилково-вкрапленных или полиформационных с совмещенным золото-сульфидным и золото-кварц-малосульфидным оруденением.

При изучении геохимии углеродистых сланцев использовался микроанализ методом ИСП-масс-спектрометрии (Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварецкого Уральского отделения РАН, г. Екатеринбург). Нормированные содер-

жания большинства редкоземельных элементов к постархейскому австралийскому глинистому сланцу (PAAS) укладываются в интервал от 0,1 до 0,3 ед., т.е. в рассматриваемых углеродистых сланцах РЗЭ практически не накапливаются (Рисунок 5.2; Рисунок 5.3).

Рассмотрение петрогоеохимических и геохимических особенностей углеродистых отложений Кумакского месторождения позволяет сделать ряд выводов:

1. Черносланцевые образования брединской свиты относятся к углеродистому типу и попадают в поля терригенно-углеродистой и кремнисто-углеродистой формаций.

2. Условия осадконакопления были довольно специфичны для подобных отложений Южного Урала. Терригенный высокоглиноземистый осадочный материал претерпел минимальный перенос и формировался преимущественно за счет разрушения пород основного состава, а также продуктов размыва кислых вулканитов основания разреза брединской свиты.

3. Осадки испытали высокую степень выветривания, характерную для влажного гумидного климата с закисными и частично субокислительными условиями. Отложение материала происходило в переходной от рифтогенной к коллизионной геодинамической обстановке.

4. Черносланцевые отложения Кумакского рудного поля по параметру $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} = 0,62$ ед. относятся к нормальному-калиевому формационному типу, характерному для месторождений преимущественно с золото-сульфидным оруденением.

5. Нормирование к постархейскому австралийскому глинистому сланцу показывает, что редкоземельные элементы в рассматриваемых углеродистых сланцах не накапливаются. Их содержания по отношению к PAAS укладываются в интервал от 0,1 до 1 ед. Основными минералами-концентраторами лёгких РЗЭ являются монацит (-Ce) и рабдофан (-Ce), тяжелых – ксенотим (-Y).

Таблица 5.2 – Содержание редкоземельных и рассеянных элементов в углеродистых отложениях брединской свиты Ку-макского месторождения

№пп		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№обр		KM015g	KM023g	KM024g	KM005s	KM009s	KM014s	KM025s	KM026s	KM031s	KM037s
Li	ppm	3	1,6	0,6	18	5	5	1,2	11	2,5	
Be	ppm	1,8	1,2	0,19	0,26	2,4	1,6	1	1	1,2	
Sc	ppm	5	3,5	16	11	2,4	3,4	3	2,5	5	4,3
Ti	ppm	3600	6000	1500	1500	3900	3900	3200	4200	4000	6000
V	ppm	70	160	70	40	80	80	80	100	90	160
Cr	ppm	90	320	60	60	120	120	90	120	100	360
Mn	ppm	180	340	600	390	60	70	80	390	140	220
Co	ppm	1,9	5	8	54	2,5	2,6	1,5	9	3	4
Ni	ppm	17	50	60	170	70	70	18	60	21	37
Cu	ppm	20	25	28	100	24	24	24	22	31	32
Zn	ppm	30	60	60	200	50	40	40	70	60	70
Ga	ppm	17	25	11	10	21	22	18	23	17	26
Ge	ppm	0,7	2,8	1,1	1,2	1	1	0,5	1,5	0,9	2,3
As	ppm	21,9	25,9	26,6	9,3	7,4	7,4	14,9	2	18,3	28,7
Se	ppm	0,16	0,16	0,38	0,45	0,106	0,17	0,114	0,15	0,18	0,19
Rb	ppm	47	27	2,2	17	49	53	40	17	40	45
Sr	ppm	80	90	50	90	140	130	150	110	120	100
Y	ppm	2	1,6	10	16	1,6	1,9	2	1,1	4	2,1
Zr	ppm	120	130	59	56	130	130	120	130	130	130
Nb	ppm	10	14	5	5,6	10	11	9	11	13	16
Mo	ppm	0,35	1	0,6	0,36	0,33	0,6	0,5	0,5	0,8	1
Ag	ppm	2,3	0,52	1,2	0,97	0,93	1,5	0,83	1,8	0,91	1,2
Cd	ppm	0,21	0,19	0,09	0,17	0,25	0,23	0,2	0,27	0,24	0,3

Продолжение таблицы 5.2

№пп	№обр	1	2	3	4	KM005s	KM024g	KM023g	KM015g	1	2	3	4	KM009s	KM014s	KM025s	KM026s	KM027s	KM031s	9	8	7	6	5	KM037s	10
Sn	ppm	1,5	1,8	0,8	0,38					1,6		1,6		1,6		1,6		1,7		1,9		1,9		1,7		2
Sb	ppm	1,3	1,4	1,2	0,4					0,68		0,68		0,69		0,69		1		0,9		0,9		1		1
Te	ppm	0,02	0,15	0,053	0,1					0,016		0,015		<0,01		0,022		0,026		0,026		0,026		0,5		0,5
Cs	ppm	1,4	1,7	0,13	2,2					0,9		0,9		0,9		1,8		0,26		0,8		0,8		1,9		1,9
Ba	ppm	370	350	50	110					250		250		310		250		250		190		190		340		340
La	ppm	6	1,5	2,2	17					3,2		3		2,9		1,1		8		8		8		4		4
Ce	ppm	15	4,3	42	33					7		7		7		3,7		3,7		17		17		9		9
Pr	ppm	1,8	0,6	6,3	3,8					0,9		0,8		0,8		0,8		0,41		2		2		1,2		1,2
Nd	ppm	7	2,6	27	15					3,6		3,4		3,2		3,2		1,8		8		8		5		5
Sm	ppm	1,4	0,6	6	2,8					0,8		0,7		0,7		0,7		0,46		1,6		1,6		1		1
Eu	ppm	0,49	0,26	0,9	0,7					0,29		0,28		0,34		0,34		0,22		0,49		0,49		0,36		0,36
Gd	ppm	1,2	0,59	4	3,2					0,67		0,66		0,63		0,63		0,41		1,3		1,3		0,87		0,87
Tb	ppm	0,14	0,09	0,5	0,5					0,09		0,09		0,09		0,09		0,06		0,16		0,16		0,11		0,11
Dy	ppm	0,7	0,51	2,2	2,9					0,48		0,48		0,5		0,51		0,31		0,8		0,8		0,6		0,6
Ho	ppm	0,12	0,1	0,4	0,6					0,09		0,09		0,1		0,1		0,06		0,15		0,15		0,11		0,11
Er	ppm	0,36	0,32	1,1	1,6					0,28		0,32		0,32		0,32		0,18		0,45		0,45		0,32		0,32
Tm	ppm	0,06	0,05	0,16	0,22					0,05		0,04		0,04		0,05		0,03		0,07		0,07		0,05		0,05
Yb	ppm	0,4	0,4	1	1,4					0,3		0,4		0,4		0,3		0,23		0,5		0,5		0,4		0,4
Lu	ppm	0,07	0,07	0,16	0,21					0,06		0,06		0,06		0,06		0,04		0,08		0,08		0,06		0,06
Hf	ppm	4	5	1,7	1,6					5		4		4		4		4		5		5		5		5
Ta	ppm	1,1	1,5	0,39	0,5					1,1		1,1		1		1		1,1		1,4		1,4		1,6		1,6
W	ppm	3,2	11	2,3	1,2					9		9		3,7		6		6		2,9		2,9		11		11
Tl	ppm	0,4	0,4	0,04	0,12					0,4		0,4		0,3		0,3		0,2		0,3		0,3		0,5		0,5
Pb	ppm	20	12	4	3,2					16		16		18		8		8		25		25		17		17
Bi	ppm	0,053	0,26	0,18	0,22					0,048		0,041		0,062		0,022		0,146		1,5		1,5		1,5		1,5
Th	ppm	3,4	1,6	4,4	5					3,7		3,9		2,9		2,1		7		2,6		2,6		2,6		2,6
U	ppm	2,8	3,2	2,4	3,8					3		3		2,4		2,9		3,7		3,7		3,7		2,2		2,2

Продолжение таблицы 5.2

№ пп	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
№ обр	KM038S	KM040S	KM041S	KM044S	KM048S	KM049S	KM018g	KM020g	KM032S	KM034S
Li	5	0,3	1,3	1,2	2,2	4	14	12	5	14
Be	2	0,8	1,4	0,5	3	1,6	0,5	1	1,3	1,2
Sc	5	3,7	3,7	11	0,8	1,1	3,3	3,2	8	5
Ti	3200	6000	1400	3700	3400	1800	2200	2300	6000	3600
V	90	160	150	90	70	50	50	50	100	70
Cr	ppm	80	300	90	90	100	80	60	70	80
Mn	ppm	190	600	60	900	70	60	500	600	500
Co	ppm	2,3	7	1,5	9	1,9	0,7	15	5	8
Ni	ppm	27	40	12	80	28	7	40	28	50
Cu	ppm	15,8	26	17,3	26	10	7	20	17,7	50
Zn	ppm	30	70	19	100	24	15	50	30	90
Ga	ppm	22	26	18	23	24	12	13	11	24
Ge	ppm	0,8	5	0,47	3	0,7	0,9	1,6	0,8	2,7
As	ppm	19,6	43	102	29,2	2,5	0,82	6,6	7,3	23,2
Se	ppm	<0,07	0,23	1,7	0,21	<0,07	<0,07	0,131	<0,07	0,23
Rb	ppm	19	9	64	4	39	35	0,4	12	11
Sr	ppm	80	60	90	50	70	60	60	90	190
Y	ppm	0,6	2	1,6	5	0,2	0,8	2	3	5
Zr	ppm	100	130	170	120	97	75	80	89	160
Nb	ppm	8	14	5	9	12	8	7	7	17
Mo	ppm	<0,006	1,2	1,1	0,21	<0,006	<0,006	<0,006	0,17	<0,006
Ag	ppm	0,69	0,43	0,76	0,82	1	0,84	0,49	2,1	2
Cd	ppm	0,12	0,11	0,14	0,11	0,09	0,07	0,08	0,09	0,09
Sn	ppm	1,8	1,8	1,2	1,5	1,8	1,6	1,1	2,1	1,7
Sb	ppm	0,9	1,8	2,7	2	0,25	0,18	0,55	0,3	1,7

Продолжение таблицы 5.2

№ пп		11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
№ обр		KM038S	KM040S	KM041S	KM044S	KM048S	KM049S	KM018g	KM020g	KM032S	KM034S
Te	ppm	0,019	0,21	1	<0,01	0,033	<0,01	0,012	0,019	0,033	0,021
Cs	ppm	2,2	0,9	1	0,31	1	0,7	0,065	0,47	0,6	0,6
Ba	ppm	160	200	390	100	230	260	80	190	220	320
La	ppm	0,5	5	4	6	0,5	0,07	1,7	3,3	9	4
Ce	ppm	1,2	13	9	17	1,2	0,29	4,1	8	24	10
Pr	ppm	0,17	1,7	1,1	2,2	0,15	0,03	0,45	0,9	2,8	1,1
Nd	ppm	0,75	8	5	10	0,66	0,15	1,8	3,3	12	4,3
Sm	ppm	0,19	1,8	1,1	2,4	0,13	0,08	0,46	0,7	2,5	0,9
Eu	ppm	0,1	0,33	0,23	0,5	0,049	0,042	0,16	0,24	0,6	0,31
Gd	ppm	0,19	1,3	0,85	2,1	0,1	0,12	0,49	0,68	2	0,93
Tb	ppm	0,03	0,17	0,1	0,28	0,014	0,027	0,08	0,09	0,24	0,14
Dy	ppm	0,2	0,9	0,54	1,6	0,08	0,18	0,54	0,6	1,4	0,9
Ho	ppm	0,05	0,16	0,09	0,3	0,015	0,04	0,11	0,12	0,26	0,18
Er	ppm	0,15	0,47	0,28	0,9	0,047	0,14	0,34	0,37	0,7	0,6
Tm	ppm	0,024	0,07	0,05	0,13	0,007	0,022	0,06	0,05	0,11	0,09
Yb	ppm	0,18	0,5	0,4	0,9	0,05	0,16	0,4	0,4	0,8	0,6
Lu	ppm	0,03	0,08	0,07	0,16	0,009	0,026	0,07	0,07	0,13	0,1
Hf	ppm	4	5	6	5	4	2,5	2,5	2,8	6	3
Ta	ppm	0,7	1,1	0,9	0,8	0,9	1	0,7	0,7	1,3	0,9
W	ppm	4	11	4	6	12	3,6	1,3	2,2	7	2,6
Tl	ppm	0,4	0,23	0,5	0,11	0,5	0,32	0,022	0,18	0,28	0,24
Pb	ppm	20	7	17	4	12	11	7	12	14	13
Bi	ppm	0,029	2,4	2,3	0,056	0,116	0,061	0,083	0,123	0,054	0,112
Th	ppm	2,5	1,8	0,7	8	0,9	0,5	4	4,4	2,4	6
U	ppm	2,4	2,4	4,5	3,7	1,2	0,9	1,5	1,4	4	1,8

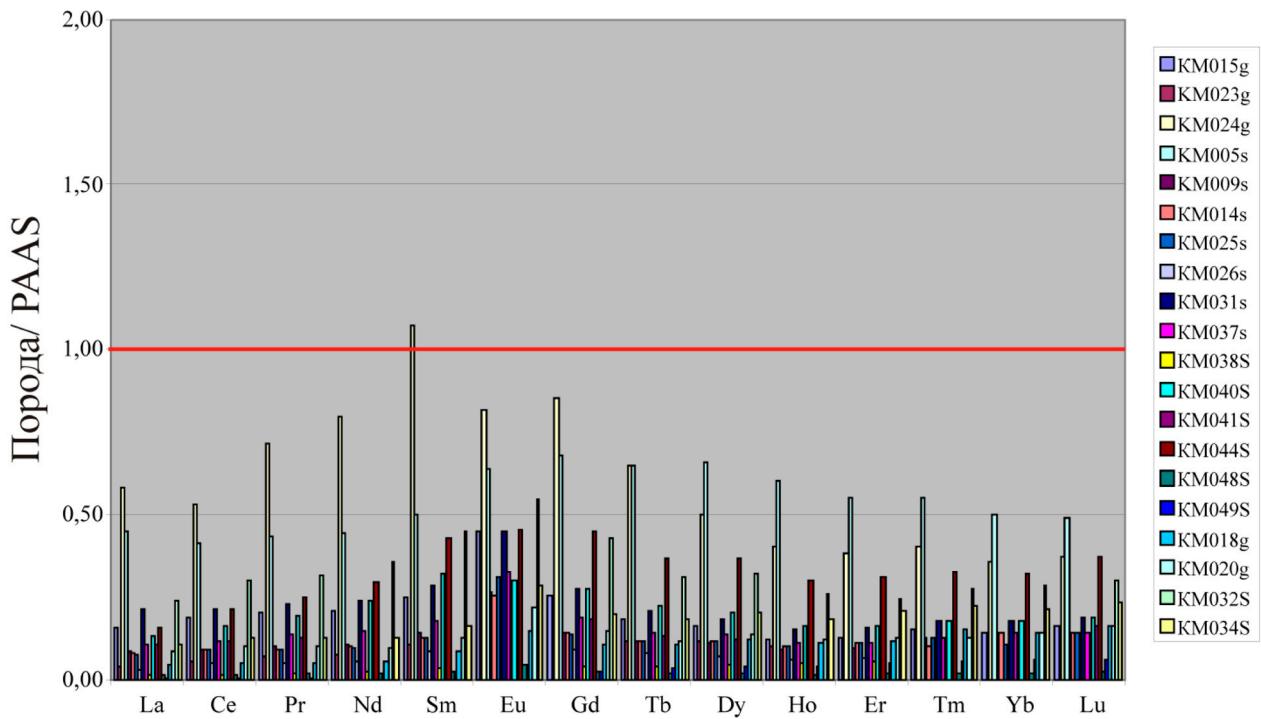


Рисунок 5.2 – Содержания редкоземельных элементов в углеродистых породах Кумакского рудного поля нормированные к PAAS [Тейлор, МакЛеннан, 1988]

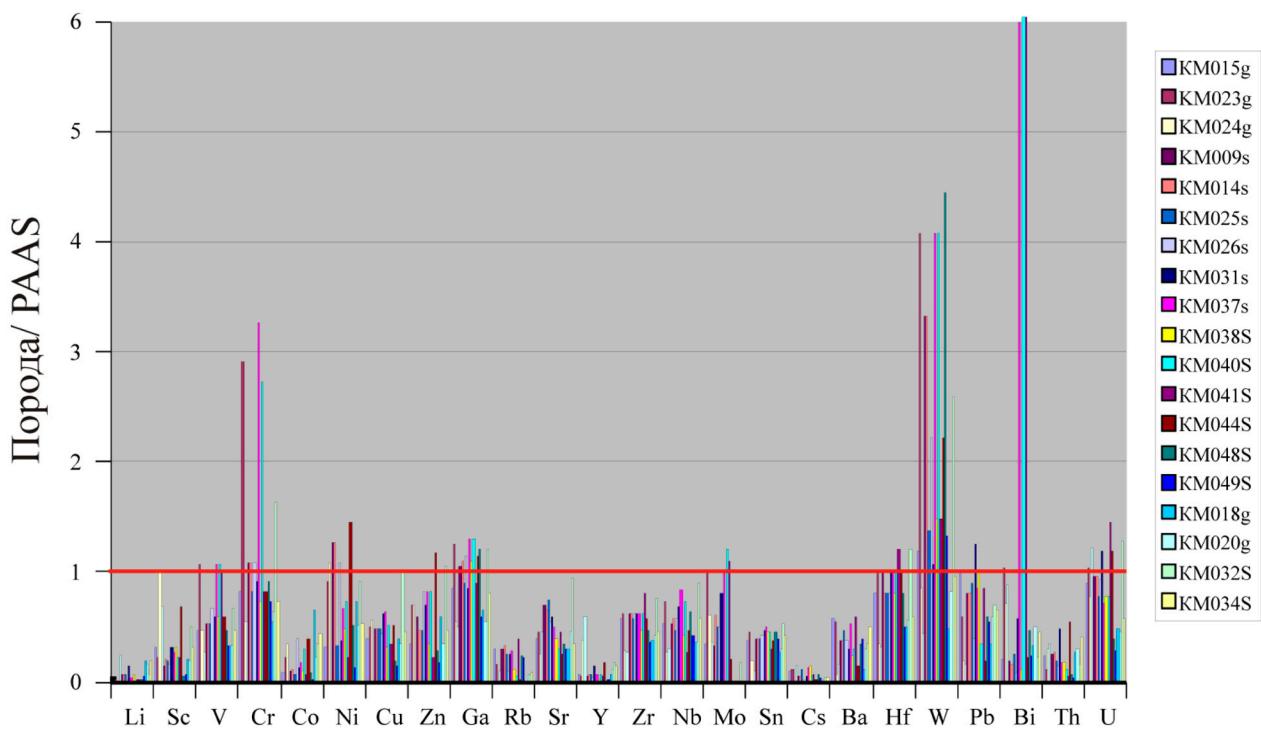


Рисунок 5.3 – Содержания малых элементов в углеродистых породах Кумакского рудного поля нормированные к PAAS [Тейлор, МакЛеннан, 1988].

Глава 6. РУДОНОСНОСТЬ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Кумакское рудное поле характеризуется большим разнообразием золоторудной минерализации, а также сложным полиформационным типом оруденения [Знаменский С.Е., Знаменская Н.М., 2009; Сазонов В.Н. и др., 2011], которое приурочено преимущественно к пачкам переслаивания метаморфизованных первичных терригенных и глинистых пород, превращенных в углеродистые слюдисто-кварцевые и кварцево-карбонат-слюдистые хлоритизированные сланцы. Изменения выражены развитием полос серицита, рекристаллизацией и обособлением кварца в жилы и прожилки различной мощности, развитием карбоната, ожелезнением.

В архивных и опубликованных материалах сведения о минеральных ассоциациях, распространенных в рудах, и о минералах сопутствующих золоту, редки и неоднозначны. По данным Якобса Е.Н. и Видюкова Н.Т. [1978ф] и собственным наблюдениям на месторождении установлены три продуктивные стадии:

1. Высокотемпературные кварцевые жилы с апатитом, шеелитом, тетрадимитом и золотом;
2. Среднетемпературные кварцевые жилы с турмалином, пиритом, тетрадимитом, сульфидами Cu, золотом;
3. Низкотемпературные кварцевые жилы с турмалином и карбонатом.

Золотоносными являются четыре минеральные ассоциации. Первая из них развита только на юге рудного поля (Кумакское месторождение, проявление Байкал) и представлена целым спектром золото-висмут-теллуридной минерализации (Рисунок 5.6, № 3), а также включениями раклэжита и самородного золота в кобальтине (Рисунок 5.6, Таблица 6.6). Вторая – мелкое самородное золото (в виде пленок и гнезд) наблюдается во всех

разновидностях сланцев, а также накладывается на кварцевые и шеелит-кварцевые жилы (Рисунок 5.5). Третьей ассоциацией является полиметаллическая минерализация с бедным содержанием благородного металла (в пределах рассматриваемой площади она слабо проявлена). Четвертая (преобладающая) – фиксируется в основной зоне смятия на северном участке. Золото здесь тонкодисперсное, связано с мелкокристаллическим пиритом, арсенопиритом и приурочено к зонам с развитием турмалинизации.

Углеродистые отложения представляют собой благоприятную геохимическую среду для первичного накопления многих промышленно важных элементов. Наиболее ценным металлом углеродистых отложений является золото, что объясняется экономическим значением золоторудных месторождений, пространственно, а иногда и генетически, связанных с ними. По данным Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [1994], кларковые содержания золота в черных сланцах, расчетанные на основе мировой статистики, составляют 0,008–0,010 г/т. Более высокие его значения в углеродистых отложениях классифицируются следующим образом: 20–35 мг/т – аномалия, 35–50 мг/т – сильная аномалия, > 50 мг/т – рудогенная аномалия. Количество золота в углеродистом веществе разной степени метаморфизма обычно составляет 16–60% от суммарного его содержания в углеродистых породах [Юдович Я.Э., Кетрис М.П., 1994].

В ходе полевых работ на Кумакском месторождении опробованы на золото и серебро слабоизмененные и измененные углеродистые сланцы брединской свиты (Таблица 6.1) [Коломоец А.В. и др., 2020]. Определения благородных металлов проведены в лаборатории ООО «Оренбургская многопрофильная

компания» (г. Оренбург, исп. А.И. Корчагина). Содержания золота получены экстракционно-атомно-абсорбционным методом с органическими сульфидами (диапазон измерения по НСАМ 237-С – 0,10–20 г/т), серебра – пламенным атомно-абсорбционным методом (диапазон измерения по НСАМ 130-С – 2–2000 г/т) (спектрофотометр С-115, пламенно-фотометрический анализатор жидкости ПАЖ-1, колориметр фотоэлектрический КФК-2). В первых содержание Au достигает

0,6 г/т, Ag 3–4 г/т. В измененных сланцах распределение Au крайне неравномерное – от 0,1 до 17,7 г/т. В целом, анализ показал устойчивые надкларковые содержания в черных сланцах благородных металлов, достигающие в ряде образцов промышленных значений (Таблица 5.1). Дополнительно промыты шлиховые пробы из углеродистых сланцев и кор выветривания, состоящих преимущественно из дресвы и обломков жильного кварца и углеродистых сланцев.

Таблица 6.1 – Результаты штуфного опробования на Au и Ag (г/т) кварцевых жил и кварц-слиюдисто-турмалиновых углеродистых отложений Кумакского месторождения

№	№ пробы	Au	Ag	№	№ пробы	Au	Ag	№	№ пробы	Au
1	KM008s	0,15	-	18	KM028g	0,12	-	35	KM01s	0,28
2	KM010s	-	-	19	KM038s	-	-	36	KM02s	0,10
3	KM011g	3,50	-	20	KM005s	-	3,9	37	KM03s	0,34
4	KM012s	-	-	21	KM014s	0,15	-	38	KM04s	0,15
5	KM001g	6,50	-	22	KM019s	-	2,9	39	KM05s	0,12
6	KM004s	-	-	23	KM023g	-	3,2	40	KM06s	>20,00
7	KM004g	0,64	-	24	KM032s	-	3,3	41	KM07s	0,14
8	KM005s	-	-	25	KM009s	0,55	-	42	KM08s	0,16
9	KM006s	-	-	26	KM015g	0,15	4,1	43	KM09s	0,20
10	KM020s	-	-	27	KM024g	-	3,2	44	KM10s	0,12
11	KM046s	0,15	-	28	KM025s	-	-	45	KM11s	0,11
12	KM006g	0,25	-	29	KM026s	-	-	46	KM12s	0,17
13	KM010g	0,79	-	30	KM031s	-	3,0	47	KM13s	0,13
14	KM012g	0,32	-	31	KM037s	0,20	2,5	48	KM14s	0,16
15	KM013g	0,57	-	32	KM044s	-	4,0	49	KM15s	0,14
16	KM021g	-	-	33	KM048s	0,28	2,5	50	KM16s	0,16
17	KM022g	17,70	-	34	KM049s	0,19	3,0	51	KM17s	-

Примечание. 1–4 – кварцевые жилы; 5–51 – черные сланцы: 5–19 – окварцованные, ожелезнённые, 20–51 – слабоизмененные углеродистые сланцы.

Для № 35–51 серебро не определялось; прочерк – содержание элемента ниже чувствительности метода.

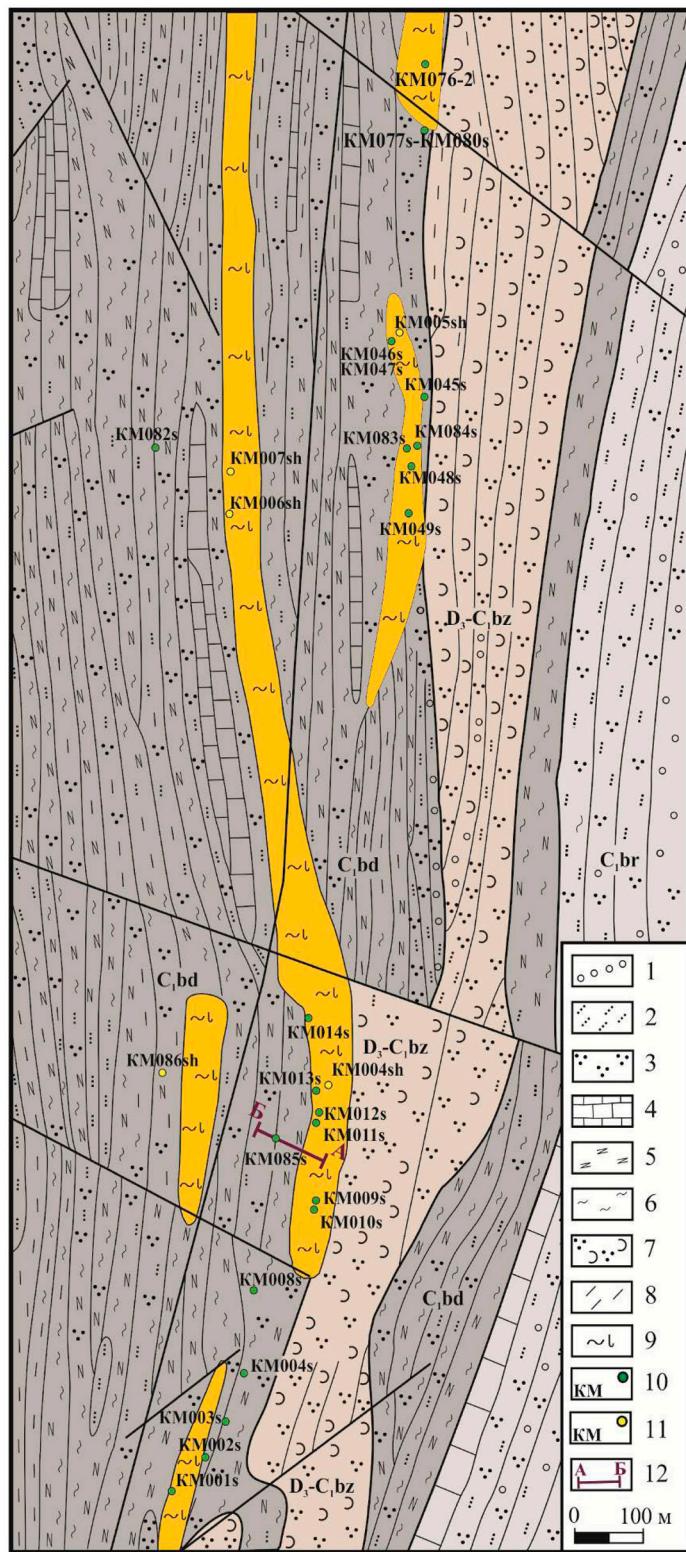
На северном продолжении Кумакского месторождения (проявление Байкал) описано и опробовано полотно канавы, полностью вскрывающей рудовмещающую черносланцевую полосу (Рисунок 6.1; Рисунок 6.2) (м):

0,0–19,2 – тектонизированные, метасоматически измененные, серицитовые серые сланцы с дресвой и щебнем кварца;

19,2–30,5 – черные углеродистые сланцы с редкими кварцевыми жилами и прожилками до 5 см, местами ожелезненные;

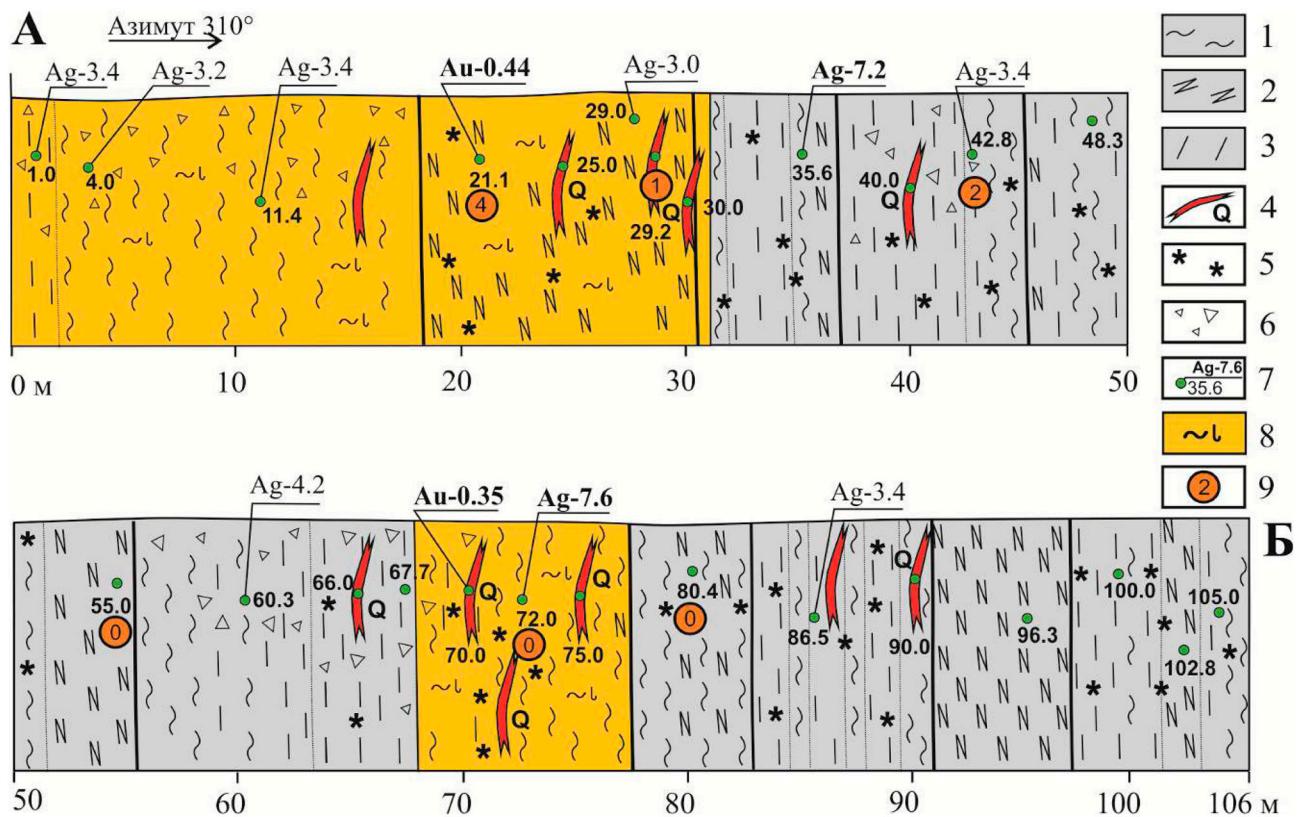
30,5–36,0 – серые слабоуглеродистые глинистые сланцы с прослойками углеродистых сланцев;

36,0–44,6 – переслаивание серых глинистых и зеленых (аповулканитовых?) сланцев;



Условные обозначения: 1 – конгломераты, 2 – песчаники, 3 – алевролиты, 4 – известняки, 5 – углеродистые сланцы, 6 – серицитовые сланцы, 7 – туффиты, туфоалевролиты и туфопесчаники, 8 – глинистые, зеленые сланцы, 9 – кварц-слюдисто-турмалиновые метасоматически измененные углеродистые сланцы, 10 – штуфные пробы, 11 – шлиховые пробы, 12 – положение разреза А-Б.

Рисунок 6.1 – Геологическая карта северного продолжения Кумакского месторождения (составлена по Миронову Е.Е. [1980ф] с добавлениями)



Условные обозначения: 1 – серицитовые сланцы, 2 – черные углеродистые сланцы, 3 – глинистые и зеленые сланцы, 4 – кварцевые жилы, 5 – ожелезнение породы, 6 – развитие дресвяно-щебнистой коры выветривания, 7 – точки опробования и значимые содержания Au и Ag, 8 – метасоматически измененные углеродистые сланцы, 9 – точки шлихового опробования и количество отмытых золотин.

Рисунок 6.2 – Полотно канавы и схема опробования на благородные металлы канавы А–Б.

44,6–55,7 – переслаивание серых и темносерых углеродистых сланцев с увеличением содержания углерода вверх по разрезу;

55,7–77,0 – переслаивание серых глинистых и серицитовых сланцев (в интервале 70,0–72,0 сильное ожелезнение и окварцевание);

77,0–83,2 – переслаивание серых серицитовых и темносерых углеродистых сланцев;

83,2–92,3 – осветленные и ожелезненные серые углеродистые сланцы;

92,3–97,3 – черные углеродистые сланцы неизмененные;

97,3–106,3 – сильно тектонизированные, осветленные и ожелезненные серые серицитовые и темносерые углеродистые сланцы.

Штуфное опробование всех разновидностей пород полотна канавы показало промышленные содержания золота и серебра (Таблица 6.2).

В интервалах 1,0–35,6 м и 67,7–75,0 м установлены обогащенные рудные участки: по внешнему виду они представлены турмалинизованными сланцами и массивными породами светло-серого цвета в темных породах углеродистой толщи с кварцевыми проводничками или телами (Рисунок 6.3). Это мелко сплоенные породы, состоящие из турмалина и серицита, часто в состав входит кварц, отрелит. Содержание турмалина в сланцах колеблется в довольно широких пределах. Кварц выделяется в виде мелких зубчатых и реже полигональных зерен; часто наблюдаются более крупные перекристаллизованные его обломки. Серицит выделяется в виде мелких чешуек, взаимно параллельное положение которых, обуславливает сланцеватую текстуру породы.

Таблица 6.2 – Результаты штуфного опробования на Au и Ag (г/т) пород, отобранных по разрезу А–Б

№ п/п	№ пробы	Au	Ag	№ п/п	№ пробы	Au	Ag	№ п/п	№ пробы	Au	Ag
1	KM085g-1,0	0,09	3,4	10	KM085s-80,4	0,18	2,0	19	KM085s-29,0	0,08	1,4
2	KM085g-4,0	–	3,2	11	KM085s-100,0	–	1,8	20	KM085s-30,0	–	1,4
3	KM085g-11,4	0,15	3,4	12	KM085s-105,0	0,09	2,2	21	KM085s-40,0	0,09	1,0
4	KM085g-35,6	0,15	7,2	13	KM085s-21,1	0,44	1,8	22	KM085s-66,0	0,10	2,0
5	KM085g-42,8	0,06	3,4	14	KM085g-29,2	0,12	3,0	23	KM085s-75,0	0,16	1,4
6	KM085g-48,3	0,06	2,6	15	KM085s-55,0	0,09	2,6	24	KM085s-90,0	0,09	0,8
7	KM085g-60,3	0,08	4,2	16	KM085g-96,3	0,09	1,8	25	KM085s-70,0	0,35	2,4
8	KM085s-67,7	0,15	1,6	17	KM085g-102,8	0,08	2,6	26	KM085g-86,5	0,08	3,4
9	KM085g-72,0	0,07	7,6	18	KM085s-25,0	0,06	2,2				

Примечание: 1–12 – серый серицитовый сланец; 13–17 – черный углеродистый сланец; 18–24 – кварц жильный; 25 – кварц жильный ноздреватый, ожелезненный; 26 – осветленный, ожелезненный серый углеродистый сланец; прочерк – содержание элемента ниже чувствительности метода.

В углеродистых и рудных сланцах постоянно наблюдается прозрачная бесцветная слюда – нитрийсодержащий мусковит. Морфология его выделений разнообразна. По своему химическому составу эта слюда отличается от мусковита присутствием натрия, изоморфно замещающего калий в структуре (Таблица 6.3).

Рудные тела на месторождении наблюдаются в сланцах рудного облика в виде прерывистых линз, иногда кулиснозаходящих друг за друга и залегают согласно с породами пачки углеродистых сланцев. При изучении встречены сланцы с реликтовыми структурами и следами слоистости осадочных пород. Между рудными и углеродистыми сланцами, при уменьшении в последних содержания углеродистого вещества, наблюдаются постепенные переходы. Углеродистые сланцы, содержащие большое количество серицита, приобретают шелковистый блеск, оставаясь такими же темными. Это объясняется тем,

что углеродистое вещество тонко рассеяно. С его уменьшением в сланцах возрастает содержание серицита, кварца, отрелита. Такие разновидности сланцев часто встречаются в углеродистой толще; во многих случаях по контакту со сланцами рудного облика.

Химические составы углеродистых пород и их измененных разностей (кварц-слидисто-турмалиновых, кварц-сериицитовых и серицит-хлоритовых) Кумакского месторождения близки друг к другу (Таблица 2.3; Таблица 6.4). Содержания SiO_2 (от 40 до 80%) и Al_2O_3 (от 11 до 35%) варьируют в широких пределах в зависимости от степени окварцевания, хлоритизации или серицитизации пород. Рудные сланцы характеризуются повышенными по сравнению с вмещающими терригенно-осадочными породами количествами щелочей с заметным преобладанием K_2O (Таблица 6.4). Устанавливаются повышенные количества TiO_2 (0,85 – 1,20%).

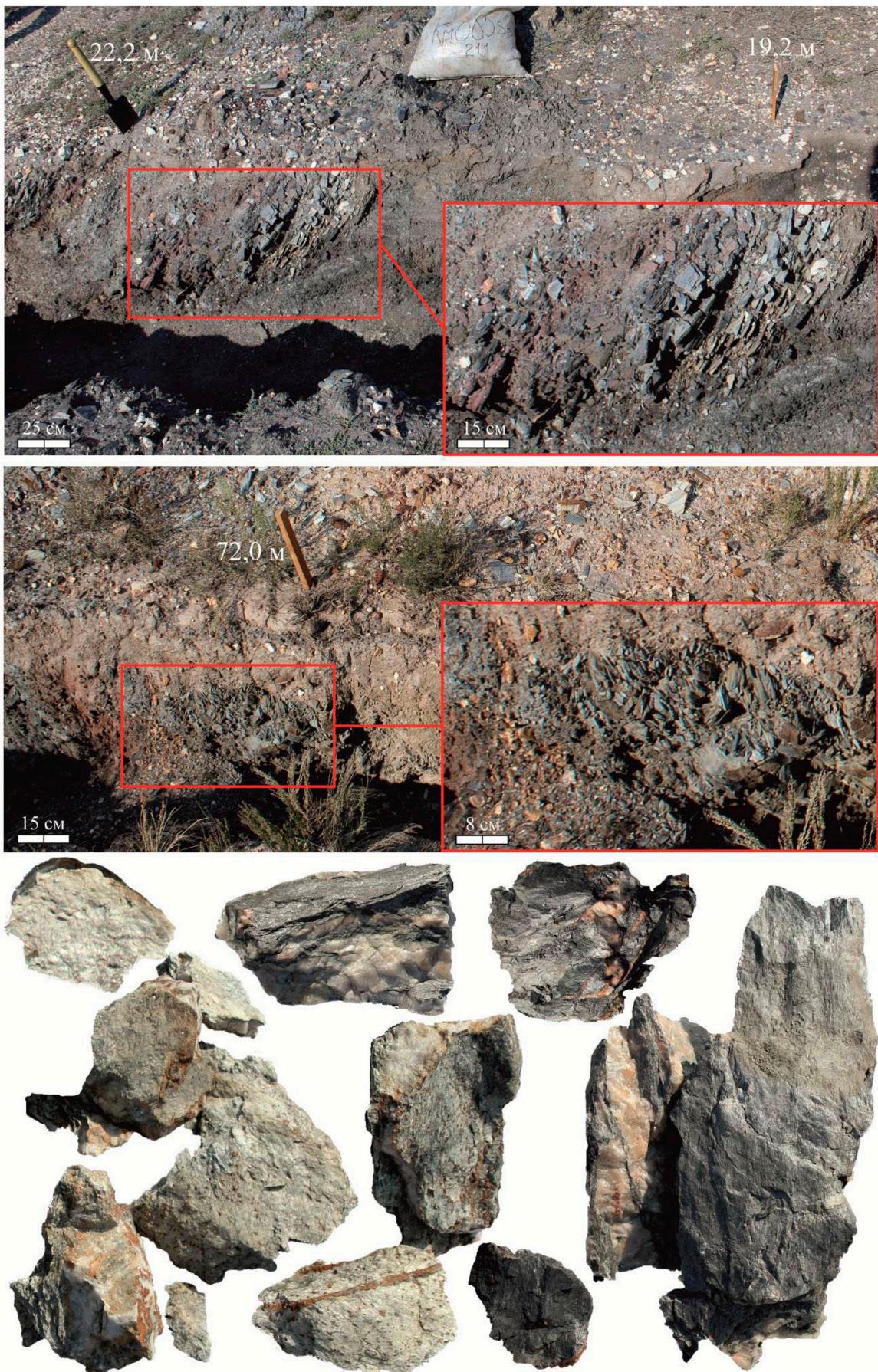


Рисунок 6.3 – Кварц-слюдисто-турмалиновые метасоматически измененные углеродистые сланцы рудовмещающей толщи.

Таблица 6.3 – Химический состав слюд Кумакского месторождения

	1	2	3		KM038s	KM013s	KM021s	KM005s	KM044s
SiO_2	45,30	46,65	63,28	SiO_2	47,40	48,64	46,74	48,10	46,36
TiO_2	не обн.	0,10	не обн.	TiO_2	0,24	0,31	не обн.	0,20	0,17
Al_2O_3	37,70	36,97	25,70	Al_2O_3	37,94	37,60	37,98	37,51	37,06
Fe_2O_3	0,70	0,88	0,47	FeO	0,54	0,75	0,30	1,00	0,64
FeO	0,10	не обн.	не обн.	MgO	0,30	0,26	0,22	не обн.	0,29
MnO	следы	следы	следы	Na_2O	1,79	1,41	1,31	1,50	1,81
MgO	1,30	0,54	1,10	K_2O	8,39	9,54	8,43	8,90	8,61
CaO	0,41	не обн.	не обн.	CaO	не обн.	не обн.	0,23	не обн.	не обн.
Na_2O	2,34	1,99	1,25	Σ	96,60	98,50	95,21	97,21	94,95
K_2O	7,08	7,96	5,67						
H_2O	2,95	4,50	2,34						
Li_2O	0,0034	0,0006	0,0005						
Rb_2O	0,019	0,016	0,014						
ппп	1,67	не опр.	не опр.						

Примечание. Образцы 1–3 заимствованы [Миронов Е.Е., Новгородова М.И., 1980ф]:

1 – Na-содержащий мусковит (длиннолучистый в кварцевом прожилке); 2 – Na-содержащий мусковит (крупночешуйчатый в углеродистом сланце); 3 – Na-содержащий мусковит (скопления тонкозернистой слюды на контакте кварцевой жилы и углеродистого сланца).

Образцы KM005s, KM038s, KM013s, KM021s, KM044s – Na-содержащий мусковит в углеродистом сланце.

Золото в пределах Кумакского рудного поля встречается как в углеродистых сланцах, так и в насыщающих их кварцевых прожилках. На месторождении получено более сотни мелких и средних золотин (по классификации Н.В. Петровской [1973]) размером от $0,05 \times 0,1$ до $0,3 \times 0,1$ мм, а также в прожилке кварца найдено небольшое скопление золота, пронизывающее образец вглубь на 1,5 см (Рисунок 6.4; Рисунок 6.5). Фотографии их поверхностей, а также определение элементного состава в полированных препаратах выполнены на растровом электронном микроскопе Tescan Vega 3 с энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-act в ЦКП при ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (аналитик М.А. Рассомахин, использовано углеродное напыление, ускоряющее напряжение 20 кВ, «живое» время 120 с, эталоны MAC (Micro-analysis consultants LTD, рег. № 1362)).

Формы выделения самородного золота самые разнообразные: пластинчатая; изометрическая, полуокатанная, пупырчатая, в виде сростков и листочек (Рисунок 6.4; Рисунок 6.5). Выделяется золото в виде пористых губчатых и друзовидных агрегатов, пластинок, пленок. Пленочное золото особенно характерно для сланцев. На поверхности золотин отмечается колломорфные почковидные корочки лимонита, а также срастания с мусковитом и турмалином. Отмечена пластичность выделений с треугольными акцессориями роста размером 2–4 мкм, такое золото редко сопровождается рудными минералами (Рисунок 6.5, №7). Анализ золотин выявил неоднородный их состав. Золото относится к высокопробному типу (Au – 92–96%), содержания серебра составляют 6–9% (Таблица 6.5).

Таблица 6.4 – Химический состав углеродистых сланцев Кумакского месторождения

	1	2	3	4	5	6		KM025s	KM085s -21,1	KM085g -35,6	KM085s -72,0
SiO_2	60,62	46,46	80,26	47,26	55,93	61,09	SiO_2	60,00	66,50	53,00	63,00
TiO_2	0,95	0,85	0,35	1,03	2,55	1,35	TiO_2	1,20	1,20	0,85	1,20
Al_2O_3	20,76	31,56	11,51	35,26	26,03	21,32	Al_2O_3	24,20	18,40	14,00	21,60
Fe_2O_3	1,08	2,92	0,41	2,02	3,54	1,08	Fe_2O_3	1,40	3,20	17,00	3,70
FeO	0,73	1,46	0,73	0,42	–	1,31	FeO	–	0,30	0,57	0,35
MnO	0,03	0,03	0,03	–	–	–	MnO	0,01	–	–	–
CaO	0,20	0,20	0,14	0,22	0,23	0,24	CaO	0,70	0,20	0,20	0,20
MgO	0,37	1,56	1,56	0,70	0,44	0,55	MgO	0,60	0,30	0,40	0,40
Na_2O	0,86	1,40	0,64	1,35	7,76	1,32	Na_2O	1,25	1,00	1,00	1,40
K_2O	5,94	9,50	2,94	6,33	–	4,00	K_2O	2,00	2,50	1,20	2,50
P_2O_5	0,05	0,04	0,03	не обн.	–	не обн.	P_2O_5	0,02	0,06	0,48	0,05
S	0,01	0,01	0,01	–	–	–	$\text{C}_{\text{опр}}$	5,31	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H_2O	2,40	4,15	1,75	4,48	–	2,47	ппп	8,11	6,16	11,26	5,33
CO_2	0,02	0,03	0,08	0,48	–	–					
$\text{Co}_{\text{пр}}$	5,70	–	–	–	–	–					
Σ	99,72	100,17	99,28	99,68	100,29	–	Σ	99,74	99,82	99,96	99,70

Примечание. Образцы 1–6 заимствованы: метаморфизованный углеродисто-кремнисто-глинистый сланец (1) и метасоматиты кварц-серицитовой формации (2-3), образовавшихся по ним [Сазонов В.Н. и др., 1999];

4 – турмалиново-серицитовый сланец [Сорокин В.Н., Герман С.М., 1965ф];

5 – кварц-серицитовый сланец [Усатая Е.С., 1938];

6 – серицитовый сланец [Якобс Е.И., Видюков Н.Т., 1978ф].

Образцы KM025s, KM085s-21,1, KM085g-35,6, KM085s-72,0 проанализированы в химической лаборатории Института геологии УНЦ РАН (г. Уфа, аналитик С.А. Ягудина): KM025s – углеродистый сланец, KM085g-35,6 – сильно ожелезненный глинистый сланец, KM085g-35,6 и KM085g-72,0 – кварц-слюдисто-турмалиновые метасоматически измененные углеродистые сланцы.

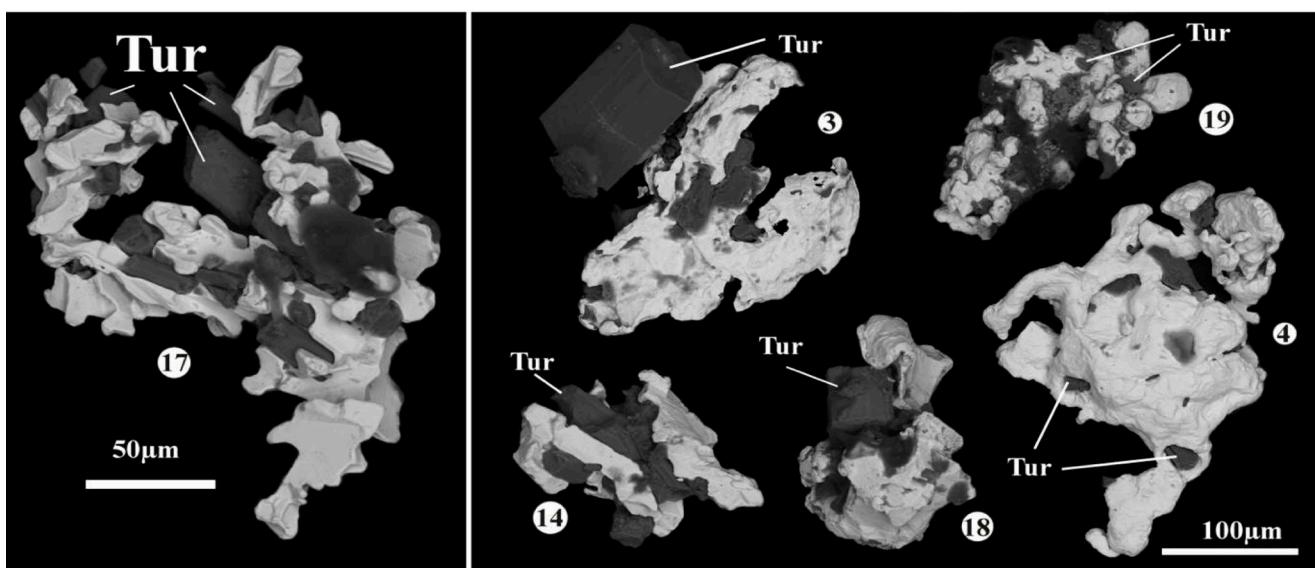


Рисунок 6.4 – Электронно-микроскопические изображения поверхности золотин, отмытых из углеродистых сланцев и кор выветривания Кумакского месторождения

Таблица 6.5 – Элементный состав золотин Кумакского месторождения

Золотина	Au, %	Ag, %	Пробность
1ц	93,91	6,09	939
1к	94,42	5,58	944
2	94,30	5,70	943
3	92,61	7,39	926
4ц	93,61	6,39	936
4к	100,00	0,00	1000
5	93,02	6,98	930
7ц	93,00	7,00	930
7к	94,28	5,72	943
8	91,86	8,14	919
9	100,00	0,00	1000
10	93,30	6,70	933
11	93,88	6,12	939
12	95,73	4,27	957
13	94,74	5,26	947
14	95,73	4,27	957
15	94,04	5,96	940
16	90,88	9,12	909
17	94,55	5,45	946

Примечание: номера золотин см. рисунок 6.4. и 6.5 ц – центр, к – край зерна.

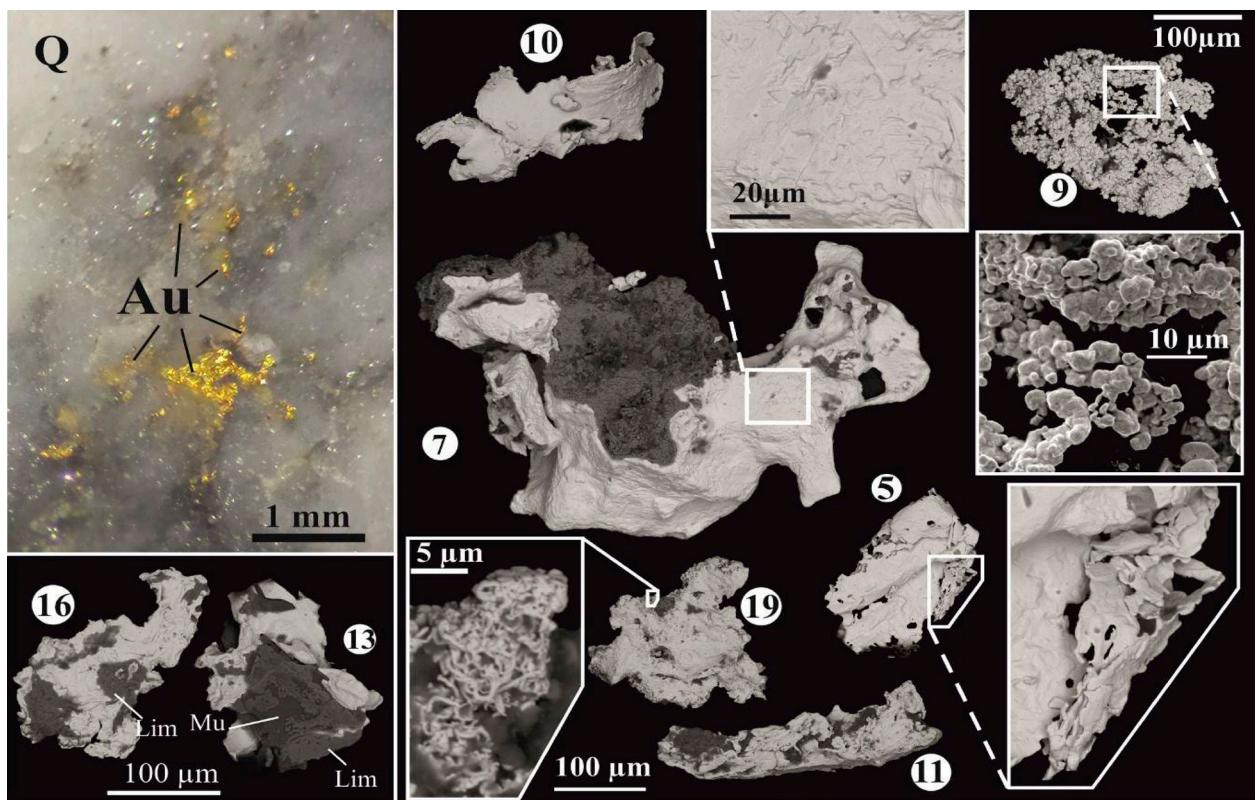
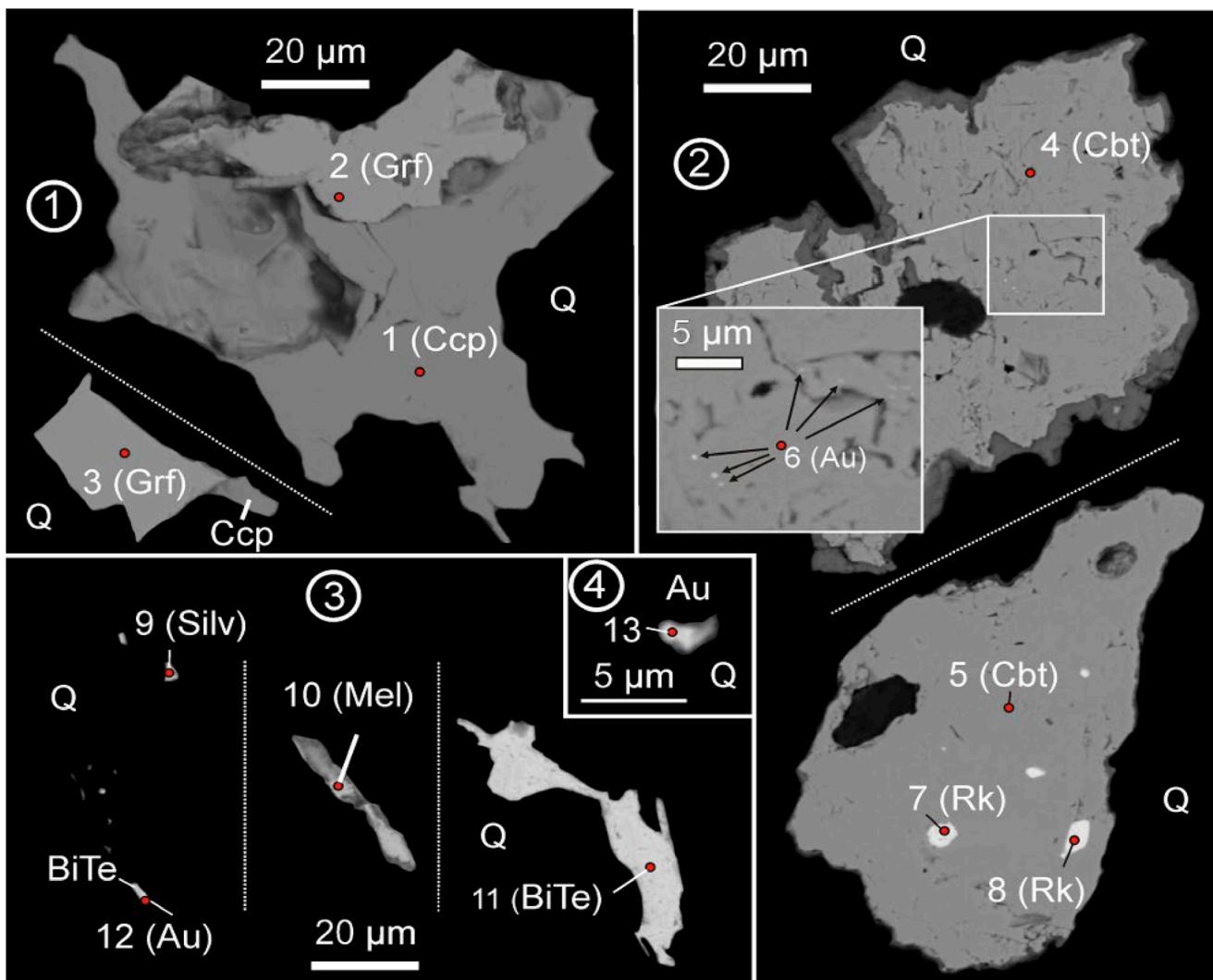


Рисунок 6.5 – Самородное золото в кварцевом прожилке и электронно-микроскопические изображения поверхности золотин, отмытых из углеродистых сланцев и кор выветривания на Кумакском месторождении

Основная масса золота на месторождении выделяется в виде мономинеральных скоплений. Золото, не образующее сростков ни с сульфидами, ни с жильными минералами, характерно как для сланцев, так и для кварцевых прожилков. В первых золото выделяется в виде мономинеральных пленок, во вторых, – отлагается по трещинам и в угловатых промежутках между зёрнами кварца. Значительно меньшие количества

золота наблюдаются в срастании с рудными минералами. Отмечены ассоциации с теллуридами висмута. С этими минералами золото срасталось по ровным границам, часто образует сегментные прожилки. Характер срастаний теллуридов и золота, а также постоянная высокая золотоносность участков рудных тел, обогащенных теллуридами, указывает на близко одновременное выделение этих минералов (Рисунок 6.6; Таблица 6.6).



Условные обозначения: 1 – срастание халькопирита (*Ccp*) и герсдорфита (*Grf*); 2 – зерна кобальтина (*Cbt*) с включениями самородного золота (*Au*) и раклэжита (*Rk*); 3 – срастание теллурида висмута (*BiTe*) и золота (*Au*), теллуриды никеля (*Mel*) и золота (сильванит, *Silv*); 4 – самородное золото (*Au*) в кварце (*Q*).

Рисунок 6.6 – Электронно-микроскопические изображения минералов включений в углеродистых сланцах Кумакского месторождения

Таблица 6.6 – Состав минералов включений в углеродистых сланцах Кумакского месторождения

Анализ	S	Fe	Co	Ni	Cu	As	Сумма	Минерал
1	34,64	30,5			36,15		101,28	Халькопирит (Ccp)
2	17,13	7,94	2,75	23,6	0,64	47,95	100,00	Герсдорфит (Grf)
3	16,54	8,73	1,49	24,77		51,15	102,67	Герсдорфит (Grf)
4	17,76	4,71	21,16	8,88		47,49	100,00	Кобальтин (Cbt)
5	17,74	6,33	19,14	9,44		47,35	100,00	Кобальтин (Cbt)
Анализ	Ni	Au	Ag	Te	Pb	Bi	Сумма	Минерал
6		94,74	5,26				100,00	Золото (Au)
7			1,78	41,96	20,99	35,5	100,23	Раклиджит (Rk)
8			1,83	43,32	18,23	36,62	100,00	Раклиджит (Rk)
9		36,95	9,64	48,07		5,35	100,00	Сильванит? (Silv)
10	19,58			80,20			99,77	Мелонит (Mel)
11				44,76	4,53	50,28	99,57	Теллуроисмутит (BiTe)
12		89,69	10,31				100,00	Золото (Au)
13		85,63	14,37				100,00	Золото (Au)

Примечание: положение точек анализа см. рисунок 6.6

Золото часто сопровождается сульфидами. Основным минералом-концентратором благородного металла в породах черносланцевых толщ является пирит, который на Кумакском месторождении является наиболее распространенным из сульфидов. Однако с ним связано очень небольшое количество золота, обычно не превышающее 5–6% от общего содержания в промышленной руде (Таблица 6.7). Пирит образует две морфологические разновидности: кубические, октаэдрические, кубо-октаэдрические кристаллы и тонкозернистые пористые агрегаты и волосовидные прожилки [Сорокин В.Н., Герман С.М., 1965ф]. Часто различные разновидности образуют сложные агрегаты или же отлагаются в пределах одного прожилка, слагая его отдельные сегменты.

В верхних горизонтах месторождения широко развиты процессы гипергенеза. Здесь

сланцы разрыхлены и отчасти каолинизированы. По данным М.Н. Альбова [1960] содержание золота в натеках гидроокислов железа, отобранных с горизонта 72 м, достигает 0,1 г/т. Отмечено, что в зоне гипергенеза происходит вторичное переотложение золота в виде мелких губчатых высокопробных агрегатов (Рисунок 6.5, №9), а также образование на некоторых зернах каймы с явными признаками облагораживания и очищения от элементов-примесей (Таблица 5.5) [Альбов М.Н., 1960; Мурзин В.В., Малюгин А.А., 1987]. Такого рода каймы типичны для гипергенного новообразованного золота.

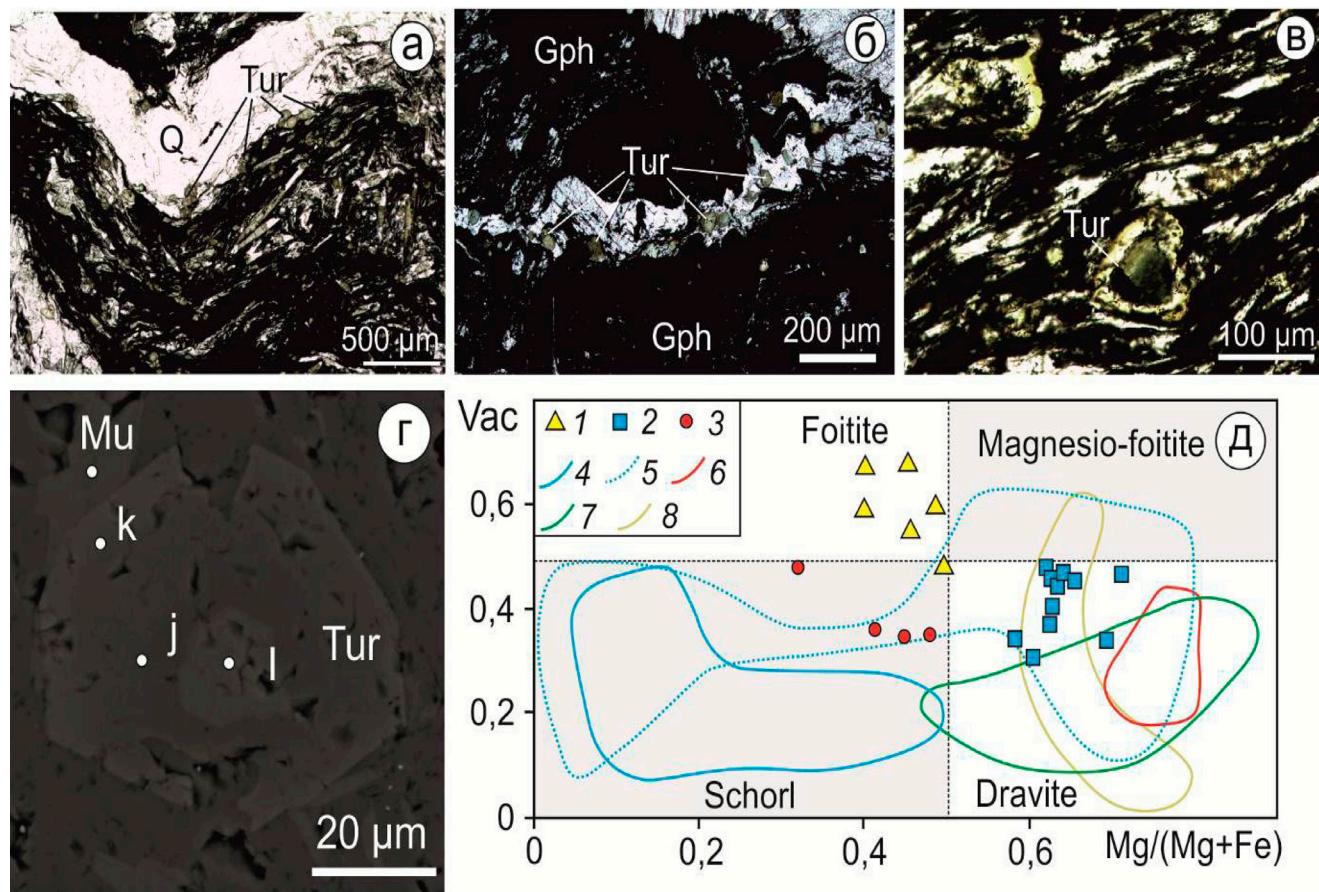
Полевое изучение сланцев различного состава Кумакского месторождения показало, что турмалин широко развит во всех их разновидностях. Микроскопические наблюдения подтвердили эти данные. Его содержание колеблется от единичных зерен до 15–20%, поднимаясь, в редких слу-

чаях, до 60–70% [Сорокин В.Н., Герман С.М., 1965ф]. Турмалин отмечен в виде идиоморфных кристаллов, ясно плеохроирует в зеленоватых оттенках, развит неравномерно в породе и преобладает в интервалах, обогащённых углеродистым веществом (Рисунок 6.7а). Редко он отмечается в прослоях кварц-слюдистого состава (Рисунок 6.7б), причём вытянутые призматические кристаллы в продольном сечении демонстрируют нарушение плойчатой текстуры. Турмалин в продольных сечениях представлен тонкими, вытянутыми, узкопризматическими кристаллами размерами до 0,8 мм, часто с трещинками, в поперечном сечении – в виде разнообразных шестиугольников. Трещинки в кристаллах турмалина (сомкнутые и слабо раскрытые) свидетельствуют о хрупких деформациях турмалина. Иногда на перегибах складок вблизи открытых трещин наблюдаются пластические деформации турмалина, выраженные в слабом изгибе.

Часто в кристаллах наблюдается зональное строение турмалина, подчёркнутое окраской минерала: в центральной части – синевато-зелёный, на периферии – светло-зелёный (Рисунок 6.7в). При больших увеличениях объектива можно наблюдать в турмалине пойкилитовые включения углеродистого вещества в незначительном количестве. По своему химическому составу турмалины попадают в поле дравита, фойита и шерла (Таблица 6.8, Рисунок 6.7д). Они достаточно высокомагнезиальные и не содержат примесей металлов, Mn, F и As, характерных для турмалинов порфировых месторождений и гранитов [London D. et al., 1996; Baksheev I. et al., 2012; Jiang S. J. et al., 2008], и близки к метаморфогенному дравиту орогенных золотых и золото-сульфидных месторождений, а также турмалину золото-порфировых объектов [Jiang S. J. et al., 2008; Hazarika P., Mishra B., 2015; Voudouris P. et al., 2019; Рассомахин М. А. и др., 2020].

Таблица 6.7 – Данные по содержанию золота в пирите с горизонта 320 м на Кумакском месторождении (см.разрез на Рисунке 2.2) [Сорокин В.Н., Герман С.М., 1965ф]

№ проб	Место взятия	Содержание пирита в руде	Содержание золота в руде г/т	Содержание золота в пирите г/т	Количество золота, приходящееся на долю пирита %
1	гор.320 м	1,0	0,4	1,2	3,0
2	гор.320 м	0,2	3,8	5,5	0,3
3	гор. 320м	2,1	3,8	3,9	2,1
4	гор. 320м	1,2	0,4	0,2	0,6
5	гор. 320м	0,8	1,0	1,5	1,2
6	гор. 320м	0,7	2,4	2,8	0,8
7	гор. 320м	2,2	3,2	8,8	5,9
8	гор. 320м	0,3	сл.	0,5	–



Минералы: Tur – турмалин, Ми – мусковит, Q – кварц, Gph - графит; а, б – полосчатая, плойчатая текстура углеродсодержащего кварц-слюдистого сланца; в – зональность турмалина с включениями углеродистого вещества; г – электронно-микроскопические фотографии поперечных срезов кристаллов турмалина и точки анализа; д – сравнение состава турмалина из месторождений различного генезиса. 1–3 – точки составов турмалинов Кумакского месторождения: 1 – центр, 2 – середина, 3 – край кристалла; 4–8 – поля составов турмалина из месторождений: 4, 5 – оловорудного Хнилец, Словакия [Jiang S.-J. et al., 2008]: 4 – из гранитов; 5 – из вмещающих метаморфических пород; 6 – орогенного золота Хатти, Индия [Hazarika P., Mishra B., 2015]; 7 – Cu-Mo-Au-Te порфирового Факос, Греция [Voudouris P. et al., 2019]; 8 – золото-сульфидного месторождения Муртыкты [Рассомахин М. А. и др., 2020].

Рисунок 6.7 – Турмалиновая минерализация в углеродистых сланцах Кумакского месторождения

Тесное срастание турмалина и золота (Рисунок 6.4) указывает на синхронность их отложения и позволяет выделить в пределах Кумакского рудного поля кварцево-турмалиновую золотоносную формацию [Альбов М.Н., 1960], сопоставимую с рядом объектов Восточного Забайкалья и Тувы [Кужугет Р.В. и др., 2014; Гвоздев В.И. и др., 2020]. С турмалином связан бор, широко

распространенный на всем протяжении черносланцевой полосы. Альбовым М.Н. и Меркуловым Д.М. [1965ф] получены содержания золота и бора на протяжении (с юга на север) всей рудовмещающей черносланцевой полосы (Рисунок 6.8).

Известно, что в морских отложениях бор концентрируется, главным образом, глинистым и органическим веществом.

Таблица 6.8 – Типовые химические составы турмалинов из углеродистых сланцев Кумакского месторождения

№	Анализ	Кри- сталл	Мине- рал	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	TiO2	CaO	FeO	B2O3	H2O+	Сумма
1	20568g	1	Дравит	2,08	5,35	33,78	37,65	0,49		6,84	10,60	3,07	99,86
2	20568h		Дравит	1,71	5,83	33,6	37,95	0,70	0,33	6,13	10,70	3,24	100,19
3	20568i	2	Фойтит	1,29	3,48	34,44	38,43	0,22		9,28	10,69	3,15	100,98
4	20568j		Дравит	1,46	6,14	34,33	37,57	0,60	0,52	5,72	10,79	3,49	100,62
5	20568k		Шерл	1,34	2,92	32,87	36,66	1,12	0,47	10,92	10,47	3,30	100,07
6	20666a	3	Фойтит	1,25	4,31	33,18	37,49	0,53		8,10	10,46	3,15	98,47
7	20666b		Дравит	1,57	6,38	33,97	38,32	0,46	0,22	4,55	10,70	3,15	99,32
8	20666e	4	Фойтит	1,02	4,11	34,36	38,59			8,84	10,73	3,35	101,00
9	20666f		Дравит	2,59	7,88	34,75	38,61		0,42	2,13	10,83	3,04	100,25
10	20666g		Дравит	1,47	4,59	32,42	38,37	0,70	0,35	8,23	10,58	3,15	99,86
11	20666j	5	Дравит	1,52	5,74	33,39	37,53	0,72	0,34	6,06	10,60	3,26	99,16
12	20671f	6	Дравит	1,54	5,69	33,80	37,44	0,27	0,21	5,65	10,52	3,19	98,31
13	20671g		Шерл	1,83	4,28	31,18	37,07	0,79	0,26	9,44	10,30	3,12	98,27
14	20671i	7	Шерл	1,70	5,11	31,42	37,01	0,64	0,59	9,87	10,53	3,64	100,51
15	20671j		Дравит	1,65	6,75	32,77	37,49	0,67	0,81	5,25	10,64	3,47	99,50
16	20671k	8	Дравит	1,87	5,85	33,62	37,75	0,38	0,22	6,25	10,63	3,22	99,79
17	20671l		Шерл	1,81	3,97	32,28	37,24	0,70	0,31	9,89	10,45	3,21	99,86
18	20672b	9	Дравит	1,46	6,36	32,62	37,33	0,65	0,55	6,55	10,63	3,58	99,73
19	20673d	10	Фойтит	1,04	3,45	34,98	38,37	0,34		9,12	10,72	3,23	101,25
20	20673e		Дравит	1,65	5,46	34,34	38,16	0,45		5,90	10,65	3,07	99,68

Примечание: параметры B_2O_3 и H_2O^+ расчетные; положение точек анализа для кристалла №2 см.

Рисунок 6.7г

По данным А.А. Оборина и И.Э. Залкинда [1964] содержание бора в аргиллитах с Южного Урала составляет около 0,038%, а в каменных углях даже превышает 0,1%. Вероятно, в случае Кумакского месторождения,

приуроченность турмалина лишь к углеродистым породам объясняется избирательным накоплением бора в органическом веществе.

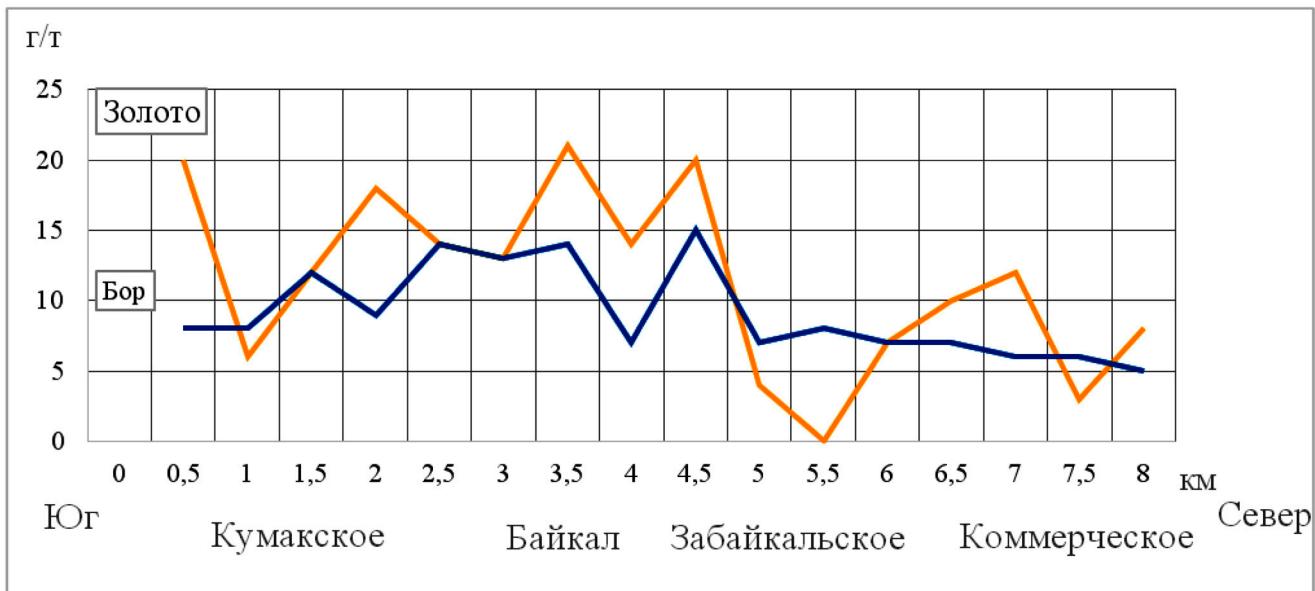


Рисунок 6.8 – Диаграмма средних содержаний бора и золота вдоль черносланцевой толщи по данным металлометрической съёмки [Альбов М.Н., Меркулов Д.М., 1965ф]

Исходя из особенностей химического состава турмалинов и их приуроченности к серицит-кварцево-углеродистым разновидностям сланцев, можно принять модель их образования, предложенную Д.П. Сердюченко [1955], в соответствии с которой сначала происходило первично-осадочное накопление бора в древних морских песчано-глинистых осадках, а затем при региональном или регионально-контактовом метаморфизме – частичная перекристаллизация породы и миграция бора с последующим отложением в кварц-сериицитовых прожилках и углеродистых сланцах [Cabral A.R. et al., 2017; Sokol E.V. et al., 2019; Рассомахин М.А. и др, 2020].

Таким образом, месторождение характеризуется большим разнообразием золоторудной минерализации. Богатые рудные зоны отмечены в местах пересечения меридиональных Восточно-Анховских разломов и оперяющих их трещин с разрывами север-северо-восточного направления.

В преобладающей здесь рудной минеральной ассоциации золото тонкодисперсное, связано с мелкими кристаллами пирита и приурочено к участкам обильной турмалинизации. По своему составу турмалины близки к метаморфогенному дравиту орогенных золотых и золото-сульфидных месторождений. Микрозондовое изучение золотин отобранных из углеродистых сланцев и кор выветривания, позволило отнести их к высокопробному (919–1000) типу, являющемуся ведущим в золоторудной минерализации рассматриваемого месторождения. Установлено, что в зоне гипергенеза золотины не являются однородными. Здесь происходит вторичное переотложение золота в виде мелких губчатых высокопробных агрегатов, а также образование на некоторых зернах каймы с явными признаками облагораживания и очищения от элементов-примесей.

Глава 7. ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КУМАКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Локализация и пространственное размещение прожилково-вкрапленного золотого оруденения золото-углеродисто-сульфидной формации обусловлены взаимосвязью всех геологических факторов. Генезис Кумакского месторождения различно трактовался исследователями прошлых лет [Усатая Е.С., 1938; Куклин Н.В., 1948; Альбов М.Н., Меркулов Д.М., 1965ф; Болтыров В.Б. и др., 1980ф; Бородаевский Н.И. и др. 1966ф; Борсук В.И., 1936ф; Бурмин Ю.А., 1965ф; Воин М.И. и др., 1962ф; Воин М.И., 1966; Дубенко И.Г., 1962ф; Лозовой М.В. и др., 1961ф; Максимов В.А., 1965ф; Миронов Е.Е., Новгородова М.И., 1980ф. Первая из трех различных точек зрения на происхождение месторождения высказана впервые А.И. Гейслером и развита в дальнейшем М.И. Альбовым, И.В. Куклиным, Е.С. Усатой. Они предполагали, что золотоносные сланцы возникли путем гидротермального замещения и осветления углеродисто-графитистых сланцев осадочного происхождения. Пневматолиты, содержащие B, F, SiO₂, K₂O, H₂O и высокотемпературные термы, действовали в условиях сильнейшего дислокационного метаморфизма, обусловившего сильную раздробленность и трещиноватость пород. Замещение происходило в условиях выноса углеродистого вещества, привнося кремнекислоты и летучих компонентов. Вторая гипотеза, высказанная Н.Г. Кассиным, трактует рудное тело как измененную цепочкообразную дайку гранодиоритового состава, внедрившуюся в толщу углеродисто-графитистых сланцев согласно с простиранием пород сланцевой полосы. Изверженный материал этой дайки, развалцованный и перекристаллизованный в процессе динамометаморфизма, после обработки пневматолитами превратился

в золотоносные серицито-хлорито-кварцевые сланцы. Третья гипотеза, предложенная М.Г. Руб и В.И. Романцом, объясняет механизм образования рудного тела следующим образом: часть эфузивных образований района, связанная с толщиной мелководных углеродистых песчаников-сланцев, испытала глубокие изменения. Под действием регионального и контактowego метаморфизма, углеродистые песчаники превратились в серицито-хлоритово-кварцевые сланцы с реликтовыми вкрапленниками. Сильнейший дислокационный метаморфизм обусловил их раздробление и развализование. Проникновение пневматолитов и гидротерм, естественно, происходило по более ослабленной зоне, какой и являлся пласт вулканогенных сланцев внутри полосы графитистых пород. Оруденению сопутствовало наложение контактовых изменений на динамометаморфизованные породы сланцевой полосы. Некоторую роль при осаждении золота сыграло углеродистое вещество сланцев.

В последнее время исследователи уделяют большое внимание связи благородных металлов с углеводородами и углеродистыми метасоматитами [Новгородова М.И., Генералов М.Е., 1999; Марченко Л.Г., 2012]. На Урале связь низкотемпературных углеродистых метасоматитов с благороднометальной минерализацией установлена О.Б. Азовской с соавторами [Азовская О.Б. и др., 2010] в зоне Серовско-Маукского глубинного разлома. В.Н. Сазонов с соавторами [Сазонов В.Н. и др., 2011] выделяли три этапа формирования месторождений золота в черных сланцах на Урале: 1) первоначальное седиментогенное накопление благородных металлов в сульфидах и углеродистом веществе; 2) перераспределение и частичное высвобождение золота в процессе регионального метаморфизма; 3) формирование рудных залежей

в гидротермально-метасоматических зонах над интрузиями гранодиорит-гранитовой формации. Они полагали, что благородные металлы, первоначально содержащиеся в черносланцевых толщах, составляют не более 25% рудного вещества месторождений, т.е. промышленные залежи благородных металлов образуются только в связи с надинтрузивными гидротермальными процессами.

Органическое вещество испытывает особенно интенсивное преобразование в зонах контактowych и гидротермальных проявлений, часто приуроченных к kontaktам с интрузивными породами. Здесь, как отмечают многие исследователи, углеродистые породы часто осветляются, что обусловлено выносом графита, который превращается при окислении в графитовую кислоту и участвует в процессе карбонизации. Гидрогенное окисление битумоидов и графита приводит к высвобождению металлов из органического вещества и к их осаждению в минеральных (водно-углекислых) системах. П.Ф. Иванкин с соавторами этот процесс называют углеродистым метасоматозом [1985]. Они отмечают, что такие образования приурочены к зонам повышенной проницаемости, рассланцевания, катаклаза и милонитизации.

Разрабатываемые в настоящее время геолого-генетические модели золотообразования, в том числе в черносланцевых толщах, предполагают комплексное участие в рудогенезе взаимосвязанных процессов осадконакопления, тектоники, магматизма и метаморфизма при ведущей роли одного или нескольких из них [Буряк В.А., 1982, 1986; Nesbitt H.W. et al., 1989; Goldfarb R.J. et al., 2005; Бортников Н.С., 2006]. Среди зарубежных исследователей преобладает точка зрения о ключевом значении метаморфогенных флюидов в формировании золотого оруденения [Groves et al., 2003]. Российские ученые склоняются к идеи о его полигенно-полихронной природе [Константинов М.М. и др., 2010; Лаверов Н.П. и др., 2010]. Возможный механизм генерации флюидов, обуславливающий полигенность оруденения, предложен Н.С. Бортниковым с соавторами [2007]. Предполагается, что образование месторождений связано

с магматической активностью, которая обеспечивает поступление в гидротермальную систему компонентов, отделившихся от очагов и возникших при дегидратации и декарбонатизации вследствие kontaktового или kontaktово-регионального метаморфизма.

В настоящее время основное внимание исследователей направлено на изучение состава и источников минералообразующих флюидов с помощью методов термобарометрии и газовой хроматографии, изотопно-геохимического анализа минералов золотых руд [Ridley J.R., Diamond L. W., 2000].

Согласно результатам исследований по золоторудным месторождениям и проявлениям, расположенным в углеродистых отложениях, предлагаемую модель золотообразования можно в целом рассматривать как осадочно-гидротермально-метаморфогенную [Буряк В.А., 1982, 1985; Vilor, 1983; Добрецов Н.Л., Кривцов А.И., 1985; Hutchinson R.W., 1993; Emsbo P. et al., 2003; Cline J.S. et al., 2005; Large R.R. et al., 2007, 2011; Сначёв А.В. и др., 2012], включающую в себя стадии:

1) осадконакопление с хемогенной сорбцией золота углеродисто-глинистыми отложениями;

2) метаморфизм погружения, активизацию элизионных поровых растворов, экстрагирующих из глинистой фракции рудогенные элементы и золото, их перераспределение и мобилизацию в пластах-коллекторах (углеродисто-сульфидных осадках как геохимических барьерах) и создание промежуточных надкларковых концентраций;

3) динамометаморфизм, надвигообразование и складчатость, сопровождаемые метаморфогенной перегруппировкой и переотложением минерального вещества;

4) kontaktовый и зональный метаморфизм в процессе формирования гранитно-мigmatитовых куполов, дайковых комплексов, крупных интрузивных гранитоидных массивов и окончательное «оформление» золото-кварцевых залежей в их настоящем виде.

Особый интерес представляет последняя стадия – образование золоторудных месторождений. Так, в работах многочисленных исследователей показано, что при процессах метасоматоза и сульфидизации происходит миграция золота [Коробейни-

ков, 1985; Буряк, 1986; Fleet et al., 1993; Плюснина и др., 2004]. Наиболее отчетливо механизм его концентрации проявлен при наложении на углеродсодержащие отложения более высоких ступеней регионального, kontaktового и дислокационного метаморфизма [Groves et al., 2003]. В частности, на примерах южноуральских золоторудных месторождений и проявлений [Сначёв и др., 2012, 2013], показана приуроченность золото-сульфидной минерализации к высоко-температурной субфации зеленосланцевой фации, которая считается зоной осаждения золота, в то время как более высокотемпературные фации – зонами потенциального выноса. Примечательно, что месторождения и рудопроявления золота, имея четкую приуроченность к зеленосланцевой фации, в большинстве случаев концентрируются вблизи или почти на границе с амфиболитовой фацией метаморфизма.

Приведенный выше обзор состояния рассматриваемой проблемы свидетельствует, что на Южном Урале золотое оруденение в углеродистых отложениях имеет полигенный и полихронный характер.

Описание модели. Формирование золоторудной минерализации Кумакского месторождения связано с этапами накопления, перераспределения и концентрации (Рисунок 7.1).

Этап накопления связан с формированием микрозолоторудной формации [Страхов Н.М., 1960], – углеродисто-терригенными отложениями: в восстановительной среде в обстановке сероводородного заражения золото высвобождалось при разрушении пород, в дальнейшем, в виде эмульсий, истинных растворов, метаколлоидного и свободного золота происходило перемещение в депрессионную структуру. Осаждение его шло совместно с гидротроиллитом [Болтыров В.Б. и др., 1980ф].

Этап перераспределения проявился синхронно с послераннекаменноугольным региональным и приразломным метаморфизмом. Золото выносилось из пород, претерпевших высокотемпературный метаморфизм и гранитизацию [Рудский В.Г., 1976]. Осаждение металла шло в породах брединской свиты, чему способствовало наличие

углеродистого вещества и сингенетичной сульфидной минерализации [Арифулов Ч.Х., 1976].

Этап концентрации завершил процесс формирования промышленного оруденения золото-углеродисто-сульфидной формации черносланцевого типа. Связан он с регрессивной ветвью сопряженной метаморфогенно-метасоматической колонны, проявившейся в виде приразломного метаморфизма, и характеризуется миграцией рудоносных метасоматических растворов в области пониженных давлений (полости отслоения в зонах смятия, микроскладчатости, межпластовых подвижек). Происходит падение температуры, нейтрализация растворов, выпадение кварца, слюд, турмалина, сульфидов, золота, карбонатов.

На этой стадии углеродисто-терригенная пачка сыграла роль геохимического барьера. Кроме того, концентрации золотоносного мелкокристаллического пирита способствовала сингенетическая и метаморфическая сульфидная минерализация. В качестве золотоконцентрирующих наиболее благоприятными являются углеродистые отложения брединской свиты, отличающиеся повышенными содержаниями углеродистого вещества, пользующиеся широким площадным распространением, максимальными средними содержаниями золота и высокой их дисперсией по сравнению с другими породами. Отложение золота происходило на завершающей стадии рудного процесса с поздними прожилково-вкрашенными генерациями пирита и арсенопирита. Для рудных тел характерны невысокие содержания сульфидов, не превышающие 10–15%, ограниченный минеральный состав продуктивных ассоциаций (пирит, арсенопирит, тетрадимит и некоторые другие слабозолотоносные сульфиды). Пирит на месторождении отмечается двух генетических генераций – сингенетической и метаморфогенной [Болтыров В.Б. и др., 1980ф].

Как отмечалось выше, геологическая позиция золоторудных проявлений Кумакского рудного поля определяется в региональном плане их приуроченностью к зоне Аниховских глубинных разломов (Восточно- и Западно-Аниховские), которые играют главное

рудоконтролирующее значение в распределении золоторудных гидротермальных рудопроявлений и месторождений. Оруденение развивается как в самой зоне разломов, так и связывается прямо или косвенно с сопряженными с ней боковыми трещинами. Кварцевые жилы локализуются, главным образом, в системах трещин разрыва и скола, оперяющих зоны смятия и рассланцевания, реже – в пределах самих зон. Сущность контроля гидротермального оруденения крупными разломами заключается в том, что в процессе перемещения блоков пород по ним возобновляются движения и по ранее заложенным дизъюнктивным нарушениям, и эти тектонические процессы протекают синхронно с циркуляцией рудоносных растворов.

В работах многочисленных исследователей [Буряк В.А., 1986; Коробейников А.Ф., 1985] показано, что при процессах метасоматоза и сульфидизации происходит миграция золота. Однако наиболее отчётливо механизм концентрации золота проявлен при наложении на углеродсодержащие отложения более высоких ступеней метаморфизма. Месторождения и рудопроявления золота, имея чёткую приуроченность к зеленосланцевой фации, в большинстве случаев концентрируются вблизи или почти на границе с амфиболитовой фацией метаморфизма. Такая благоприятная обстановка в пределах фации зелёных сланцев характерна и для Кумакского рудного поля. Месторождения золота генетически связаны кварцевыми диоритами Кумакского комплекса.

Таким образом, на основании изучения геологического строения Кумакского золоторудного месторождения, минерального состава руд и оклорудных метасоматитов, выявлены следующие геологические факторы, играющие важную роль в локализации золотого оруденения:

1. Наличие Аниховской зоны глубинных разломов, играющей главную рудоконтролирующую роль, и зон смятия, имеющих рудолокализующее значение, а также высокая раздробленность пород и трещиноватость, выполненные сульфидизированными

кварцевыми жилами, являются благоприятным поисковым признаком в региональном плане.

2. Литологический комплекс – приуроченность золотого оруденения к углеродистым породам брединской свиты ($C_1 bd$) и пространственное совмещение оруденения и вулканогенных пород, характерное для верхних горизонтов месторождения.

3. Наличие в глинисто-углеродистых породах сульфидной минерализации, выполняющей роль геохимической буферной среды. Сульфидно-вкрашенная минерализация рассматривается в качестве микrorудных формаций, как зоны с промежуточным надкларковым содержанием золота, при участии которых на заключительном этапе тектономагматической активизации района сформированы золоторудные объекты.

4. Соотношение оруденения и метаморфической зональности: промышленная рудная минерализация приурочена к площадям развития зеленосланцевой фации регионального зонального метаморфизма. Развитие в осадочных породах зон зеленосланцевого динамотермального метаморфизма, при котором за счёт реакций дегидратации и декарбонатизации образуется огромное количество поровых флюидов, способных переносить и концентрировать в виде залежей золото и другие компоненты.

5. Образование во вмещающих породах зон углекислотного метасоматоза с характерным набором индикаторных минералов анкерита, сидерита, кальцита.

6. Наличие в кварцевых жилах, прожилках и метасоматически изменённых породах поздних сульфидных минеральных ассоциаций. Основная масса золота отлагалась в заключительную стадию метаморфогенно-гидротермального процесса и ассоциирует с синхронными с ним прожилковыми выделениями сульфидных минералов (пирита, арсенопирита).

7. Наличие кварцевых диоритов Кумакского комплекса, с которым генетически связываются проявления золота рудного поля [Альбов М.Н., Меркулов Д.М., 1965ф].

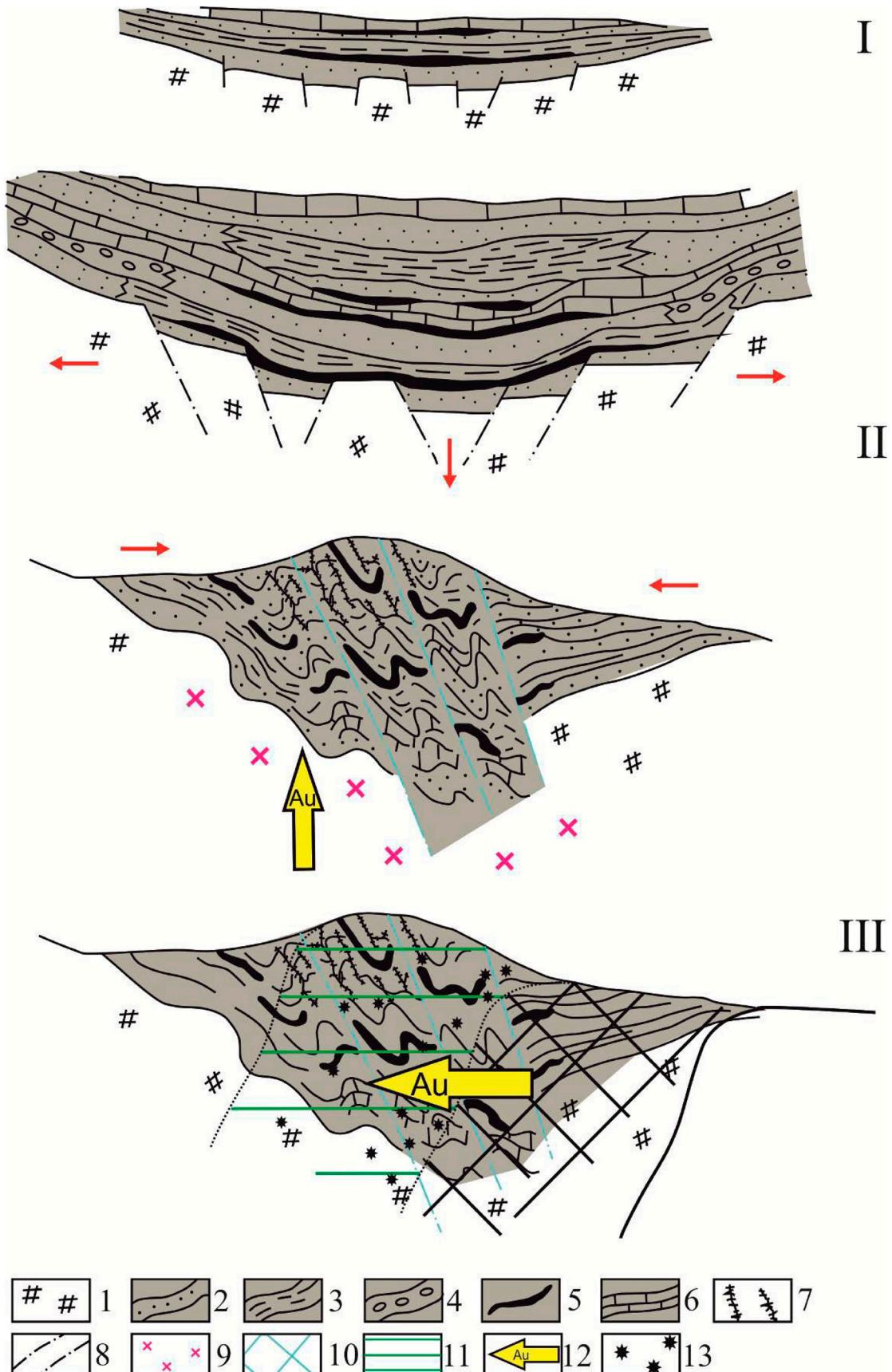


Рисунок 7.1 – Стадии формирования золото-кварц-сульфидного оруденения в углеродистых отложениях Кумакского месторождения (по материалам Сначёва А.В. и др. [2012])

I – Этап накопления первичных концентраций золота в стратифицированных терригенно-углеродистых отложениях рифтогенного прогиба;

II – Этап перераспределения:

– золото выносится из пород, претерпевших высокотемпературный метаморфизм и гранитизацию,

– внедрение кварцевых диоритов и формирование рудных залежей в гидротермально-метасоматических зонах;

III – Этап концентрации – формирование золото-кварц-углеродистых образований и золото-кварц-сульфидного оруденения

Условные обозначения: 1 – породы основания; 2 – песчаники; 3 – глинистые сланцы; 4 – конгломераты; 5 – сульфидизированные углеродистые отложения; 6 – известняки; 7 – золотоносные кварц-сульфидные жилы; 8 – разрывные нарушения; 9 – кварцевые диориты; 10 – амфиболитовая фация метаморфизма; 11 – зеленосланцевая фация метаморфизма; 12 – зон выноса и переотложения золота и других рудных элементов; 13 – переотложенное золотое оруденение

Глава 8. КОНЦЕПЦИЯ ПРОМЫШЛЕННОГО ОСВОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КУМАКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

8.1. Особенности геолого-промышленных характеристик рудного поля

Перспективы золотоносности Кумакского рудного поля не исчерпаны. Они связаны с неполной отработкой глубоких горизонтов рудника, эксплуатация которых прекращена по техническим причинам в 1954 году. В его пределах выявлено более 20 золоторудных проявлений, многие из которых подвергались в разной степени старательской отработке [Панкратьев П.В., Лошинин В.П., 1999; Коломоец А.В., 2014; Панкратьев П.В. и др., 2018; Панкратьев П.В. и др. 2019]. Общие ресурсы (С2) золоторудных объектов рудного поля по данным Якобса Е.И. и Видюкова Н.Т. [1978ф] и Лядского П.В. и др. [2018] составляют 77,75 т. Из них на Кумакском месторождении – 15,1 т (среднее содержание 5–15 г/т), на Васине – 44,3 т (среднее содержание 9,4 г/т) (Таблица 8.1).

В результате промышленной разработки золоторудных месторождений образовались техногенные скопления (отвалы) и несколько терриконов (Рисунок 8.1; Рисунок 8.2). Самый крупный из них террикон шахты Новокапитальной находится в поселке Кумак. Он имеет высоту около 25 м и площадь 1,5 га. В 30 штуфных пробах, равномерно отобранных из старательских отвалов на протяжении 600 м, в половине случаев содержание золота составило от 1 до 20 г/т, в остальных 0,1 – 0,8 г/т.

В настоящее время месторождения Кумакского рудного поля могут представлять перспективный золоторудный объект, пригодный для промышленного освоения мето-

дами подземного и кучного выщелачивания, которые относятся к числу важнейших геотехнологий в золотодобывающей промышленности и требуют скорейшего внедрения в практику разработки. С этих позиций рассмотрены особенности геолого-промышленных характеристик рудного поля.

По схеме гидрогеологического районирования рудное поле принадлежит Большешуральской провинции, включающей сложные бассейны напорных и безнапорных вод [Гидрогеология..., 1972]. Основным водоносным горизонтом, определяющим гидрогеологические условия освоения, является кора выветривания вулканогенно-осадочных отложений нижнепалеозойского возраста. Подземные воды относятся к типу трещинных и трещинно-жильных с преимущественно безнапорным режимом фильтрации. Вода типично кислая, отмечается высокое содержание хлора, которое благоприятно для растворения наиболее тонкого дисперсного золота в зоне окисления и перемещения его рудничными водами в зону вторичного золотого обогащения. Высокое содержание в рудничных водах CaO и SO₃ является причиной появления крупных кристаллов гипса, установленных в шахтах на горизонте 200 м. В старых забоях на нижних горизонтах наблюдаются натеки гидроокислов железа, указывающие на окисление сульфидов и перенос металлов вниз рудничными водами в виде суспензий и истинных растворов [Альбов М.Н., Меркулов Д.М., 1965ф].



Рисунок 8.1 – Террикон шахты Новокапитальной (Кумакское месторождение). Проведение полевых работ, 2020 г.



Рисунок 8.2 – Отвалы Кумакского месторождения. Проведение полевых работ, 2019 г.

Таблица 8.1 – Характеристика месторождений и рудопроявлений золота Кумакского рудного поля [Якобс Е.И., Видюков Н.Т., 1978ф; Харькович К.А., 2007ф; Лядский П.В. и др., 2018]

Месторождение	Возраст вмещающих пород	Содержание Au, г/т		Добыто, кг	Запасы (C2), т	Ресурсы (P1), т
		среднее	макс-ное			
Хищник	D ₃ – C ₁	2,5	6,0	0,68	1,2	0,77
Октябрь	D ₃ – C ₁	4,5	148,0	3,0	0,84	2,20
Цезарь	D ₃ – C ₁	5,8	30,0	5,9	–	3,3
Танин	D ₃ – C ₁	0,5	50,0	?	–	–
Васин	D ₃ – C ₁	9,4	114,0	0,1	44,3	–
Проливное	D ₃ – C ₁	8–14,0	65	27,4	0,18	3,0
Миля	D ₃ – C ₁	8,6	90,0	1,4	–	1,3
Амур	D ₃ – C ₁	2-5	65,0	12,6	0,53	4,5
Кумакское	C ₁	5-15	800	8279	15,1	10
Кумак-Южный	C ₁	–	7	–	–	–
Забайкальское	C ₁	7,3	19,0	23,7	–	13,5
Байкал	C ₁	10-8,7	–	–	–	–
Центральное	C ₁	4,7	–	572	11,25	12,4
Ермак	C ₁	3,0	5,0	–	–	1,9
Восточно-Тыкашинское	D ₃ – C ₁	4,8	37	–	–	12,8
Коммерческое	C ₁	7,2	140,0	–	3,5	5,0
Тамара	C1	2,2	11,0	572	0,05	0,18

Мощность зоны активной циркуляции подземных вод на месторождении порядка 70 м [Харькович К.А., 2007ф]. Ниже подземный сток затруднен. Химический состав вод смешанный с преобладанием хлоридов, сульфатов и натрия. Минерализация воды 0,9–1,5 г/л. Содержания микрокомпонентов соответствует нормальному гидрохимическому фону территории. Питание вод происходит за счет атмосферных осадков, разгрузка осуществляется в пониженных частях рельефа родниками с дебитом не более 1 л/с.

Кумакское рудное поле по своим фильтрационным свойствам разделяется на два разных геотехнологических типа разреза [Панкратьев П.В. и др. 2019]. Первый тип – это верхняя часть породного массива до глубины 35–50 м (в среднем 45 м), представленная зоной дезинтеграции в виде сильно трещиноватых руд и пород, перекрытых песчано-глинистой и глинисто-древесно-щебнистой корой выветривания. Второй тип – нижняя часть массива, сложенная скальными породами с разобщенными зонами трещиноватости.

Фильтрационные свойства первого типа характеризуются коэффициентом фильтрации 0,3–0,4 м/сут, что следует оценивать, как благоприятные для подземного выщелачивания. Исходя из существующих способов управления движением растворов в водоносном горизонте при подземном выщелачивании, наиболее рациональным для первого типа разрезов является закачка свободным наливом в скважины или траншеи, а откачка из скважин с однофильтровой колонной. Для второго типа разрезов потребуются более сложные технические решения.

Таблица 8.2 – Характеристика расчетных и фактических показателей добычи золота способом подземного выщелачивания на объектах-аналогах и месторождении Васин (Кумакском рудном поле)

Показатели, определяющие эффективность добычи золота способом ПВ	Мест. Васин (Кумакское рудное поле)	Объекты-аналоги		
		Гагарское	Маминское	Шульгинское
Рудовмещающая среда	туфо-песчаники с карбонатами	граниты	порфириты и дайки гранитоидов	диабазы, порфириты
Коэффициент фильтрации, м/сут:				
Окисленные руды	0,4–0,6	0,1–0,4	0,1–0,2	0,4
Полуокисленные руды	1	1	1	
Глубина залегания вод, м	9	18	12	14
Приемистость:				
Скважины, м ³ /ч	2	2–3	2	2,5–4,5
Канавы, м ³ /п.м	300	100	100	не исследовано
Глинистость, %	30	24	34	28
Дебит скважин, м ³ /сут	3,4–4	3	3–5	4,2–18

Сложность в освоении объектов Кумакского рудного поля заключается, в первую очередь, в небольших горизонтальных мощностях рудных тел, обычно 2–5 м, реже 10–15 м, при их значительном простирации (10 км), а также субвертикальное залегание со значительной протяженностью по падению (до 300–600 м и более). Распределение

сравнительная характеристика геолого-гидрогеологических особенностей и показателей добычи золота способом подземного выщелачивания на объектах-аналогах (месторождения Гагарское, Маминское, Шульгинское) и объекте Кумакского рудного поля (месторождение Васин), показывает достаточно плотную сходимость значений гидрогеологических параметров и подтверждает возможность использования способа подземного выщелачивания (Таблица 8.2).

ление золота крайне неравномерное. Промышленно значимые рудные скопления представлены столбами, гнездами, узлами и кустами обычно небольших размеров.

С учетом общности геологического строения, состава золоторудной толщи и гидрогеологических условий, а также по аналогии с Гагарским и другими ме-

сторождениями Урала, где данный метод успешно применен, в пределах Кумакского рудного поля для добычи золота способом подземного выщелачивания выделяются два геолого-промышленных типа объектов. Их освоение предлагается проводить поэтапно в две стадии [Панкратьев П.В. и др., 2019]. К первому типу объектов отнесены приповерхностные золотосодержащие руды коры выветривания, подстилаемые плотными коренными породами, которые играют роль естественного водоупора. Для коры выветривания характерна высокая степень окисленности рудных и породообразующих минералов, наличие золота преимущественно в свободном состоянии и относительно высокая водопроницаемость пород. К числу объектов, отрабатываемых указанным способом, в рамках первого этапа относится месторождение Васин. Рудная зона этого месторождения, протяженностью 2 км и прослеженная на глубину 630 м, приурочена к тектонической зоне меридионального простириания с крутым (80–90) западным падением в пределах развития вулканогенно-терригенных отложений основного состава. Гидрогеологические и геоэкологические условия месторождения

оцениваются как благоприятные [Заболоцкий К.А., 2008].

Вторым геолого-промышленным типом объектов, предлагаемым для выщелачивания в пределах Кумакского рудного поля, является коренное Кумакское месторождение, где золото распространено по естественным трещинам. Оно отрабатывалось шахтным полем длиной 3200 м. Максимальная глубина отработки 320 м. Рудные тела представлены сланцами кварц-серicitового и кварцево-углеродисто-турмалинового состава, с кварцевыми жилами, прожилками и вкрапленностью свободного золота. Ориентированы они согласно с вмещающими породами. Подстилающими для рудовмещающих пород являются гидротермально-измененные кварцевые диориты. Зона окисления руд месторождения достигает глубины 10–20 м (уровень грунтовых вод) и для нее характерно общее повышение содержания золота до 10 г/т [Лядский П.В. и др., 2018]. Отмечается достаточно упорный характер руд месторождения. Высокая карбонатность вмещающих пород быстро нейтрализует кислоту, закаченную в продуктивные пласты. Извлечение золота не превышало 60–70%.

8.2. Технология разработки методами подземного и кучного выщелачивания

Кучное выщелачивание – это способ добычи золота, при котором руда орошаются цианидами с последующим извлечением металла из продуктивных растворов. Данный способ основан на добыче руд открытым способом с упрощенной методикой селекции, складированием руды, орошением ее выщелачивающими растворами и последующей сорбцией золота известными в гидрометаллургии способами [Хан И.С. и др., 2010]. Кучное выщелачивание – это фактически гидрометаллургический способ извлечения золота, при котором исключены процессы измельчения, эскалации руды в замкнутых системах, в связи с чем, исключена необходимость крупных капитальных затрат.

Подземное выщелачивание металлов из руд непосредственно на месте их залегания в настоящее время рассматривается как весьма перспективное и динамично развивающееся направление в горнодобывающей промышленности [Заболоцкий А.И. и др., 1999; Панченко А.Ф. и др., 2001; Фазлуллин М.И. и др., 2002; Верчеба А.А., Маркелов С.В., 2003; Фазлуллин М.И. и др., 2005; Докукин Ю.В., Самойлов А.Г., 2009]. Наибольшее развитие в мире оно получило в варианте скважинной системы отработки руд непосредственно на месте залегания. Скважинная технология подземного выщелачивания цветных металлов достаточно хорошо отлажена и опробирована в урановой и медной промышленностях [Пан-

ченко А.Ф. и др., 2001; Лодейщиков В.В., 2012]. Подготовку, вскрытие и извлечение металлов осуществляют путем выщелачивания через скважины, пробуренные с поверхности. Подача выщелачивающего раствора производится в систему закачных скважин, затем раствор фильтруется через рудный массив, а продуктивные растворы через систему откачных скважин извлекаются на поверхность и транспортируются на установку переработки растворов [Фазлуллин М.И. и др., 2005]. Процесс добычи золота таким способом, опробированный опытным путем на Гагарском месторождении, разделяется на несколько этапов [Заболоцкий А.И. и др., 1999]:

1. Вскрытие запасов, включающих сооружение и обвязку технологических скважин, строительство магистральных трубопроводов и других коммуникаций;

2. Закисление эксплуатационных блоков растворами соляной кислоты с концентрацией 2 г/л. Закисление ведется до снижения pH в откачных растворах до уровня 3,0;

3. Активное выщелачивание рабочими растворами с концентрацией активного хлора 250–350 мг/л и соляной кислоты 50–360 мг/л. Такие концентрации достигаются путем растворения газообразного хлора в оборотных растворах. Откачиваемые эрлифтом из скважин продуктивные растворы:

– при содержании золота > 0,2 мг/л подаются на переработку;

– при содержании золота менее 0,2 мг/л – на доукрепление и на выщелачивание.

Принципиальная схема подземного выщелачивания включает в себя три основных технических комплекса:

1. Подготовительный (хлораторная станция для подготовки рабочих выщелачивающих растворов).

2. Подземный добычной (система закачных и откачных скважин).

3. Перерабатывающий комплекс для извлечения золота из растворов. Все комплексы замкнуты в единую схему непрерывного производства. Привозимые материалы – жидкий хлор и активированный уголь. Продукция: золотосодержащий угольный концентрат, который передан на перерабатывающее золотоизвлекательное предприятие. Технология переработки продуктивных растворов включает следующие операции: осветление от механических примесей, сорбция-цементация на активированных углях (ионообменных смолах), улавливание механических потерь после сорбции, доукрепление растворов. Дополнительная необходимая операция – обесхлоривание загрязненного эрлифтного воздуха.

В результате отработки месторождений подземным выщелачиванием, по сравнению с традиционными способами добычи и переработки руд, сокращаются сроки его ввода в эксплуатацию, уменьшаются капитальные и эксплуатационные затраты; снижается в 1,5–4,0 раза себестоимость готовой продукции; повышается в 3–8 раз производительность труда, исключается необходимость нарушения ландшафта, почв и лесов. Положительным моментом является снижение затрат, необходимых для измельчения руды. При подготовке запасов под технологию подземного выщелачивания не требуется детального изучения морфологии и условий локализации оруденения. Проектирование предприятия предлагается осуществить на базе запасов категории С2, а собственно геологоразведочные работы – совместить со строительством технологического полигона. Более того, способ подземного выщелачивания позволяет вовлекать в отработку объекты с весьма бедными рудами (0,5–2 г/т) и малыми запасами (от 100 кг).

8.3. Опыт освоения месторождений Уральского региона методом скважинного подземного выщелачивания

В Уральском регионе метод скважинного подземного выщелачивания начал успешно внедряться в практику золотодобывающих работ с 1994 года. В том же году в Свердловской области он впервые был применен на Гагарском золоторудном месторождении золотодобывающей компанией «А/С «Гагарка»». Месторождение относится к золотокварцевой формации и представлено серией линейных зон метасоматитов кварц-альбит-серicitового состава и гидротермально измененных пород в плагиогранитах. В верхней части месторождения развита кора выветривания мощностью до 50–60 м (в среднем 35 м), в пределах которой преобладают окисленные и полуокисленные дезинтегрированные руды, объединяемые в единую приповерхностную пластовую рудную залежь; которая и является объектом подземного выщелачивания. Подстилающие кору выветривания массивные плагиограниты и метасоматиты по своим фильтрационным свойствам являются естественным водоупором. Уровень подземных вод находится на глубине 18–21 м от поверхности, коэффициент фильтрации руд – 1–3 м/сут. Мощность окисленных руд в контуре эксплуатационных блоков достигает 40 м. Весь продуктивный горизонт обводнен. Золото преимущественно мелкое. В качестве реагента используется хлорная вода. На месторождении добыто около 500 кг золота [Заболоцкий А.И. и др., 1999; Фазлуллин М.И. и др., 2002]. Предприятие все это время работало с высокой рентабельностью. Результаты опытных работ по выщелачиванию золота из руд коры выветривания, доказали принципиальную возможность экономически эффективной и экологически безопасной добычи золота.

Основываясь на полученном положительном опыте, подземное выщелачивание получило эффективное развитие в Уральском регионе. Работы успешно ведутся на

золоторудных месторождениях Маминское, Шульгинское, Долгий Мыс и др. [Седов Н.П., 2005; Докукин Ю.В., Самойлов А.Г., 2009]. Маминское месторождение состоит из нескольких разобщенных рудных участков, представленных комплексом вулканогенно-осадочных образований, прорванных маломощными дайками гранитоидов, на контакте которых развиты стержневые протяженные жилы с лиственитовым золотоносным обрамлением. Объектом промышленной добычи золота способом подземного выщелачивания являются зоны окисленных и полуокисленных золотосодержащих руд, залегающих в соответствии с простиранием минерализованных незатронутых процессами окисления пород и руд. Большая часть золотосодержащих зон относится к умеренно и хорошо проницаемым, уровень грунтовых вод расположен на относительно небольшой глубине от поверхности (10–20 м) [Фазлуллин М.И. и др., 2005]. Итоги опытных испытаний подземного выщелачивания показали перспективность применения метода на Маминском месторождении.

Шульгинское месторождение представлено крутопадающими маломощными кварц-жильными зонами, на пересечении которых с пологими также кварц-жильными зонами образуются относительно мощные зоны лиственизации. Вмещающая среда – диабазы и туфы среднего состава. Протяженность зон по 1 км. Кора выветривания, достигающая 40–50 м, сложена нацило окисленными рудами, где только кварцевые жилы сохраняют свой состав. В 2004 году Шульгинским разведочно-эксплуатационным предприятием разведен блок №1 в центральной части месторождения с целью постановки на нем опытных испытаний добычи золота способом подземного выщелачивания. Проведено 4 кратковременных цикла опытных испытаний, определивших принципиальную возможность извлечения

золота. Золотосодержащие объекты месторождения Долгий Мыс имеют различную пространственную форму, мощность коры выветривания варьирует от 40 до 110 м. При выщелачивании в качестве растворителя выбран гипохлорит натрия, раствор которого готовился непосредственно на месте работ электролизом водного раствора хлорида натрия. Опыт работы показал, что использование электролиза непосредственно на объекте подземного выщелачивания позволяет существенно повысить технико-экономические показатели добычи [Фазлуллин М.И. и др., 2005].

В 2003–2007 гг. Оренбургской горной компанией в пределах Кумакского рудного поля на месторождении Васин успешно проведены натурные опытно-промышленные испытания технологии добычи золота

8.4. Рекомендуемая технология метода адаптации применительно к Кумакскому рудному полю

Концепция промышленного освоения месторождений золота Кумакского рудного поля предполагает адаптацию технологии скважинного подземного выщелачивания к конкретным геолого-промышленным характеристикам двух типов рудных тел (коры выветривания и коренные залежи) и вовлечение в использование старых отвалов, которые могут являться потенциальными месторождениями полезных ископаемых [Наумов В.А. и др., 2011; Мустафин С.К., 2016; Мустафин С.К. и др., 2017].

Этапы освоения должны включать:

1. Углубленное изучение мирового и российского опыта подземного выщелачивания.
2. Лабораторные исследования и моделирование этого процесса.
3. Опытно-промышленное опробование рекомендованной технологии.
4. Пересчет запасов остаточного золота.
5. Промышленная разработка остаточных запасов.

Производственным работам на рассматриваемом объекте должны предшествовать лабораторные исследования с

подземным выщелачиванием из слабово-допроникаемых кор выветривания и метаморфических пород девонского возраста, которые содержат дисперсное золото (размеры частиц менее 0,1 мм) [Харькович К.А., 2007ф]. Эти исследования позволили получить несколько килограмм золота. Стряпковым А.В. с соавторами [2005] опубликована технологическая схема переработки продуктивных растворов подземного выщелачивания золота методом гидрохлорирования, которая прошла стадию полу-промышленных испытаний на центральном участке месторождения. По этой схеме получен металлический концентрат золота с содержанием этого элемента более 95%.

Указанные исследования доказывают, что извлечение золота методом подземного выщелачивания экономически эффективно.

подземного выщелачивания и этапы её адаптации применительно к Кумакскому рудному полю

целью определения минерального, химического, гранулометрического состава пробы, а затем технологические исследования. На первом этапе технологических исследований для ускорения опытных работ и экономии рудного материала выполняется серия опытов по статическому (агитационному) выщелачиванию изучаемой пробы. Такие опыты позволяют на небольшом объеме рудного материала установить близкий к оптимальному состав выщелачивающего раствора и установить максимально достигаемую степень извлечения металла из конкретной руды. Как правило, время, достаточное для достижения равновесных концентраций реагирующих веществ, не превышает 24 часа. В конце опытов для всех растворов вычисляется показатель извлечения металла из руды. Характеристика расхода реагентов по данным статических опытов устанавливается только ориентировочно. Результаты лабораторных исследований выщелачивания являются ориентиром для выбора растворителей и диапазона их концентраций, с которыми далее про-

водят испытания руд при фильтрационном режиме выщелачивания. Фильтрационное выщелачивание заключается в фильтрации растворителя через пробу золотосодержащего материала, фиксации динамики выхода из него полезного компонента и выхода растворителя в фильтрующемся растворе. На этом же этапе проводятся исследования по извлечению золота из растворов методами сорбции или осаждения [Фазлуллин М.И. и др., 2005].

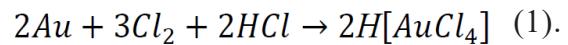
Лабораторными испытаниями определяют показатели геотехнологических свойств золотосодержащего материала, к которым относятся: коэффициент фильтрации; степень извлечения металла из руды; отношение объема раствора к твердой массе (Ж:Т), необходимое для максимально возможного извлечения металла; затраты растворителя; средняя концентрация металла в продуктивных растворах, мг/л. Также, в процессе лабораторных испытаний уточняется схема переработки продуктивных растворов. Более того, изучается фильтрационная неоднородность пород продуктивного горизонта, влияющая на гидродинамику фильтрационного потока, проводится геотехнологическое картирование, моделирование гидродинамики технологических растворов, массопереноса в трехмерной области. Результаты лабораторных исследований и моделирования геофильтрационных процессов используются при составлении проекта работ на опытном участке подземного выщелачивания, за которыми следуют опытно-промышленные работы, а затем и промышленная эксплуатация.

Скважинное подземное выщелачивание является многостадийным процессом, происходящим в слое минеральных частиц при относительном движении растворителя в условиях просачивания через естественные трещины, поры или измельченную массу, то есть в динамическом режиме. В современной химической технологии внимание уделяется математическому описанию и моделированию различных

технологических процессов [Уманский А.Б. Смирнов А.Л., 2006]. Для полного понимания процесса технологии требуется исследовать не только его кинетику, но и физико-химические стороны.

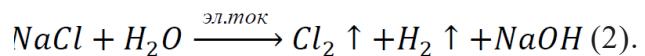
Химические реакции, протекающие в условиях подземного выщелачивания

В основе процесса гидрохлорирования, применяемого в случае подземного выщелачивания, лежит реакция получения комплексного водорастворимого соединения – золотохлористоводородной кислоты или её солей:



Находящееся в руде самородное золото, под действием такого активного окислителя как хлор, в кислой среде образует золотохлористоводородную кислоту.

Необходимый для реакции хлор можно получать непосредственно перед закачкой – методом электролиза водного раствора хлорида натрия. Такой способ позволяет избежать значительных расходов на транспортировку газообразных, да ещё к тому же и ядовитых веществ:



Кроме того, электролитический метод получения хлора позволяет подвозить непосредственно на месторождение только сыпучие (поваренная соль) и жидкые (соляная кислота) реагенты, транспортировка которых, даже в условиях плохих дорог не доставляет особых проблем.

Для лучшей доставки активного хлора непосредственно к золотому зерну, находящемуся в породе, можно применять такой ценный «аккумулятор хлора», как гипохлорит натрия. Последний легко получается, если выделяющийся в процессе электролиза хлор, направлять обратно в электролизер:



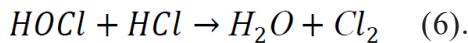
Содержание активного хлора, в этой соли, достигает 95%, а сам гипохлорит натрия NaOCl химически нестойк и распадаясь в кислой среде закачного раствора выделяет газообразный хлор, необходимый для протекания реакции (1):



Более того, сама вода, находящаяся в электролизере, также способна растворять газообразный хлор, частично превращаясь в хлорноватистую кислоту:



Сама хлорноватистая кислота также может реагировать с соляной кислотой с выделением газообразного хлора:



Таким образом, исходя из химических процессов, протекающих при подземном выщелачивании, можно сделать вывод о необходимости контроля в закачных растворах, таких важных характеристик, во многом обуславливающих процент извлечения золота из руды как:

1. Содержание соляной кислоты.
2. Содержание активного хлора.
3. Содержание хлорид-ионов.
4. Содержание ионов натрия.

Для контроля за содержанием важных компонентов выщелачивающих растворов, предложено использовать следующие физико-химические методы контроля (Таблица 8.3).

Для минимизации негативного воздействия на окружающую среду и одновременную утилизацию образующихся жидких отходов золотодобычи, представляется вполне обоснованным откачные растворы после выщелачивания и извлечения золотохлористоводородной кислоты обогащать необходимыми для протекания реакции (1) компонентами и направлять на повторное выщелачивание. Таким образом, технологический процесс, в рассматриваемой схеме, является процессом с замкнутым циклом. Последнее позволяет минимизировать расходы на хранение и нейтрализацию жидких токсичных отходов.

Таблица 8.3 – Физико-химические методы контроля

Контролируемый компонент	Метод контроля
Концентрация соляной кислоты	pH раствора
Концентрация хлорид-ионов	Ионометрический или гравиметрический метод
Содержание ионов натрия	Eh раствора
Содержание активного хлора	Прямое определение
Для растворов после выщелачивания	
Содержание золота	Атомно-абсорбционный метод

Процесс выделения золота из золотосодержащих растворов подразумевает сорбцию золотохлористоводородной кислоты и её солей на активированном угле, либо ионообменных смолах. Полученный таким образом твердый угольный порошок или ионообменная смола являются тем конечным продуктом, который направляется далее по технологической цепочке на предприятие по переработке золотосодержащих руд и концентратов. Вследствие того, что процессы сорбции никогда не протекают со 100% переходом целевого компонен-

та из жидкости в твердую фазу, возникает необходимость контролировать последний технологический параметр, выделенный отдельно в таблице – концентрацию золотохлористоводородной кислоты и её солей (таблица 8.3 п.5).

Характеристика выщелачивающих растворов при опытно-промышленных испытаниях

Физико-химические показатели по выщелачивающим растворам приведены в таблице 8.4.

Таблица 8.4 – Характеристика закачных растворов в опытных испытаниях [Харькович К.А., 2007ф]

№№ циклов	Объем растворов, м ³	Качественный состав				
		остаточное содержание золота после сорбции, г/м ³	содержание активного хлора, кг/м ³	pH	Eh	содержание хлорид-иона, кг/м ³
0	1872,0	сорбция не проводилась	0,70	4,6	821	9,2
I.	1734,8	0,18	0,40	2,7	1140	10,5
II.	7187,2	0,07	0,60	3,0	1140	16,0
III.	4396,8	0,03	0,60	3,7	1160	15,6
IV.	2298,2	0,05	0,90	4,0	1130	15,8
рекультивация	3614,4	0,0	0,0	4,5	1130	16,2
Сумма	26798,9					

Следует отметить некоторые особенности формирования закачных растворов:

- использовавшийся в опытно-промышленных испытаниях электролизер, по техническим условиям, производил 1 м³ раствора с содержанием 10 кг активного хлора; в связи с этим, концентрация активного хлора в выщелачивающем растворе обеспечивалась только объемом разбавленного маточного раствора;

- кислотность раствора достигалась объемом кислоты (pH=2,0) добавленной в раствор с гипохлоритом. При этом, если

раствор гипохлорита имеет pH=11,0, то для достижения заданного среднего значения pH=4,6 на 1872 м³ потребовалось 1,5 тонны кислоты или 0,8 кг/м³ (см. показатели «0»- цикла, таблица 8.4), а для достижения кислотности pH=3,5 потребуется условно в 1,3 раза больше, т.е. 1,04 кг/м³;

- в нулевом цикле проведен хронометраж расхода соли, потребовавшейся для приготовления гипохлорита. В пересчете на массу активного хлора 2756 кг/м³ x 2 м³ = 5512 кг, расход соли составил 21,24 тонны или 3,85 кг/кг хлора;

– в процессе приготовления гипохлорита добавки поваренной соли не нужны, так как хлорид-ион образуется за счет активного хлора, и в конце опытных испытаний его содержание составляло 16,2 кг/м³.

Показатели опытной добычи золота способом подземного выщелачивания

по циклам

Задача, стоящая перед анализом результатов различных циклов опытной добычи – это определение возможных объемов и качества продуктивных (откачных) растворов в зависимости от «активности» выщелачивающего раствора (содержание активного хлора, его кислотность) и исходного содержания золота в выщелачиваемом блоке.

Цикл «0». Орошение блока производится только через канавы с производительностью 2,0 м³/час раствором, содержащим 0,7 г/л активного хлора и pH 4,6. Откачка осуществляется по восьми скважинам, дающим среднее содержание золота в продуктивном растворе 0,12 мг/л.

То есть, можно условно предположить, что раствор такого качества можно было бы получить при селективном выщелачивании только подзон гидролиза и гидратации. При этом определено: выщелачивающие реагенты проходят сверху вниз примерно с одинаковой скоростью независимо от положения уровня грунтовых вод. Так, в одной из скважин до начала откачки были установлены датчики, регистрирующие появление хлорид-иона и с началом орошения через канавы, фиксировалось появление электролита. Фронт движения реагентов имел скорость около 1 м в 30 мин, начиная с интервала 0–1 м и до 21 м (граница скальных пород); в том числе скорость одинакова и для зоны гидратации и зоны дезинтеграции.

При испытаниях нулевого цикла определены следующие расходы реагентов на 1 м³ [Харькович К.А., 2007ф] :

- гипохлорит 21240 кг: 1872 = 11,3 кг
- кислота 1525 кг: 1872 = 0,82 кг

– соль поваренная 21240 кг:
1872 = 11,3 кг.

Цикл «I». В том же блоке часть выщелачивающих растворов (0,64 м³/час или половина объема) направлялась непосредственно в подзону дезинтеграции (2 залежи даже вне рудной залежи).

Выщелачивающие растворы содержали 0,4 г/л активного хлора и имели pH=2,7. Несмотря на пониженное содержание хлора, повышенная кислотность и направление выщелачивающих растворов помимо канав в скважины, дали сразу резкое повышение содержания золота в продуктивных растворах (0,42 мг/л).

Важные выводы можно сделать при анализе результатов экспериментов по парам «закачка-откачка» (скважина-скважина), моделирующих возможность селекции рудных тел «напрямую» по схеме: среднее содержание золота в продуктивных растворах по скважине 1 – 0,24 г/м³, и по скважине 2 – 0,16 г/м³.

Учитывая полное отсутствие влияния других золоторудных тел в выщелачивании можно предположить возможность «селекции» золота из рудных тел при вскрытии такой схемой. При этом, по экспериментальным парам скважин, работающим непосредственно в фильтрующей зоне (№№ 1–2 и 15–17), содержание золота остается невысоким (0,16–0,24 мг/л).

Цикл «II». Продолжая активное орошение блока через канавы, основную часть скважин и по 2-м скважинам, расположенным в центре блока, продуктивные растворы имели содержание золота 0,29–0,31 мг/л (колебания во времени незначительные). Откачная скважина вне контура рудной зоны вначале откачки дает повышенные содержания золота, а потом, вероятно, в результате разбавления содержание уменьшается до 0,05 мг/л.

«Конвертная схема» цикла «II». Через 4 скважины осуществляется подача выщелачивающего раствора, примерно по 150–200 л/час в каждую, с активностью 0,60 г/л хлора и pH=3,0. При равных объемах закачек рас-

творов в скважинах содержание золота в откачных растворах практически одинаково 0,21; 0,23; 0,48; 0,35 мг/л. По этой схеме среднее золотосодержание в продуктивном растворе составило 0,32 г/м³, что может свидетельствовать об эффективности расположения пунктов закачки-откачки.

Таблица 8.5 – Сравнение показателей качества продуктивного раствора от содержания золота в руде по скважинам [Харькович К.А., 2007ф]

№ скв	Средние содержания золота в откачных растворах по циклам				
	I	II	III	IV	среднее по циклам
17	0,24	0,37	–	0,37	0,33
16	–	–	0,25	–	0,25
1	-	0,23	-	0,16	0,20
2	0,16	–	0,24	–	0,20
13	–	0,48	–	0,33	0,40
9	–	–	0,06	–	0,06
11	–	0,21	–	0,13	0,17
10	–	–	0,19	0,19	0,19
Сумма					1,80
Среднее:					0,23

Анализируя показатели в таблице 8.5 можно сделать следующие выводы:

– Среднее содержание золота в блоках 0,77 г/т;

– Среднее содержание золота в продуктивных растворах по всем циклам – 0,23 г/т, то есть средний коэффициент извлечения золота из руды по предлагаемой технологии подземного выщелачивания

$$K_{\text{извлечения}} = \frac{\text{Содержание в растворе}}{\text{Содержание в руде}} = \frac{0,23}{0,77} = 0,30$$

Получение обогащенных концентратов

В процессе опытных испытаний для сорбции золота использовался активированный уголь (марки АРВ и АГ-3), а также ионно-обменная смола (АГ-17). Следует отметить, что на функционирующих объектах подземного выщелачивания преимущество отдается активированному углю по следующим причинам:

Цикл «III». Режим орошения участка – через канавы и скважины с теми же характеристиками выщелачивающего раствора. В результате происходит разбавление продуктивных растворов до 0,19 мг/л золота (Таблица 8.5).

– Исследования, проведенные УНИПРОМЕДЬ по Гагарскому месторождению и ИРГИРЕДМЕТ по Маминскому месторождению [Харькович К.А., 2007ф], показали, что остаточное содержание активного хлора в продуктивном растворе «пагубно» действует на смолу, разрушая ее и превращая в «пену», вымывающуюся из колонн.

– Проблемы с десорбцией из смолы и небольшой объем регенерированной смолы (34%) фактически неоправданно увеличивают себестоимость извлечения золота.

Сорбционную колонну останавливали, когда расчетная концентрация золота в ней составляла более 2 кг/т. Активированный уголь после выгрузки из сорбционной колонны сжигался в муфельных печах с принудительным нагнетанием воздуха. Ионообменная смола является более дорогостоящим продуктом, поэтому была предпринята попытка регенерации смолы, с це-

лью проверки возможности её повторного использования.

Десорбцию проводили по методике ООО Уральской геотехнологической компании (Know-how) двухкомпонентным раствором [Харькович К.А., 2007ф]. Концентрация компонента А составляла 150 г/л, компонента В – 100 г/л. Объем десорбирующего раствора – 30 литров. К верхнему фланцу колонны крепили заливную горловину, закрывали нижний вентиль и заливали раствор, затем вентиль открывали так, чтобы расход вытекающего десорбата составлял 120–150 л/час. Вытекающий десорбат заливали в колонну через заливную горловину. Десорбция продолжалась в течение 5 часов. После окончания де-

сорбции смолу промывали 10 литрами чистой воды. Промывную воду смешивали с десорбатом. В лаборатории проводили получение коллективного концентрата. Реакцию среды десорбата (рН) понижали до 0,7–1; выпадал осадок, который отстаивали, фильтровали, промывали и высушивали. Полученные в обоих случаях концентраты, на активированном угле и на ионообменной смоле, направляли в Кыштымский медь-электролитный завод.

Показатели аффинажа золотосодержащих концентратов

В таблице 8.6 приведены данные, полученные в результате опытно-промышленных испытаний технологии подземного выщелачивания на месторождении Васин.

Таблица 8.6 – Показатели аффинажа золотосодержащих концентратов [Харькович К.А., 2007ф]

Наименование сырья	Вес (масса) продукта, кг	Масса золота, г		
		расчетная	по данным лабораторного анализа	по данным Кыштымского завода
Зола активированного угля	179,35	449,4	428,2	411,0
Ионообменная смола	1158,4	2891,8	846,6	860,6
Сумма	1340,75	3345,2	1279,8	1277,6

Анализируя данные по сорбции можно сделать следующие выводы:

1. Извлечение золота сорбцией на активированный уголь приводит к получению концентрата с содержанием золота 2,3 кг/т, в то время как применение ионообменной смолы дает концентрат с содержанием лишь 742,9 г/т. Последнее обусловлено естественным концентрированием в процессе озоления активированного угля в муфельных печах. Однако, величина извлечения золота из растворов невелика и составляет лишь величину порядка 48,0%. Последнее говорит о малых сорбционных свойствах активированного угля использованных марок по отношению к растворам золотохлористоводородной кислоты и её солей. В целом, при общем объеме переработанных растворов 3,6 тыс. м³ сорбировано на уголь 501,3 г золота.

2. При сорбции золота на ионообменную смолу из 16,1 тыс. м³ продуктивных

растворов осаждено 2799 г золота, что соответствует коэффициенту извлечения из растворов порядка 81,5%. Однако, наряду с такой высокой степенью сорбции из золотосодержащих растворов необходимо отметить достаточно низкую способность к регенерации ионообменной смолы. Последнее приводит к невозможности повторного применения сорбционной колонны, так как большая часть золота остается в колонне. Продажная же стоимость ионообменных смол в несколько раз превышает стоимость активированного угля, увеличивая тем самым себестоимость извлекаемого золота.

По результатам геологоразведочных работ на Кумакском рудном поле и при учете рекомендованной технологии освоения остаточных запасов золота методом скважинной подземного выщелачивания (этапы 2 и 3) будет выполнен пересчет запасов (этап 4).

8.5. Условия экологического контроля

В перечень рекомендуемых кондиций предлагается ввести следующие конкретные условия экологического контроля и природоохранных мероприятий:

- при проектировании промышленного предприятия разработать Программу мониторинга воздействия производства подземного выщелачивания на подземные воды и поручить ее исполнение независимой природоохранной организации, имеющей аттестованную лабораторию по экологическим исследованиям;
- мониторинг подземных вод осуществлять по дополнительному ряду контрольно-наблюдательных скважин, расположив его вне пределов месторождения, на рубеже II и III поясов санитарно-защитной зоны предприятия;
- по завершению отработки каждого из технологических блоков проводить рекультивацию I этапа путем очистки бассейна грунтовых вод до исходного содержания токсичных элементов;
- по завершению отработки способом подземного выщелачивания объекта в целом провести рекультивацию подземных вод путем очистки их от токсичных элементов до уровня предельно допустимой концентрации (ПДК);
- по завершению отработки способом подземного выщелачивания объекта в целом провести рекультивацию поверхности месторождения.

Остальные условия экологического контроля предусмотрены нормативами деятельности любого предприятия (выбросы, отходы).

8.6. Предварительные выводы по опытно-технологическим исследованиям подземного выщелачивания

Концепция промышленного освоения остаточных запасов золота Кумакского рудного поля основана на адаптации технологии скважинного подземного выщелачивания к конкретным геолого-промышленным характеристикам двух типов рудных тел (коры выветривания и коренные залежи) и вовлечении в использование старых отвалов, включающая 5 этапов.

Предварительные выводы по опытно-технологическим исследованиям подземного выщелачивания сводятся к следующему:

1. Вмещающие породы месторождения характеризуются высокой кислотоемкостью, связанной с карбонатами (60–100 кг/т), тем самым обуславливая необходимость планирования процесса выщелачивания в кислых средах ($\text{pH} = 2\text{--}5$).

2. Извлечение золота, исследованное в слабокислых средах ($\text{pH} = 4,1\text{--}5,1$), остается достаточно низким, на уровне 34,5–40,5%.

3. При переходе в кислые среды ($\text{pH} = 2\text{--}3$) удалось поднять извлечение золота до 72%, однако расход кислоты значительно увеличился.

4. Нижний предел содержания извлекаемого золота составляет 0,1 г/т, в связи с чем при определении контуров выщелачиваемых руд можно учитывать содержания золота, получаемые по пробирному анализу и 0,1 г/т «следы» (приравнивая их к 0,1 г/т).

5. При вовлечении в процесс подземного выщелачивания рудных залежей, эффективна обычная фильтрационно-инфилтратационная система вскрытия, когда орошение производится через канавы (траншеи) а откачка продуктивных растворов – через скважины.

6. В перечень рекомендуемых кондиций предлагается ввести конкретные условия экологического контроля и природоохранных мероприятий.

БЛАГОДАРНОСТИ

За ценные советы и участие в организации полевых работ авторы сердечно благодарят Навроцкого О.К. и Репкина В.А., а также Смолеву Ирину Владимировну, Черникову Тамару Ивановну, Ягудину Саиду Ахметсагитовну и Шиянову Евгению Олеговну за помощь в проведении исследований.

Полевые работы выполнены при поддержке областного гранта в сфере научной и научно-технической деятельности в 2019 г. (соглашение № 23 от 14.08.2019, г. Оренбург), а также в рамках Госзадания по теме № FMRS-2022-0011 (Геодинамика и металлогения палеозойских магматических и

осадочных комплексов Южного Урала, ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа).

Аналитические работы выполнены при финансовой поддержке корпоративного гранта АО «Оренбургнефть» (2019-2020 гг., г. Оренбург).

Микрозондовые исследования проведены в рамках Госбюджетной темы № 122040600006-1 (Структурно-вещественная эволюция полиметаморфических и магматических комплексов Южного Урала: петрология, геохимия, минералогия, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные выводы, вытекающие из приведенного в данной работе материала, следующие:

1. Черносланцевые образования брединской свиты попадают в поля терригенно-углеродистой и кремнисто-углеродистой формаций. Углеродистое вещество представлено двумя типами: тонкой рассеянной осадочной органикой и метаморфическим графитом, имеет биогенную природу и испытывало метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

2. Условия осадконакопления довольно специфичны для подобных отложений Южного Урала. Терригенный высокоглиноземистый осадочный материал претерпел минимальный перенос и формировался преимущественно за счет разрушения пород основного состава, а также продуктов размыва кислых вулканитов основания разреза брединской свиты.

3. Нормирование к постархейскому австралийскому глинистому сланцу показывает, что редкоземельные элементы в рассматриваемых углеродистых сланцах не накапливаются. Их содержания по отношению к PAAS укладываются в интервал от 0,1 до 1 ед. Основными минералами-концентраторами лёгких РЭ являются монацит (-Ce) и рабдофан (-Ce), тяжелых – ксенотим (-Y).

4. Углеродистые сланцы рудного поля имеют золото-турмалиновую специализацию. Богатые рудные зоны обусловлены узлами пересечения Восточно-Аниховских разрывов близмеридионального простириания с разломами других направлений, выраженных зонами интенсивно проявленного окварцевания, серицитизации, турмалинизации шириной 300–400 м и протяженностью до 10 км.

5. В кварц-слюдисто-турмалиновых метасоматически измененных углеродистых сланцах установлены промышленные содер-

жания золота и стабильно высокие – серебра. Тесное срастание турмалина и золота указывает на синхронность их отложения и позволяет выделить в пределах Кумакского рудного поля кварцево-турмалиновую золотоносную формацию, сопоставимую с рядом объектов Восточного Забайкалья и Тувы. Наиболее вероятным источником турмалиновой минерализации в серицит-кварцево-углеродистых сланцах могли служить подверженные метаморфическим преобразованиям борсодержащие морские осадки, насыщенные глинистыми частицами.

6. Золото кварц-слюдисто-турмалиновых метасоматически измененных углеродистых сланцев связано с двумя основными минеральными ассоциациями: золото-висмут-теллуридной и самородным золотом в срастании с турмалином. По своему химическому составу турмалины относятся к дравиту и фойиту и близки к таковым орогенных золотых и золото-сульфидных месторождений.

7. Золото на объектах Кумакского рудного поля в основном тонкодисперсное и относится к высокопробному (919–1000) типу. В зоне гипергенеза золотины неоднородны, часто имеют каймы с явными признаками облагораживания и очищения от элементо-примесей. Здесь происходит вторичное пе-реотложение золота в виде мелких губчатых высокопробных агрегатов.

8. Предложенная модель формирования Кумакского золоторудного месторождения в черносланцевых толщах связана с этапами накопления, перераспределения и концентрации.

Проведенные исследования и полученные результаты могут быть востребованы при постановке поисково-оценочных работ на изученной площади и позволят с новых позиций подойти к её прогнозу на золото.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

Абдулин А.А., Касымов М.А., Львов К.А. Геологическое строение и структурное районирование Мугоджар. – В сб. К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. А-Ата, 1969. С. 77-107.

Азовская О.Б., Александров В.В., Гусева Н.Н. Проявления углеродизации в северной части Восточно-Тагильского ультра-базитового массива, возможная связь с Au-Pt оруденением // Самородное золото: матер. науч. конф. / ИГЕМ РАН. М., 2010. Т. II. С. 17-19.

Альбов М.Н. Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1960, 215 с.

Альбов М.Н. Золотоносные сланцы Кумакского района / Цветные металлы, 1930, № 8-9.

Арифулов Ч.Х. О минералогии и генезисе зон прожилково-вкрашенного золотосульфидного оруденения Кызыл-Кумов. – Узбекский геологический журнал, 1976, №5.

Арифулов Ч.Х. Черносланцевые месторождения золота различных геологических обстановок // Руды и металлы. 2005, №2. С. 9-19.

Арифулов Ч.Х., Плугин Д.В., Чернояров В.Г., Овсянников М.П., Арсентьева И.В., Щербакова А.В. Золоторудные месторождения «черносланцевого типа» на Южном Урале и закономерности их размещения // Отечественная геология. 2006. № 4. С. 13-22.

Билибина Т.В., Богданов Ю.В. О перспективах золотоносности в районе Мугоджар. – Геол. рудн. месторождений, 1959, № 5. С. 104-111.

Блюман Б.А. Дьяконов Ю.С., Красавина Т.Н., Павлов М.Г. Использование тер-

мо- и рентгенографических характеристик графита для определения уровня и типа метаморфизма // Записки Всесоюзного Минералогического общества. 1974 Ч. 103 Вып. 1 С. 95–103.

Богданова М.В., Волкова И.Б. О связи биогенного углерода с металлоносностью черносланцевых формаций / 2 Всес. совещ. по геохимии углерода, Москва, 29 сент. - 1 окт., 1986. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1986. С. 135-140.

Болтыров В.Б., Огородников В.Н., Поляков В.А., Рудский В.Г. Рудоносные и рудные формации метаморфических комплексов Урала. В кн. Рудоносные метасоматические формации Урала (тезисы докладов), ч. 1, Свердловск, 1978.

Бортников, Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 1. С. 3–28.

Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Бахарев А.Г. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология рудных месторождений. М.: Наука. 2007. Т. 49. № 2. С.99-145.

Буряк, В.А., Михайлов Б.К., Цымбалик Н.В. Генезис, закономерности размещения и перспективы золото- и платиноносности черносланцевых толщ // Руды и металлы. М.: ЦНИГРИ, 2002. № 6. С. 25-36.

Буряк В.А. Источники золота и сопутствующих компонентов золоторудных месторождений в углеродистых толщах // Геол. рудн. мест-ний. 1986. Т. 28. № 6. С. 31-43.

Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.

Буряк В.А. Условия образования метаморфогенных гидротермальных месторождений // Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений. Новосибирск: Наука, 1985. С. 14–22.

Буряк В.А., Хмелевская Н.А. Сухой лог – одно из крупнейших месторождений мира. Владивосток. ДВО РАН: Дальнаука, 1997. 156 с.

Бушнев Д.А., Смолева И.В. Изотопы углерода органического вещества поздне-юрских горючих сланцев Волго-Печорской сланцевой провинции и механизмы его накопления // Доклады АН. 2011. Т. 441. № 2 С. 227–229.

Верчеба, А.А., Маркелов С.В. Техногенные месторождения, способы их формирования и переработки: учеб. Пособие / М.: Моск. гос. геологоразв. ун-т., 2003. 66 с.

Виленкин В.А., Фридман И.Д. О связи золота и серебра с рассеянным органическим веществом рудных месторождений // Геохимия. 1983. № 10. С. 1487–1491.

Воин М.И. Особенности структуры и оруденения Кумакского рудного поля и методика выделения обогащенных интервалов в минерализованных зонах смятия // Изв. вузов. Геология и разведка. 1966. № 2. С. 77–86.

Воин М.И., Казак А.П. О зональности проявления редкометалльной и золоторудной минерализации в Кумак-Котансуйской зоне смятия Орского Зауралья // В сб.: Вопросы зональности эндогенных месторождений. – Л., 1973. С. 102–111.

Гвоздев В.И., Гребенникова А.А., Вах А.С., Горячев Н.А., Федосеев Д.Г. Эволюция процессов минералообразования при формировании золото-редкометалльных руд Средне-Голготайского месторождения (Восточное Забайкалье) // Тихоокеанская геология, 2020, Т. 39, № 1, С. 70–91.

Гидрогеология СССР. Том XLIII. Оренбургская область (Оренбургское гидрогеологическое управление). М.: Недра, 1972. 272 с.

Горбачёв О.В., Созинов Н.А. Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука. 1985. С. 46–57.

Горжевский Д.И. О роли органического вещества в рудообразовании. // Изв. вузов. Сер геол. и разведка. Изв. ВУЗов: науч.-метод. журн. Геология и разведка. М., 1987. №1. С. 29– 41.

Горжевский Д.И., Карцев А.А., Павлов Д.И. Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1990. 268 с.

Добрецов Н.Л., Кривцов А.И. Модели магматогенно-гидротермального и метаморфогенно-гидротермального рудонакопления и критерии их отличия // Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений: Сб. науч. ст. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1985. С. 5–14.

Докукин Ю.В., Самойлов А.Г. Практические результаты добычи золота способом подземного выщелачивания в России / Золотодобыча. № 133, Декабрь, 2009.

Дубенко И.Г., Воин М.И. Основные черты геологического строения и золотоносности северной части Кумакского золоторудного месторождения // Изв. высших уч. завед. геология и разведка, М., 1965, № 11.

Ермолаев Н.П., Созинов Н.А. Стратиформное рудообразование в черных сланцах. М.: Наука, 1986.

Заболоцкий А.И., Харькович К.А., Видусов Т.Э. Опытные испытания способа ПВ для добычи золота из руд коры выветривания золоторудного месторождения Гагарского // Горный информационно-аналитический бюллетень. 1999. № 2. С. 81–86.

Заболоцкий К.А. Оптимальный комплекс гидрогеологических и геоэкологических исследований месторождений металлов в корах выветривания применительно к отработке их способом подземного выщелачивания: Автореферат дис. кандидата геолого-минералогических наук: 25.00.36 / Ур. гос. гор. ун-т, Екатеринбург, 2008. 23 с.

Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Классификация золоторудных месторождений восточного склона Южного Урала // Геологический сборник № 8. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2009. С. 177–186

Иванкин П.Ф., Ишин П.В., Назарова Н.И. Особенности отложения золота в черносланцевых толщах // Советская геология. 1985. № 11. С. 52–60.

Иванов А.И. Роль метаморфических условий преобразования углеродистых карбонатно-терригенных отложений для формирования золотого оруденения на разных этапах коллизионной эпохи развития Байкало-Патомской металлогенической провинции // Отечественная геология. 2017. № 4. С. 3–23.

Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н., Розинова Е.Л. Термический анализ минералов и горных пород Л.: Недра, 1974. 399 с.

Кассин Н.Г. К характеристике золоторудного месторождения Кумак / Разведка недр, 1935, № 24.

Кетрис М.П. Петрохимическая характеристика терригенных пород // Ежегодник-1974. 1976. С. 32–38.

Коломоец А.В. К вопросу о разработке остаточных запасов и отвалов золота в районах старых золотодобывающих предприятий (на примере Кумакского рудного поля) / Новое в познании рудообразования. Материалы Четвертой Российской молодежной Школы с международным участием, Москва: ИГЕМ РАН, 2014. С.160–163.

Коломоец А.В. Условия формирования Кумакского месторождения черносланцевой формации (Оренбургская область) / Вестн. Забайкал. гос. ун-та. 2018. Т. 24. № 6. С. 28–35.

Коломоец А.В. Особенности размещения и локализации золотого оруденения Кумакской группы месторождений // Вестник Забайкальского государственного университета. 2019. Т. 25. № 9. С.25–32.

Коломоец А.В., Панкратьев П.В., Кисиль Р.С., Пантелеев В.С. Структурные факторы формирования золотого оруденения на примере Кумакского золоторудного месторождения (Восточно-Уральское поднятие) / Процессы в геосредах. 2019. № 3 (21). С. 341–346.

Коломоец А.В., Сначёв А.В. Геология и рудоносность углеродистых сланцев Кумакского месторождения // Сборник статей Всероссийская молодежная конференция «Геологические исследования Урала и Поволжья – 2020». М: изд. «Перо», 2020, С. 12–15.

Коломоец А.В., Сначёв А.В. Геология и петрогохимические особенности углеродистых отложений Кумакского рудного поля / Процессы в геосредах. 2020. № 1 (23). С. 589–596.

Коломоец А.В., Сначёв А.В., Рассомахин М.А. Золото-турмалиновая минерализация в углеродистых сланцах Кумакского месторождения (Южный Урал) / Горный журнал, 2020. № 12. С. 11–15.

Константинов М.М., Кряжев С.Г., Устинов В.И. Особенности рудообразующей системы Зодского золото-теллуридного месторождения (Армения) по изотопно-геохимическим данным // Геохимия. М.: Наука. 2010. № 9. С. 1002–1005.

Коробейников А.Ф. Особенности распределения золота в породах черносланцевых формаций // Геохимия. 1985. № 12. С. 1747–1757.

Коробейников А.Ф. Минералогия благородных металлов нетрадиционных золото-платиноидных руд в черносланцевых формациях // Платина России: проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI в. М.: Геоинформмарк, 1999. Т. 4. С. 40–51.

Коробейников А.Ф., Масленников В.В., Микитченко В.Я. Закономерности размещения золоторудных полей и месторождений в черносланцевых толщах герцинской складчатой структуры // Известия АН СССР. Серия геология. 1990, №2. С. 103–115.

Кряжев С.Г. Генетические модели и критерии прогноза золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах. Автореферат дис. доктора геолого-минералогических наук. М.: ЦНИГРИ, 2017. 24 с.

Кужугет Р.В., Зайков В.В., Лебедев В.И. Улуг-Саирское золото-турмалин-кварцевое месторождение, Западная Тува // Литосфера, 2014, № 2, С. 99–114.

Куклин Н.В. Кумакское месторождение. В сб. 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск, 1948.

Лаверов, Н.П., Сафонов Ю.Г., Величкин В.И. Проблемы полигенно-полихронного рудообразования // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении. М.: Изд-во МГУ, 2010. Т. 1. С. 38–59.

Лодейщиков В.В. Гидрохлорирование золотосодержащих руд, история проблемы / Золотодобыча, 2012. №8 (165). С. 5–8.

Лопатин Н.В., Емец Т.П. Пиролиз в нефтегазовой геохимии. М.: Наука, 1987. 144 с.

- Лошинин В.П., Панкратьев П.В.** Золотое оруденение в палеозойских образованиях восточного Оренбуржья / Проблемы региональной экологии. 2011. №5. С.134–138.
- Лошинин В.П., Панкратьев П.В.** Золотоносность нижне-среднепалеозойских черносланцевых формаций Восточного Оренбуржья / Стратегия и процессы освоения георесурсов. Пермь, 2006. С. 79–82.
- Лядский П.В., Чен-Лен-Сон Б.И., Алексеева Г.А., Оленица Т.В., Кваснюк Л.Н., Мануйлов Н.В.** Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист М-41-1 (Аниховка). Объяснительная записка. М.: МФ ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 100 с.
- Марченко Л.Г.** Генезис и минеральные ассоциации золота и платиноидов в месторождениях «черносланцевого» типа Казахстана: Автореферат дис. докт. геол.-мин. наук / ВСЕГЕИ. СПб., 2011. 48 с.
- Масленников В.В.** Черносланцевые формации в золоторудных районах // Проблемы стратиморфных месторождений. Чита; 1990. С.89–91.
- Месторождения золота Урала: Науч. изд. / **В.Н. Сазонов, В.Н. Огородников, В.А. Коротеев, Ю.А. Поленов;** Рос. акад. наук. Урал. отд-ние. Ин-т геологии и геохимии им. акад. А. Н. Заварицкого, М-во общ. и проф. образования Рос. Федерации. Урал. гос. горно-геол. акад. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УРО РАН, 1999. 566 с.
- Мурзин В.В., Малюгин А.А.** Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 96 с.
- Мустафин С.К.** Техногенное минеральное сырье горнорудных регионов: проблемы и перспективы рационального комплексного освоения // Материалы VI Международной научной конференции «Современные проблемы регионального развития». Биробиджан: ИКАРП ДВО РАН, 2016. С. 72–75.
- Мустафин С.К., Анисимова Г.С., Трифонов А.Н., Стручков К.К.** Техногенное минеральное сырье регионов недропользования: природа, состав и перспективы рационального использования // Наука и образование, 2017. № 4. С. 7–16.
- Наумов В. А., Лунев Б.С., Наумова О.Б.** Техногенные месторождения – резерв минеральной базы России // Вестник Пермского университета. Геология. 2011. № 1. С. 50–56.
- Наркелюн Л.Ф.** Индикаторы осадочного происхождения стратиформных месторождений меди // Роль эндогенных и экзогенных факторов в формировании стратиформных руд и оклорудных изменений. Ч. 1. М. 1986. С. 8–11.
- Новгородова М.И., Генералов М.Е.** Состав и структурное состояние углеродистого вещества в минерализованных терригенно-осадочных породах // Отечественная геология. 1999. № 1. С. 33–38.
- Новгородова М.И., Якобс Е.И., Шинкаренко Ю.Г.** Золотое оруденение и метасоматиты одного из районов Южного Урала // Вопросы петрологии и металлогении Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 115–116.
- Оборин А.А., Залкинд И.Э.** К геохимии бора в гипергенных процессах. Геохимия, № 2. 1964.
- Паленова Е.Е., Белогуб Е.В., Плотинская О.Ю., Новоселов К.А., Масленников В.В., Котляров В.А., Блинов И.А., Кузьменко А.А., Грибоедова И.Г.** Эволюция состава пирита на золоторудных месторождениях Копыловское и Кавказ в черносланцевых толщах (Бодайбинский район, Россия) по данным РСМА и ЛА-ИСП-МС // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57, № 1. С. 71–92. DOI: 10.7868/S0016777015010025
- Панкратьев П.В., Коломоец А.В., Степанов А.С., Теплякова Е.В.** Кумакское рудное поле как перспективный золоторудный объект в Оренбургской области / Горный журнал, 2019. № 1. С. 8–12.
- Панкратьев П.В., Коломоец А.В., Пантелеев В.С.** Черные сланцы Кумакского рудного района Оренбургской области / Недра Поволжья и Прикаспия. Вып.96, ноябрь 2018. С. 55–60.
- Панкратьев П.В., Лошинин В.П.** Техногенные объекты Оренбургской области и перспективы их освоения // Известия вузов. Горный журнал. 1999. №5-6. С. 84–87.
- Панкратьев П.В., Лошинин В.П., Хасанов В.Н.** О перспективах золотоносности нижнекаменноугольных отложений восточного Оренбуржья / Стратегия и процессы ос-

воения георесурсов: Материалы науч. сессии Горного ин-та УрО РАН по результатам НИР в 2003 г. 19-23 апр. 2004 г. Пермь: Горный институт УрО РАН, 2004. С. 23–26.

Панченко А.Ф., Лодейщиков В.В., Хмельницкая О.Д., Видусов Т.Э. Подземное выщелачивание золота (состояние проблемы) / Добыча и переработка золото- и алмазосодержащего сырья: Сб. науч. тр., посв. 130-летию института «Иргиредмет». Иркутск: Иргиредмет, 2001. С.232–248.

Парада С.Г. О литогенной природе некоторых золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 3. С. 275–288.

Петров В.Г. Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа. Новосибирск: Наука, 1974. 138 с.

Петров Г.А. Прогнозирование благороднометального оруденения в допалеозойских черносланцевых толщах центральной части Уральского подвижного пояса // Литосфера. 2014. № 6. С. 88–101.

Петров Г.А., Александров В.В., Зубков А.И., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. К проблеме рудоносности черных сланцев Вишерско-Кутимского антиклиниория (Северный Урал) / Вестник Пермского университета. Геология 2015. Выпуск 4. С. 32–43.

Петровская Н.В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). М.: Наука, 1973. 347 с.

Плюснина Л. П., Кузьмина Т.В., Авченко О.В. Экспериментальное моделирование сорбции золота на углеродистое вещество при 20–500°C // Геохимия. 2004. № 8. С. 864–873.

Пономарева Г.А., Лошинин В.П. Золотопроявления в черносланцевых формациях палеозоя восточного Оренбуржья и их генезис / Вестник оренбургского государственного университета. 2013. № 5. С. 144–148.

Попов В.И., Гусева А.К. Зональность рудопроявлений Средней Азии, парагенных с нефтью и газом // Рудоносные осадочные формации и рудная зональность артезианских нефтегазоносных бассейнов Средней Азии. Л. 1964. С. 94–106.

Рассомахин М.А., Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Хворов П.В. Турмалин из поздних кварцевых жил месторождения зо-

лота Муртыкты, Республика Башкортостан // Минералогия, 2020, 6 (1), С. 69–83. DOI: 10.35597/2313-545X-2020-6-1-7

Руб. М.Г., Рожанец В.И. К вопросу о генезисе Кумакского месторождения. Сб. материалов по геологии золота и платины, вып.7, 1948.

Рудский В.Г. Геохимическая направленность кремнешелочного метасоматоза в породах Южномугоджарской серии // Геология и полезные ископаемые Урала / Тезисы докладов Уральской конф. молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1976.

Рудский В.Г. Роль метаморфизма в формировании золоторудной минерализации Кумакского рудного поля // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: Изд-во СГИ, 1982. С. 88–94.

Рыкус М.В., Сначёв В.И., Кузнецов Н.С., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Сначёв А.В. Рудоносность дунит-гарцбургитовой и черносланцевой формаций пограничной зоны между Южным и Средним Уралом // Нефтегазовое дело. 2009. Т. 7. № 2. С. 17–27.

Сазонов В.Н., Коротеев В.А., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Великанов А.Я. Золото в “черных сланцах” Урала. Литосфера. 2011. № 4. С. 70–92.

Сазонов В. Н. Огородников В.Н., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала, сформировавшиеся в различных геодинамических обстановках // Известия высших учебных заведений. Горный журнал. 1999. № 5–6. С. 57–81.

Сазонов В.Н., Рябинин В.Ф., Мурзин В.В. Метасоматоз и оруденение золоторудного месторождения // Труды Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого. 1985. № 132. С. 118–121.

Седов Н.П. Подземное выщелачивание золота на месторождении Долгий мыс // Золотодобыча. 2005. № 77, С. 7–9.

Серавкин И.Б., Знаменский С.Е. Эндогенная металлогения южного Урала и общая оценка перспектив его Оренбургской части на колчеданное, медно-порфировое и золотое оруденение / Геологический сборник. 2007. № 6. С. 181–205.

Сердюченко Д.П. О некоторых богатых бором осадочно-метаморфических фа- циях // Доклады АН СССР, 1955, Т. 102, № 4.

Силаев В.И., Смолева И.В., Антошина А.И., Чайковский И.И. Опыт сопряженного анализа изотопного состава углерода и азота в углеродистых веществах разного происхождения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза. Пермь: Изд-во ПГУ, 2012. № 15. С. 342–366.

Сначёв А.В., Сначёв В.И., Рассомахин М.А., Коломоец А.В. Углеродистые сланцы Каменского участка: геология и рудоносность (Южный Урал) / Горный журнал, 2020. № 2. С. 24–29.

Сначёв А.В. Использование термического анализа углеродистых сланцев при прогнозировании золотого оруденения (на примере Белорецкого метаморфического купола) // Вестник академии наук Республики Башкортостан, 2015, 20 (3), с. 28–35.

Сначев А.В., Пужаков Б.А., Сначев В.И., Рыкус М.В. Перспективы углеродистых отложений центральной части Зауральского поднятия на благородные и редкие металлы // Электронный научный журнал Нефтегазовое дело. 2015. № 2. С. 123–142.

Сначёв А.В., Рыкус М.В., Сначёв М.В., Романовская М.А. Модель золотообразования в углеродистых сланцах Южного Урала. // Вестник МГУ, 2013, № 2. С. 49–57.

Сначёв А.В., Сначёв В.И., Рыкус М.В., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Ардисламов Ф.Р. Геология петрогохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала / Уфа: ДизайнПресс. 2012. 208 с.

Сначёв В.И., Сначёв А.В. Закономерности размещения золоторудных проявлений в углеродистых отложениях Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал) // Вестник ВГУ. 2014. № 4. С. 79–87.

Сначёв М.В., Сначёв А.В. Использование термического анализа углеродистых сланцев при прогнозировании золотого оруденения (на примере Амурского месторождения) / Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов, Уфа, Гилем, 2015. № 21, С. 101–106.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза : в 3 т., АН СССР, Геол. ин-т. 2-е изд. М.: Изд-во АН СССР, 1960–1962.

Т. 1 : Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. 1960. 211 с.

Т. 2 : Закономерности состава и размещения гумидных отложений. 1960. 574 с.

Т. 3 : Закономерности состава и размещения аридных отложений. 1962. 550 с.

Стряпков А.В., Паршина И.Н., Райзман Г.Ф., Ахмадеев Г.В. Сорбционное извлечение золота из растворов подземного выщелачивания на месторождении Васин / Минеральные ресурсы России. Экономика и управление, № 3, 2005. С. 60–66.

Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Уманский А.Б., Смирнов А.Л. Моделирование процессов подземного выщелачивания // Проблемы теоретической и экспериментальной химии: Тезисы докладов XVI Рос. молод. науч. конф., посв. 85-летию со дня рождения проф. В.П. Кочергина (Екатеринбург, 25–28 апр. 2006 г.). Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 2006. С. 150–151.

Усатая Е.С. К характеристике золоторудного месторождения «Сланцевая полоса» прииска Кумак (Южный Урал). Тр. треста золоторазведка и и-и геолого-разв. ин-та золота. 1938, вып. 9.

Фазлуллин М.И., Шаталов В.В., Авдонин Г.И., Смирнова Р.Н., Ступин В.И. О подземном выщелачивании золота. Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2005, № 3 С. 52–59.

Фазлуллин М.И., Шаталов В.В., Гуров В.А., Авдонин Г.И., Смирнова Р.Н., Ступин В.И. Перспективы подземного выщелачивания золота в России. – Цветные металлы. 2002, № 10. С. 39–46.

Хан И.С., Панкратьев П.В., Ольхова А.И. О перспективах применения кучного выщелачивания при добыче металлических полезных ископаемых в Оренбургской области // Материалы всероссийской научно-практической конференции. Оренбургский гос. ун-т. Оренбург: ОГУ, 2010. С. 1495–1500.

Холодов В.Н., Наумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Известия АН СССР. Серия геология. 1991. Т. 12. С. 74–82.

Холодов В. Н., Наумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов

мов // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1991. Т. 12. С. 74–82.

Чен-Лен-Сон Б.И. Поиски и ГДП-200 в Оренбургском Зауралье // Уральский геологический журнал. Екатеринбург, 2008, № 1 (61). С. 56–58.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. М. Берлин: Директ-Медиа, 2015. 272 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 271 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Химическая классификация осадочных горных пород. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1986. 34 с. (Сер. препр. «Науч. докл.»; Вып. 148).

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в чёрных сланцах. Екатеринбург, 1994. 304 с.

Baksheev I., Prokof'ev V.Y., Zaraisky G., Chitalin A., Yapaskurt V., Nikolaev Y., Tikhomirov P., Nagornaya E., Rogacheva L., Gorelikova N., Kononov O. Tourmaline as a prospecting guide for the porphyry style deposits. European Journal of Mineralogy. 2012. № 24, P. 957–979.

Buseck P.R., Beyssac O. From organic matter to graphite: Graphitization. Elements. 2014 V. 10 P. 421–426.

Cabral A.R., Tupinambá M., Zeh A., Lehmann B., Wiedenbeck M., Brauns M., Kwitko-Ribeiro R. Platiniferous gold–tourmaline aggregates in the gold–palladium belt of Minas Gerais, Brazil: implications for regional boron metasomatism // Miner Petrol. 2017. 111 P. 807–819.

Cline J.S., Hofstra A., Munteau J., Tosdal D., Hickey K. Carlin-type gold deposits in Nevada: Critical geologic characteristics and viable models // Economic Geology 100 th Anniversary volume. 2005. P. 451–484.

Des Marais D. J. Isotopic evolution of the biogeochemical carbon cycle during the Proterozoic Eon. Organic Geochemistry 27 (5). 1997. P. 185–193.

Emsbo P., Hofstra A.H., Lauha E.A., Griffin G.L., Hutchinson R.W. Origin of high-grade gold ore, source of ore fluid components, and genesis of the Meikle and neighboring Carlin-type deposits, northern Carlin Trend, Nevada // Economic Geology 98. 2003. P. 1069–1105.

Fleet M.E., Chryssoulis S.L., MacLean P.J., Davidson R., Weisener C.G. Arsenian pyrite from gold deposits; Au and As distribution investigated by SIMS and EMP and color staining and surface oxidation by XPS and LIMS // Can. Mineral. 1993. Vol. 31. P. 1–17.

Gadd M.G., Peter J.M., Jackson S.E., Yang Z., Petts D. Platinum, Pd, Mo, Au and Re deportment in hyper-enriched black shale Ni-Zn-Mo-PGE mineralization, Peel River, Yukon, Canada // Ore Geology Reviews. 2019. Vol. 107. P. 600–614.

Goldfarb R.J., Baker T., Dube B., Groves D.I., Hart C.J.R., Gosselin R. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes // Economic Geology. 100th Anniversary Volume: Littleton. Colorado. Society of Economic Geologists. 2005. P. 407–450.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R. Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and significance // Economic Geology. 2003. Vol. 98. P. 1–29.

Groves D.I., Santosh M., Goldfarb R.J., Zhang L. Structural geometry of orogenic gold deposits: implications for exploration of world-class and giant deposits // Geoscience Frontiers. 2018, Vol. 9, P.1163–1177.

Hazarika P., Mishra B. Tourmaline as fluid source indicator in the late Archean Huttı orogenic gold deposit / In: Mineral Resources in a Sustainable World. Nancy, France: Université de Lorraine, 2015. Vol. 2. P. 465–467.

Herron M.M. Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core or Log Data // Journal of Sedimentary Petrology, 1988. Vol. 58. P. 820–829.

Hutchinson R.W. A multi-stage, multi-process genetic hypothesis for greenstonehosted goldlodes // Ore Geology Reviews 8. 1993. P. 349–382.

Javoy M., Pineau F., Delorme H. Carbon and nitrogen isotopes in the mantle. Chemical Geology 57, 1986. P. 41–62.

Jiang S.-J., Radvanec M., Nakamura E., Palmer M., Kobayashi K., Zhao H.-X., Zhao K.-D. Chemical and boron isotopic variations of tourmaline in the Hnilec granite-related hydrothermal system. Slovakia: Constraints

on magmatic and metamorphic fluid evolution. *Lithos.* 2008. Vol. 106. No. 1. P. 1–11.

Jones B., Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones // *Chemical Geology.* 1994. V. 111. P. 111–129. DOI: 10.1016/0009-2541(94)90085-X

Kolomoets Alexandra, Snachev Alexander, Smoleva Irina Carbonaceous matter in black-shale deposits of the Bredy Formation (Southern Urals) / Kazan Golovkinsky Young Scientists' Stratigraphic Meeting «Sedimentary Earth System: Stratigraphy, Geochronology, Petroleum Resources». Kazan: Kazan University Press, 2020. P. 37.

Large R. Maslennikov V., Robert F., Danyushevsky L., Chang Z. Multistage Sedimentary and Metamorphic Origin of Pyrite and Gold in the Giant Sukhoi Log Deposit, Lena Gold Province, Russia // *Economic Geology.* 2007. Vol. 102. P. 1233–1267.

Large R.R., Bull S.W., Maslennikov V.V. A Carbonaceous Sedimentary Source-Rock Model for CarlinType and Orogenic Gold Deposits // *Economic Geology.* 2011. Vol. 106. No 3. P. 331–358.

London D., Morgan G., Wolf M. Boron in granitic rocks and their contact aureoles. *Reviews in Mineralogy.* 1996. Vol. 33. pp. 299–330.

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.

Nesbitt B.E., Muehlenbachs K., Murrowchick J.B. Genetic implications of the stable isotope characteristics of mesothermal Au deposits and related Sb and Hg deposits in the Canadian Cordillera // *Economic Geol.* 84. 1989. P. 1489–1506.

Ridley J.R., Diamond L.W. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models // *Reviews in Economic Geology.* 2000. Vol. 13. P. 141–162.

Roser, B.P., Korsch, R.J. Provenance signatures of sandstone–mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // *Chemical Geology.* 1988. Vol. 67. P. 119–139.

Sokol E.V., Kokh S.N., Kozmenko O.A., Lavrushin V.Yu., Belogub E.V., Khvorov P.V., Kikvadze O. Boron fate in an onshore mud

volcanic environment: case study from the Kerch Peninsula, the Caucasus continental collision zone. *Chemical Geology.* 2019. Vol. 525. P. 58–81.

Shumilova, T.G., Shevchuk, S.S., Isayenko, S.I. Metal concentrations and carbonaceous matter in the black shale type rocks of the Urals. *Doklady Earth Sciences.* 2016. Vol. 469 (1). P. 695–698.

Van Kaam-Peters H.M.E., Schouten S., Koster J., Sinninghe Damste J.S. Controls on the molecular and carbon isotopic composition of organic matter deposited in a Kimmeridgian euxinic shelf sea: Evidence for preservation of carbohydrates through sulfurization // *Geochimica Cosmochimica Acta.* 1998. Vol. 62. P. 3259–3284.

Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // *Chemical Geology.* 2013. Vol. 355. P. 117–133.

Vilor N.V. Gold in black shales // *Geochemistry International.* 20. 1983 P. 167–177.

Voudouris P., Baksheev I.A., Mavrogonatos C., Spyri P.G., Djiba A., Bismayer U., Papagikas K., Katsara A. Tourmaline from the Fakos porphyry-epithermal Cu-Mo-Au-Te prospect, Limnos island, Greece: mineral-chemistry and genetic implications. *Bulletin of the Geological Society of Greece.* 2019. Sp. Pub. 7. P. 329–330.

Wignall P.B., Myers K.J. Interpreting the benthic oxygen levels in mudrocks: A new approach // *Geology.* 1988. Vol. 16. P. 452–455.

Фондовая

Альбов М.Н., Меркулов Д.М. Исследование руд и горных пород Кумакского золоторудного месторождения. (Окончательный отчет по договору № 27/64 дс с Кумакским рудопроявлением Южно-Уральского Севнархоза). ФГУ «ТФИ по ПрФО» – Оренб. филиал, инв номер № 3401. 1965.

Болтыров В.Б., Рудский В.Г., Слободчиков Е.А. Изучение перспектив выявления месторождений золото-углеродисто-сульфидной формации (чернозеленцевого типа) на южном продолжении Кумакской золоторудной зоны Урала с составлением карты золотоносности масштаба 1:50000 в пределах

листов М-40-60-А,Б,В,Г; М-40-72-А,Б,В,Г; М-40-84-Б,Г; М-40-96-Б,Г. ФГУ «ТФИ по ПрФО» – Оренб. филиал, инв номер № 7783. 1980. Деп. в ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. фил., Инв. № 7783.

Бородаевский Н.И. и др. Отчет по теме: Изучение рудоконтролирующих структур, глубины промышленного оруднения и размещения золотоносности в Кочкарском и Кумакском районах (Южный Урал). ФГУ «ТФИ по ПрФО» – Оренб. филиал, инв номер № 3709. 1966. Деп. в ФГУ «ТФИ по ПрФО», Оренб. фил., Инв. № 3709.

Борсук В.И. Геологический очерк Кумакского района Оренбургской области. ФГУ «ТФИ по ПрФО». 1936. Оренб. филиал, инв номер № 1000.

Бурмин Ю.А. Окончательная перспективная оценка Кумакского золоторудного узла и рекомендации по направлению дальнейших поисково-разведочных работ (отчет по теме В.18.6.4: «Окончание работ по изучению эндогенной золотоносности Кумакского узла») ФГУ «ТФИ по ПрФО». 1965. Оренб. филиал, инв номер № 3387.

Воин М.И. Особенности локализации оруденения на Кумакском рудном поле и методика предварительной перспективной оценки рудных полей Кумакского типа. (Диссертация на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук). ФГУ «ТФИ по ПрФО». 1967. Оренб. филиал, инв номер № 3882.

Воин М.И., Вихтер В.Н. Об основных особенностях геологического строения и золотоносности Кумакского рудного поля (Полевой отчет о работах Кумакского отряда ЦНИГРИ в 1962 г.). ФГУ «ТФИ по ПрФО». 1962. Оренб. филиал, инв номер № 2556.

Дубенко И.Г. Отчет о геологической деятельности рудника за 1961 год. ФГУ «ТФИ по ПрФО». 1962. Оренб. филиал, инв номер № 2253.

Лозовой М.В., Черепова М.Я., Петров Ю.М. Отчет Кумакской геолого-съе-

мочной партии за 1958-1960 гг. ФГУ «ТФИ по ПрФО». 1961. Оренб. филиал, инв номер № 01210.

Максимов В.А. Окончательный отчет о поисковых работах на золото в Кумакском золоторудном районе. (Кумакский отряд 1963-1964 гг. Светлинский район Оренбургской области). ФГУ «ТФИ по ПрФО». 1965. Оренб. филиал, инв номер № 3390.

Миронов Е.Е., Новгородова М.И. Отчет о результатах поисковых работ, проведенных в пределах Кумакского золоторудного узла в 1974-1979 гг. ФГУ «ТФИ по ПрФО». 1980. Оренб. филиал, инв номер № 7586.

Никифоров Н.А. Отчет о геофизических исследованиях на золоторудном месторождении Кумак, произведенных в 1938 г. ФГУ «ТФИ по ПрФО». 1939. Оренб. филиал, инв номер № 2368.

Сорокин В.Н., Герман С.М. Отчет Кумакского тематического отряда по теме: Изучение минералогии северной части Кумакского месторождения с целью выявления закономерностей золотого оруденения. ФГУ «ТФИ по ПрФО». 1965. Оренб. филиал, инв номер № 3304.

Харькович К.А. Разведка золоторудного месторождения Васин в восточном Оренбуржье. ФГУ «ТФИ по ПрФО». Оренб. филиал. 2007.

Шашкин А.Ф., Копанева М.В. Отчет о результатах геофизических работ, проведенных Кумакской геофизической партией в Адамовском районе Оренбургской области в 1960 году. ФГУ «ТФИ по ПрФО». 1961. Оренб. филиал, инв номер № 966.

Якобс Е.И., Видюков Н.Т. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Кумакского рудного района (Отчет Кумакской партии по глубинному геологическому картированию территории листов М-41-25-А и В в масштабе 1:50000 в 1974-1978 гг.). ФГУ «ТФИ по ПрФО». 1978. Оренб. филиал, инв номер № 7238.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
Глава 1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ.....	4
Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КУМАКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ.....	7
2.1. Геологическое строение Кумакского месторождения.....	10
2.2. Месторождения и рудопроявления золота Кумакского рудного поля.....	20
2.3. Стратиграфия.....	24
2.4. Элементы структуры и тектоники.....	27
2.5. Влияние интрузивного магматизма и метаморфизм.....	32
Глава 3. ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ.....	37
Глава 4. УГЛЕРОДИСТОЕ ВЕЩЕСТВО ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.....	49
Глава 5. УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.....	55
Глава 6. РУДНОСТЬ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.....	65
Глава 7. ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КУМАКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ.....	80
Глава 8. КОНЦЕПЦИЯ ПРОМЫШЛЕННОГО ОСВОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КУМАКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ.....	86
8.1. Особенности геолого-промышленных характеристик рудного поля.....	86
8.2. Технология разработки методами подземного и кучного выщелачивания.....	90
8.3. Опыт освоения месторождений Уральского региона методом скважинного подземного выщелачивания.....	92
8.4. Рекомендуемая технология метода подземного выщелачивания и этапы её адаптации применительно к Кумакскому рудному полю.....	93
8.5. Условия экологического контроля.....	100
8.6. Предварительные выводы по опытно-технологическим исследованиям подземного выщелачивания.....	100
БЛАГОДАРНОСТИ.....	101
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	102
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	103

**Пантелейева Александра Вячеславовна, к.г.-м.н.**

В 2016 году окончила геолого-географический факультет ОГУ. Доцент кафедры геологии, геодезии и кадастра Оренбургского государственного университета. Научные интересы: геология и рудоносность углеродистых отложений. Автор более 40 статей.

E-mail: kolomoyets56@mail.ru

**Сначев Александр Владимирович, к.г.-м.н.**

Родился в 1980 г. В 2002 г. окончил БашГУ. В настоящее время является заведующим лаборатории «Рудных месторождений» Института геологии УФИЦ РАН (г. Уфа). Научные интересы: геология и рудоносность углеродистых отложений. Автор более 130 статей и 5 монографий.

E-mail: SAVant@rambler.ru

**Панкратьев Петр Владимирович, д.г.-м.н., профессор.**

Окончил Среднеазиатский государственный университет им. В.И. Ленина (1957) по специальности "геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых". Профессор кафедры геологии, геодезии и кадастра Оренбургского государственного университета. Научные интересы: условия образования месторождений полезных ископаемых, их пространственное размещение и прогноз. Автор более 150 научных работ.

**Тюрин Анатолий Матвеевич, к.г.-м.н.**

В 1975 г. окончил геологоразведочный факультет ТашГИ. Принимал участие во всех стадиях работ на нефть и газ на платформах (Западный Узбекистан, Устюрт, Волго-Уральская нефтегазоносная провинция, Прикаспийская впадина), в межгорных депрессиях Таджико-Афганской, Ферганской, орогенах (Юго-Западные отроги Гиссарского хребта, Южный Урал) и на морском шельфе (Вьетнам). Доцент кафедры геологии, геодезии и кадастра Оренбургского государственного университета. Автор более 200 публикаций.

E-mail: amturin1952@bk.ru

**Рассомахин Михаил Анатольевич.**

В 2011 году окончил геологический факультет ЮУрГУ. В настоящее время работает в лаборатории междисциплинарных исследований Института минералогии Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН. Научные интересы: минералогия редкоземельных элементов и месторождений золота.

Автор 50 научных работ и 1 монографии.

E-mail: Miha_Rassomahin@mail.ru

**Пантелейев Василий Сергеевич.**

В 2016 году окончил геолого-географический факультет ОГУ.

Старший преподаватель кафедры геологии, геодезии и кадастра Оренбургского государственного университета.

Производственные интересы - геологическое сопровождение бурения, ГИС.

**Кисиль Ростислав Сергеевич.**

В 2013 году окончил геолого-географический факультет ОГУ

по специальности Геологическая съёмка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. В настоящее время работает в должности ведущего геолога.

Производственные интересы - поисковая геология, геохимия, ГИС.