Томский политехнический университет

На правах рукописи

Ананьев Юрий Сергеевич

ЗОЛОТО-КОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ СИСТЕМЫ ЮЖНОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОЙ КАЛБЫ)

Специальность: 25.00.11 – Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения

Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук

Научный консультант: доктор геолого-минералогических наук,
профессор Коробейников Александр Феопенович

Томск, 2017

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 4

ГЛАВА 1. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ 13

ГЛАВА 2. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ, ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ЮЖНОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ 25

2.1. Основные черты геологического строения, развития и рудоносности 25

2.2. Классификация золоторудных месторождений и их геотектонические режимы развития 31

ГЛАВА 3. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТО-КОНЦЕНТРИРУЮЩИХ СИСТЕМ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ПО ДАННЫМ РАЗНОМАСШТАБНЫХ КОСМИЧЕСКИХ СЪЕМОК 37

3.1. Золоторудные объекты в зеленокаменных поясах и наложенных орогенных прогибах древних платформ 38

3.2. Золоторудные и золотосодержащие объекты в протерозой-фанерозойских складчатых поясах 45

3.3. Золоторудные и золотосодержащие объекты в краевых вулкано-плутонических поясах 146

3.4. Золоторудные и золотосодержащие объекты в зонах тектоно-магматической активизации платформенных и складчатых структур 162

ГЛАВА 4. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТО-КОНЦЕНТРИРУЮЩИХ СИСТЕМ ЮЖНОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ 172

4.1. Закономерности формирования и размещения золото-концентрирующих систем в черносланцевых толщах карбона Западной Калбы 173

4.1.1. Основные черты развития и геологического строения Западно-Калбинской металлогенической зоны 173

4.1.2. Особенности геологического строения типовых рудных полей Западной Калбы 186

4.1.3. Проявление регионального метаморфизма в черносланцевых толщах 195

4.1.4. Метасоматические процессы в рудных полях черносланцевых толщ 202

4.1.5. Золотоносность геохимических комплексов 228

4.1.6. Особенности распределения редкоземельных элементов в контактовых, интрузивно-метасоматических и рудных комплексах черносланцевых толщ Западной Калбы 234

4.1.7. Закономерности проявления рудно-метасоматической и геохимической зональности рудных полей в черносланцевых толщах 268

4.1.8. Обобщенная модель золото-концентрирующей магмо-рудно-метасоматической системы Западной Калбы 337

4.2. Закономерности формирования и размещения золото-концентрирующих систем Алтае-Саянской складчатой области 342

4.2.1. Золоторудные поля в вулканогенно-осадочных толщах протерозоя-фанерозоя 343

4.2.2. Золоторудные поля в гранитоидных интрузивах 378

4.2.3. Скарново-золоторудные поля в контактах гранитоидов с карбонатными толщами 393

ГЛАВА 5. УСЛОВИЯ И ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ МАНТИЙНО-КОРОВЫХ И ВНУТРИКОРОВЫХ ЗОЛОТО-КОНЦЕНТРИРУЮЩИХ СИСТЕМ 422

5.1. Критерии выделения и факторы глубинных рудообразующих систем ... 423

5.2. Условия формирования внутрикоровых золото-концентрирующих систем 430

ГЛАВА 6. ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И МЕТОДИКА ПРОГНОЗА ЗОЛОТО-КОНЦЕНТРИРУЮЩИХ СИСТЕМ ЮЖНОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ 434

6.1. Региональные критерии 434

6.2. Локальные критерии прогноза 437

6.3. Рациональная методика прогнозирования золоторудных объектов на основе комплексного структурно-вещественного анализа разномасштабных данных дистанционного зондирования 445

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 452

СПИСОК ЦИТИРУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ 457

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. Золоторудные объекты в черносланцевых толщах стали известны с середины прошлого века. В настоящее время основной прирост добычи золота в странах СНГ дают именно эти объекты – Кумтор, Мурунтау, Нежданинское, Наталкинское, Олимпиадинское и другие. Представляется вполне вероятным, что и в ближайшем будущем их промышленный потенциал будет определяющим. Исследованием особенностей геологии, геохимии, минералогии, метасоматизма золоторудных месторождений в черносланцевых толщах в разные годы занимались А.А. Абдуллин, П.С. Бренштейн, И.К. Брагин, Н.И. Бородаевский, Н.С. Бортников, В.А. Буряк, А.В. Волков, В.Г. Ворошилов, Г.Н. Гамянин, А.М. Гаврилов, А.Д. Генкин, Н.А. Горячев, С.А. Григоров, В.В. Дистлер, Б.А. Дъячков, П.Ф. Иванкин, А.И. Калинин, Ю.А. Калинин, К.Р. Ковалев, М.М. Константинов, А.Ф. Коробейников, Н.К. Курбанов, И.В. Кучеренко, Л.В. Ли, Л.Г. Марченко, Г.Л. Митрофанов, Е.А. Наумов, В.К. Немеров, Ю.И. Новожилов, А.И. Образцов, Н.В. Петровская, В.Ю. Прокофьев, О.В. Русинова, А.М. Сазонов, Ю.Г. Сафонов, А.А. Сидоров, С.Ф. Стружков, С.Д. Шер, Ю.Г. Щербаков, В.А. Нарсеев, В.В. Масленников, М.С. Рафаилович, А.Я. Пшеничкин, А.И. Ханчук и многие другие. Не смотря на длительную историю их геологического изучения, многие вопросы, касающиеся рудно-метасоматической зональности, генезиса, источников энергии и рудного вещества остаются дискуссионными.

В последние десятилетия в связи с развитием цифровых технологий регистрации и обработки геологической информации актуализирован большой фактический материал по использованию данных мультиспектральных и радарных космических съемок на всех этапах и стадиях геологоразведочных работ. Очевидно, что использование современных возможностей дистанционных методов исследований, должно опираться на геологические, геохимические и рудно-метасоматические модели золоторудных объектов, разработка которых является актуальной задачей.

В зарубежной литературе широко обсуждаются вопросы прогнозирования месторождений полезных ископаемых с использованием материалов

дистанционных съемок (Goetz et al., 1983; Abrams et al., 1983; Sultan et al., 1987; Sabins, 1999; Abdelsalam et al., 2000; Ramadan et al., 2001; Kusky and Ramadan, 2002; Rowan et al., 2003; Mars and Rowan, 2006; Di Tommaso and Rubinstein, 2007; Zhang et al., 2007; Moghtaderi et al., 2007; Pour and Hashim, 2011, 2012, 2013, 2014 и др.). При этом основной упор делается на выделение перспективных площадей на основе спектрального анализа многозональных космических снимков. В отечественной литературе такой подход практически не встречается, а превалируют «структурно-тектонические» исследования (Томсон И.Н., Кочнева Н.Т., Кравцов В.С., 1982; Томсон И.Н., Кравцов В.С, Кочнева Н.Т., Середин В.В., Селиверстов В.А., 1984; Янбухтин Т.К., Полуаршинов Г.П., Савельева К.Т., 1985; Ваганов В.И., Иванкин П.Ф., Кропоткин П.Н. и др., 1985; Гальперов Г.В., Богатырев В.Э., Перцов А.В., 1986; Анищенко А.М. Масленников В.В., 1990; Зейлик Б.С., 1991; Аэрокосмические …, 2000; Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Зуев В.М., 2001; Печниковская Л.И., 2004; Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., 2004; Журавлев Е.А., 2004; Гальперов Г.В., Журавлев Е.А., Константинов М.М., Аристов В.В. , 2006; Журавлев Е.А., 2009; Тронин А.А., Горный В.И., Крицук С.Г., Латыпов И.Ш., 2011; Кирсанов А.А., Петров О.В., Морозов А.Ф., 2014; Серокуров Ю.Н., 2014; Горный В.И., Крицук С.Г., Латыпов И.Ш., Тронин А.А., 2014 и др.). Представляется, что целесообразно объединить оба этих методических подхода для повышения эффективности использования материалов космических съемок при выполнении геологоразведочных работ.

Цель диссертационной работы.

Выявление закономерностей формирования и строения золото-концентрирующих систем южного складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты и выработка комплексных прогнозно-поисковых критериев на основе материалов космических съемок и наземных геолого-геохимических исследований.

Задачи исследований.

1. Изучить особенности геологического строения, рудно-метасоматическую, минералого-геохимическую, структурно-морфологическую

зональности золоторудных рудных полей и месторождений в складчатом обрамлении Западно-Сибирской плиты.

2. Разработать геологическую модель строения магмо-рудно-метасоматической золото-концентрирующей палеосистемы в черносланцевых толщах Западной Калбы.

3. Определить возможные уровни заложения золото-концентрирующих систем.

4. Адаптировать зарубежный опыт дистанционных исследований для изучения золото-концентрирующих систем.

5. Разработать «дистанционную» модель золото-концентрирующих систем в черносланцевых толщах.

6. Сформировать на основе выявленных закономерностей региональные и локальные прогнозно-поисковые критерии золото-концентрирующих систем.

7. Разработать методику использования материалов современных дистанционных съемок для прогнозирования и поисков золоторудных полей и месторождений.

Фактический материал и методы исследования.

В основу диссертации положены материалы, полученные соискателем в ходе полевых и камеральных работ при выполнении договорных и госбюджетных тем кафедры геологии и разведки полезных ископаемых Томского политехнического университета. Основная часть фактического материала получена при выполнении хоздоговорных работ с Алтайской геологоразведочной экспедицией треста «АлтайЗолото» (1983-1993 гг.), ОАО «Казцинк» (2004 – 2007 гг.), ФГУГП «Урангео» (2005 – 2009 гг.), ЗАО «РУСБУРМАШ» (2009 – 2014 гг.), ФГУП ЦНИГРИ (2010 – 2012), ООО Богуславец (с 2016 г.), госбюджетных тем РФФИ 05-05-64356 «Закономерности формирования крупных комплексных месторождений редких и благородных металлов Центральной Азии» (2005-2007 гг.) и 10-05-00115 «Исследования закономерностей формирования благороднометалльного оруденения в гидротермальных урановых и редкометалльных месторождениях Центральной Азии» (2010–2012 гг.) и др.

Диссертант с 1985 г лично участвовал в договорных и госбюджетных работах по изучению золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области и Западно-Калбинской металлогенической зоны. С разной степенью детальности изучен ряд золоторудных полей (Эспе, Баладжал, Миалы, Джумба, Акжал, Боко-Васильевское, Кызыловское, Синюхинское, Ольховско-Чибижекское и др.). На всех этих объектах выполнялось детальное минералого-геохимическое и метасоматическое картирование по поверхности, керну разведочных скважин и подземным горным выработкам для выявления рудно-метасоматической и минералого-геохимической зональности с целью разработки критериев оценки рудоносных структур на фланги и глубину. Метасоматическое и минералого-геохимическое картирования осуществлялись в масштабах 1:25000 – 1:1000.

Научная новизна

1. Разработана модель золото-концентрирующей магмо-рудно-метасоматической палеосистемы Западной Калбы.
2. Определена ведущая роль метасоматических процессов в рудообразовании.
3. Показано, что признаки золото-концентрирующих систем находят свое отражение в материалах современных мультиспектральных космических съемок.
4. Разработана «дистанционная» модель золоторудных объектов в черносланцевых толщах.
5. Дано теоретическое обоснование мантийному уровню заложения магмо-рудно-метасоматической системы Западной Калбы.

Практическая ценность работы

Разработаны дистанционные, уточнены метасоматические и минералого-геохимические критерии золоторудных полей и месторождений. Предложена ресурсоэффективная методика прогнозирования и поисков золоторудных полей и месторождений. В ходе выполнения хоздоговорных и научных исследований разрабатывались рекомендации по дальнейшему направлению геологоразведочных работ в рудных полях, изложенные в 42 отчетах о НИР.

Результаты исследований используются автором в учебном процессе в Томском политехническом университете.

Апробация работы

Основные результаты исследований докладывались и обсуждались на международных, всесоюзных и всероссийских конференциях: «Минеральная память» (Тюмень, 1989), «Геология, геохимия, минералогия, металлогения юга Сибири» (Томск, 1990), «Рудоносные метасоматические формации Урала» (Свердловск, 1991), «Золоторудные формации Сибири» (Томск, 1992), «Новые данные о геологии и полезных ископаемых западной части Алтае-Саянской области» (Новокузнецк, 1995), «Проблемы геологии Сибири» (Томск, 1996), «Метасоматическая зональность полигенных и полихронных месторождений» (Екатеринбург, 1997), «Молодежь и проблемы геологии» (Томск, 1997), «Актуальные вопросы геологии и географии Сибири» (Томск, 1998), «Структурный анализ в геологических исследованиях» (Томск, 1999), «Проблемы металлогении юга Западной Сибири» (Томск, 1999), «Новые идеи в науках о Земле» (Москва, 2001, 2007), «Состояние и проблемы геологического изучения недр и разведки минерально-сырьевой базы Красноярского края» (Красноярск, 2003), «Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых» (Томск, 2005), «ГЕО-Сибирь-2006» (Новосибирск, 2006), «Топорковские чтения» (Рудный, 2006), «Технико-технологическое обеспечение геологоразведочных работ: проблемы и перспективы» (Москва, 2007), «Золото северного обрамления Пацифика» (Магадан, 2008), «Минерально-сырьевая база Сибири: история становления и перспективы» (Томск, 2008), «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований» (Москва, 2010), «Проблемы освоения техногенного комплекса месторождений золота» (Магадан, 2010), «Россыпи и месторождения кор выветривания» (Новосибирск, 2010), «Большой Алтай - уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии» (Усть-Каменогорск, 2010), «Ресурсовоспроизводящие, малоотходные и природоохранные технологии освоения недр» (Усть-Каменогорск, 2012),

«Современные проблемы геохимии» (Иркутск, 2012), «Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека» (Томск, 2013), «Технология геологоразведочных работ» (Алматы, 2013), «Развитие минерально-сырьевой базы Сибири: от Обручева В.А., Усова М.А., Урванцева Н.Н до наших дней» (Томск, 2013), «Проблемы и перспективы развития геологического кластера: образование-наука-производство» (Алматы, 2014), «Инновационные технологии и проекты в горно-металлургическом комплексе, их научное и кадровое сопровождение» (Алматы, 2014), «Новые технологии обработки и использования данных дистанционного зондирования земли в геологоразведочных работах и при ведении мониторинга опасных геологических процессов» (Санкт-Петербург, 2014), «Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов: проблемы, пути решения, инновационные разработки и технологии» (Мирный, 2014), «Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири» (Новосибирск, 2015), «Корреляция Алтаид и Уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения» (Новосибирск, 2016), «Инновации и перспективные технологии геологоразведочных работ в Казахстане» (Алматы, 2017), «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных, цветных металлов и алмазов» (Москва, 2017).

Публикации. Основное содержание выполненных исследований и обсуждение научных положений диссертации опубликованы более чем в 90 работах, в том числе в 5 монографиях, двух учебных пособиях, в 83 статьях и тезисах докладов. 16 статей опубликованы в рецензируемых научных журналах, включенных в перечень ВАК.

Структура, объём и содержание диссертации.

Диссертационная работа состоит из введения, 6 глав, заключения, списка цитированной литературы. Общий объем составляет 509 страниц текста, 52 таблиц, 233 иллюстраций. В списке цитированной литературы 447 наименований.

Глава 1 посвящена методике проведенных исследований. Приведена информация о фактическом материале диссертационной работы, методиках и объемах аналитических исследований. Рассматриваются вопросы основных

приемов обработки, анализа и дешифрирования материалов современных космических съемок.

Глава 2 характеризует основные черты геологического строения и этапы геологического развития Центрально-Азиатского складчатого пояса и золотоносности его геодинамических комплексов.

Глава 3 рассматривает проявления золото-концентрирующих систем в структурах земной коры по данным разномасштабных космических спектрозональных съемок. Приведены данные специальных исследований крупнейших золотоносных регионов, как России, так и зарубежных территорий.

Глава 4 посвящена обсуждению закономерностей формирования, размещения и особенностей внутреннего строения и золотоносности составных частей золото-концентрирующих систем складчатых поясов южного складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты. Особый упор делается на рассмотрении геохимических, минералогических и рудно-метасоматических особенностей рудных полей Западно-Калбинской металлогенической зоны.

Глава 5 содержит информацию об условиях и факторах формирования мантийно-коровых и внутрикоровых золото-концентрирующих систем.

В главе 6 рассматриваются региональные и локальные прогнозно-поисковые критерии и признаки, а так же технология прогнозирования и поисков золото-концентрирующих систем складчатых поясов на основе комплексирования структурно-вещественного дешифрирования современных спектрозональных космических снимков и наземных минералого-геохимических работ.

В заключении приведены основные выводы по материалам диссертационной работы.

Положения, выносимые на защиту.

1. Разработана модель строения магмо-рудно-метасоматической зоны-колонны в черносланцевых толщах Западной Калбы, сформированной вследствие эволюции единой магма-рудно-метасоматической системы. В ее строении выделены корневая, нижняя, средняя и верхняя части, различающиеся формами проявления интрузивных тел, формационно-

фациальными типами метасоматитов, структурно-морфологическими и минеральными типами руд.

2. Признаки золото-концентрирующих систем на современном уровне эрозионного среза находят свое отражение в материалах современных дистанционных съемок в виде комплекса структурно-вещественных признаков. Структурные признаки (очаговые, кольцевые и линейные структуры) указывают на положение золото-концентрирующих систем, а вещественные свидетельствуют об их зональном внутреннем строении, в котором выделяются: внешняя зона, представленная повышенными значениями индексов оксидов железа; промежуточная, соответствующая пропилитовому минеральному парагенезису и внутренняя, отвечающая лиственит-березитовому профилю изменений.

3. Золото-концентрирующие системы Западной Калбы имеют мантийный уровень заложения. Об этом свидетельствуют: характер размещения золоторудных полей в системах телескопированных кольцевых структур вдоль линеаментов подкорового заложения; мантийный источник вещества продуктивного магматического комплекса; метамагматические изменения; комплексный характер оруденения; наличие в составе руд самородных элементов золота, серебра, платиноидов, углерода; особенности распределения золота в метасоматитах, рудах и вмещающих слабометаморфизованных породах.

4. Вновь разработанные дистанционные, уточненные и дополненные локальные метасоматические и минералого-геохимические критерии золотого оруденения положены в основу методики прогнозирования и поисков золото-концентрирующих систем на основе комплексирования структурно-вещественного анализа разномасштабных данных современных космических съёмок и наземных геолого-геохимических исследований.

Достоверность защищаемых положений обусловлена большим числом изученных рудных полей и месторождений золота Алтае-Саянской складчатой

области, которые отражают практически весь спектр структурно-морфологического и минералого-геохимического разнообразия оруденения, большим количеством нового фактического материала, полученного лично соискателем, а так же заимствованного из многочисленных научно-производственных отчетов, научных публикаций, использованием современных высококачественных аналитических методов исследований, выполненных в аттестованных лабораториях России, а так же современных лицензионных растровой и векторной геоинформационных систем (Erdas Imagine, ArcGIS).

Благодарности. Искреннюю признательность соискатель выражает научному консультанту, профессору, доктору геолого-минералогических наук А.Ф. Коробейникову за всестороннюю поддержку и содержательные консультации по основным направлениям исследований.

Автор благодарен сотрудникам кафедры геологии и разведки полезных ископаемых за поддержку, помощь и сотрудничество при выполнении исследований, результаты которых легли в основу диссертационной работы.

Особую благодарность автор выражает соисполнителям работ и коллегам профессорам, д.г.-м.н. А.А. Поцелуеву, В.Г. Ворошилову, В.И. Силаеву, А.Б. Байбатше, к.г.-м.н. В.Г. Житкову, А.Я. Пшеничкину, А.Е. Ермоленко, Е.В. Лукьяновой, Т.В. Тимкину, Р.Ю. Гаврилову, П.А. Тишину, В.Н. Назарову, Ю.А. Антонову, Е.В. Черняеву, а так же С.А. Арыштаеву, Ю.Е. Зыкову, Н.Н. Мартыновой, В.Я. Микитченко, Н.Д. Захарову, С.А. Коротких, А.С. Кузнецову, А.К. Рудику, С.А. Трубачеву, И.А. Шевелеву, Н.В. Федюниной, вместе с которыми выполнялись эти исследования.

Соискатель благодарен за консультации, критические замечания и своевременную поддержку профессорам, д.г.-м.н. А.Ф. Коробейникову, Л.П. Рихванову, А.А. Поцелуеву, В.Г. Ворошилову, И.В. Кучеренко, А.К. Мазурову, С.И. Арбузову, Е.Г. Язикову.

ГЛАВА 1. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу диссертационной работы положен комплекс геологических и минералого-геохимических исследований, а так же обработка и анализ материалов спектрозональных космических съемок. В ходе выполнения работы был выполнен комплексный анализ всего полученного материала, изучен и проанализирован значительный объем открытых и фондовых литературных источников.

С разной степенью детальности изучен ряд рудных полей южного складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты (Эспе, Баладжал, Миалы, Джумба, Акжал, Боко-Васильевское, Кызыловское – в Восточном Казахстане, Синюхинское в Горном Алтае, Ольховско-Чибижекское в Восточном Саяне, Олимпиадинское в Енисейском кряже и др.). Во всех этих рудных полях проводилось метасоматическое и минералого-геохимическое картирование.

Картирование метасоматитов осуществлялось с отбором образцов для изготовления прозрачных шлифов. Каждый образец сначала изучался под бинокуляром МБС–2, затем изготавливались прозрачные шлифы. Шлифы изучались с использованием поляризационного микроскопа Полам Р–312. Изучено более 4000 прозрачных шлифов. Шлифы с эталонными метасоматическими колонками подвергались полному описанию, в остальных выполнялось сокращенное описание. Во всех шлифах, методами селективного окрашивания (Штернберг и др., 1972), изучался состав карбонатов. Заверка состава карбонатов, определение политипии слюд и фазового состава пород, метасоматитов и руд осуществлялась на рентгеновском дифрактометре XRD-6000 Shimadzu в лаборатории петрографии института геологии Коми научного центра УрО РАН. Баланс вещества при метасоматических процессах рассчитывался на основе более чем 350 силикатных анализов (Центральная лаборатория ПГО «Запсибгеология», г. Новокузнецк; аналитический центр «Геохимии природных систем» Томского регионального центра коллективного пользования ТГУ, г. Томск).

Минералогическое картирование осуществлялось с отбором проб-протолочек весом 0,3 – 8 кг различных типов пород, руд и метасоматитов. Каждая проба первоначально изучалась макроскопически, затем с использованием микроскопа МБС–2. Исходная проба дробилась до размера частиц 0,5–0,001 мм, рассеивалась по фракциям. Отбор мономинеральных фракций осуществлялся из фракции 0,5–0,25 мм. Отобрано и изучено более 3000 минералогических проб пирита, арсенопирита, золота, галенита, антимонита, халькопирита и других минералов. Чистота отбора мономинеральных проб контролировалась под микроскопом МБС–2 и составляла не ниже 95%. По мономинеральным фракциям выполнено более 600 количественных спектральных анализов (Центральная лаборатория ПГО «Запсибгеология», г. Новокузнецк), более 1000 сцинтилляционно-эмиссионных анализов на Au (лаборатория экспедиции «Сибзолоторазведка» ПО «Енисейзолото»), более 90 определений изотопов серы пирита (ИМГРЭ, г. Москва; институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар), более 250 микрозондовых анализов золотин (ОИГГиМ СО РАН, г. Новосибирск; ЯФ РАН, г. Якутск), более 7000 замеров микро термо-эдс пирита и арсенопирита (лаборатория геологии золота ТПУ, г. Томск), что позволило установить положение минеральных ассоциаций и золота в процессах минералообразования.

Геохимические пробы анализировались различными методами: спектральным полуколичественным (Центральная лаборатория ПГО «Запсибгеология», г. Новокузнецк), спектрохимическим (Центральная лаборатория ПГО «Запсибгеология», г. Новокузнецк), пробирным (лаборатория Алтайской геологоразведочной экспедиции, г. Семипалатинск), полярографическим (Геолого-аналитический центр «Золото-платина» ТПУ, г. Томск), инверсионно-вольтамперометрическим (Геолого-аналитический центр «Золото-платина» ТПУ, г. Томск), сцинтилляционно-эмиссионным (лаборатория экспедиции «Сибзолоторазведка» ПО «Енисейзолото»), инструментальным нейтронно-активационным (лаборатория ядерно-геохимических исследований кафедры полезных ископаемых и геохимии редких элементов ТПУ, г. Томск),

масс-спектрометрическим с индуктивно связанной плазмой (химико-аналитический центр «Плазма» и аналитический центр «Геохимии природных систем» Томского регионального центра коллективного пользования ТГУ, г. Томск). Аналитические исследования выполнялись по стандартным методикам, в известных, аттестованных и зарекомендовавших себя высоким качеством, сходимостью и достоверностью получаемых данных лабораториях.

Фоновые концентрации золота определялись методом пленочной полярографии из навески 5–10 г по методике Н.А. Колпаковой (1970) в лаборатории геологии золота Томского политехнического университета (аналитик Новикова Г.А). Чувствительность метода $n*10^{-9}$%, при воспроизводимости 90%. Достоверность полученных результатов постоянно контролировалась внутренним и внешним контролем и была удовлетворительной.

Углеродистое вещество неизмененных пород, метасоматитов и руд и состав литогенных газов исследовались в лаборатории петрографии института геологии Коми НЦ УрО РАН.

Накопление и последующая математическая обработка полученной разнородной минералого-геохимической информации проводились с применением прикладных программ Access, Excel, Statistica, Surfer, ArcGIS, Erdas Imagine и др.

В основе дистанционных методов исследований лежат материалы космических съемок, выполненные различными операторами дистанционного зондирования. Часть необходимых космоматериалов Landsat ETM+ и SRTM, на безвозмездной основе, получены из библиотеки университета штата Мэриленд США (http://glcfapp.glcf.umd.edu/), другие (материалы ASTER) заимствованы из архива некоммерческого проекта ГИС-лаборатории (http://gis-lab.info/projects/aster/index.html) и американского геологического общества (http://earthexplorer.usgs.gov/), остальные приобретались на договорной основе в компаниях ИТЦ «Сканэкс» и «СОВЗОНД» (г. Москва). В работе использованы данные оптико-электронных радиометров Modis, Landsat, Aster, RapidEye, Alos, Spot, Ikonos, Worldview-2, QuickBird и радарные данные SRTM и AsterGDEM.

При этом данные дистанционного зондирования подбирались таким образом, что бы с одной стороны обеспечить максимальный спектральный диапазон, а с другой – требуемую детальность.

На начальном этапе исследований производился подбор архивных космоматериалов. При этом учитывались:

– требуемый масштаб исследований, что определяется обзорностью и пространственным разрешением;

– спектральные характеристики съемочной аппаратуры (количество и спектральные характеристики диапазонов и радиометрическое разрешение);

– качество самой съемки (полнота покрытия территории, отсутствие технического брака, состояние облачного покрова и др.);

– характер территории, ее рельеф, степень обнаженности, характер и мощность рыхлых отложений, характер и степень распространенности растительного покрова и т.д.;

– оптимальный период съемки. Обычно предпочтительна съемка после снеготаяния весной, или поздней осенью.

Если в архивах не находилось космоматериалов требуемого качества, то производился заказ на выполнение оперативной космической съемки.

Вся получаемая информация со спутников поступает с оптико-электронных и радарных космических систем. Оптико-электронные космические системы различаются по разным параметрам, в том числе и по количеству спектральных диапазонов. На этой основе разработаны две схемы обработки данных дистанционных съемок с целью выделения элементов геологического строения. По первой схеме (Рисунок 1.1) предлагается проводить обработку данных «малоканальных» (с числом спектральных диапазонов 3–6) космических систем, а по второй (Рисунок 1.2) – мультиспектральных (с количеством спектральных диапазонов более 6).

Общими моментами в обработке данных обеих групп является их предварительная обработка, которая включает: геометрическую коррекцию, приведение к единым пространственному и радиометрическому разрешениям,

создание многозонального снимка из моноканальных или диапазонных первичных материалов, топографическую нормализацию, маскирование и атмосферную коррекцию.

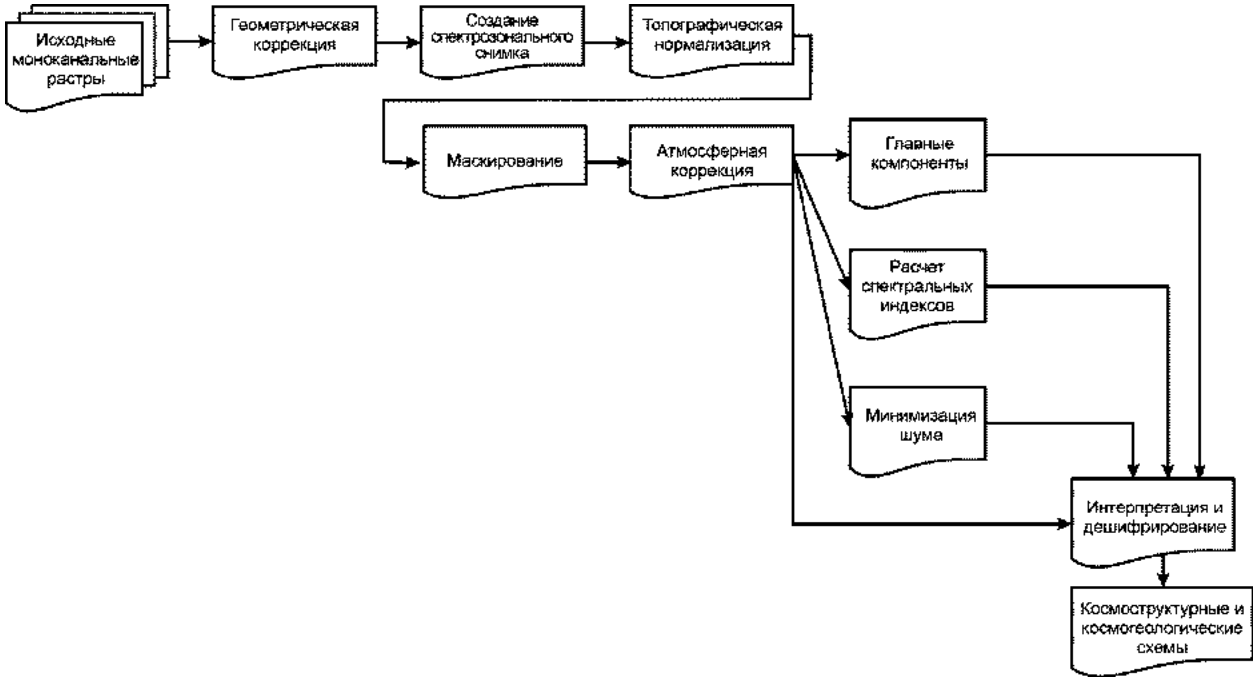


Рисунок – 1.1. Рациональная технологическая схема обработки и дешифрирования данных «малоканальных» космических систем, таких как Landsat 7, Spot, RapidEye, Alos, Ikonos, Worldview-2, QuickBird и др.

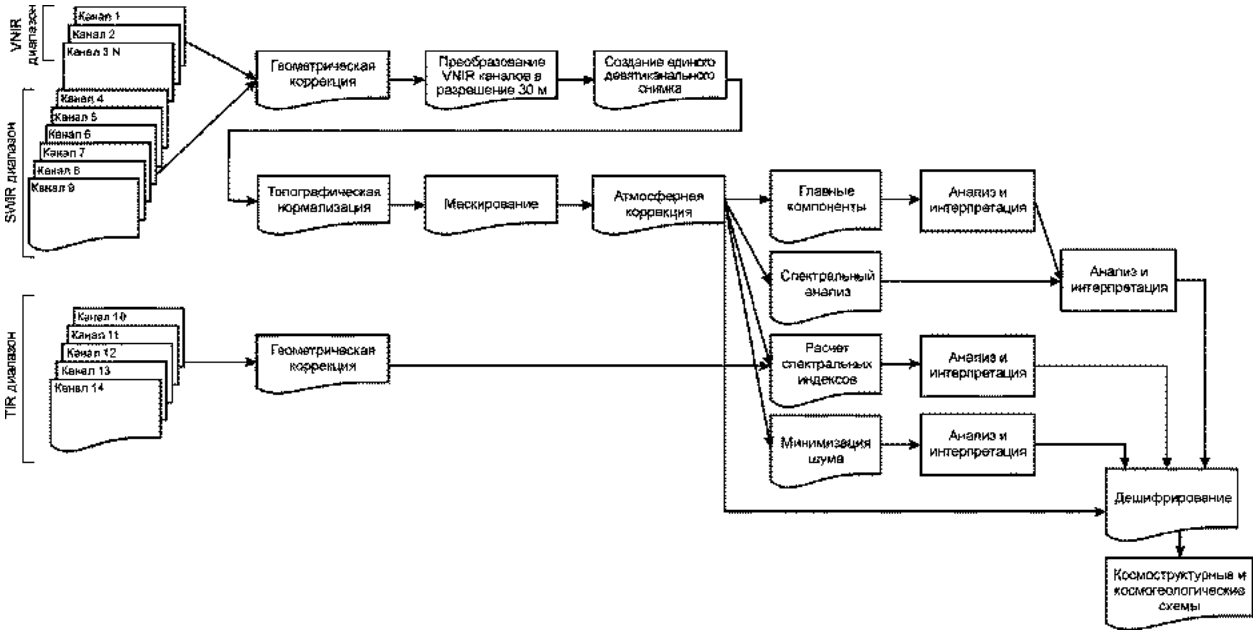


Рисунок – 1.2. Рациональная технологическая схема обработки и дешифрирования данных мультиспектральной космической системы ASTER

Перед выполнением любых преобразований и трансформаций необходимо провести калибровку цифровых значений яркости пикселов снимка. Для

выполнения этой процедуры необходимы поправочные коэффициенты, которые обычно можно найти в метаданных снимка, или у оператора космической системы. Такое преобразование позволяет получить возможность сравнивать между собой данные различных космических систем.

Геометрическая коррекция подразумевает устранение искажений космических снимков, вызванных кривизной Земли и неровностями рельефа, а так же приведение к прямоугольной картографической проекции.

Приведение к единому пространственному разрешению. Последующие статистические алгоритмы обработки данных космических систем требуют их одинакового пространственного разрешения. Для выполнения этого преобразования использовались стандартные функции геоинформационных систем.

Создание спектрозонального изображения. Операторы и поставщики космоматериалов часто представляют данные космических систем в виде моноканальных или диапазонных наблюдений. Моноканальное изображение можно визуализировать в оттенках серого, либо в псевдоцветах. В этом случае на мониторе будет отображаться информация одного спектрального канала. Человеческий мозг лучше воспринимает цветное изображение. Его можно получить, отобразив три различных канала космического снимка в палитре RGB. Не трудно рассчитать, что в снимке с 6 каналами можно получить 20 различных комбинаций, что дает неоспоримое преимущество при визуальном дешифрировании. Кроме того, для статистической обработки методами главных компонент и минимизации шума, а так же выполнения спектрального анализа необходимо иметь поликанальные материалы.

Топографическая нормализация позволяет устранить «неглубокие» тени на космических снимках, появление которых обусловлено особенностями рельефа. Для выполнения этой процедуры необходимы цифровая модель рельефа и дополнительная информация о положении солнца в момент съемки. При выполнении этой процедуры обычно в качестве цифровых моделей рельефа используют данные SRTM и ASTERGDEM, или другие детальные радарные

данные. Информацию о положении солнца операторы съемочных систем обычно добавляют в метаданные снимка.

Маскирование предполагает удаление со снимка участков с облаками, глубоких теней, водных поверхностей, густой зеленой растительности. Для этого для каждой сцены разрабатываются соответствующие маски.

Атмосферная коррекция. При прохождении через атмосферу электромагнитные волны частично поглощаются и рассеиваются. Причиной поглощения и рассеивания являются озон, кислород, облачность, углекислый газ, метан, пыль, дым. Предсказать или зафиксировать состояние атмосферы в момент съемки не представляется возможным. Поэтому используют математические способы частичной коррекции этих погрешностей. К настоящему времени разработаны несколько способов такой коррекции – по внутреннему среднему относительному отражению вычисляемому по снимку, по сравнению спектров наблюденного из космоса и эталонного из спектральных библиотек, по сравнению спектров наблюденного из космоса и снятого в полевых наземных условиях.

На этом общие подходы в обработке «малоканальных» и мультиспектральных космических снимков заканчиваются. Их дальнейшая обработка существенно различается, не смотря на казалось бы одинаковые процедуры.

Главные компоненты. Это метод анализа многоспектральных коррелированных данных. Коррелированные данные означает, что при возрастании значения яркости пикселов в одном спектральном канале изменяются значения яркости и в других спектральных каналах. Подобная корреляция может возникать по ряду причин, например, при относительно низкой отражательной способности растительного покрова в видимой части спектра, что приводит к схожести спектральных образов объектов во всех диапазонах регистрации видимого излучения. Топографические особенности рельефа также могут вызывать корреляции между диапазонами. Уровень затенения при съемках в гористой местности, или при съемке на закате или восходе солнца, можно считать одинаковым во всех диапазонах регистрации отраженного солнечного излучения.

Такая корреляция приводит к избыточности информации, из-за чего анализ данных в исходных спектральных диапазонах становится неэффективным. Для преодоления этой избыточности и применяют метод главных компонент.

Результатом преобразования снимков методом главных компонент является устранение корреляционной зависимости между исходными многомерными данными при одновременном сжатии большей части дисперсии полного изображения. Другими словами, в результате получаем многослойное некоррелированное изображение, в котором каждый последующий слой описывает все меньшую дисперсию. При этом последние «главные компоненты», как правило, обусловлены различными шумовыми помехами, исключая которые можно уменьшить объем данных без существенной потери информации.

В дальнейшем очень важна геологическая интерпретация рассчитанных главных компонент. Зачастую оказывается, что одна или несколько главных компонент имеют геологическую природу (тела интрузий, метасоматитов и т.д.). По результатам такого анализа можно геометризовать геологические тела, однако, определить их вещественное содержание не представляется возможным. Для решения этой задачи подходят две группы методов анализа – расчет спектральных индексов и, собственно, спектральный анализ.

Расчет спектральных индексов. Для получения индексного изображения, значение каждого пиксела вычисляется путем применения алгебраических операций над калиброванными значениями пикселов из разных спектральных диапазонов снимка. Прямые и косвенные признаки геологических образований традиционно выявляют по ряду минеральных и вегетационных индексов и их комбинаций. Очевидно, что чем больше спектральных каналов и чем шире их разброс, тем большее число спектральных индексов можно рассчитать. При вычислении спектральных индексов обычно используют отношение полос экстремального отражения и поглощения какого либо признака, минерала, или группы минералов (Таблицы 1.1, 1.2). При интерпретации минеральных индексов необходимо учитывать только их значимые величины (Satellite ASTER Geoscience

Product Notes for Australia, 2012). Метод применим на площадях с удовлетворительной и низкой степенью обнаженности.

Таблица 1.1. Часто используемые спектральные индексы по материалам Landsat ETM+

Название индекса	Формула вычисления
1	2
Индексы растительности	
Нормализованный вегетационный индекс	(band 4 – band 3)/(band 4 + band 3)
Инфракрасный на красный	band 4/band 3
Вегетационный индекс	band 4 – band 3
Минеральные индексы	
Оксиды железа	band 3/band 1
Глинистые минералы	band 5/band 7
Железистые минералы	band5/band4
Минеральные композиции	(band5/band7), (band5/band4), (band3/band1)
Гидротермальные композиции	(band5/band7), (band3/band1), (band4/band3)
Маска воды и облаков (для L8 OLI)	
Water Ratio Index (WRI)	(green+red)/(nir+swir)

Таблица 1.2. Часто используемые канальные отношения по данным ASTER (по данным Rowan, Bierwith, Volesky, Hewson, Nimoyima, Palomera)

Характерные минералы	Формула вычисления
1	2
Индексы железа	
Трехвалентное железо, Fe^{3+}	band 2/ band 1
Двухвалентное железо, Fe^{2+}	(band 5/ band 3) + (band 1/ band 2)
Латериты	band 4/ band 5
Железная шляпа	band 4/ band 2
Железистые силикаты (биотит, хлорит, амфибол)	band 5/ band 4
Оксиды трехвалентного железа	band 4/ band 3
Индексы карбонатов и темноцветных минералов	
Карбонат/хлорит/эпидот	(band 7 + band 9)/ band 8
Эпидот/хлорит/амфибол	(band 6 + band 9)/(band 7 + band 8)
Амфибол/ MgOH	(band 6 + band 9)/ band 8
Амфибол	band 6/ band 8
Доломит	(band 6 + band 8)/ band 7
Карбонат	band 13/ band 14
Кальцитовый индекс (CLI)	(band 6/ band 8)*(band 9/ band 8)

Продолжение таблицы 1.2.

1	2
Индексы силикатов	
Серицит/мусковит/иллит/смектит	(band 5+ band 7)/ band 6
Индекс ОН-содержащих минералов (гидрослюд) (OHI)	(band 7/ band 6)*(band 4/ band 6)
Каолинитовый индекс (KLI)	(band 4/ band 5)*(band 8/ band 6)
Алунитовый индекс (ALI)	(band 7/ band 5)*(band 7/ band 8)
Алунит/каолинит/пирофиллит	(band 4 + band 6)/ band 5
Фенгит	band 5/ band 6
Мусковит	band 7/ band 6
Каолинит	band 7/ band 5
Глина	(band 5 * band 7)/ band 6^2
Измененные породы	band 4/ band 5
Вмещающие породы	band 5/ band 6
Индексы кремнезема	
Породы богатые кварцем	band 14/ band 12
Кремнезем	band 11^2/(band 10/ band 12)
SiO_2	band 12/ band 13
Окварцованные породы	band 11^2/(band 10* band 12)
Кремнезем	band 11/ band 10
Кремнезем	band 11/ band 12
Кремнезем	band 13/ band 10
Индексы растительности	
Вегетационный индекс	band 3/ band 2
Нормализованный вегетационный индекс	(band 3 - band 2)/(band 3 + band 2)

Спектральный анализ мультиспектральных данных дистанционных съемок. Прежде еще раз отметим, что спектральному анализу можно подвергать космоматериалы, прошедшие калибровку и атмосферную коррекцию. Анализ опубликованной литературы позволяет заключить, что наиболее популярным способом спектрального анализа мультиспектральных космических снимков является метод спектрального угла и его разновидности. Однако следует отметить, что метод применим на участках с высокой степенью обнаженности. Суть метода состоит в вычислении угла между эталонным вектором вещества в n-мерном пространстве (где n – число спектральных диапазонов анализируемого космоматериала) и вектором каждого пиксела цифрового космоматериала. Очевидно, чем меньше такой угол, тем выше степень схожести пиксела

космоматериала с эталонным веществом. Целесообразно подвергать спектральному анализу мульти- и гиперспектральные данные. При этом необходимо учитывать обязательное наличие характеристических полос поглощения картируемых минералов в обрабатываемых космоматериалах. В качестве эталонных обычно выступают спектры веществ снятые в лабораторных условиях, записанные в спектральные библиотеки и в последствии передискретизированные на спектральные полосы анализируемого космоматериала. Кроме этого, в качестве эталонов могут выступать спектры отдельных пикселов анализируемого изображения с известным вещественным содержанием, а также спектральные кривые, полученные непосредственно в полевых условиях переносными спектрометрами.

Минимизация шума. Это преобразование (Green et al. 1988) позволяет вычислить набор компонент изображения с ухудшением качества полезного сигнала и одновременным увеличением доли шума. При выполнении обратного преобразования происходит восстановление мульти- и гиперспектрального изображения в котором шум имеет гауссовское (нормальное) распределение. Другими словами, трансформация минимизации шума сжимает спектральную информацию в меньшее количество каналов и «отбеливает шум».

В результате таких расчетов и преобразований получается большое количество деривативных пиксельных матриц, которые совместно с исходными космоматериалами необходимо подвергнуть анализу, интерпретации и дешифрированию.

Цифровые модели рельефа (данные SRTM или AsterGDEM) могут нести значительный объем информации об особенностях геологического строения. Поэтому предлагается следующая рациональная технологическая схема обработки цифровых моделей рельефа (Рисунок 1.3). Предварительная обработка включает в себя приведение в необходимую картографическую проекцию и исключение «сбойных» пикселов. После этих процедур цифровые модели готовы к анализу и моделированию. Традиционным способом анализа цифровых моделей рельефов является рельефная визуализация, направленное дифференцирование и

текстурный анализ с целью выявления градиентных структур, которыми могут являться разрывные нарушения, геологические границы разнокомпетентных пород, геологические тела и др.

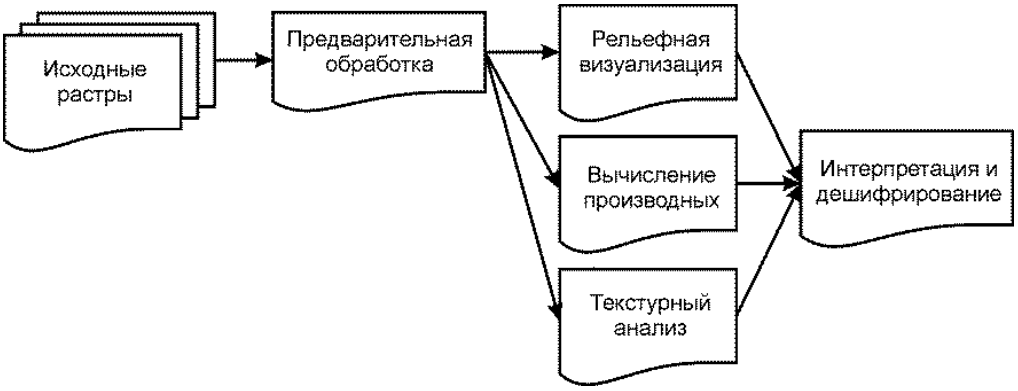


Рисунок – 1.3. Рациональная технологическая схема обработки цифровых моделей рельефа

Анализ, интерпретацию и дешифрирование целесообразно проводить на базе имеющихся геологических, геофизических, геохимических и минерагенических материалов. Оптимально проводить эти операции в геоинформационных системах, таких как ArcGIS, путем многократного совмещения доступных геологических данных с первичными и производными материалами дистанционных съемок. В результате такого совмещения выявляются особенности проявления геологических тел и структур в дистанционных материалах.

Собственно геологическое дешифрирование подготовленных данных дистанционного зондирования выполнялось двумя методами – непосредственным и формальным дешифрированием. Непосредственное дешифрирование – распознавание на подготовленных материалах геологических структур, тел, процессов и явлений. Формальное дешифрирование сводилось к выделению линейных, кольцевых и дуговых объектов с последующей их разбраковкой, статистической количественной и качественной обработкой и последующей геологической интерпретацией. Выявленные структуры и тела ложатся в основу космоструктурных и космогеологических схем и карт.

ГЛАВА 2. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ, ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ И ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ЮЖНОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

2.1. Основные черты геологического строения, развития и рудоносности

Южным обрамлением Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты является Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП), который сформировался в процессе развития Палеоазиатского океана и его континентальных окраин и завершающих внутриплитных процессов (Зоненшайн, 1972; Зоненшайн и др., 1976; Моссаковский и др., 1993, Берзин и др., 1994; Диденко и др., 1994; Дистанов, Оболенский, 1994; Добрецов, 2003; Дистанов и др., 2006; Добрецов, Буслов, 2007; Буслов, 2011и др.).

По структурно-морфологическим особенностям пояс разделяется на мозаичные (аккреционные) и линейные (коллизионные) тектонические области (Зоненшайн, 1972; Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994 и др.). К мозаичным относятся рифейские, салаирские, большинство каледонских и некоторые герцинские складчатые сооружения Казахстана, Алтае-Саянской области и Монголии (Красный, 1984; Моссаковский, 1993). Герцинские и раннекиммерийские складчатые системы Восточного Казахстана, ряда районов Монголии, Южного Тянь-Шаня и часть каледонских складчатых зон Южной Монголии и Тянь-Шаня объединяются в линейные области (Рисунок 2.1).

Мозаичные геоблоки характеризуется невыдержанными, часто ортогональными простираниями складчатых зон. Они сложены в основном рифейскими, венд-раннепалеозойскими и среднепалеозойскими вулканическими комплексами островных дуг, сериями мощных терригенных отложений окраинных морей, задуговых и преддуговых бассейнов. В их составе выделяются докембрийские блоки – Тувино-Монгольский и ряд других, более мелких (Моссаковский, 1993).

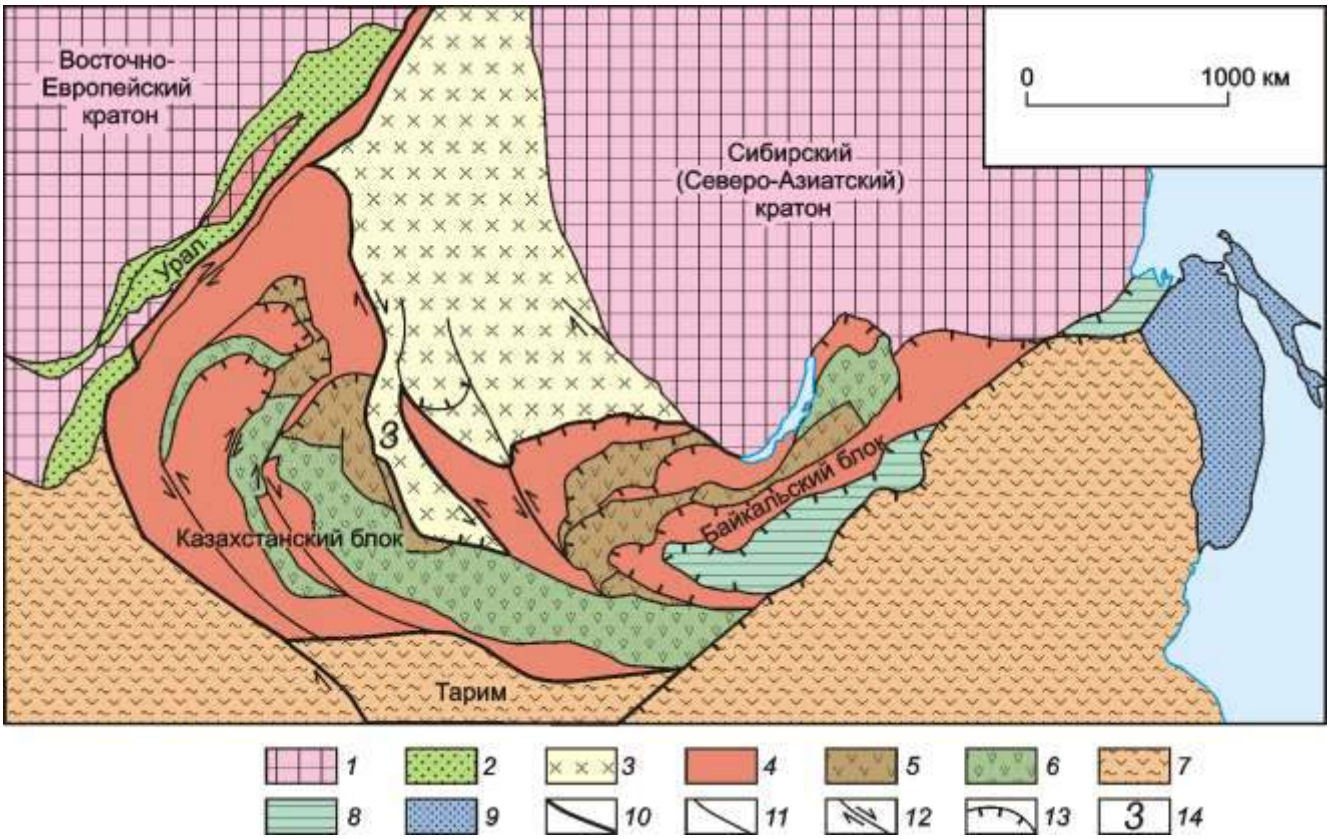


Рисунок – 2.1. Схема тектонического районирования Центрально-Азиатского складчатого пояса (по Н.Л. Добрецову, М.М. Буслову, 2007; М.М. Буслову, 2011). 1 – докембрийские кратоны; 2 – палеозойские образования пассивной окраины Восточно-Европейского кратонов; 3 – венд-палеозойские окраинно-континентальные образования Сибирского (Северо-Азиатского) кратона; 4–7 – Казахстанско-Байкальский составной континент: 4 – аккреционно-коллизионные зоны с докембрийскими микроконтинентами гондванской группы, 5–6 – венд-раннекембрийская Казахстанско-Тувино-Монгольская островная дуга: 5 – преимущественно магматические породы, 6 – образования аккреционных призм и преддуговых прогибов; 7 – раннемезозойский аккреционно-коллизионный пояс, содержащий микроконтиненты и континенты гондванского происхождения; 8 – раннемезозойская Монголо-Охотская сутурно-сдвиговая зона; 9 – позднемезозойский аккреционно-коллизионный пояс, 10 – ограничения Казахстанско-Байкальского составного континента; 11 – позднепалеозойские разломы нерасчлененные; 12 – позднепалеозойские и раннемезозойские сдвиги, стрелками показаны направления смещений; 13 – позднепалеозойские и раннемезозойские надвиги; 14 – Западно-Калбинская металлогеническая зона

Мозаичный структурный рисунок блоков подчеркивается аллохтонными пластинами офиолитов, образующих небольшие по протяженности (до первых сотен километров) узкие пояса. Возраст офиолитов: довендский (средне-позднерифейский) – рифейские складчатые зоны Енисейского кряжа, Протеросаяна, на юго-востоке Восточного Саяна, возможно в Кузнецком Алатау;

венд-раннекембрийский – в основной части салаирских и в каледонских зонах (Западный Саян, Горная Шория, Горный и Монгольский Алтай, Северная и Центральная Монголия, вероятно, в Джалаир-Найманской зоне Центрального Казахстана); позднекембрийско-раннеордовикский – на севере и востоке центрально-казахстанских каледонид и в Северном Тянь-Шане; средне-позднеордовикский – в Тектурмасской и Прибалхашской зонах Центрального Казахстана.

Офиолиты характеризуются, как правило, полным разрезом, включающим деплетированные ультрабазиты, габбро, комплексы пластинчатых даек, толеитовые и бонинитовые лавы, перекрывающие или переслаивающие их глубоководные карбонатно-кремнистые отложения.

Характерной особенностью мозаичных областей является широкое проявление разновозрастных гранитоидов разных формационных типов – от плагиогранитов до калинатровых батолитов пестрого состава. Их возраст синбатно соотносится с возрастом соответствующих складчатых зон, что свидетельствует о длительном, многоэтапном дискретном во времени и пространстве процессе образования гранитно-метаморфического слоя и континентальной коры в этих областях (Тектоника …, 1980).

Главным структурообразующим фактором в мозаичных областях явились аккреционные процессы, последовательно наращивавшие площадь палеоконтинентов. Это была основная тенденция их развития, на фоне которой могли возникать малые коллизионные зоны. Мозаичные области занимают большую часть ЦАСП. Их основная масса формировалась у юго-западного края Сибирского палеоконтинента и в Центральном Казахстане.

К линейным геоблокам относятся герцинские и древнекиммерийские складчатые системы Южной и Внутренней Монголии, Джунгарии, Южного Тянь-Шаня, а также Зайсанская и другие линейные коллизионные покровно-складчатые зоны поздних каледонид, варисцид и индосинид, на месте которых реконструируются протяженные океанические бассейны, а также вулканические дуги и задуговые бассейны. Для таких линейных областей характерны

относительно узкие (десятки – первые сотни километров), но весьма протяженные (тысячи километров) покровно-складчатые сооружения, резко дискордантные по отношению к структурному плану их обрамления. Ограничения линейных зон носит разломный, надвиго-шарьяжный характер.

Наиболее крупные линейные системы – Джунгаро-Южномонгольская и Туркестано-Алайская, а также Зайсанская были сформированы в герцинское время на месте деструктивных зон с океанической корой. Их покровно-складчатая структура формировалась одноактно в результате сближения и столкновения консолидированных континентальных масс.

Внутреннее строение линейных систем характеризуется наличием напряженных деформаций. Широко развиты узкие протяженные системы смятых в складки и чешуйчатые тектонические покровы, которые сопровождаются многочисленными пластинами серпентинитового меланжа, зонами рассланцевания, динамометаморфизма и дисгармоничной складчатости. Комплексы пород те же, что и в мозаичных областях – островодужные вулканические, терригенные окраинно- и прибрежно-морские, задуговых и преддуговых бассейнов, офиолиты. Однако все они представлены фрагментарно и структурно перемешаны.

Важной особенностью линейных зон является то, что между собой они различаются по возрасту офиолитов, тогда как в пределах каждой из них офиолиты имеют, как правило, единый возраст: в каледонских зонах – средне-позднеордовикский (Гобийский Алтай, Бейшань), в герцинидах – позднесилурийско-раннедевонский (Зайсанская, Джунгаро-южно-монгольская системы) или позднедевонско-раннекаменноугольный (Западный Синьцзян, Южный Гиссар), в индосинидах – средне-каменноугольно-раннепермский (Солонкер-Линьсийский пояс).

Офиолитовые ассоциации в линейных системах отличаются, как правило, сокращенным разрезом, в котором очень мало габбро, крайне редуцирован полосчатый кумулятивный комплекс и практически отсутствует комплекс

пластинчатых даек, а лавовая часть может быть представлена как толеитовыми, так и известково-щелочными сериями.

Главными структурообразующими факторами в линейных поясах являлись коллизионные процессы, связанные с раздавливанием палеоокеанических бассейнов в результате двустороннего сближения континентальных масс (Моссаковский, 1993).

В эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса выделяются следующие основные тектоно-металлогенические эпохи – байкальская (рифейская), каледонская, герцинская и мезозойская (Дистанов, Оболенский, 1994).

Основным результатом проявления байкальской эпохи явилось формирование Сибирского перикратонного металлогенического пояса, в пределах которого сформировался широкий спектр рудных месторождений: колчеданно-полиметаллические (Холодненское месторождение), стратиформные свинцово-цинковые (Горевское), золоторудные и золотосурьмяные (Советское, Олимпиадинское, Сухой Лог, Голец Высочайший и др.), сульфидные медно-никелевые (с платиной) (Северо-Байкальский рудный район), титаномагнетитовые (Лысанское, Кедранское, Мало-Тогульское), слюдяные (Мамский район) и редкометалльные (Татарское) месторождения.

Салаирско-каледонский тектонический этап развития связан с формированием на гетерогенном основании структур океанической стадии: шельфовых зон с корой переходного типа, рифтовых зон и океанических впадин, энсиалических и энсиматических островных дуг. В результате была сформирована сложная мозаично-блоковая покровно-складчатая структура каледонид пояса.

Наиболее важными для этой металлогенической эпохи являются формирование кварц-золото-сульфидных месторождений Кузнецкого Алатау (Саралинское, Коммунаровское, Берикульское, Комсомольское, Центральное), золото-сульфидно-кварцевых в черносланцевых толщах Восточного Саяна (Зун-Холба), золотоскарновых Горного Алтая, Восточного Саяна и Тувы

(Синюхинское, Ольховское, Тарданское); колчеданно-полиметаллических Западного Забайкалья и Тувы (Озерное, Кызыл-Таштыгское), скарново-магнетитовых Горной Шории (Казское, Тельбесское), асбестовых Западного Саяна (Ак-Довурак, Саянское) и других.

Герцинский этап развития пояса протекал по разному на сформированных к этому времени структурах. Часть пояса, представленная сформировавшимся каледонским континентом, развивалась в условиях активной континентальной окраины. Во внутренних частях этого континента, были сформированы рифтогенные межгорные впадины (Минусинские, Тувинская, Хангай-Хентейская и др.). В позднем палеозое проявился коллизионный гранитоидный магматизм. Другая часть пояса, формировалась в условиях океанических и энсиалических островодужных структур, задуговых бассейнов. В целом Зайсанско-Южно-Монгольская зона развивалась в это время как остаточный океанический бассейн.

В герцинскую металлогеническую эпоху в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса были сформированы золоторудные месторождения Западной Калбы (Бакырчик, Большевик, Миалы, Кулуджун, Джумба, Боко, Васильевское, Акжал, Суздальское и др.), полиметаллические Рудного Алтая (Зыряновское, Лениногорское, Тишинское, Змеиногорское, Золотушинское, Рубцовское и др.), редкометалльные Горного Алтая и Северного Казахстана (Калгутинское, Белорецкое и др.), вулканогенно-осадочные и железорудные Холзунской рудной зоны, золото-барит-полиметаллические месторождения Салаира, Сорский медно-молибденовый рудный узел.

Герцинская кратонизация завершила геологическую историю Палеоазиатского океана. Дальнейшее континентальное металлогеническое развитие территории определяли мезозойские процессы внутриплитной тектономагматической активизации, среди которых преобладали сводообразование и рифтогенез с проявлением характерного гранитоидного, щелочно-гранитоидного, базальтоидного, щелочно-базальтоидного и щелочно-ультаосновного магматизма. С этой металлогенической эпохой связан широкий спектр месторождений олова, молибдена, вольфрама, золота, серебра, висмута,

кобальта, тантала и ниобия, редких земель, урана, сурьмы, ртути, флюорита, которые широко проявлены в Горном Алтае, Туве, Монголии, Восточном Забайкалье.

2.2. Классификация золоторудных месторождений и их геотектонические режимы развития

Эндогенные рудообразующие системы Центрально-Азиатского складчатого пояса по характеру связи с геодинамическими обстановками, условиям зарождения, источникам рудного вещества и особенностям функционирования принято делить на три группы: рудно-магматические, рудно-метаморфические и рудно-гидрогенные (Дистанов, Оболенский, 1994). При этом, рудно-магматические системы делятся на два подкласса – мантийные и мантийно-коровые. Применительно к обсуждаемой проблеме формирования золоторудной и золотосодержащей минерализаций, именно мантийно-коровые рудообразующие системы, концентрирующие месторождения благородных металлов, являются основными объектами исследования. В заложении и развитии таких мантийно-коровых рудообразующих систем участвовали как глубинные мантийные, так и инициированные ими внутрикоровые процессы. Общими для них являются глубинные мантийные источники энергии, гетерогенные источники флюидов и рудного вещества, многоактное длительное развитие процессов, обеспечивающих взаимодействие мантийного и корового вещества (Дистанов, Оболенский, 1994). Особый интерес в вопросах металлогении золота Центрально-Азиатского подвижного пояса представляют метаморфогенно-гидротермальные рудообразующие системы, которые возникали в зонально построенных метаморфических комплексах, окраинно-континентальных и межблоковых зонах смятия.

Проблема мантийно-корового и рудно-метаморфического рудообразования и рудообразующих систем обсуждается в работах многих исследователей и является предметом дискуссий на конференциях различного уровня (Буряк и др., 1998; Летников, 2001, 2002, 2006; Сафонов, 2002; Коробейников, 2007; Дистанов

и др.,1994, 2006; Добрецов, 1997, 2003; Коваленко и др., 2002, 2006; Рафаилович и др., 2006; Томсон, Полякова, 1994; Korobeynikov, 2007, Коробейников и др., 2012 и др.).

Вопросы рудно-формационной систематики золоторудных месторождений в разное рассматривались в работах И.С. Рожкова, М.Б. Бородаевской, Н.В. Петровской, Ю.Г. Сафонова, В.А. Нарсеева, А.А. Сидорова, Н.К. Курбанова, Н.А. Фогельман, М.М. Константинова, В.Н. Сазонова, А.Ф. Коробейникова, В.В. Масленникова, Ю.И. Новожилова и А.М. Гаврилова, Б.Я. Вихтера, В.М. Яновского, М.С. Рафаиловича и других исследователей. При генетической типизации золоторудных месторождений, в качестве классификационных признаков, обычно отмечаются:

– продуктивные минеральные ассоциации;

– геотектоническая позиция формирования;

– рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры;

– рудовмещающая формация;

– потенциально-рудоносные магматические комплексы;

– метасоматические преобразования вмещающих пород;

– морфологические особенности оруденения;

– глубинность формирования;

– геолого-промышленный тип и др.

На наш взгляд, наиболее оптимальной рудно-формационной систематикой золоторудных месторождений является классификация М.М. Константинова (Таблица 2.1).

Центрально-Азиатский подвижный пояс характеризуется широким спектром проявлений золоторудных и золотосодержащих объектов, которые формировались в различные металлогенические эпохи в разных геодинамических обстановках (Таблица 2.2).

Таблица 2.1. Систематика золоторудных месторождений (Константинов и др., 2000, 2006)

Формация (субформация)							
	Фанерозой				Археозой		
Характеристика формаций	Золото-мышьяковисто-сульфидная (золото-сульфидная, золото-сурьмяная)	Золото-кварцевая (золото-порфировая)	Золото-полисульфидная (золото-скарновая, золото-молибденовая, золото-висмут-теллуровая)	Золото-серебряная	Золото-сульфидно-кварцевая	Золото-железисто-кварцитовая	Золото-урановая
1	2	3	4	5	6	7	8
Основные минеральные ассоциации	Кварц-молибденит-арсенопиритовая, касситерит-висмутиновая, золото-арсенопиритовая, золото-пиритовая, золото-пирит-арсенопиритовая, сульфоантимонит-арсенитовая, кварц-реальгар-аурипигментовая, киноварь-баритовая, самородно-мышьяк-антимонитовая	Кварц-шеелит-пирит-арсенопиритовая, золото-кварцевая, кварц-сфалерит-халькопирит-блеклорудная, золото-висмут-тетерадимитовая, золото-сульфоантимонит-теллуридная, кварцево-пиритовая, кварцево-карбонатная	Кварц-хлорит-турмалиновая, кварц-шеелит-пирит-арсенопиритовая (с дисперсным золотом), полиметаллически-сульфидная (галенит-сфалерит-халькопирит) блеклорудно-халькопирит-висмутин-теллуридная со свободны золотом, кварц-барит-сульфидная (галенит-теннантит-халькопирит), кварц-карбонатная	Кварц-пиритовая, кварц-адуляр-гидрослюдистая, золото-халцедоновидно-кварцевая, золото-теллуридная, золото-халькопирит-блеклорудная, кварц-цеолит-кальцитовая	Кварц-анкерит-турмалиновая, золото-пиритовая, золото-кварц-халькопирит-сфалеритовая (с теллуридами), кварцево-кальцитовая	Кварц-плагиоклаз-хлорит-карбонат-магнетитовая, кварц-карбонат-пиритовая (с галенитом, сфалеритом, халькопиритом), золото-пирит-пирротин-арсенопиритовая	Кварц-серицит-хлорит-мусковит-пирофилитовая (с рутилом, цирконом и монацитом), пирит-марказит-пентландит-пирротиновая (с ильменитом), уранини-настуран-тухолитовая, золото-кварц-пирротин-тухолитовая
Позиция металлогенических зон	Орогенные системы миогеосинклиналей		Активизированные области завершенной складчатости	Вулкано-плутонические пояса	Зеленокаменные пояса древних щитов («зеленокаменные троги»)		Наложенные орогенные прогибы древних щитов

Продолжение таблицы 2.1

1	2	3	4	5	6	7	8
Геодинамические комплексы	Шельфов пассивных континентальных окраин	Поясов гранитных батолитов и покровно-складчатых сооружений	Глубоководных вулканических островных дуг	Вулканоплутонических поясов, сводово-купольных структур континентов		Зеленокаменных поясов	
Потенциально-рудоносные магматические формации	Комплекс малых интрузий пестрого состава, кварцевые диориты, диабазы	Гранодиоритовые батолиты	Габбро-диорит-гранодиоритовая	Трахибазальтовая, андезитовая, андезито-риолитовая	Базальтовые, пикритовые, дацитовые	–	–
Типовая геологическая обстановка нахождения рудных тел	Горст-антиклинали, зоны изоклинальной складчатости, зоны надвигов	Изгибы и ветвления региональных разломов	Блоковые структуры на пересечениях продольных и поперечных зон разломов	Кальдеры, вулканические депрессии, корневые части вулканических аппаратов, купола, околожерловые зоны и склоны палеовулканов	Системы разрывов, оперяющих региональные разломы	Стратиграфические уровни развития формаций железистых кварцитов	«Рудоносные рифы» – русловые фации палеорек
Характерные вмещающие породы	Углисто-алевролитовые, углисто-алевро-песчанистые, сланцево-доломито-мергелистые, гнейсы и мраморы	Глинисто-алевролитовые, алевропесчанистые, гранодиориты	Гранодиориты, гнейсы, диориты, сланцы	–	Базальты, андезито-базальты зеленосланцевой фации метаморфизма	Карбонатно-кремнистые и аргиллито-кремнистые фации кварцитов зоны смены фаций	Конгломераты, гравелиты
Морфологический тип рудных тел	Линейные и штокверковые зоны прожилково-вкрапленной минерализации	Жилы, жильные зоны, штокверки, залежи	Жилы, минерализованные зоны дробления, линейные штокверковые зоны	Жилы, жильные зоны, трубки	Жилы, линейные зоны прожилковой минерализации	Залежи вкрапленного, густовкрапленного оруденения, иногда переходящие в сплошные руды	Залежи, линзовидные, четковидные тела
Примеры месторождений	Сухой Лог, Майское, Олимпиадинское, Карлин, Кумтор, Бакырчик	Наталкинское, Мурунтау, Чармитан, Ашанти, Нежданинское, Бендиго	Васильковское	Кубака, Хишикари, Пуэбло Вьехо, Куранах, Поргера	Хемло	Хоумстейк	Витватерсранд

Таблица 2.2. Металлогеническая эволюция и геодинамические обстановки формирования золото-концентрирующих систем Центрально-Азиатского складчатого пояса (по Дистанову, Оболенскому, 1994; Большой Алтай …, 2000; Дистанову и др., 2006; Рафаиловичу, 2009)

Металлогенические эпохи	Геодинамические обстановки	Типы рудообразующих систем	Главные рудные формации	Месторождения, рудные районы
1	2	3	4	5
Байкальская	Перикратонные прогибы	Метаморфогенно-гидротермальные	Золото-кварцевая черносланцевая	Бодайбинский рудный район, Северо-Енисейский рудный район
		Смешанно-флюидные гидротермальные	Золотосурьмяная	Удырейское
	Аккреционные призмы с фрагментами комплексов океанической коры, островных дуг, рифтогенных трогов	Метаморфогенно-гидротермальные	Золото-сульфидно-кварцевая черносланцевая	Зун-Холба
Салаирско-каледонская	Офиолитовые пояса	Метаморфогенно-гидротермальные	Золото-лиственитовая	Сарыг-Таш (Тува)
	Аккреционно-коллизионные зоны	Плутоногенные базит-гранитоидные	Золото-скарновые	Ольховское, Тардан, Синюхинское
			Золото-сульфидно-кварцевая березитовая	Мартайгинский рудный район: Берикульское, Центральное, Коммунаровское, Сарала

Продолжение таблицы 2.2

1	2	3	4	5
Герцинская	Вулканические островные дуги активных окраин каледонского континента	Вулканогенно-гидротермальные и гидротермально-осадочные	Золото-серебро-барит-полиметаллическая	Змеиногорский рудный район
			Золото-сульфидные в зонах прожилкового окварцевания	Суздальское, Бригадное, Байбура
	Тыловодужные спрединговые зоны	Плутоногенные гидротермальные	Золото-сульфидно-кварцевая	Салаирское
	Коллизионная	Плутоногенные гидротермальные	Золото-сульфидно-кварцевая березитовая	Секисовское, Баладжальское
			Золото-сульфидно-кварцевые	Кулуджун, Джумба, Сенташ, Эспе, Боко
			Золото-сульфидная черносланцевая	Бакырчикский рудный район: Бакырчик, Большевик, Миалы, Костобе; Васильевское
Мезозойская	Внутриплитной тектоно-магматической активизации	Ортомагматические с существенно коровым источником рудного вещества	Золото-сульфидно-кварцевая	Дарасунское, Ключевское
		Смешанно-флюидные системы	Золото-полиметаллическая	Ново-Широкинский
	Рифтогенные вулканические пояса и депрессии	Вулканогенно-гидротермальные	Золотосеребряная	Балейское

ГЛАВА 3. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТО-КОНЦЕНТРИРУЮЩИХ СИСТЕМ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ПО ДАННЫМ РАЗНОМАСШТАБНЫХ КОСМИЧЕСКИХ СЪЕМОК

Современные материалы дистанционного зондирования позволяют с одной стороны уточнять имеющуюся геологическую информацию, а с другой – получать новые данные о геологическом строении и особенностях проявления геологических систем. В первом случае это картирование тектонических структур и различных по составу геологических тел. К новым относятся структурные данные, выявление которых традиционными методами невозможно.

Рудоносные структуры различного иерархического уровня проявляются в материалах дистанционных съемок определенным набором структур линейной, кольцевой и блоковой морфологии, а так же участками гидротермально измененных пород.

В главе приведены результаты специальных дистанционных и геофизических исследований крупнейших золотоносных регионов России и некоторых зарубежных территорий, выполненные автором диссертационной и заимствованные из литературных источников. На основании разработанных приемов и способов обработки и дешифрирования современных спектрозональных космических снимков выявлены глубинные мантийные и коровые неоднородности литосферы.

В отечественной и зарубежной литературе отмечается, что крупные и сверхкрупные золоторудные поля и месторождения проявляются в условиях:

– ***зеленокаменных поясов и наложенных орогенных прогибов древних платформ*** (Канадские, Южноафриканские, Австралийские). Они вмещают среднеглубинные золоторудные, золото-урановые, золото-железисто-кварцитовые объекты (Витватерсранд, Хоумстейк, Тимминс, Поркьюпайн, Холлинджер, Хемло, Керк-Ленд, Калгурли и др.);

– ***протерозой-фанерозойских складчатых поясов обрамлений платформ и плит*** (Уральские, Казахстанские, Тянь-Шаньские, Саянские, Кузнецко-

Алатаусские, Енисейского кряжа, Прибайкальско-Забайкальские, Якутские, Приамурские, Дальневосточные, Северо-Восточные рудные объекты). Они вмещают гипабиссальные и близповерхностные золоторудные (золото-кварцевые и золото-сульфидные) и золото-серебряные поля и месторождения (Саралинское, Коммунаровское, Федоровское, Ольховско-Чибижекское, Олимпиадинское, Сухоложское, Бакырчикское, Кумторское, Мурунтауское, Ворнцовское, Зун-Холбинское, Балейское, Дарасунское, Нежданинское, Наталкинское, Бамское и др.);

– ***краевых вулкано-плутонических поясов*** – близповерхностные рудные объекты золото-серебряного типа в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса, локализованные к кальдерах, вулканических аппаратах, вулканических депрессиях. Наиболее известные представители этой группы рудных объектов – это Дукатское, Кубакинское, Хишикари, Раунд Маунтин, Пуэбло-Вьехо и другие месторождения;

– ***зон тектоно-магматической активизации*** платформенных и складчатых структур (Северо-Казахстанские и Алданские золотые и золото-урановые объекты).

В этих рудоносных поясах, полях, месторождениях отчетливо проявляются глубинные структуры, контролирующие формирование рудных объектов разного ранга – сверхкрупные, крупные и рядовые. Эти структуры выявляются космоструктурным картографированием и глубинными геофизическими исследованиями.

3.1. Золоторудные объекты в зеленокаменных поясах и наложенных орогенных прогибах древних платформ

Яркой отличительной чертой этой группы золоторудных объектов являются их гигантские запасы. Основные рудные провинции этих объектов располагаются в пределах Южно-Африканского, Канадского, Австралийского и др. древних щитов. В качестве примеров этих объектов рассмотрим рудные объекты впадины Витватерсранд (Южная Африка) и субпровинции Абитиби (Канада).

Рудоносная площадь Витватерсранд сформирована в две главные стадии позднеархейского (родезийского) рифтогенеза, выраженных в образовании крупных прогибов типа межгорных впадин, наложенных на Каапваальский кратон.

Золоторудный район Витватерсранд располагается в пределах крупного синклинорного прогиба северо-восточного простирания, протяженностью около 350 км при ширине 25-50 км (Щеглов, 1994). В.Е. Хаин (1971) проинтерпретировал эту структуру как межгорный прогиб, выполненный орогенной молассой. Прогиб осложняется серией куполов, в ядрах которых выходят граниты, а по периферии – рудоносная свита Витватерсранд, мощностью более 8 км (Рисунок 3.1).

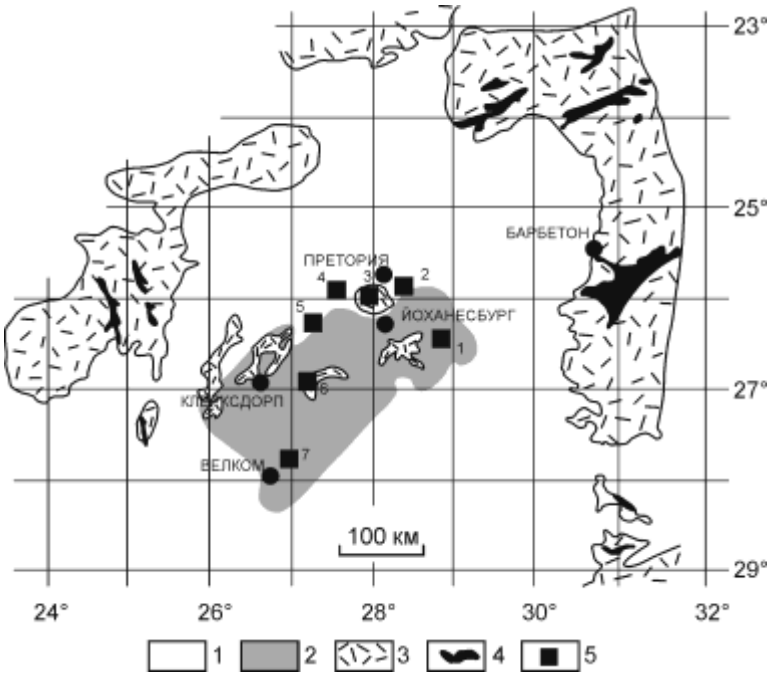


Рисунок – 3.1. Позиция бассейна Витватерсранд в кратоне Каапваал (Щеглов, 1994). 1 – породы после Витватерсрандские; 2 – бассейн Витватерсранд; 3 – до Ватвитерсрандское основание, включающее Доминион Риф и др.; 4 – сланцевые пояса; 5 – золоторудные поля: 1– Эвандер, 2– Ист Ранд, 3– Централ Ранд, 4– Вест Ранд, 5– Вест Вите, 6– Клерксдорп, 7– Фри Стейл

Глубинное строение рудоносной площади по геофизическим данным определяется отрицательной гравитационной аномалией на глубинах до 20 км, которая интерпретируется как сводовая часть мантийного диапира (Константинов, 2006).

Рудоносная свита сложена терригенными отложениями – кварцитами, гравелитами, глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами. Верхний отдел свиты, мощностью 1500-4500 м насыщен грубообломочными фациями и включает основные горизонты золотоносных конгломератов – Майн, Майн Лидер, Южный и Карбон Лидер (Щеглов, 1994), с содержаниями золота от 2 до 30 (максимум 3000) г/т.

Космоструктурная модель Витватерсранда (Рисунок 3.2), построенная по данным космоснимков континентального уровня генерализации, представлена двумя кольцевыми структурами сложного строения, размещенными в узлах пересечения региональных зон разломов субширотного и северо-северо-восточного простирания (Аэрокосмические …, 2000).

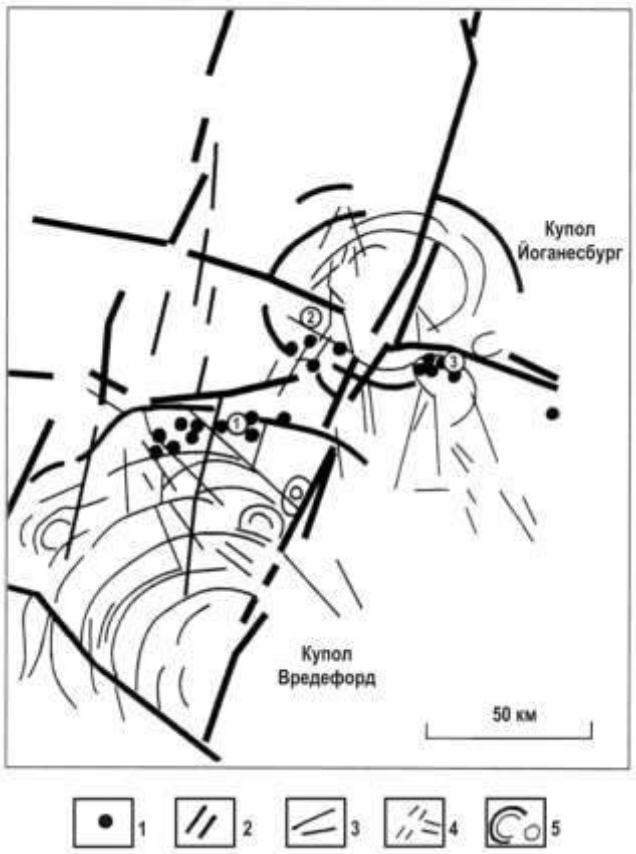


Рисунок – 3.2. Космоструктурная модель рудного бассейна Витватерсранд (Аэрокосмические …, 2000). Главные промышленные комплексы: 1 – Дальний Западный Ранд, 2 – Западный Ранд, 3 – Центральный и Восточный Ранды и Хейдельберг. 1 – месторождения; 2 – главные линейные зоны транзитных разломов; 3 – второстепенные зоны транзитных разломов; 4 – зоны локальных рудоконтролирующих разломов; 5 – кольцевые структуры

Северо-северо-восточная зона совпадает по направлению с Великой дайкой Родезии и является ее непосредственным продолжением. Северная кольцевая структура отвечает куполу Йоханесбург, а южная – куполу Вредерфорд. Формирование куполов соответствует по времени формированию внутрикратонной мульды, выполненной Бушвельдским лополитом. Размер купольных структур по длинной оси составляет северной 80 км, южной – 150 км. Южная структура представлена только северо-западным фрагментом. Все рудные поля (ранды) располагаются в пределах внешних поясов кольцевых структур, в участках пересечения их радиальными локальными зонами разломов (Перцов и др., 2000).

В зеленокаменном поясе субпровинции Абитиби располагаются крупные кварцево-жильные золоторудные поля – Тимминс и Поркьюпайн и ряд месторождений – Айварис, Холтир, Мак-Дермот, Керк-Ленд, Керр Эдисон и др.

Пояс сложен преимущественно островодужными коматиитовыми, толеитовыми и известково-щелочными вулканитами. Изотопно-возрастные данные позволяют выделять три главные фазы вулкано-плутонической активности (Wyman, 1999; Wyman, Kerrich, Groves, 1999). Ранняя (2730 – 2725 млн. лет) фаза проявилась в извержении известково-щелочных вулканитов. Возраст фазы мантийно-плюмового толеит-коматиитового вулканизма оценен в интервале между 2720 – 2707 млн. лет. Поздняя фаза вулканизма датируется между 2710 и 2698 млн. лет.

Секущие золоторудные тела приурочены к участкам распространения позднеархейских разрывных деформаций и даек лампрофиров в верхней части разреза зеленокаменных поясов, имеющих возраст 2696-2732 млн. лет (Franklin, Thorpe, 1982).

Анализ космоструктурной модели регионального уровня генерализации показывает (Рисунок 3.3), что все месторождения локализованы во внешнем поясе сложной кольцевой структуры, диаметром около 140 км (Перцов и др., 2000). Сама кольцевая структура приурочена к области пересечения линейных зон разломов главной северо-западной и субширотной ориентировок.

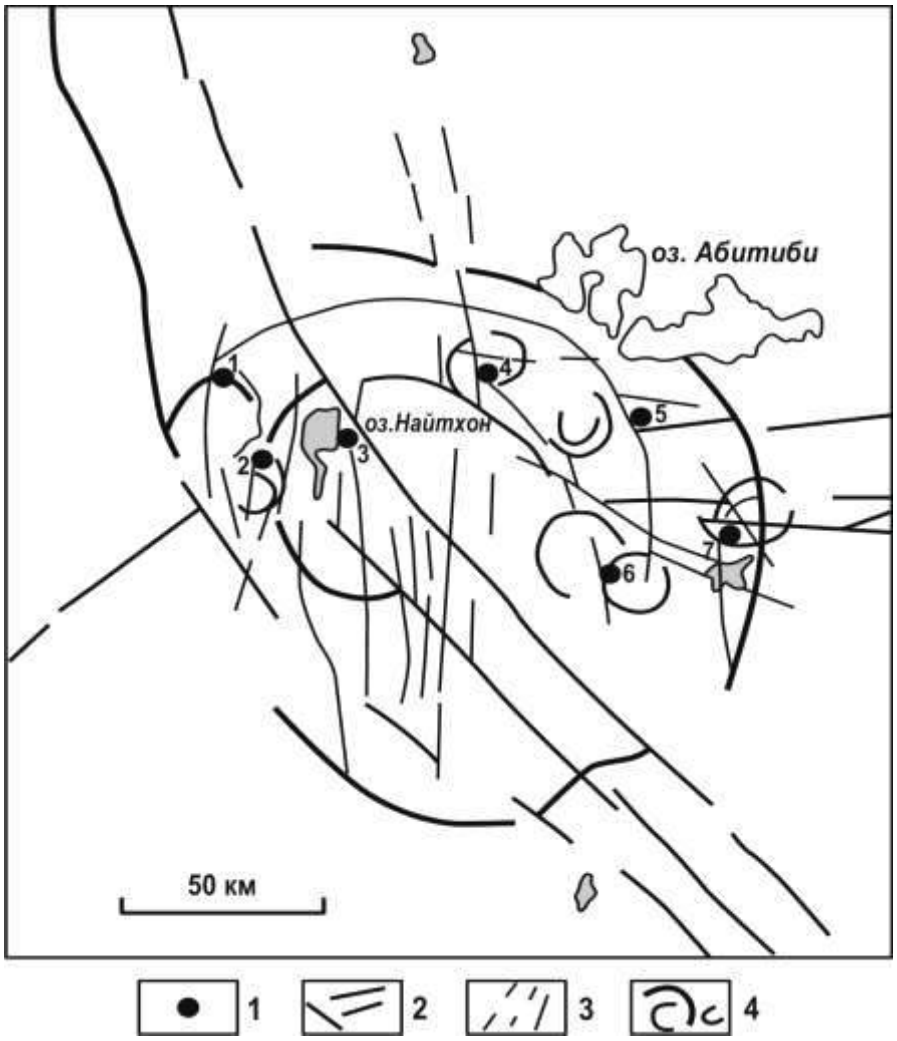


Рисунок – 3.3. Космоструктурная модель золоторудной субпровинции Абитиби (Аэрокосмические …, 2000). Рудные поля: 1 – Тимминс, 2 – Поркьюпайн; месторождения: 3 – Айварис, 4 – Холтир, 5 – Мак-Дермот, 6 – Керк-Ленд, 7 – Керр Эдисон. 1 – рудные поля и месторождения; 2 – главные линейные зоны транзитных разломов; 3 – зоны локальных рудоконтролирующих разломов; 4 – кольцевые структуры.

Другим фактором структурного контроля месторождений являются кольцевые структуры простого строения диаметром 15-22 км, которые локализуются в пределах локальных зон субмеридиональных разломов. За пределами основной кольцевой структуры они отсутствуют.

Наиболее крупное по количеству добытого золота рудное поле Поркьюпайн включает месторождения Холлинджер, Мак-Интайр, Кониорэм и Монета. Месторождения локализованы в мощной толще зеленокаменно измененных пород последовательно дифференцированной андезит-коматиит-базальтовой формации (Некрасов, 1988). Породы рудовмещающей формации смяты в складки восточно-

северо-восточного простирания и пересечены продольными широкими зонами рассланцевания. Последние круто падают на юго-восток под углами 75-85°. В пределах зон рассланцевания сосредоточена цепочка штоков субвулканических кварц-полевошпатовых порфиров. Штоки круто погружаются на глубину и сопровождаются апофизами. Золотое оруденение проявлено в виде системы рудных тел, протягивающихся более чем на 5 км с ЮЗ на СВ (Рисунок 3.4).

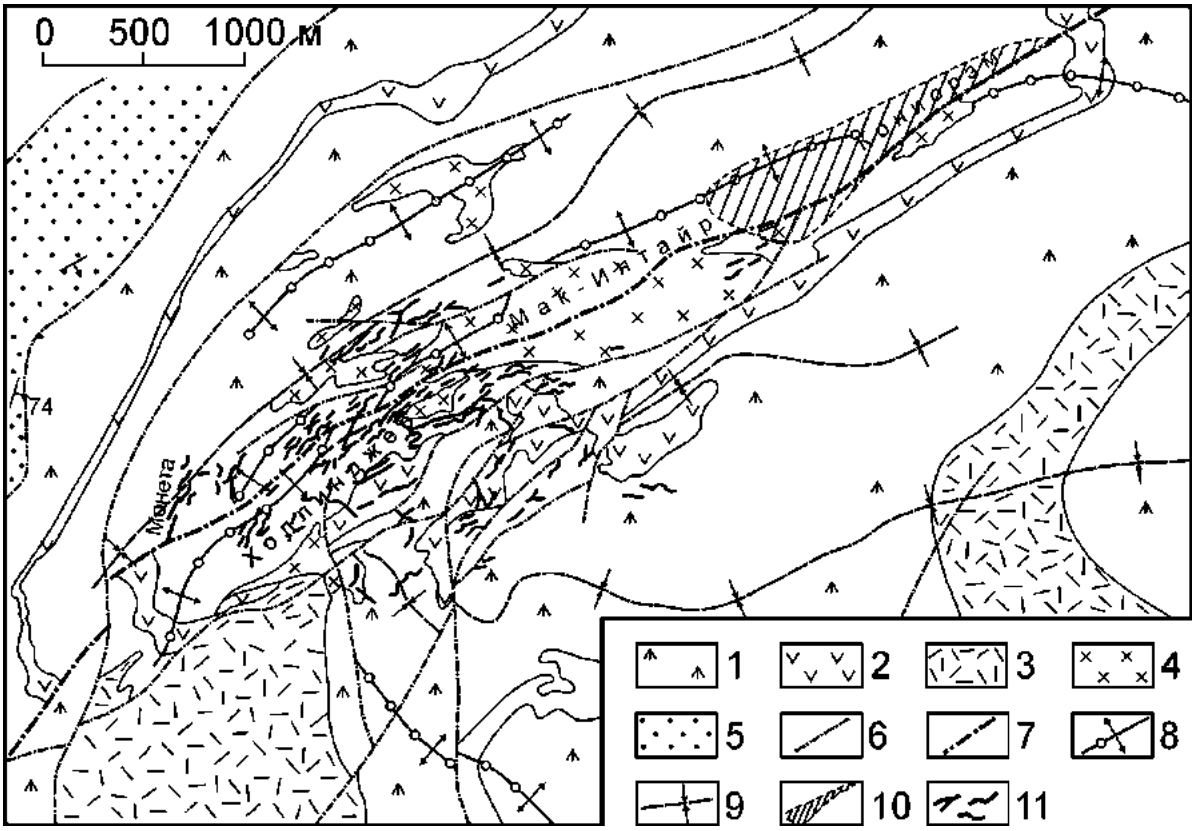


Рисунок – 3.4. Геологическая схема золоторудного поля Поркьюпайн (Некрасов, 1988). 1 – андезиты, коматиитовые базальты и их туфы; 2 – диабазы и базальты; 3 – агломераты и туфобрекчии фельзитов и риолитов; 4 – субвулканические кварц-полевошпатовые порфиры; 5 – конгломераты, песчаники, алевролитовые сланцы; 6 – разломы локальные; 7 – разломы рудоконтролирующие; 8 – оси антиклиналей; 9 – оси синклиналей; 10 – поле развития слепых золоторудных тел; 11 – золотоносные жилы и прожилковые зоны

Оно приурочено к сближенным зонам рассланцевания на юго-западе (месторождение Холлинджер) рудного поля. В северо-восточном направлении эти зоны рассланцевания «сливаются» в одно менее мощное разрывное нарушение (месторождение Кониорэм). На глубину оруденение максимально проникает в центральной части рудного поля – до 2400 м, на юго-западном фланге – до

нескольких сотен метров, на северо-восточном – до 2000 м. В пределах рудного поля проявлены три типа руд: прожилковые, прожилково-вкрапленные и жильные.

Прожилковые сульфидно-кварцевые и сульфидно-анкерит-кварцевые преобладают на нижних горизонтах и полностью вытесняют рудные тела других типов на средних горизонтах. На верхних горизонтах преобладают прожилково-вкрапленные руды. Количество жильных руд на верхних и средних горизонтах невелико. С глубиной их количество существенно возрастает.

Космоструктурная позиция золоторудного поля Поркьюпайн (Рисунок 3.5), по нашим данным, определяется узлом сопряжения северо-восточных, северо-западных и субмеридиональных разрывных нарушений и приуроченностью к внутренней части кольцевой структуры диаметров 8,5 км, формирование которой, связано с жерловыми телами кварц-полевошпатовых порфиров.

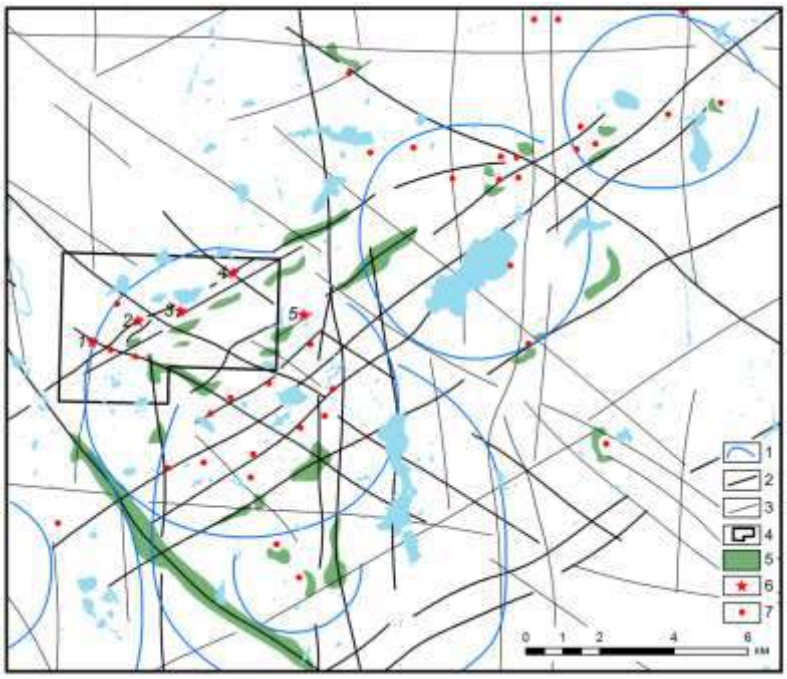


Рисунок – 3.5. Космоструктурная схема локального уровня генерализации золоторудного поля Поркьюпайн и его окрестностей. 1 – кольцевые структуры; 2 – 3 – разрывные нарушения: 2 – главные, 3 – прочие; 4 – контур рудного поля Поркьюпайн, показанного на Рисунок – 4; 5 – участки распространения высоких концентраций эпидот-хлоритового парагенезиса; 6 – 7 – золоторудные месторождения провинции: 5 – основные, по количеству добытого золота (1– Монета, 2 – Холлинджер, 3 – Мак-Интайр, 4 – Кониорэм, 5 – Поркьюпайн), 6 – прочие

Исследования вещественного состава вмещающих пород площади рудного поля методом спектрального угла по спектральным библиотекам USGS показали наличие эпидота и хлорита вдоль северо-западных и северо-восточных разрывных нарушений. Этот факт интерпретируется нами как проявление предрудной пропилитизации, либо как внешние зоны березитизации.

3.2. Золоторудные и золотосодержащие объекты в протерозой-фанерозойских складчатых поясах

Эта группа золоторудных и золотосодержащих объектов наиболее разнообразна и получила наибольшее распространение. Основные рудные формации объектов этой группы – золото-сульфидная и золото-кварцевая, хотя встречается большое количество золотосодержащих месторождений (полиметаллических, редкометалльных). Наибольший практический интерес представляют золото-сульфидные месторождения в черносланцевых толщах, такие как Мурунтау, Сухой Лог, Бакырчик и др. Рассмотрим некоторых представителей этой группы рудных объектов в хронологическом порядке.

Исследованиями И.К. Рундквист (1995) ***Кропоткинского рудного узла*** Бодайбинского золоторудного района, месторождения которого относятся к черносланцевой формации, выявлена кольцевая структура с размером длинной оси 50 км, находящаяся в узле пересечения центральной части рифтовой зоны, северо-восточного простирания, с зоной трансформных разломов северо-западного простирания (Рисунок 3.6). В этом узле локализовано ***месторождения Сухой Лог, Голец Высочайший, Вернинское, Невское*** и др.

По данным Б.М. Письменного и др. (1984), подошва земной коры под Бодайбинским синклинорием залегает на глубине 35-37 км над выступом разуплотненной (Петрищевский, 1990), активизированной мантией, обогащенной флюидами.

Э.Н. Лишневским и В.В. Дистлером (2004) по комплексу геолого-геофизических данных разработана модель строения земной коры района месторождения Сухой Лог. Авторами выделено три основных слоя:

– верхний, представленный позднее-средне рифейскими терригенно-карбрнатными породами. Вертикальная мощность слоя составляет 1-8 км. В разрезе слоя, по локальному минимуму силы тяжести, выделен скрытый на глубине Угаханский гранитоидный плутон. Подошва плутона опирается на гранитизированные породы среднего слоя, а кровля располагается ниже уровня дневной поверхности на 3–3,2 км;

– средний слой, ранне рифейского возраста. В составе слоя преобладают базальты и метатерригенные породы, обогащенные железом. В составе слоя встречаются интрузивные тела гипербазитов, фиксируемые локальными положительными аномалиями силы тяжести. Мощность слоя – около 10 км;

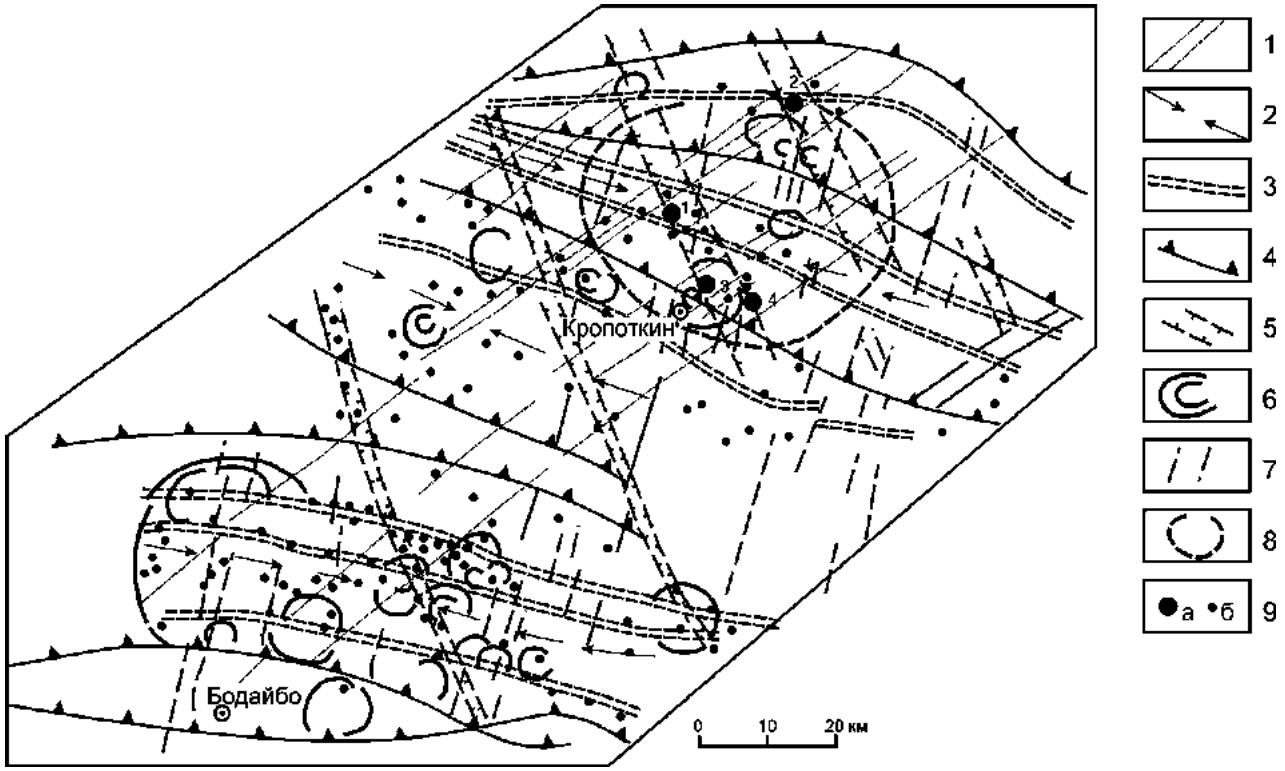


Рисунок – 3.6. Схема строения Бодайбинского рудного района по результатам дешифрирования снимков локального уровня генерализации (по И.К. Рундквист, 1995). 1 – системы нарушений, наследующие направления осевой зоны палеорифта, определившего складчатость; 2 – оси синформ 2-го порядка; 3 – зоны смятия вдоль границ «пластин»; 4 – зоны надвигов; 5 – северо-западные зоны смятия; 6 – кольцевые надинтрузивные структуры; 7 – крутопадающие сбросо-сдвиги; 8 – граница Кропоткинской криптокольцевой структуры; 9 – золоторудные месторождения: а – золотосульфидной формации (1 – Сухой Лог, 2 – Голец Высочайший, 3 – Вернинское, 4 – Невское), б – рудопроявления преимущественно кварцево-золоторудной формации

– нижний слой сложен раннепротерозойскими и архейскими глубоко метаморфизованными толщами повышенной основности. Мощность слоя в районе месторождения составляет 18-21 км.

Выполнены разномасштабные исследования в пределах ***Уряхского рудного поля*** (Ананьев, Поцелуев, Житков, 2015), которое расположено в зоне развития Сюльбанского глубинного разлома Байкало-Патомского нагорья. По мнению (Кучеренко и др., 2011; Марченко и др., 2013) Сюльбанская зона глубинных разломов протягивается в северо-северо-западном направлении и представляет собой серию субпараллельных швов общей мощностью 5-7 км. Глубинный разлом делит вмещающий субстрат на два блока – восточный и западный. В восточном блоке обнажаются углеродистые метатерригенные и метакарбонатные породы водораздельной, усть-уряхской и уряхской свит патомской серии рифея. В западном блоке располагаются метавулканиты полнодифференцированной келянской толщи рифейской муйской серии. Метавулканиты прорваны штоками позднерифейского муйского габбро-таналит-плагиогранит-гранитного комплекса. Вмещающие породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (Зорин и др., 2008), а в зоне Сюльбанского глубинного разлома преобразованы в разнообразные по составу динамосланцы и подвержены метасоматическим изменениям лиственит-березитового типа с сопряженным золотым оруденением. Золоторудная минерализация представлена двумя морфологическими типами – жильным и прожилково-вкрапленным. Жильный тип располагается непосредственно в осевой зоне Сюльбанского разлома и представлен многочисленными кварц-карбонатными жилами. Продуктивная золото-сульфидная минерализация в таких жилах встречается спорадически и тяготеет к призальбандовым участкам. Прожилково-вкрапленный тип оруденения сопровождается углеродизацией и березитизацией вмещающих пород и тяготеет к зонам дробления и повышенной трещиноватости в зоне Сюльбанского разлома и оперяющего его разрывов.

Модель геологического строения северного фланга Сюльбанской золоторудной зоны по данным дешифрирования космических снимков регионального уровня генерализации (Landsat ETM+) приведена на Рисунок – 3.7.

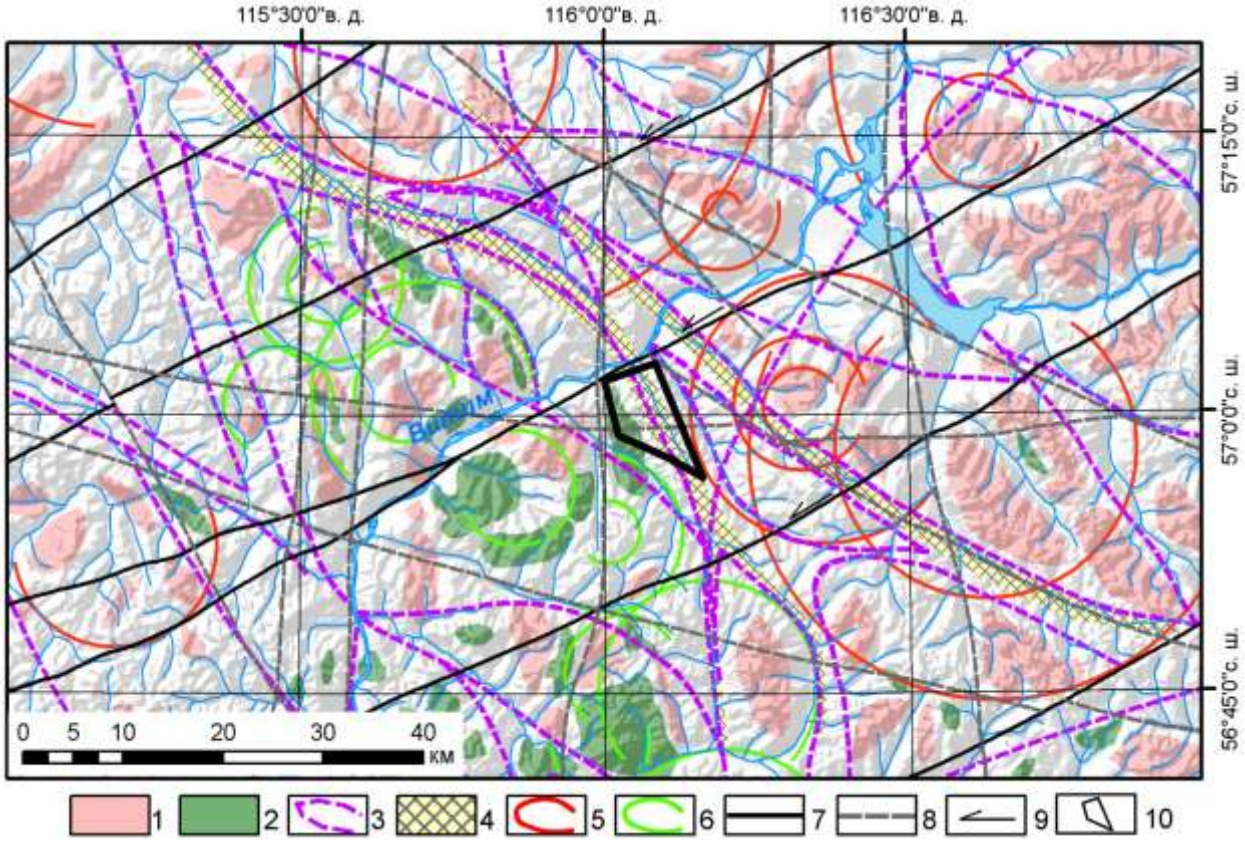


Рисунок – 3.7. Положение Уряхского рудного поля в региональных тектонических структурах. 1 – интрузии преимущественно кислого состава; 2 – эффузивы преимущественно основного состава; 3 – «тектонические» линзы; 4 – деформационно-метаморфические зоны; 5 – 6 – кольцевые структуры: 5 – плутоногенные; 6 – вулканогенные; 7 – северо-восточные сдвиговые разрывные нарушения; 8 – основные осложняющие нарушения; 9 – кинематические особенности разрывных нарушений; 10 – контур Уряхского рудного поля

В пределах изученной площади отчетливо выделяются следующие тектонические структуры: «тектонические» линзы, деформационно-метаморфические зоны, северо-восточные сдвиговые разрывные нарушения, основные осложняющие линеаментные структуры.

В целом, исследуемая территория представляет собой тектоно-метаморфическую зону смятия и дробления северо-западного простирания с широко развитыми дизъюнктивными и пликативными нарушениями. Необходимо

отметить, что мощность этой зоны смятия весьма значительна, а ее границы располагаются далеко за пределами изученной площади.

Тектонические линзы входят в состав тектоно-метаморфической зоны смятия и представляют собой жесткие тектонические блоки. Они имеют линзовидно-свилеватую форму и ориентированы в северо-западном направлении и тем самым подчеркивают генеральное направление тектоно-метаморфической зоны смятия. Размеры таких линз лежат в пределах от 20 до 90 км по длинной оси и от 3 до 36 по короткой. Они сложены преимущественно кислыми изверженными породами, коровые очаги которых отчетливо фиксируются системами кольцевых и дуговых структур. Подобное линзовидно-свилеватое строение тектоно-метаморфических зон смятия характерно для коллизионных структур (Чиков и др., 2008; Чиков , 2011).

Деформационно-метаморфические зоны пространственно и генетически связаны с транспрессивным формированием тектоно-метаморфической зоны смятия и выполняют межлинзовое пространство. В традиционном понимании они соответствуют зонам глубинных разломов. В вещественном отношении такие зоны сложены динамосланцами, катаклазитами и милонитами. Мощность деформационно-метаморфических зон лежит в пределах 1,5-3 км.

Северо-восточные сдвиговые разрывные нарушения осложняют строение тектоно-метаморфической зоны и являются сопряженными структурами, сформированными в условиях транспрессивных деформаций. По морфологии они отвечают левым сдвигам.

Осложняющие одиночные разрывные нарушения имеют преимущественно субмеридиональное и субширотное простирания.

Положение Уряхского рудного поля в выделенных структурах определяется деформационно-метаморфической зоной, в области ее сопряжения с северо-восточными, субширотными и субмеридиональными разрывными нарушениями, во внешней части плутоногенной кольцевой структуры диаметром 27 км.

Модель геологического строения Уряхского рудного поля по данным дешифрирования космического снимка детального уровня генерализации (Ikonos) приведена на Рисунок – 3.8.

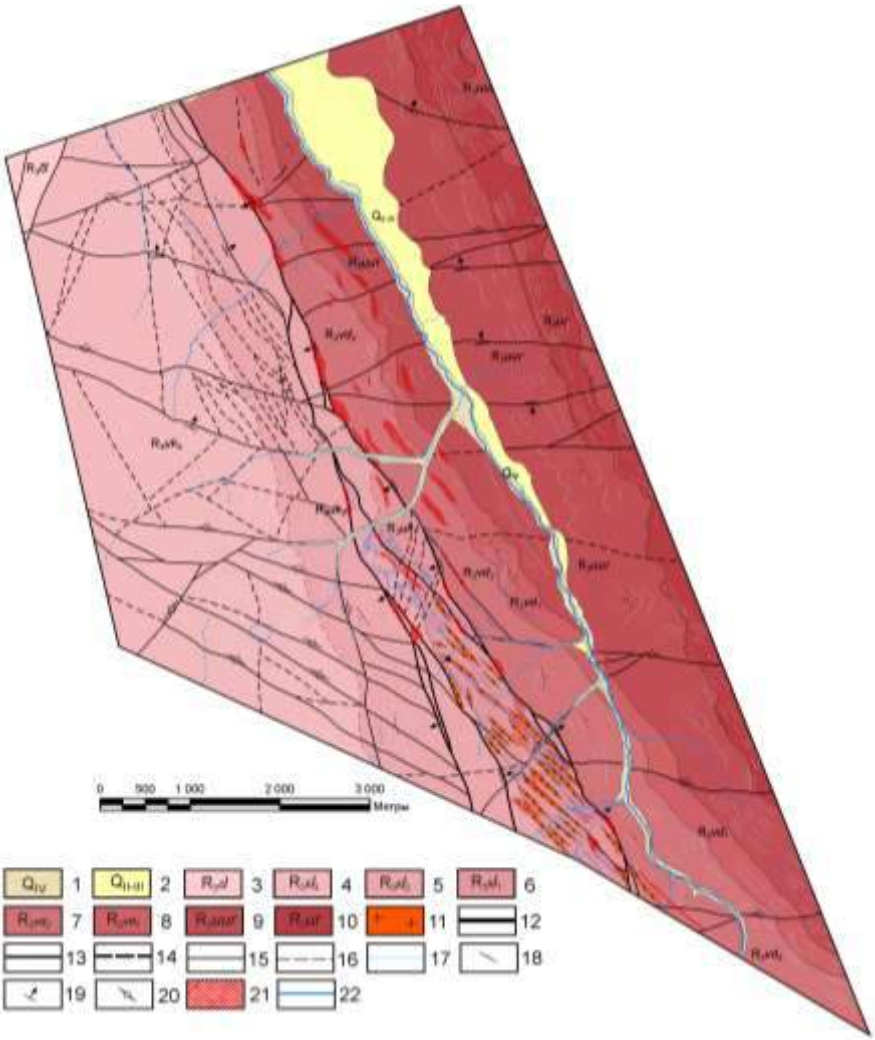


Рисунок – 3.8. Модель геологического строения Уряхского золоторудного поля по данным дешифрирования спектрозонального снимка Ikonos. 1 – пойменные отложения речных долин; 2 – террасовые отложения речных долин; 3 – челолекская свита; 4 – 6 – усть-келянская толща: 4 – верхняя пачка; 5 – средняя пачка; 6 – нижняя пачка; 7 – 8 – водораздельная свита: 7 – средняя подсвита; 8 – нижняя подсвита; 9 – усть-уряхская свита; 10 – уряхская свита; 11 – дайки плагиогранитов талаинского комплекса; 12 – 14 – разрывные нарушения: 12 – главные (Сюльбанский разлом); 13 – второстепенные дешифрируемые; 14 – предполагаемые; 15 – 17 – геологические границы: 15 – дешифрируемые; 16 – предполагаемые; 17 – частные элементы сланцеватости; 18 – 20 – элементы залегания: 18 – сланцеватости; 19 – наклонных дизъюнктивов; 20 – субвертикальных дизъюнктивов; 21 – участки предполагаемого развития локальных березитов; 22 – линеаменты с предполагаемым развитием кварцево-жильной минерализации

Анализ полученной модели позволяет говорить о том, что в геологическом строении рудного поля принимают участие стратифицированные комплексы, прорванные дайками плагиогранитов, разбитые сетью разноориентированных разрывных нарушений и подверженные метасоматическим преобразованиям.

При дешифрировании стратифицированных комплексов в качестве эталонных объектов были приняты данные геологической карты Уряхского рудного поля, составленной В.К. Черепановым (1982). Следует отметить, что стратиграфические подразделения рудного поля контрастно читаются в материалах Ikonos, особенно в зеленом, красном и ближнем инфракрасном диапазонах (Таблица 3.1). Но максимально информативными в этом случае оказались материалы математической обработки исходного снимка, особенно методом главных компонент.

Таблица 3.1. Спектральные яркости стратифицированных образований в материалах Ikonos (радиометрическое разрешение приведено к 8 bit/пиксел)

Стратифицированные подразделения			Значения пикселов в каналах Ikonos, *			
			Синий (450-520 мкм)	Зеленый (520-610 мкм)	Красный (640-720 мкм)	Ближний ИК (770-880 мкм)
1			2	3	4	5
Современные аллювиальные отложения, галечники, валунники			34 – 69 50,2	44 – 93 76,3	34 – 79 58,9	68 – 216 140
Верхнечетвертичные-среднечетвертичные отложения нерасчлененные. Водноледниковые пески, галечники, валунники, суглинки			25 – 65 44,6	27 – 75 53,3	19 – 71 45,2	80 – 190 137
Муйская серия	Челолекская толща. Микрокристаллические амфиболовые сланцы, гнейсы, амфиболиты, прослои зеленых микросланцев		22 – 58 36	25 – 66 48,9	17 – 60 39,1	61 – 114 88,7
	Усть-келянская толща	Третья пачка. Грубое переслаивание метаэффузивов основного и среднего составов	26 – 43 34,4	18 – 34 26,8	17 – 34 24,8	20 – 32 25,5
		Вторая пачка. Тонкоритмичное переслаивание метаэффузивов основного и среднего составов	35 – 54 42	31 – 57 37,2	27 – 55 33,1	29 – 63 32,8
		Первая пачка. Переслаивание метаэффузивов основного, среднего и кислого составов и их туфов	25 – 49 37,8	27 – 60 41,9	26 – 62 40,6	30 – 116 52,1

Продолжение табл. 3.1.

1			2	3	4	5
Патомская серия	Водораздельная свита	Средняя подсвита. Сланцы филлитовидные с прослоями мраморизованных известняков, реже метапесчанников	25 – 51 37,5	35 – 60 48,8	28 – 55 42,4	77 – 137 108,3
		Нижняя подсвита. Кварцитовидные песчаники с прослоями сланцев, мраморизованных известняков	24 – 77 55,8	24 – 105 75,0	23 – 98 68,1	69 – 246 178,6
	Усть-уряхская свита. Известняки мраморизованные, иногда углистые, в тонком переслаивании со сланцами углисто-слюдисто-известково-кварцевыми. Отдельные слои доломита		12 – 69 36,8	16 – 90 46,1	11 – 83 41,1	43 – 221 117
	Уряхская свита. Известняки черные, кристаллические в ритмичном переслаивании со двуслюдяно-кварцевыми сланцами. Горизонты известняков серых кристаллических		23 – 55 36,2	33 – 70 49,6	24 – 68 46,5	59 – 136 94,2

*Примечание: числитель – минимальное и максимальное значения, знаменатель – среднее

Результаты дешифрирования стратифицированных комплексов показывают, что породы муйской серии занимают западную часть рудного поля, а патомской – восточную, что подтверждает данные предшественников. Контакт между этими стратиграфическими подразделениями тектонический.

Фиксируется преимущественно северо-западное простирание стратифицированных комплексов, на основании падения которых картируется антиформная структура в восточной части площади, западное крыло которой осложнено линейной складчатостью более высокого порядка.

Интрузивные тела на площади рудного поля пользуются ограниченным распространением. По данным дешифрирования спектрозональных снимков они представлены дайками кислого состава и распространены только в южной части площади в области виргации Сюльбанского разлома.

На территории рудного поля широко развиты разрывные нарушения. По направлениям преобладают северо-западные и субширотные структуры (Рисунок 3.8). Главной линейной структурой тектонического происхождения является

Сюльбанский разлом северо-западного простирания. Он формировался в условиях сжатия и отвечает сколовым структурам. В северной части площади разлом уверенно дешифрируется одиночным швом, который в юго-восточном направлении испытывает виргацию. В северной части площади отчетливо дешифрируется юго-западное падение практически всех швов разлома, в центральной – восточный шов разлома вертикален, а в южной части, в районе ручья Сульфидный, этот шов выкручивается и приобретает крутое северо-восточное падение. В тоже время, западный шов разлома на всем своем протяжении имеет крутое юго-западное падение. Разрывные нарушения северо-западного простирания образуют линзовидный рисунок и отражают общий линзовидно-свилеватый характер развития деформаций в зоне Сюльбанского глубинного разлома на детальном уровне генерализации. Такой характер развития тектонических структур свидетельствует о кластическом течении вещества в зоне разлома и о преобразовании вмещающих пород в тектоносланцы, что подтверждается наземными наблюдениями (Кучеренко, Гаврилов, 2012).

Следующими по значению разрывными нарушениями рудного поля являются субширотные структуры, неравномерно развитые в восточной и западной частях рудного поля. Вероятная причина такого проявления разрывной тектоники – различные механические свойства вмещающих пород: в восточной части – некомпетентная карбонатно-сланцевая толща, а в западной преимущественно «хрупкая» вулканогенная толща. По морфологическим особенностям эти структуры, вероятно, отвечают взбросо-сдвигам, формировались одновременно с зоной Сюльбанского разлома и определяют клавишное строение площади. Падение этих структур преимущественно северное, северо-восточное и субвертикальное.

Проявления потенциально рудной минерализации отчетливо фиксируется в разномасштабных материалах дистанционных съемок.

Расчет минеральных индексов по материалам ASTER показал, что информативными оказались кварцевый, серицит-мусковит-глинистый, эпидот-хлорит-кальцитовый и железистые индексы (Рисунок 3.9).

Значимые показатели кварцевого индекса (Рисунок 3.9а) хорошо фиксируют окварцевание вдоль зоны развития Сюльбанского глубинного разлома, подчеркивая висячие крылья этой региональной разрывной структуры. Значимые показатели серицит-мусковит-глинистого индекса, так же как и кварцевого, развиты преимущественно в зоне Сюльбанского разлома. При этом следует отметить, что повышенные значения индекса коррелируют с положением метатерригенных пород восточного блока рудного поля, тогда как в западном метавулканогенном блоке значения индекса несколько ниже (Рисунок 3.9б). Области сопряжения высоких значений кварцевого и серицит-мусковит-глинистого индексов, по нашему мнению, отвечают участкам березитизации. Совмещение полученных данных с картой распределения золота в первичных ореолах рассеяния на площади рудного поля (Марченко и др., 2013) показало их высокую сходимость.

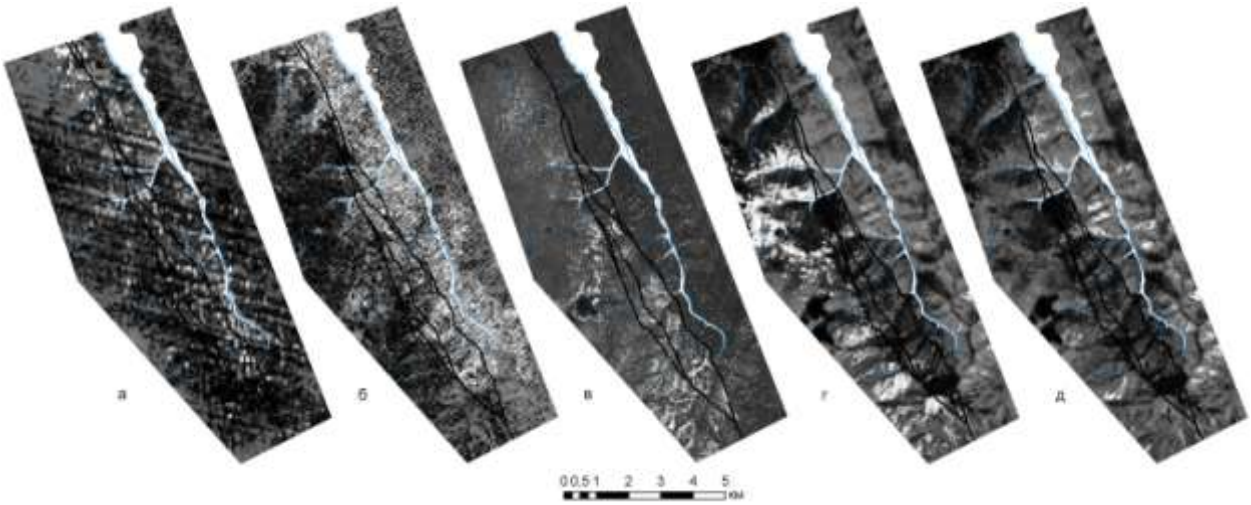


Рисунок – 3.9. Информативные минеральные индексы в пределах Уряхского рудного поля (использована градиентная заливка: минимальные значения индексов показаны черным, максимальная – белым). Минеральные индексы: а – кварцевый; б – серицит-мусковит-глинистый; в – эпидот-хлорит-кальцитовый; г – гематитовый; д – окисное железо.

Высокие значения эпидот-хлорит-кальцитового индекса характерны только для западной метавулканогенной части рудного поля (Рисунок 3в). В зоне развития Сюльбанского разлома повышенные значения этого минерального индекса встречаются спорадически в участках с низкими значениями кварцевого и серицит-мусковит-глинистого показателей. Очень близкий характер развития

имеют индекс «железистые силикаты». На наш взгляд, эпидот-хлорит-кальцитовый индекс отвечает участкам развития пропилитизации.

Так же закономерно ведут себя индексы гематитовый и окисное железо (Рисунок 3.9г, 3.9д). В зоне влияния Сюльбанского разлома значения этих индексов минимальны, а по мере удаления от разлома возрастают. При этом «гематитовый» индекс проявлен в западной части рудного поля в метавулканогенной среде, а повышенные значения индекса «окисное железо» – в восточной, существенно сланцевой метатерригенной.

На основании полученных закономерностей пространственного положения значений минеральных индексов по данным ASTER составлена спектральная модель строения Уряхского рудного поля (Рисунок 3.10).

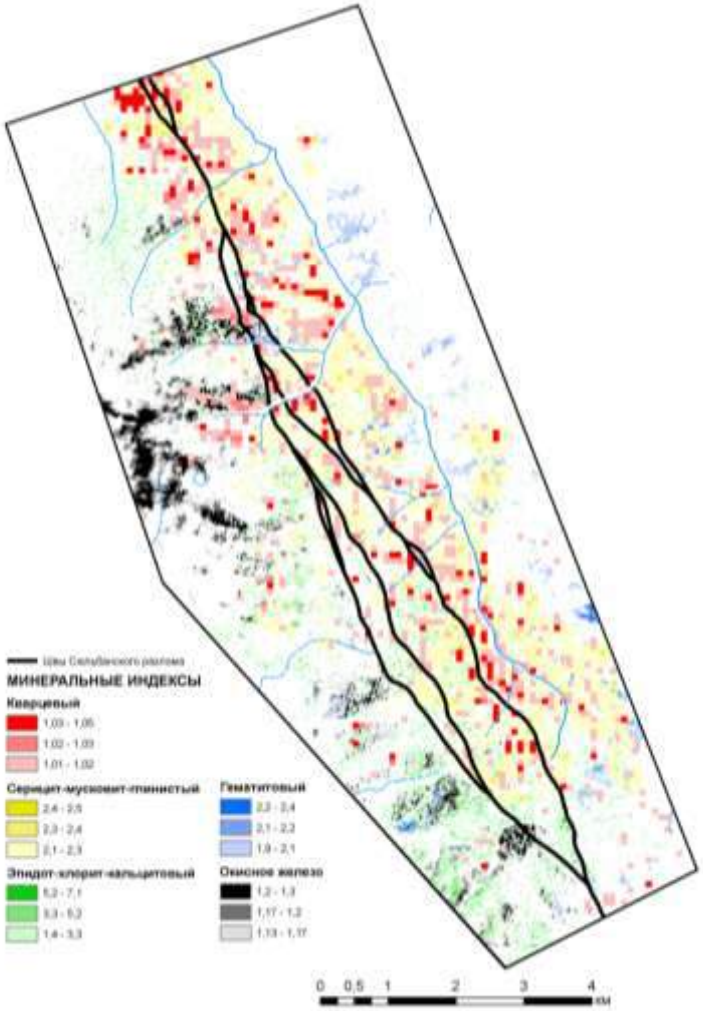


Рисунок – 3.10. Спектральный образ Уряхского рудного поля

В спектральном образе Уряхского рудного поля отчетливо выделяются: внутренняя, существенная кварцевая индексная зона; первая промежуточная кварц-мусковит-каолинитовая индексная зона; вторая промежуточная эпидот-хлорит-кальцитовая индексная зона в метавулканогенной толще; внешняя «железистая»: в метавулканогенной толще – железо-окисная, в метатерригенной – гематитовая индексные зоны.

Такое строение метасоматической системы Уряхского рудного поля полностью соответствует классическим представлениям о метасоматизме золоторудных месторождений, где внутренние зоны представлены кварцевыми жилами, промежуточные – околожильными метасоматитами березит-лиственитовой формации, которые по мере удаления от рудоносных структур сменяются пропилитами и пропилитизированными породами. И, наконец, внешние железистые зоны соответствуют фронтальным зонам базификации с накоплением железа и сидерофильных элементов.

Спектральные характеристики космических снимков детального уровня генерализации Ikonos не дают возможности проводить картирование метасоматитов в соответствующих масштабах. Однако, по линейно-штриховым зонам выделены участки с предполагаемым развитием кварцево-жильной минерализацией и локальные тела метасоматитов предположительно березитового профиля (Рисунок 3.8).

Особенности распределения выделенных различных морфологических типов потенциального оруденения позволяет констатировать следующее: вся рудная минерализация располагается в зоне влияния Сюльбанского разлома не далее 850 м от его швов; морфологические типы на территории рудного поля располагаются зонально – на северном фланге развиты преимущественно тела метасоматитов, а на южном, в области виграции основного шва, жильное, что подтверждается данными площадных геохимических исследований (Марченко и др., 2013). Представляется, что оруденение в пределах рудного поля можно ожидать вдоль всей зоны Сюльбанского разлома, причем в северной части поля следует ожидать преимущественно прожилково-вкрапленный тип в зонах

лиственито-березитов, а в южной части – преимущественно жильный кварц-золото-сульфидный тип.

Енисейский кряж получил известность как золоторудная провинция в 30–40 гг. XIX в. Здесь были открыты и разрабатывались богатейшие россыпи по р. Енашимо, Удерей и др. В настоящее время основным источником золота являются коренные золото-сульфидные, золото-кварцево-сульфидные и золото-кварцевые месторождения, такие как Олимпиадинское, Советское, Эльдорадо, Васильевское и др.

В структурном отношении Енисейский кряж состоит из двух элементов – Ангарско-Канского выступа архея и нижнего протерозоя и заангарского байкальского складчатого сооружения (Рисунок 3.11). Граница между ними приурочена к зоне субмеридионального глубинного разлома, совпадающего с долиной р. Ангары.

Складчатые сооружения Забайкальской части Енисейского кряжа состоят из узких антиклинориев и достаточно широких синклинориев. В центральной части складчатой области расположено куполовидное поднятие, где обнажаются наиболее древние нижнепротерозойские толщи тейской серии, представленные гнейсами, амфиболитами, кварцитами и мраморами. Отложения тейской серии смяты в линейные складки и прорваны гранитоидами. Верхи протерозоя сложены кварцитами, мраморами, метабазитами, сланцами и отнесены к протоплатформенному чехлу (Сазонов и др., 2010). В период с раннего до низов позднего рифея на территории заангарской части сформированы сухопитская (существенно терригенная) и тунгусикская (терригенно-карбонатная) серии. Серии разделены перерывом в осадконакоплении с формированием континентальных кор выветривания и гранитоидными инъекциями. Формирование тунгусикской серии завершилось складчатостью, орогенезом и внедрением батолитовых гранитоидов. Более молодые (верхнерифейские, вендские и кембрийские) отложения залегают на подстилающих несогласно и, в настоящее время, сохранились на территории заангарской части Енисейского кряжа в грабенах и впадинах.

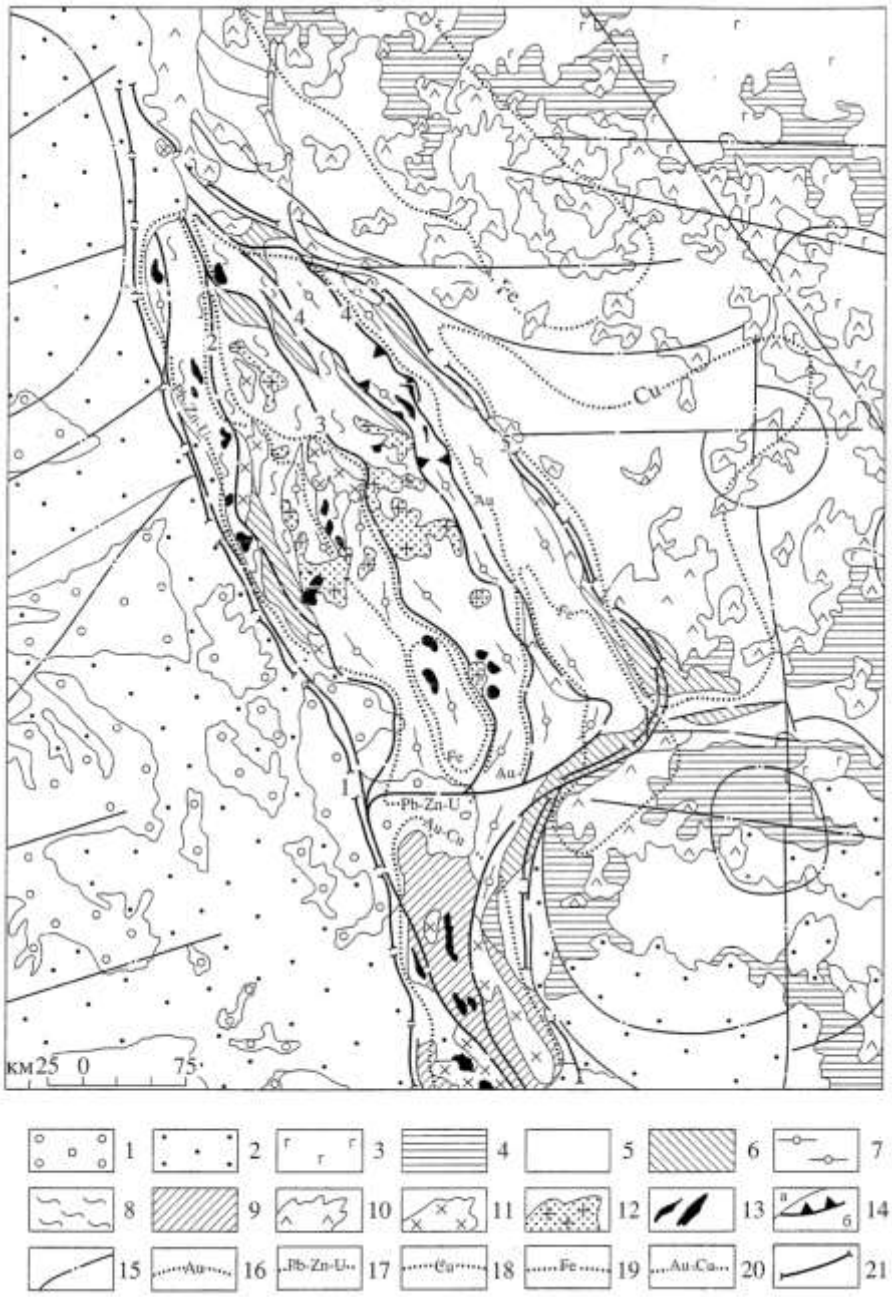


Рисунок – 3.11. Схема геологического строения Енисейского кряжа и прилегающих фрагментов Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы (по Константинову и др., 1999). 1–5 – платформенный чехол: 1 – палеоген-неогеновые песчано-галечные, глинистые образования, угли, бокситы; 2 – юрско-меловые континентальные песчано-галечники, глины, аргиллиты, бурые угли (юрские), бокситы (меловые); 3 – пермо-триасовая диабазовая туфо-лавовая толща; 4 – континентальные песчано-глинисто-сланцевые угленосные толщи карбона и перми; 5 – морские известковистые глинисто-песчаные отложения девона с эффузивами преимущественно базальтоидного состава и их туфами в верхнем силуре – нижнем девоне в Приаигарье и Чулымо-Енисейском прогибе; 6 – вендские (средний протерозой) нижний кембрий) терригенно-гравелито-песчано-красноцветные толщи; 7 – среднепротерозойские вулканогенно-терригенно-сланцевые, углистые алевросланцевые, карбонатно-метасланцевые молассоиды, кварциты, метаэффузивы чингасанской, тунгусикской и сухопитской серий; 8 –

нижнепротерозойские кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы, кварциты; 9 – архейские метатерригенные катагнейсы и сланцы; 10–13 – магматические комплексы: 10 – триасовые траппы: долериты, габбро-долериты; 11, 12 – гранитоиды: 11 – посольненского; 12 – татарско-аяхтинского комплексов; 13 – габброиды и ультрабазиты; 14 – глубинные разломы: установленные (а) и предполагаемые (б); 15 – тектонические разрывы, дешифрированные на космо- и аэрофотоснимках; 16–22 – металлогенические области: 16 – золота; 17 – урана; 18 – медистых песчаников; 19 – железа; 20 – золота и полиметаллов; 21 – границы Енисейского кряжа, межблоковые зоны разломов Енисейского кряжа: 1 – Приенисейская; 2 – Вороговская; 3 – Татарская; 4 – Ишимбинская; 5 – Анкиновская

Традиционно, в металлогеническом районировании выделяют Вельминскую, Центрально-Енисейскую (Татарско-Ишимбинскую) и Приенисейскую металлогенические зоны (С.С. Сердюк, 2010; Тектоника …, 2003). В отношении золотого оруденения наиболее изучена и перспективна Центрально-Енисейская зона. В ее пределах выделяют Южно-Енисейский, Ерудинский, Северо-Енисейский и Вороговский рудные районы (Сердюк, 2010).

Региональная космогеологическая модель Енисейского кряжа, полученная в результате дешифрирования космических снимков систем Modis и Landsat ETM+, приведена на Рисунок – 3.12. Исследования показали, что в пределах заангарской части Енисейского кряжа отчетливо проявлены структуры линейной и кольцевой (дуговой) морфологии.

Региональные линейные структуры Енисейского кряжа проявлены следующими признаками: прямолинейными участками элементов рельефа и фрагментами границ между блоками с различной текстурой рельефа, линейными границами разновидностей растительного покрова, ландшафтными неоднородностями линейной морфологии, прямолинейными участками границ между геологическими телами и др.

Среди линейных преобладают структуры северо-западного и северо-восточного простирания, которые соответствуют глубинным разломам различного уровня заложения (Рисунок 3.12). Структуры северо-западного простирания определяют положение металлогенических зон Енисейского кряжа, рассекают кровлю базитового слоя и уходят своими корнями в мантию

(Сальников, 2008). Структуры северо-восточного простирания не столь глубинны – они читаются только в рельефе гранулитового слоя. По ним вероятны вертикальные перемещения блоков верхней части земной коры. Именно вертикальным перемещениям по этим структурам обязано куполовидное поднятие центральной части кряжа.

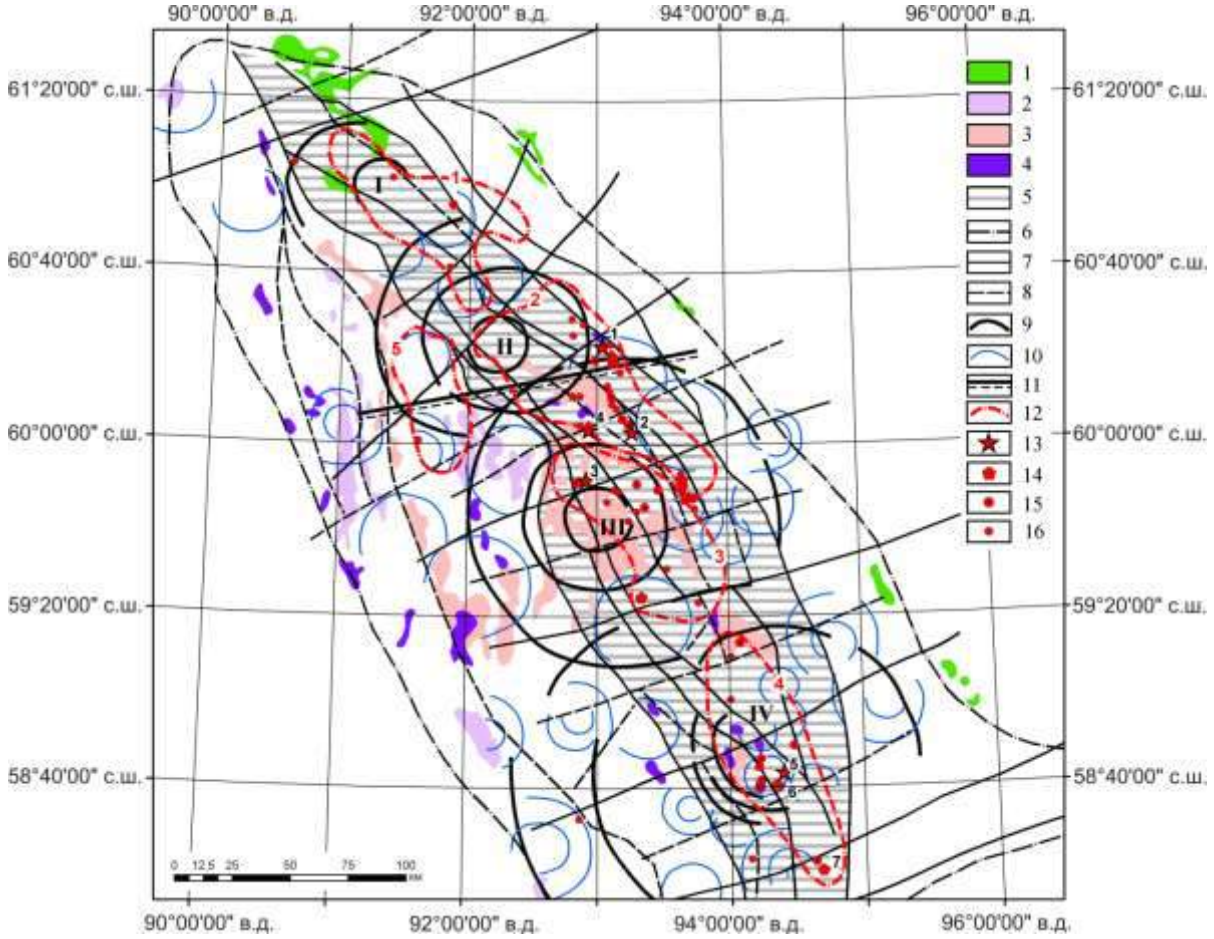


Рисунок – 3.12. Схема космогеологических структур заангарской части Енисейского кряжа. 1–4 – магматические образования: 1 – триасовые траппы; 2 – гранитоиды посольненского комплекса; 3 – гранитоиды татарско-аяхтинского комплекса; 4 – габброиды и ультрабазиты; 5 – Татарско-Ишимбинская тектоническая зона; 6 – границы Енисейского кряжа; 7 – 8 – разрывные нарушения: 7 – первого порядка; 8 – второго порядка; 9 – 10 – системы кольцевых структур: 9 – первого порядка (I – Вороговская, II – Северо-Енисейская, III – Ерудинская, IV – Партизанская); 10 – второго порядка; 11 – положение фрагмента геотраверса «Батолит»; 12 – рудные районы: 1 – Вороговский; 2 – Северо-Енисейский; 3 – Ерудинский; 4 – Южно-Енисейский; 5 – Гаревско-Чапский; 13 – 15 – месторождения золота: 13 – крупные; 14 – средние; 15 – мелкие: 1 – Советское; 2 – Эльдорадо; 3 – Олимпиадинское; 4 – Благодатное; 5 – Удерейское; 6 – Васильевское; 7 – Попутнинское; 8 – Ведугинское; 16 – рудопроявления

Признаками выделения кольцевых структур явились: кольцевые и дуговые границы между блоками с различными спектральными характеристиками и текстурой рельефа; кольцевые и дуговые границы между дешифрируемыми геологическими телами; границы ландшафтных неоднородностей, дуговой и кольцевой морфологии.

По закономерному телескопированному положению выделены системы кольцевых структур первого и второго порядков (Рисунок 3.12).

К системам структур первого порядка отнесены четыре системы – Вороговская, Северо-Енисейская, Ерудинская и Партизанская. Они образованы телескопированными кольцевыми и дуговыми фрагментами диаметрами от 23 до 185 км. Следует отметить, что центральные части структур первого порядка располагаются в пределах Татарско-Ишимбинской тектонической зоны и, вероятно, являются ее производными.

Предполагаемые глубины формирования структур первого порядка оценены с использованием подходов В.И. Ваганова (1985) с учетом глубинного строения (Сальников, 2008). Установлены следующие показатели (Таблица 3.2).

Таблица 3.2. Предельные глубины формирования систем структур первого порядка

Структуры	Глубины, км	Сейсмические слои
Вороговская	19	Гранулитовый
Северо-Енисейская	33	Базитовый
Ерудинская	45	Раздел базитового слоя и верхней мантии
Партизанская	62	Верхняя мантия

Таким образом, устанавливается направленное увеличение глубин формирования систем кольцевых структур с северо-запада на юго-восток, при этом Вороговская и Северо-Енисейская структуры имеют вероятно коровое заложение, а Ерудинская и Партизанская – верхнемантийное.

Для геологической интерпретации систем структур первого порядка привлечены геолого-геофизические данные по геотраверсу «Батолит»

(Константинов и др., 1999) (Рисунок 3.13) и карты сейсмических слоев (Сальников, 2008).

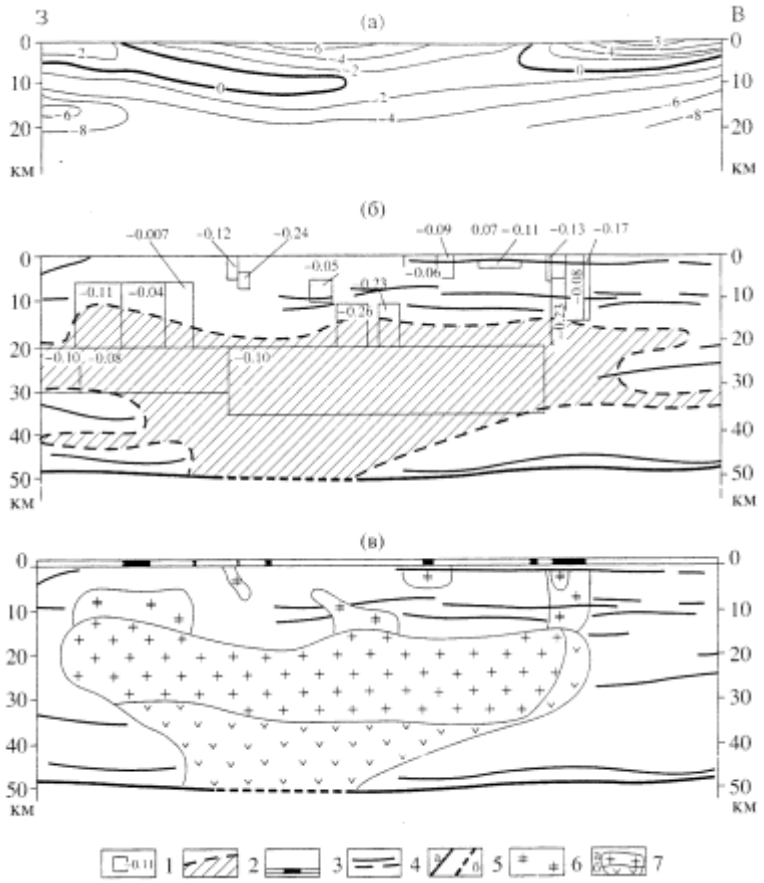


Рисунок – 3.13. Интерпретация геолого-геофизических данных по профилю «Батолит» (по М.М. Константинову и др., 1999): а – разрез изолиний трансформант силы тяжести по методу «Гравискан» (мГл), б – сейсмоплотностной разрез, в – интерпретационный разрез. 1 – плотностные неоднородности и величина дефекта плотности в г/см^3; 2 – зона сейсмической прозрачности; 3 – выходы гранитоидов на уровень современного эрозионного среза (PR_1^3); 4 – сейсмические границы; 5 – граница Мохоровичича: прослеживаемая по сейсмическим данным (а) и предполагаемая (б); 6 – промежуточные магматические очаги преимущественно кислого состава; 7 – первичный магматический очаг преимущественно кислого состава (а) и преимущественно основного и среднего состава (б)

Сопоставление выделенных систем кольцевых структур первого порядка с геофизическими данными указывает на то, что эти системы отражают глубинные грибообразные очаги гранитизации, корневые части которых «погружаются» в мантию. Кроме того, кольцевые структуры отражают строение кровли очага гранитизации, а эксцентричное положение дуговых сегментов указывают на положение канала поступления глубинного вещества в земную кору.

Вороговская система кольцевых структур первого порядка располагается в северном окончании Енисейского кряжа. Она образована сочетанием двух телескопированных дуговых структур диаметрами 23 и 56 км. В пределах системы располагаются рудопроявления урана (Захребетинское, Полярное, Кутукасское) и золота (Ольгинское, Высокое и др.). Положение рудопроявлений контролируется участками сопряжения продольных северо-западных с северо-восточными разрывными нарушениями.

Северо-Енисейская система образована закономерным сочетанием трех эксцентрично расположенных кольцевых и дуговых структур диаметрами 26–98 км. Для этой системы характерна некоторая эксцентричность положения дуговых сегментов и их центроидов, которые смещены в западном направлении. В пределах системы располагаются месторождения урана Осиновое, Оленье и Кедровое (Ножкин и др., 2007) и большое количество рудопроявлений золота (Бурное, Чингасанское, Уволжско-Тейское, Нойбинское и др.). Положение рудных объектов в пределах системы контролируется узлами сопряжения продольных северо-западных с северо-восточными разрывными структурами.

Ерудинская система образована закономерным сочетанием трех эксцентрично расположенных кольцевых и дуговых структур диаметрами 28–135 км. Эксцентричность этой системы, так же как и для Северо-Енисейской, проявлена в западном направлении. В пределах Ерудинской системы располагаются месторождения и рудопроявления золота (Олимпиадинское, Эльдорадо, Советское, Ведугинское и др.) и рудопроявления урана (Вексельное, Ногатинское, Дальнее, Лендахское и др.). Положение рудных объектов контролируется узлами сопряжения продольных северо-западных и северо-восточных разрывных нарушений.

Партизанская система кольцевых структур первого порядка образована закономерным сочетанием пяти кольцевых и дуговых сегментов, диаметрами 46–185 км. Для структуры характерна слабо выраженная эксцентричность в северо-восточном направлении. В пределах системы располагаются месторождения и рудопроявления золота (Удерейское, Васильевское, Попутнинское, Герфедское и

др.) и единичные урановые рудопроявления (Красавица, Гольцовое, Рудиковское). Структурные условия рудоконтроля определяются узлами сопряжения продольных северо-западных и поперечных северо-восточных разрывных нарушений.

Таким образом, пространственная связь известных промышленно значимых золоторудных месторождений с системами кольцевых структур первого порядка, интерпретируемых как глубинные очаги гранитизации, еще раз подчеркивает их мантийную природу.

Выявленные структуры согласуются с результатами исследований региональных геохимических полей по потокам рассеяния (Рисунок 3.14).

Характерной чертой распределения мышьяка следует считать его пространственную приуроченность к Ерудинской и Северо-Енисейской системам кольцевых структур первого порядка. За пределами этих структур аномальные концентрации мышьяка локальны. При этом локальные аномальные потоки рассеяния вероятно усилены техногенным воздействием (Зверев, 2004). В распределении вольфрама так же обнаруживаются определенные закономерности. Подавляющее большинство проб с аномальными концентрациями тяготеют к Северо-Енисейской и Ерудинской системам кольцевых структур первого порядка и сопряженным структурам второго порядка.

Распределение золота, по мнению многих авторов, не отражает реальную картину вследствие интенсивной техногенной нарушенности территории с одной стороны и обилия многочисленных рудопроявлений золото-кварцевой формации с другой. Тем не менее, в распределении золота С.А. Григоров (2009) установил закономерности «вихревой» морфологии в связи с развитием рудно-магматических систем. В распределении Ni и Zn устанавливаются определенные закономерности – аномальные структуры распределения этих элементов фиксируют внешнюю южную часть Енашиминской системы кольцевых структур первого порядка и ядерную часть Северо-Енисейской структуры. Такое различное структурное положение геохимических полей этих элементов можно объяснить различными уровнями эрозионного среза – Ерудинский ореол гранитизации

эродирован в большей степени нежели Северо-Енисейский, что не противоречит геологическим данным.

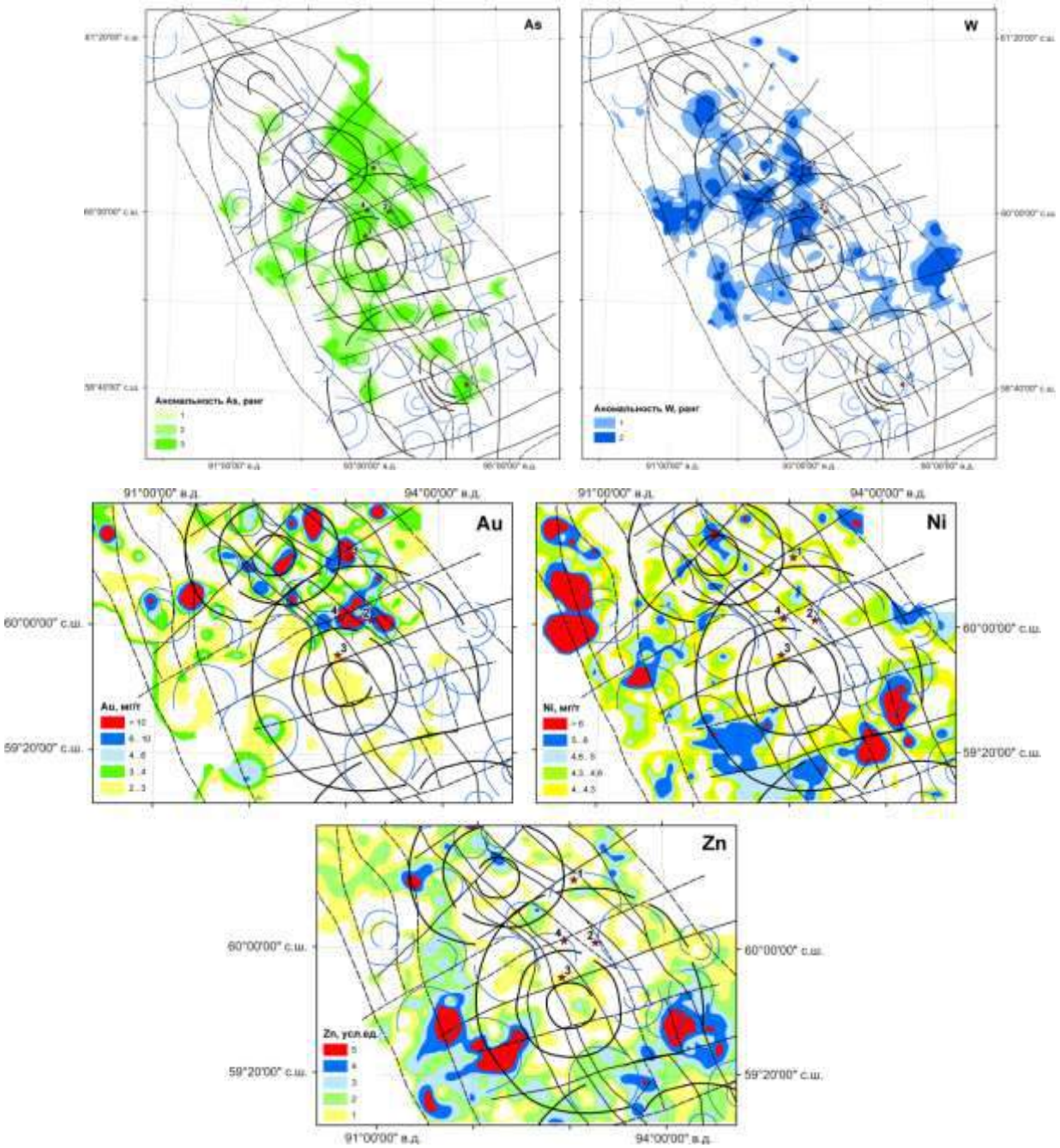


Рисунок – 3.14. Аномальные структуры геохимических полей Енисейского кряжа (распределение W и As по Звереву (2004), Au, Ni и Zn по Григорову (2009). Остальные условные на Рисунке – 3.12.

Выделенные системы кольцевых структур первого порядка (очаги гранитизации) контролируют положение золото- и урановорудных районов Енисейского кряжа. По мнению И.И. Абрамовича (1998), чем более глубинные корни имеет рудообразующая система, тем больший рудный потенциал она несет.

Высокий рудоносный потенциал имеют очаги гранитизации верхнемантийного заложения. С учетом последнего предполагается, что основной золоторудный потенциал Енисейского кряжа связан с Ерудинской и Партизанской системами, в меньшей степени с Северо-Енисейской. Потенциальная золотоносность Вороговской системы весьма низкая. Полученные предположения согласуются с прогнозными оценками С.С. Сердюка (2010).

Золоторудная минерализация закономерно размещается относительно систем структур первого порядка. Так, в пределах Ерудинской системы, золотосульфидные объекты (Олимпиадинское, Ведугинское месторождения) тяготеют к центральным частям, жильно-прожилковые (Благодатное, Кварцевая Гора, Эльдорадо и др.) – к средним, а золото-кварцевые (Советское, Полярная Звезда, Пролетарское) – к фронтальным. При этом возраст рудных образований (Сазонов и др., 2010), несущих арсенопиритовую с золотом минерализацию так же закономерно увеличивается от центральных частей к краевым.

Кольцевые структуры второго порядка распространены во всех тектонических структурах Енисейского кряжа. При этом они тяготеют к ареалам распространения интрузивных пород, как вскрытых эрозией, так и слепых (Рисунок 3.15). Такие интрузии В.И. Казанский и Е.П. Максимов (2000) относят к промежуточным телам, имеющими связь с крупными батолитами. Диаметры структур составляют 10–45 км. В отдельных случаях фиксируются телескопированные системы. Устанавливается достаточно отчетливая приуроченность известных рудных узлов к таким структурам (Рисунок 3.16).

По спектральным аномалиям космических снимков кольцевой и дуговой морфологии выделены структуры более высокого порядка. По нашему мнению эти структуры отражают влияние небольших магматических тел и следы гидротермальных процессов. В качестве примера, рассмотрим структуры третьего порядка, вмещающие Бурненский золоторудный узел.

Бурненский золоторудный узел располагается в северной части Северо-Енисейского рудного района в клиновидной области растяжения в юго-западном крыле межрегионального Ангаро-Бахтинского разлома. Он приурочен к участку

сочленения структур растяжения второго и третьего порядков, представленных невскрытыми интрузивными малоплотными телами. Золоторудная минерализация представлена золото-кварцевыми жильно-прожилковыми зонами с околорудными сидерит-хлорит-гидрослюдистыми и пирит-хлорит-серицит-кварцевыми метасоматитами. Оруденение размещается в сланцах сухопитской серии (Черняева и др., 2002).

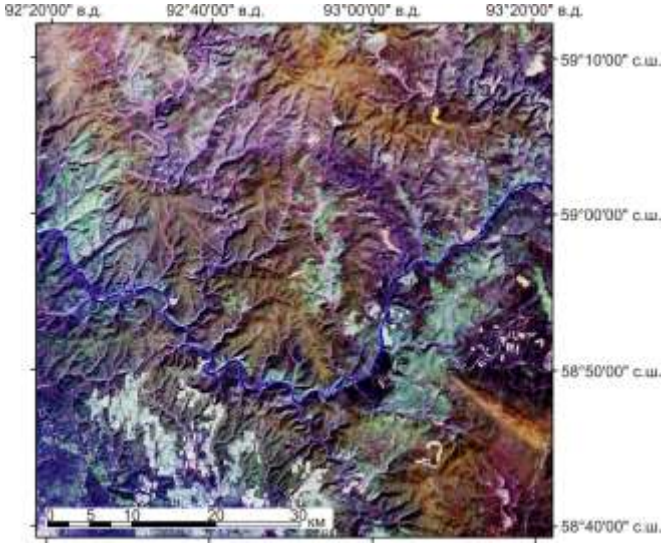


Рисунок – 3.15. Кольцевая структура второго порядка, представляющая ореол ороговикования слепого интрузивного тела

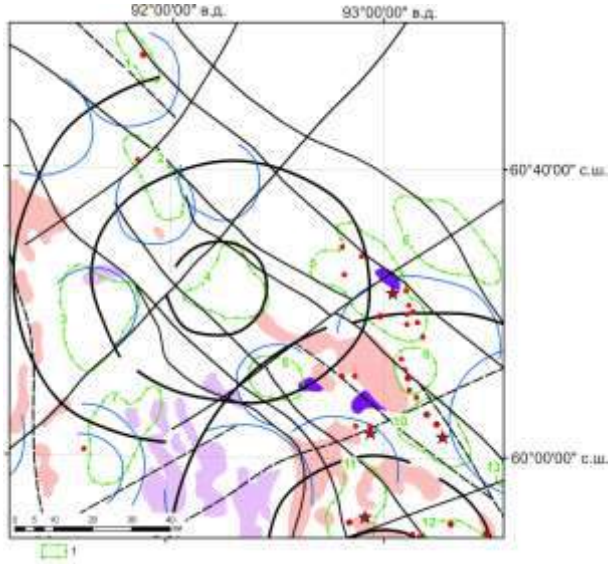


Рисунок – 3.16. Положение золоторудных узлов Северо-Енисейского рудного района. 1 – рудные узлы: 1 – Бурненский; 2 – Чингасанский; 3 – Гаревский; 4 – Нойбинский; 5 – Советский; 6 – Иочимский; 7 – Верхне-Тисский; 8 – Уволжско-Тейский; 9 – Александрово-Агеевский; 10 – Перевальнинский; 11 – Верхне-Енашиминский; 12 – Ерудинский; 13 – Вангашский. Остальные условные на Рисунке – 3.12

Космоструктурная позиция Бурненского узла (Рисунок 3.17) определяется закономерным сочетанием линейных и кольцевых структур. Среди разнонаправленных линейных, выделены структуры трех порядков.

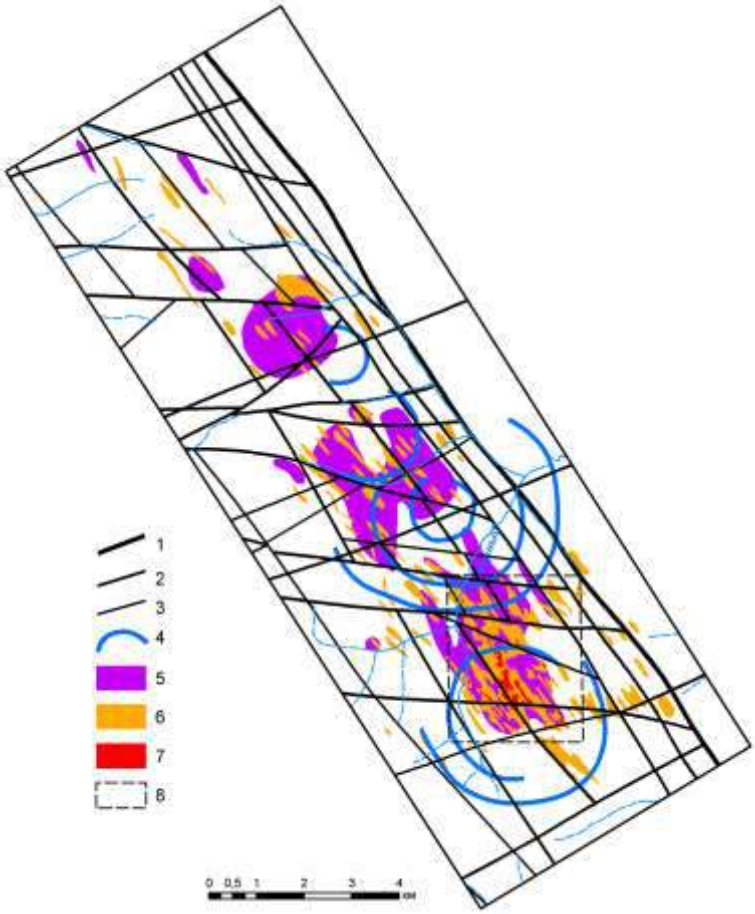


Рисунок – 3.17. Космоструктурная схема Бурненского рудного узла с элементами рудоносности. 1–3 – линеаменты: 1 – первого порядка; 2 – второго порядка; 3 – прочие; 4 – кольцевые структуры; 5 – метасоматиты сидерит-хлорит-гидрослюдистого состава (Черняев, Черняева, Колмакова и др., 2007ф); 6–7 – литохимические аномалии золота, г/т: 6 – более 0,02, 7 – более 0,1 (Черняев, Черняева, Колмакова и др., 2007ф); 8 – контур детальных литохимических работ НПО «Геосфера»

К структурам первого порядка отнесен линеамент северо-западного простирания. Он однозначно интерпретируется как Чапинский разлом. В юго-западном борту Чапинского разлома хорошо дешифрируется серия продольных вероятно крутопадающих разрывных структур второго порядка. Поперечные структуры северо-восточного простирания второго порядка образуют ступенчато-блоковое строение рудного узла. Внутри блоков выделяются разнонаправленные структуры более высоких порядков, которые осложняют их геологическое

строение. Кольцевые структуры выделены в юго-восточной, центральной и северо-западной частях изучаемой площади, положение которых определяется узлами сопряжения северо-западных и северо-восточных линеаментов. Диаметры кольцевых структур лежат в пределах от 2,5 до 5 км. Пространственная связь выделенных кольцевых структур с телами метасоматитов, позволяет интерпретировать их как участки распада гидротермально-флюидных систем.

Геохимические особенности юго-восточной кольцевой системы можно проследить по литохимическим данным НПО «Геосфера» (Рисунок 3.18).

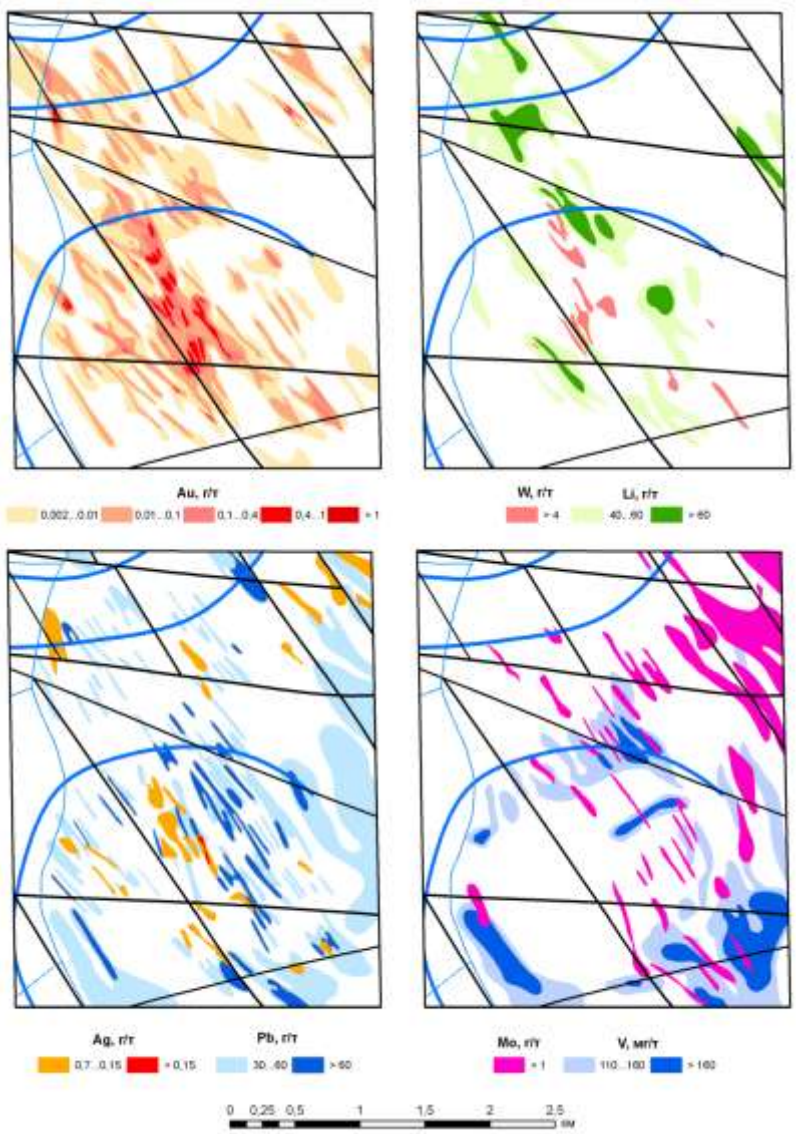


Рисунок – 3.18. Литохимические ореолы рассеяния Au, W, Li, Ag, Pb, Mo, V (Черняев, Черняева, Колмакова и др., 2007ф). Условные обозначения на рисунке 3.17.

Анализ Рисунок – 3.18 позволяет заключить следующее. Максимально продуктивные вторичные геохимические ореолы золота тяготеют к центральной части кольцевой структуры и контролируются участком сопряжения продольного северо-западного и субширотного разломов. Близкие закономерности устанавливаются в распределении W и Ag. Ореолы Li и Pb образуют внешнюю зону по отношению к ореолам Au, W и Ag. Mo и V отгоняются во фронтальные зоны метасоматоза, где образуют дуговые (особенно V) ореолы, повторяющие контуры кольцевой структуры.

Таким образом, в пределах заангарской части Енисейского кряжа выделены четыре системы кольцевых структур первого порядка, интерпретируемые как разноглубинные очаги гранитизации. Кольцевые структуры второго порядка связаны с промежуточными интрузивными телами, как слепыми, так и вскрытыми эрозией. Структуры более высокого порядка отражают следы взаимодействия гидротермально-флюидных систем с вмещающими породами. Выделенные разноранговые кольцевые структуры подчеркиваются телами метасоматитов и геохимическими данными.

Положение рудных районов определяется глубинными очагами гранитизации и надочаговыми продольными разрывными нарушениями первого порядка. Рудные узлы тяготеют к надкупольным частям невскрытых промежуточных интрузивных тел. Промышленно значимые золоторудные объекты располагаются в пределах систем кольцевых структур первого порядка подкорового заложения. Золотосульфидные объекты тяготеют к центральным надкупольным частям очагов гранитизации, а кварцево-жильные – к фронтальным.

Золоторудный район, расположенный в западном Узбекистане включает уникальное ***месторождение Мурунтау,*** крупное ***Даугызтау*** и ряд золото-серебряных месторождений.

Рудный район приурочен к выступу сквозь мезо-кайнозойский чехол орогенного герцинского комплекса терригенно-карбонатных пород, прорванных многочисленными гранитоидными интрузиями. Оба золоторудных

месторождения контролируются системой долгоживущих субмеридиональных разломов, осложняющих региональную флексуру. Оруденение локализовано в толще метаморфизованные углеродистых песчаников, алевролитов тасказганской (Є–O_1ts) и бесапанской (O_2–S_1bs) свит нижнего палеозоя. Руды месторождения Мурунтау штокверковые и на 95-99% состоят из кварца с небольшим количеством сульфидов и шеелита. Золото преимущественно свободное, мелкое, высокопробное. Северная часть района перекрыта карбонатно-терригенными отложениями девона и карбона. Руды месторождения Даугызтау представлены прожилково-вкрапленными агрегатами серицит-карбонат-пиритового состава с переменным количеством дорудного кварца в виде гнезд, прожилков и жил. В небольших количествах в рудах присутствуют арсенопирит, антимонит и сульфосоли Pb и Ag. Золото тонкодисперсное, локализуется в пирите и арсенопирите.

Космоструктурная позиция рудного района определяется его положением во внутренней части кольцевой структуры сложного строения, вытянутой более чем на 150 км в северо-восточном направлении (Рисунок 3.19). Структура приурочена к узлу сопряжения субмеридиональной и северо-восточной зон разломов и приурочена к подъему базальтового слоя (Гальперов, Богатырев, Перцов, 1986, Перцов и др., 2000).

Собственно месторождение Мурунтау находится во внешнем поясе кольцевой структуры, в узле пересечения субмеридиональных и субширотных зон разломов. Кроме выше изложенного, месторождение контролируется локальными по отношению к рудному району кольцевой структурой простого строения диаметром 22 км и зонами разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Месторождение Даугызтау находится в центральной части кольцевой структуры в узле сопряжения локальных северо-восточных, северо-западных и субмеридиональных разрывных нарушений.

Для интерпретации космоструктурной модели привлечены данные М.М. Константинова и др. (2000), которые на основании обработки материалов геотраверса ГСЗ в сочетании с гравиметрическими данными, разработали модель

глубинного строения рудного района в виде двух симметричных чашеобразных сооружений, уходящими корнями в верхнюю мантию (Рисунок 3.20).

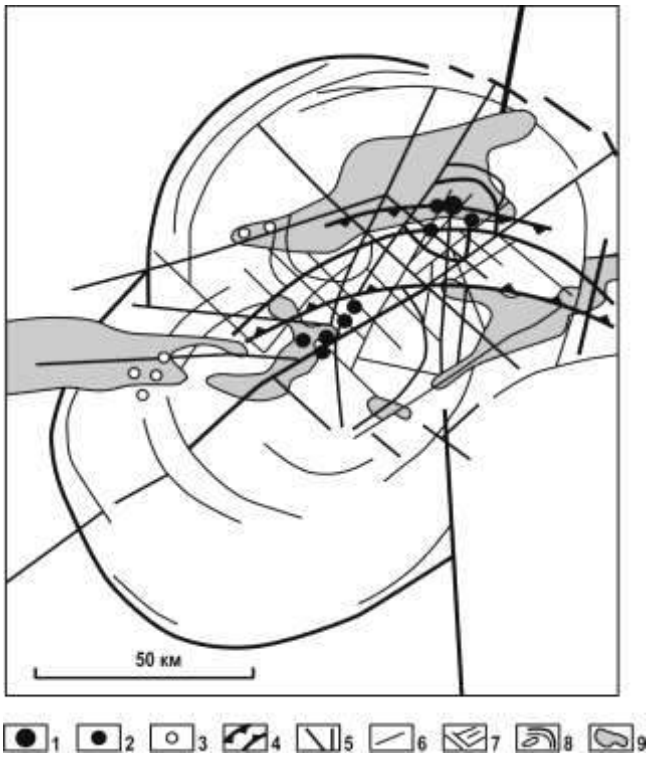


Рисунок – 3.19. Космоструктурная модель золоторудного района Мурунтау (Перцов, Гальперов, Антипов и др., 2000): 1 – рудное поле Мурунтау; 2 – мелкие золотые и золото-серебряные месторождения; 3 – рудопроявления золота; 4 – границы ступенчатого грабена (рифта) – разломы со смешением до подошвы базальтового слоя; 5 – главная линейная зона транзитных разломов; 6 – второстепенная зона транзитных разломов; 7 – локальные зоны рудоконтролирующих разломов; 8 – кольцевые структуры; 9 – выходы пород палеозойского фундамента на поверхность.

Обе чашеобразные структуры отчетливо фиксируются зонами «сейсмической прозрачности», в меньшей степени – аномалиями дефицита плотности и интерпретируются как глубинные очаги гранитизации. Необходимо отметить, что месторождение Даугызтау расположено в центральной части чашеобразной глубинной структуры, а Мурунтау – на ее периферии. Выделенные чашеобразные структуры зафиксированы в материалах дистанционных исследований системами кольцевых структур.

Салаирско-каледонские структуры ***Кузнецкого Алатау*** входят в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса. В его пределах известно значительное

количество собственно золоторудных месторождений преимущественно золото-сульфидно-кварцевой формации (Берикульское, Коммунаровское, Знаменитинское, Центральное, Саралинское, Балахчинское и др.). Подчиненное количество золоторудных объектов принадлежит золото-сульфидной (Федоровское, Кундат-Кундустуюльское и др.), золото-скарновой (Натальевское, Лебедское) формациям.

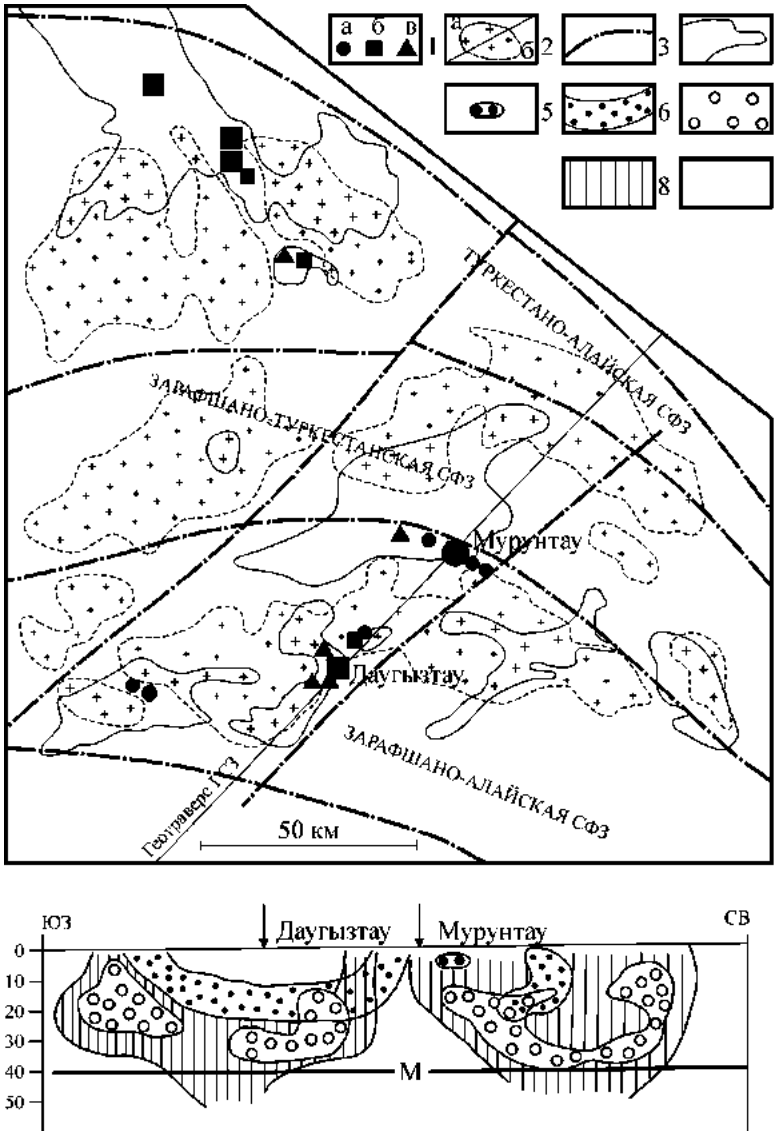


Рисунок – 3.20. Глубинное строение Западно-Узбекистанского золоторудного района (по Константинову и др., 2000): 1 – рудопроявления и месторождения золото-кварцевой (а), золото-сульфидной (б) и серебро-сульфидной (в) формаций; 2 – гранитоиды: выходящие на поверхность (а), скрытые (б); 3, 4 – границы: 3 – структурно-формационных зон, 4 – выходов герцинид из под мезо-кайнозойского чехла; 5 – аномалии избытка плотности; 6 – аномалии дефицита плотности; 7, 8 – зоны: 7 – «сейсмической прозрачности» на профиле ГСЗ, 8 – переходного типа; 9 – стандартный слоистый разрез; 10 – границы рудного района.

Центральное рудное поле располагается на восточном склоне северной части Кузнецкого Алатау в непосредственной близости от глубинного Кузнецко-Алтайского разлома в пределах Мартайгинской структурно-формационной подзоны Мартайгинско-Лебедской структурно-формационной зоны (Алабин, Калинин, 1999). Золото-сульфидно-кварцевое оруденение рудного поля не выходит за пределы Центральнинского гранитоидного массива мартайгинского комплекса. Большинство исследователей связывают золотое оруденение со становлением Центральнинского массива (Кузнецов и др., 1971; Алабин, 1971; Алабин, Калинин, 1999; Ворошилов, 2011 и др.).

Космоструктурная позиция рудного поля определяется его положением во внутренней части кольцевой структуры диаметром 38 км (Рисунок 3.21). В свою очередь, положение этой кольцевой структуры контролируется областью сопряжения зоны Кузнецко-Алтайского глубинного разлома северо-западного простирания с ортогональной линеаментной зоной северо-восточного простирания.

Закартированная кольцевая структура имеет достаточно сложное телескопированное внутренне строение. Отдешифрированный гранитоидный массив вытягивается вдоль Кузнецко-Алтайского разлома и подчеркивается кольцевыми и дуговыми структурами более высоких порядков. При этом предполагается погружение Центральнинского массива в северо-западном направлении.

Среди линейных наибольшим распространением пользуются структуры северо-западного, северо-восточного, северо-северо-восточного и субмеридионального простираний.

Основной линейной структурой площади является зона Кузнецко-Алтайского глубинного разлома северо-западного простирания, которая отчетливо фиксируется в тепловых и инфракрасных каналах материалов Landsat ETM+ и материалах обработки цифровой модели рельефа (Рисунок 3.22). Видимая мощность зоны этого разлома лежит в пределах от 1 до 1,8 км. Предполагается крутое восточное падение структуры.

Отдельные швы Кузнецко-Алтайского глубинного разлома проявлены как хрупкие деформационные структуры эпизоны. Кинематическая характеристика данной структуры интерпретируется как левый сдвиг. Кузнецко-Алтайский глубинный разлом оперяется системой субпараллельных линеаментов северо-северо-восточного простирания. Эти структуры второго порядка интерпретируются как правые сдвиги. Кузнецко-Алтайский глубинный разлом и оперяющие его правосдвиговые структуры образуют поздний структурный парагенезис.

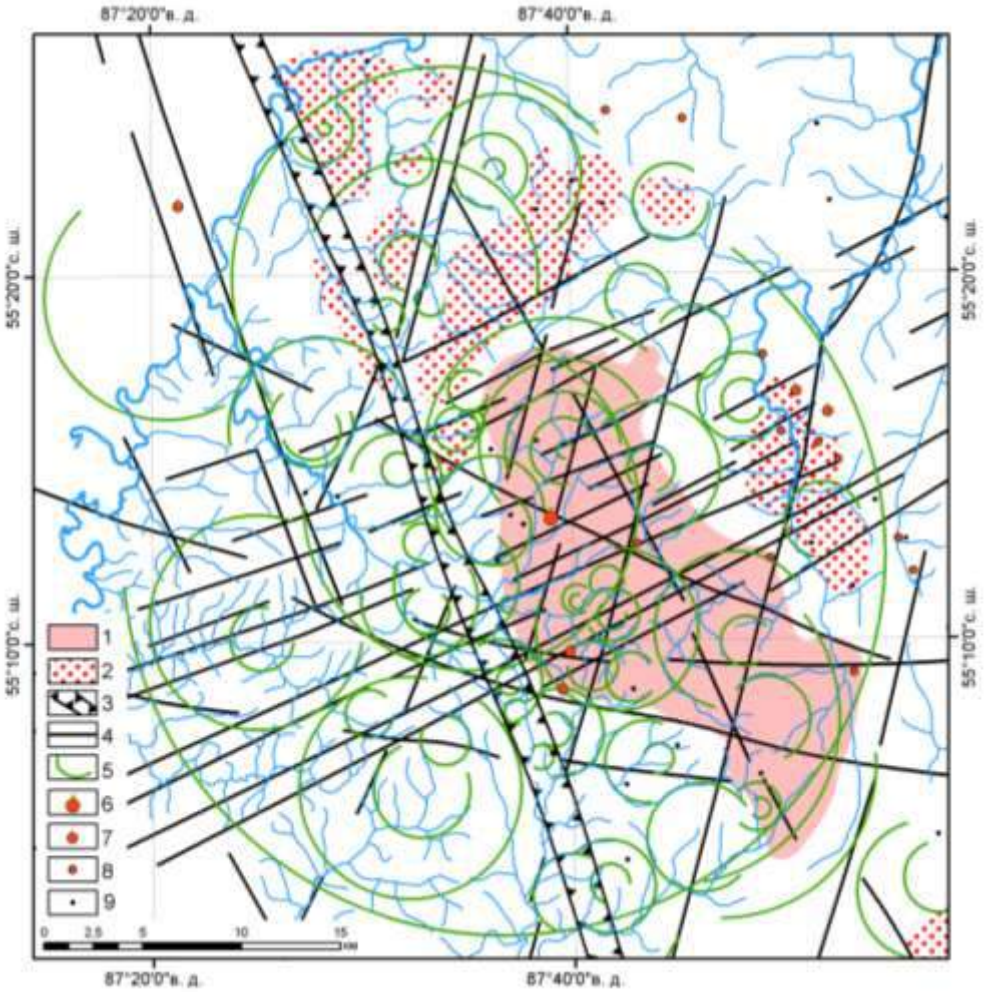


Рисунок – 3.21. Космоструктурная схема Центрального рудного поля (по данным дешифрирования космических снимков Landsat ETM+). 1 – контур Центральнинского массива; 2 – ореолы со следами термального воздействия на вмещающие породы; 3 – зона Кузнецко-Алтайского глубинного разлома; 4 – частные линеаменты; 5 – кольцевые и дуговые структуры; 6 – 9 – месторождения и проявления золота: 6 – среднее месторождение (Центральное); 7 – мелкие месторождения; 8 – проявления; 9 – пункты минерализации.

К раннему структурному парагенезису отнесены линеаменты северо-восточного и субмеридионального простираний. Система линеаментов северо-восточного простирания образуют протяженную зону с видимой мощностью 15 км. По кинематике линеаменты этой зоны представляют собой трещины отрыва и образуют систему ступенчатых сбросов, сформированных в условиях растяжения. Золоторудные кварцевые и кварцево-сульфидные жилы рудного поля контролируются именно этой системой нарушений. Все выявленные разрывные нарушения проявлены как хрупкие деформационные структуры. Каких либо пластических деформаций, или признаков течения вещества, на изученной площади не установлено, что позволяет говорить об эпизональном уровне формирования данного структурного комплекса.

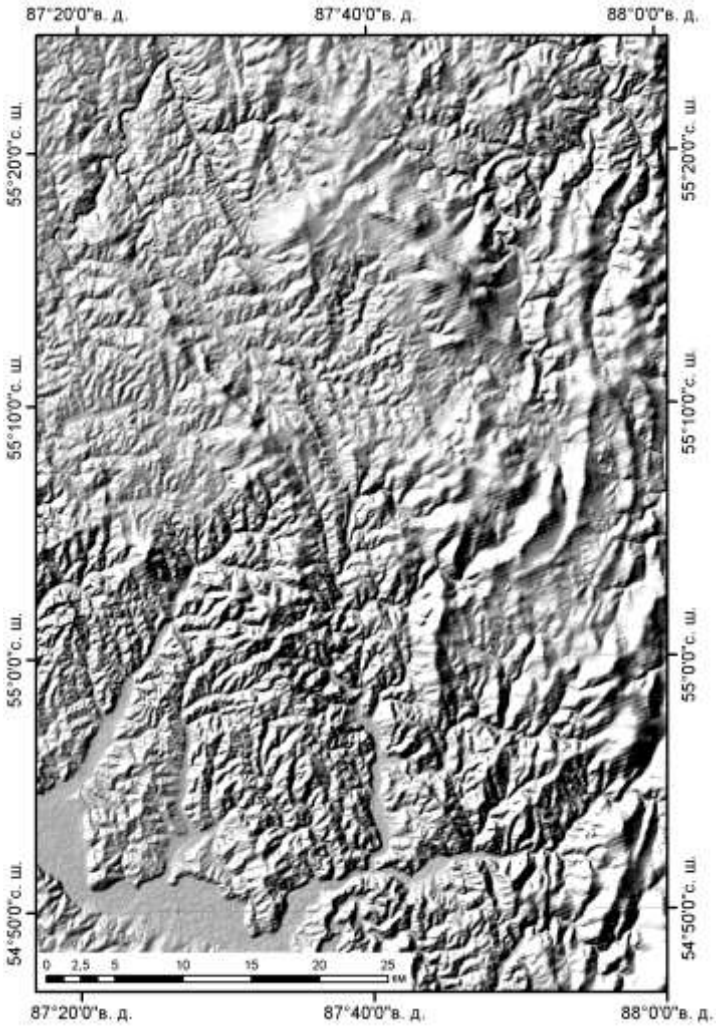


Рисунок – 3.22. Кузнецко-Алтайский глубинный разлом в материалах обработки цифровой модели рельефа SRTM

Комсомольская золотоносная площадь располагается в пределах Ортон-Балыксинского золотоносного района, в южной осевой части Кузнецкого Алатау. В структурном отношении площадь приурочена к Ортонскому тектоническому блоку Мартайгинско-Верхнелебедской структурно-формационной зоны (Алабин, Калинин, 1999; Щербаков, Рослякова, Колпаков, 2003).

Положение Комсомольской площади и Федоровского золоторудного месторождения в региональных структурах, полученное в результате дешифрирования материалов Landsat ETM+, приведено на Рисунок – 3.23.

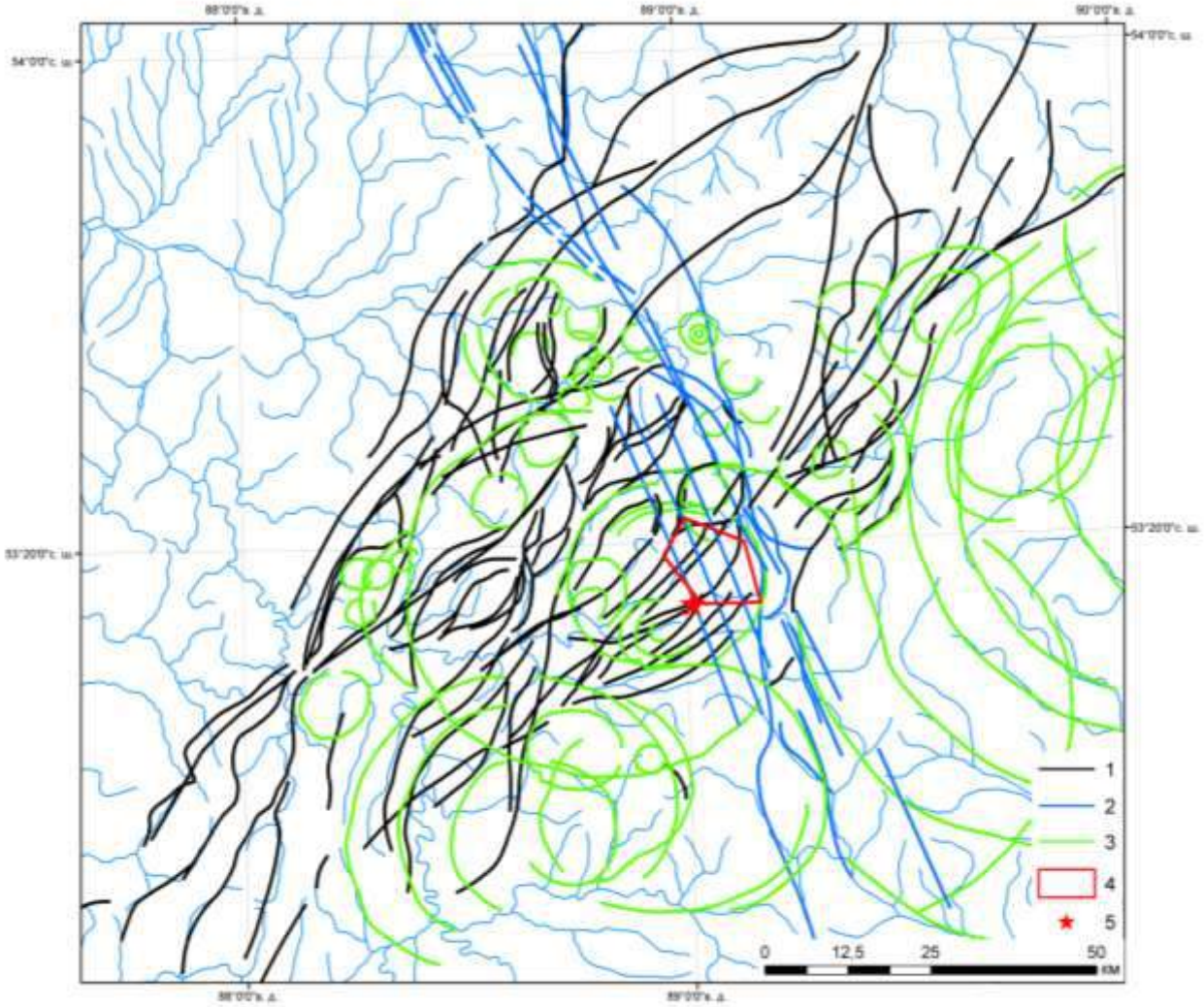


Рисунок – 3.23. Региональная структурная позиция Федоровского месторождения и Комсомольской площади. 1 – структуры Северо-Восточной шовной зоны; 2 – разрывные нарушения северо-западной зоны; 3 – основные кольцевые структуры; 4 – контур Комсомольской площади; 5 – Федоровское золоторудное месторождение

Исследования показали (Житков, Поцелуев, Ананьев и др., 2013), что в пределах изученной площади отчетливо проявлены структуры линейной и кольцевой морфологии. Основной структурно-тектонической единицей площади является Северо-Восточная шовная зона (Рисунок 3.23). Ее мощность достигает 70 км. Зона имеет сложное линзовидно-свилеватое внутреннее строение. Размеры тектонических линз-свилей лежат в пределах от 30 км до десятков метров. Линзы разграничены тектоническими швами мощностью от первых метров до километра. По своей морфологии зона отвечает мезозональному типу структур. В региональном плане в полосе влияния Северо-Восточной шовной зоны расположены группы месторождений золота и других полезных ископаемых, а в северо-восточном продолжении она отчетливо фиксируется в структурах Батеневского кряжа, контролирующих положение крупнейшего Сорского медно-молибденового месторождения. Региональный характер развития, масштабная и разнообразная минерагения, включающая широкий спектр месторождений, в том числе с установленными признаками участия мантийного вещества, свидетельствуют о сквозькоровом глубинном уровне заложения этой структуры и длительном, многоэтапном геологическом развитии.

Второй по значению является региональная разрывная структура северо-западного простирания. Она интерпретируется как зона Кузнецко-Алтайского глубинного разлома, по которому отмечаются хрупкие, в том числе левосдвиговые смещения и фиксируется в материалах космических съемок в северо-западном продолжении более чем на 400 км, а в юго-восточном больше чем на 100 км. Видимая мощность этой зоны в участке сопряжения с Северо-Восточной шовной достигает 17 км. По морфологическим особенностям северо-западный структурный комплекс отвечает нижнее-среднему эпизональному типу. Значительная протяженность северо-западной зоны (более 500 км), фиксация по геофизическим данным в гранитно-метаморфическом слое (Алабин, Калинин, 1999), позволяет говорить о ее сквозькоровом характере.

Следует отметить, что положение Федоровского месторождения и Комсомольской площади контролируется участком сопряжения южной краевой части Северо-Восточной шовной и северо-западной зон.

Инъективные дислокации, связанные с проникновением глубинного вещества верхние части земной коры, проявлены в виде кольцевых и дуговых структур. В пределах Северо-восточной шовной зоны кольцевые структуры тяготеют к приграничным участкам. Следует отметить, что Федоровское месторождение и Комсомольская площадь лежат в пределах центральной части системы телескопированных магматогенных кольцевых структур диаметрами 58 и 30 км.

При детальных исследованиях Комсомольской площади использованы космоматериалы ALOS высокого пространственного разрешения (2,5 м PAN канал, 10 м мультиспектральные каналы). Закартированы ряд относительно крупных интрузивных, субвулканических и дайковых тел, уточнены границы и местоположение известных объектов (Рисунок 3.24).

Крупные тела кундустуюльского комплекса закартированы в центральной и юго-восточной частях площади. Здесь следует отметить, что эти магматические тела, особенно крупные, разбиты многочисленными нарушениями различной ориентировки, проявленными и во вмещающих породах. Контакты тел с вмещающими породами зачастую тектонические. Выделены две основные (в металлогеническом отношении) потенциально рудоносные зоны – северная (Магызинская), и южная (Федоровско-Кедровская). Эти зоны имеют северо-восточное простирание, мощность до нескольких десятков метров и нередко секут субвулканические массивы. Последнее может свидетельствовать о наличии зон рассланцевания и милонитизации внутри массивов, с которыми могут быть связаны отдельные непротяженные кварцевые жилы, или линейные штокверки с золото-сульфидной минерализацией.

В юго-западной части площади закартирована группа близко расположенных потенциально рудоносных зон динамометаморфизма северо-восточного простирания, разделяющая тело основного состава на серию линзовидных блоков,

вследствие чего оно приобретает очертания дайковых объектов. Однако этой группе «дайковых» тел соответствует комплекс телескопированных кольцевых структур, что говорит о наличии здесь первично единого субвулканического тела.

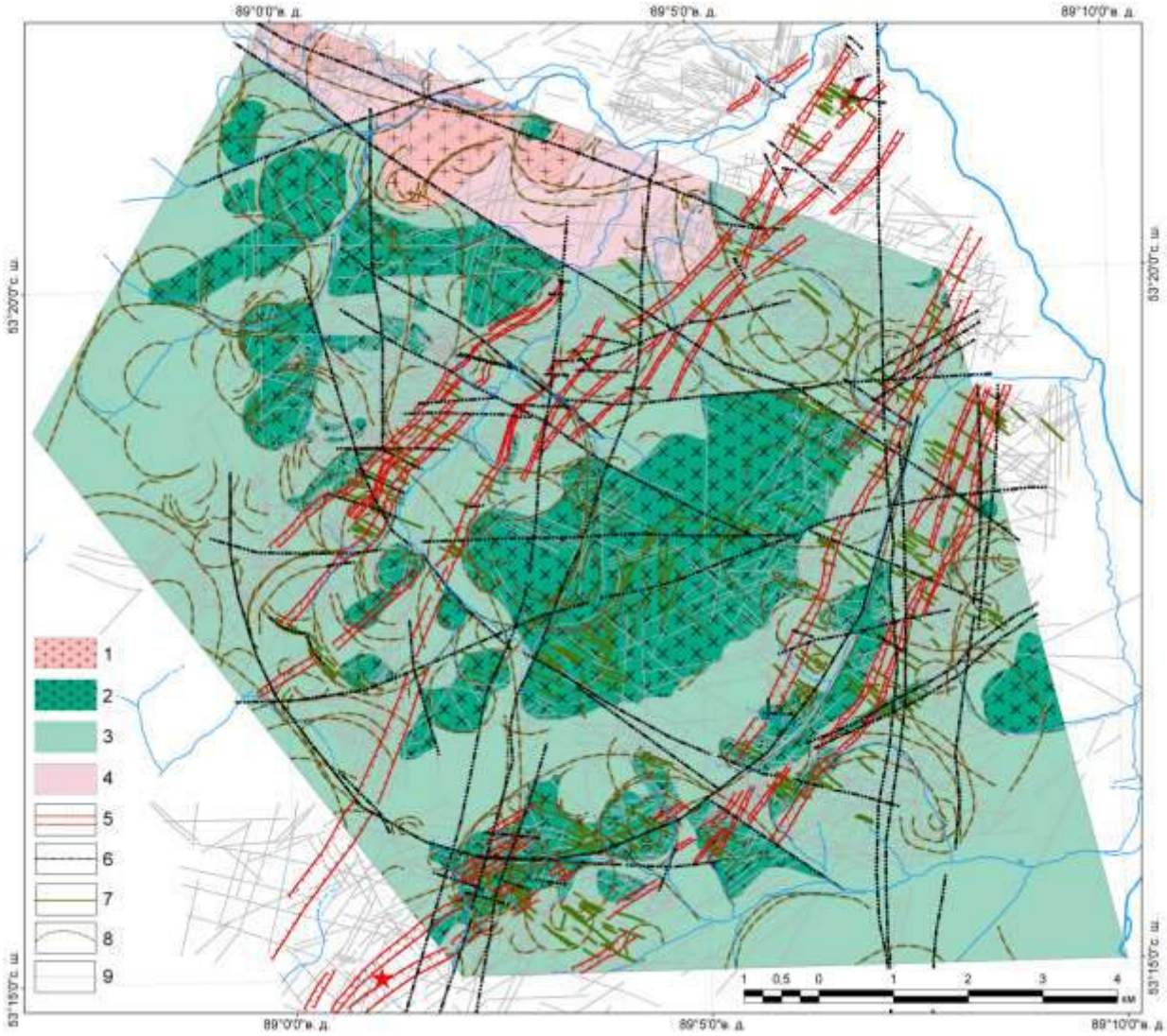


Рисунок – 3.24. Космоструктурная схема Комсомольской площади. 1 – гранитоидные интрузии; 2 – субвулканические тела кундустуюльского комплекса; 3 – образования мрасской свиты; 4 – образования западно-сибирской свиты; 5 – потенциально рудоносные зоны; 6 – разрывные нарушения; 7 – дайковые тела; 8 – кольцевые и дуговые структуры; 9 – частные линеаменты. Красной звездочкой показано положение Федоровского золоторудного месторождения

Тела гранитоидов расположены в северо-западной части изученной площади. Их контакты так же нередко тектонические. В то же время мощных зон динамометаморфизма в теле гранитоидов не установлено. Для них характерны только хрупкие деформации.

Дайковые тела северо-западного простирания залегают в пределах зон линеаментов того же направления и дешифрируются как в пределах субвулканических тел, так и во вмещающих породах.

Рудоносные структуры площади имеют северо-восточное простирание и представляют собой линейно-свилеватые зоны пластических деформаций, образующие в плане линзовидный рисунок, характерный для Северо-Восточной шовной зоны в целом. На этом уровне генерализации, крупные линзы достигают 5 км, а их центральные части, как правило, сложены субвулканическими телами кундустуюльского комплекса. Внутреннее строение рудоносных зон так же является линзовидно-блоковым с размером линз-свилей в первые десятки – сотни метров. Данные структуры представляют собой линейные участки интенсивного динамометаморфизма, метасоматических изменений, предположительно лиственит-березитового профиля, линейно-штокверкового прожилкования, с присутствием стержневых кварцевых и кварц-анкеритовых жил с бонанцевым распределением золота.

В пределах Федоровско-Кедровской зоны проведено картирование минеральных парагенезисов методом спектральных индексов на основе космических мультиспектральных снимков ASTER. На этой площади наиболее информативными оказались индексы эпидот-хлорит-кальцитовый и окисное железо. Кварцевый и серицит-мусковит-глинистый индексы лишь дополняют выше названные и в отдельных случаях подчеркивают внутреннее строение потенциально рудоносных зон, выявленных при визуальном дешифрировании данных космической системы Alos (Рисунок 3.25).

Повышенные значения индекса «окисное железо» опоясывают с северо-запада, юга-запада и юга потенциально рудоносные швы Федоровско-Кедровской зоны подчеркивая ее линзовидное строение (Рисунок 3.25г). Напротив, повышенные значения эпидот-хлорит-кальцитового индекса фиксируют внутренние части таких линз (Рисунок 3.25в). Значимые показатели серицит-мусковит-глинистого индекса (Рисунок 3.25б) в отдельных случаях фиксируют внутренние части частных швов потенциально рудоносной зоны. И только

кварцевый индекс на данной площади (Рисунок 3.25а) не проявляет каких либо закономерностей. Последнее объясняется развитием кор выветривания на площади исследования.

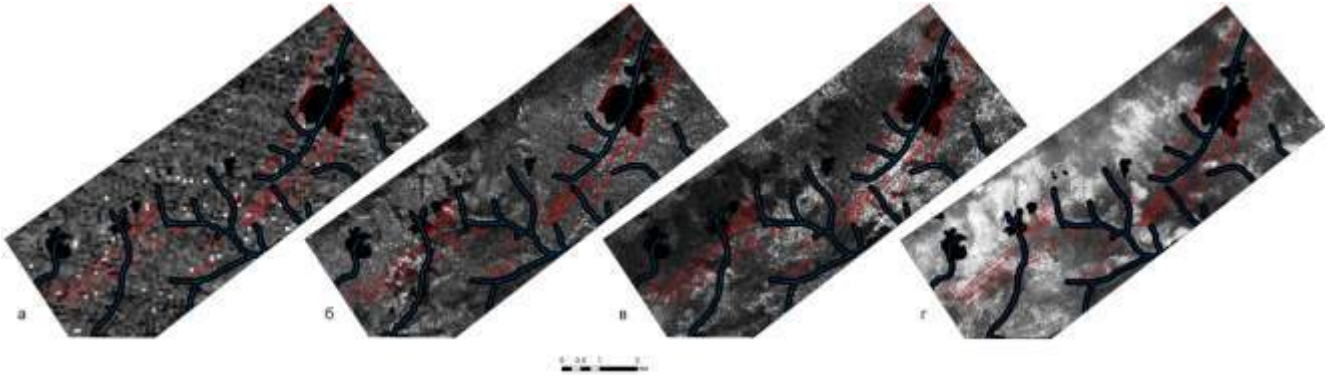


Рисунок – 3.25. Информативные спектральные индексы в пределах Федоровско-Кедровской рудоносной зоны (использована градиентная заливка: минимальные значения индексов показаны темно серым, максимальная – белым). Минеральные индексы: а – кварцевый; б – серицит-мусковит-глинистый; в – эпидот-хлорит-кальцитовый; г – окисное железо. Красным цветом показаны частные швы Федоровско-Кедровской золотоносной зоны. Черным цветом показаны участки аномальных значений на снимках Aster, представленных облаками и участками гидросети

Таким образом, в «спектральной» модели Федоровско-Кедровской рудоносной зоны (Рисунок 3.26) выделяются: внутренняя серицит-мусковит-глинистая, промежуточная эпидот-хлорит-кальцитовая и внешняя железо-окисная минерально-индексные зоны.

Выделенные минерально-индексные зоны соответствуют локальным участкам березитизации (серицит-мусковит-глинистый индекс), площадным пропилитам (эпидот-хлорит-кальцитовый индекс) и внешним зонам базификации (индекс «окисное железо»).

Ольховско-Чибижекский золоторудный район и одноименное рудное поле располагается в пределах Казыр-Кизирской структурно-формационной зоны Восточного Саяна, которая граничит на северо-востоке с Дербинским антиклинорием, на западе с Южно-Минусинской впадиной, на юго-востоке с Западно-Саянским антиклинорием (Моссаковский и др., 1993).

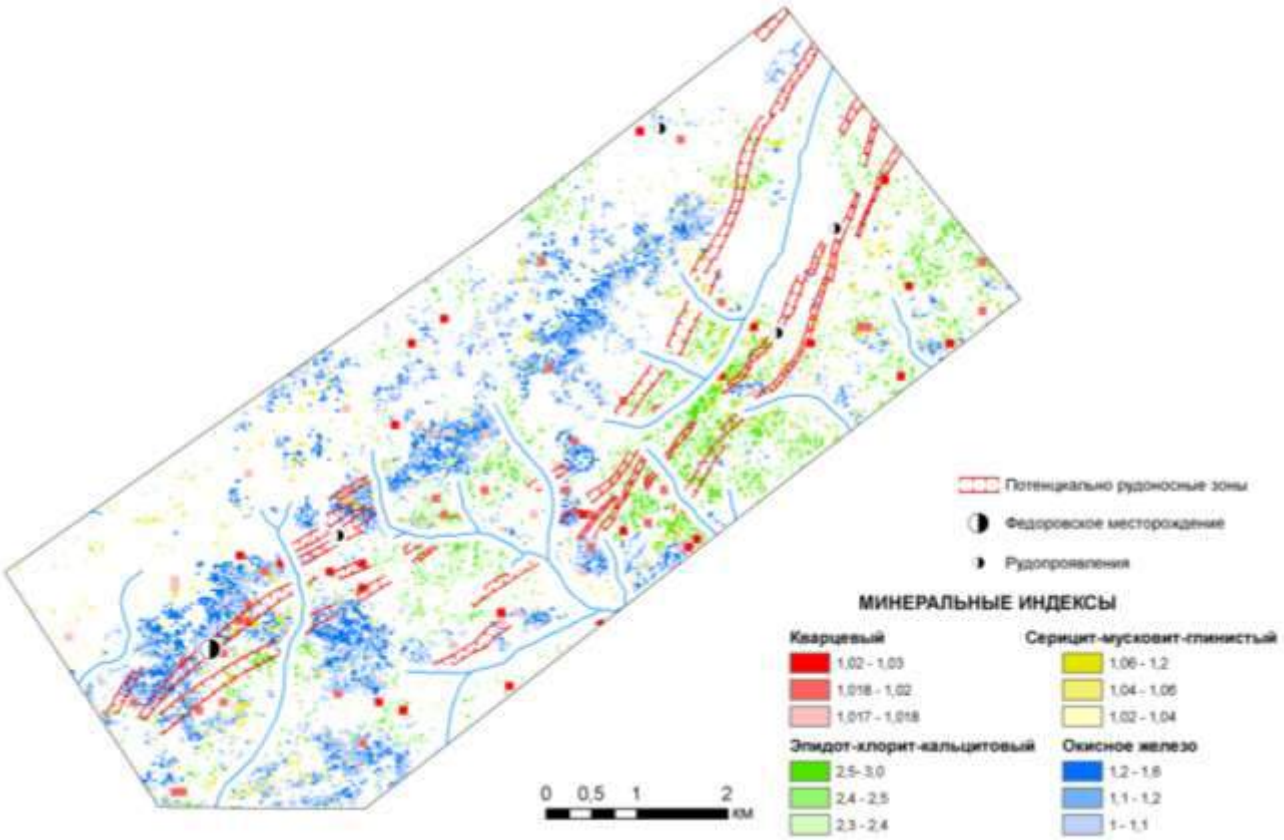


Рисунок – 3.26. Спектральный образ Федоровско-Кедровской золоторудной зоны

Дешифрирование космических снимков среднего пространственного разрешения Landsat ETM+ позволило составить космоструктурную схему золоторудного района (Рисунок 3.27).

Анализ положения золоторудных объектов в выделенных структурах показал, что практически все они располагаются в северо-западной части площади и приурочены к зоне контакта гранитоидного массива с вмещающими породами. Сами гранитоиды слагают вытянутый в северо-западном направлении чечевицеобразный Шиндинский плутон, который представляет собой достаточно крупную тектоническую линзу (глыбовый массив по Б.М. Чикову, 2008). Размеры этой линзы: по длинной оси – 120 км, по короткой 27 км. Линза окружена с трех сторон деформационно-метаморфическими зонами, а именно с северо-востока зоной Дербинско-Сархойского глубинного разлома, юго-запада и юга – зоной Кизирского разлома. Мощность зоны Дербинско-Сархойского разлома достигает 6 км, а Кизирского – 2–3 км.

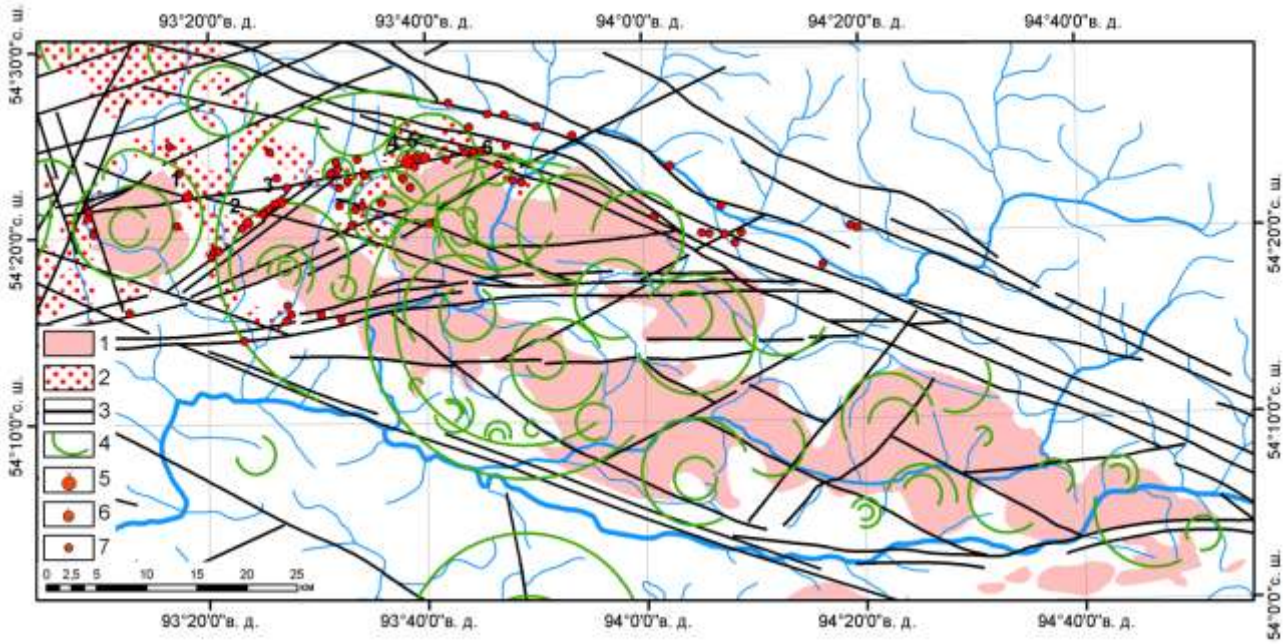


Рисунок – 3.27. Космоструктурная схема Ольховско-Чибижекского золоторудного района (по данным дешифрирования космических снимков Landsat ETM+).
1 – гранитоиды ольховского комплекса; 2 – ореолы со следами термального воздействия на вмещающие породы; 3 – частные линеаменты; 4 – кольцевые и дуговые структуры; 5 – 7 – месторождения и проявления золота: 5 – среднее месторождение; 6 – мелкие месторождения; 7 – проявления. Цифрами на схеме обозначены: 1 – Лысогорское, 2 – Медвежье, 3 – Ольховское, 4 – Константиновское, 5 – Торчинское месторождения, 6 – Каратавское рудопроявление.

Выделенные деформационно-метаморфические зоны сложены метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фациях динамосланцами (Геология СССР, Том XV, 1961; Корнев и др., 2004; Корнев и др., 2010). При этом необходимо особо подчеркнуть, что северо-западное окончание Шиндинского плутона имеет нормальный магматический, а не тектонический, контакт с вмещающими породами. Здесь, в экзоконтактовых частях получили распространение магнезиально-известковые скарны. Промышленно значимое золотое оруденение так же сосредоточено в этом блоке, в достаточно большой тени давления жесткой тектонической линзы. Все рудоносные флюиды, мигрировавшие по деформационно-метаморфическим зонам «выжимались» именно в эту тень давления, где и происходила их разгрузка на структурных и геохимических барьерах. А наличие ряда золото-сульфидных рудопроявлений в пределах самих деформационно-метаморфических зонах

свидетельствует о наличии локальных участков растяжения и тенях давления, благоприятных для гидротермального рудоотложения. Линзовидный характер развития тектонических структур, амфиболитовая степень преобразования вещества в деформационных швах, позволяет говорить о среднем мезозональном уровне формирования данного структурно-вещественного комплекса.

Разномасштабные космогеологические исследования выполнены ***в пределах Рудного Алтая*** (Житков, Поцелуев, Ананьев, 2004; Поцелуев, Ананьев, Житков и др., 2007; Ананьев, Поцелуев, Житков и др. 2010).

Рудный Алтай является одной из крупнейших полиметаллических провинций мира. По запасам и ресурсам руд, масштабам добытых металлов Рудный Алтай сопоставим, а по ряду параметров превосходит известные рудные районы США, Австралии и Канады (Ужкенов и др., 2002).

В обобщающих работах по металлогении Казахстана (Глубинное …, 2002) эта область рассматривается в качестве Рудноалтайской структурно-формационной металлогенической зоны (СФМЗ), которая имеет северо-западное простирание и прослеживается на расстояние более 800 км (Глубинное …, 2002; Щерба и др., 1984). Она отделена, на юго-западе от Восточно-Калбинской (Калбо-Нарымской) СФМЗ Иртышской зоной смятия, на северо-востоке от структур Белоубинско-Сарымсактинской зоны – разрывными нарушениями, оперяющими с юго-запада Северо-Восточную зону смятия.

В геодинамическом отношении Рудный Алтай рассматривается в качестве энсиалической островодужной вулкано-плутонической системы, образованной на активной континентальной окраине Алтае-Саяно-Монгольской салаиро-каледонской складчатой области (Глубинное …, 2002; Попов, 1998).

По данным магнитотеллурических зондирований в срединной зоне Рудного Алтая фиксируется мантийный астенолит, протяженность которого по падению достигает 70 км, толщина изменяется от 5 км в верхней части до 20 км – в нижней (Глубинное …, 2002). Астенолит ориентирован параллельно Иртышскому разлому и также падает к северо-востоку под углом 50 градусов, его фронтальная часть отвечает ядру Алейского антиклинория.

Месторождения обычно приурочены к длительно развивающимся вулканическим и вулкано-тектоническим структурам (вулканические купола и депрессии, кальдеры, жерла и др.), насыщенным интрузиями (субвулканическими образованиями) порфиров – порфиритов (Назаров, Гаврилец, 1982; Дистанов, 1977; Кузебный, 1975).

Общей закономерностью на территории Рудного Алтая считается узловой характер размещения оруденения. Особенно четко он проявляется в локализации крупнейших рудных районов на сопряжении главных структур, поскольку эти сопряжения, разграничивающие структурно-формационные зоны и подзоны Рудного Алтая, контролировали центры с наиболее глубинной и продолжительной магматической активностью, центры взаимодействия мантийного и корового вещества, проявления вулканизма и гидротермальных процессов (Попов, 1998).

Считается, что в пределах рудных полей и месторождений рудолокализующими структурами являются, прежде всего, длительно развивающиеся палеовулканические сооружения и их элементы – вулканические купола и вулканотектонические депрессии, желоба, кальдеры, контактовые зоны субвулканических тел, а также разломы, зоны рассланцевания, межслоевые срывы и др.

Нами проведено дешифрирование космических снимков регионального уровня генерализации Modis и Landsat ETM+ и цифровой модели рельефа (данные SRTM) территории Рудного Алтая. Всего выделено более 9000 линеаментов разной протяженности и направлений и более 900 дуговых и кольцевых структур.

Анализ полученных данных позволяет предложить следующую схему космогеологических структур (Рисунок 3.28), основными элементами которой являются:

– главная тектоно-металлогеническая зона северо-западного простирания;

– тектонические линзы (глыбовые массивы по Б.М. Чикову, 2008), входящие в состав Главной зоны;

– Северо-Восточная зона смятия;

– деформационно-метаморфические рудоконтролирующие зоны;

– субширотные сбросо-сдвиговые структуры;

– кольцевые и дуговые структуры различного генезиса;

– прочие, осложняющие разрывные нарушения.

Главная тектоно-металлогеническая зона представляет собой зону смятия и дробления северо-западного простирания с широко развитыми дизъюнктивными и пликативными структурами. Видимая мощность зоны в южной части – 60, в центральной – 130, а на северо-западном фланге – 46 км. Данная структура погружается в северо-западном направлении, где и перекрывается мощным (до 350 м) чехлом неоген-четвертичных отложений. В состав зоны входят тектонические линзы (глыбовые массивы по Б.М. Чикову и др, 2008). Они имеют линзовидно-каплевидную форму и ориентированы согласно простиранию главной тектоно-металлогенической зоны. Их размер лежит в пределах от 27 до 81 км по длинной оси и от 11 до 23 км по короткой. Тектонические линзы сложены преимущественно кислыми изверженными породами.

Деформационно-метаморфические зоны («рудоконтролирующие» металлогенические зоны) пространственно и генетически связаны с главной тектоно-металлогенической зоной. Выделены две основные структуры, тяготеющие к краевым частям Главной тектоно-металлогенической зоны с одной стороны, а с другой – «обтекающие» тектонические линзы. Их мощность варьирует от 4 до 15 км.

Субширотные сбросо-сдвиговые структуры осложняют строение Главной тектоно-металлогенической зоны и ее составных частей. На наш взгляд, их возникновение связано с формированием главной зоны в качестве сопряженных структур при сдвиговых деформациях вдоль нее. Впоследствии, вертикальные смещения по широтным разломам сформировали ступенчато-блоковое строение территории. При этом максимально опущенными являются северо-западные блоки.

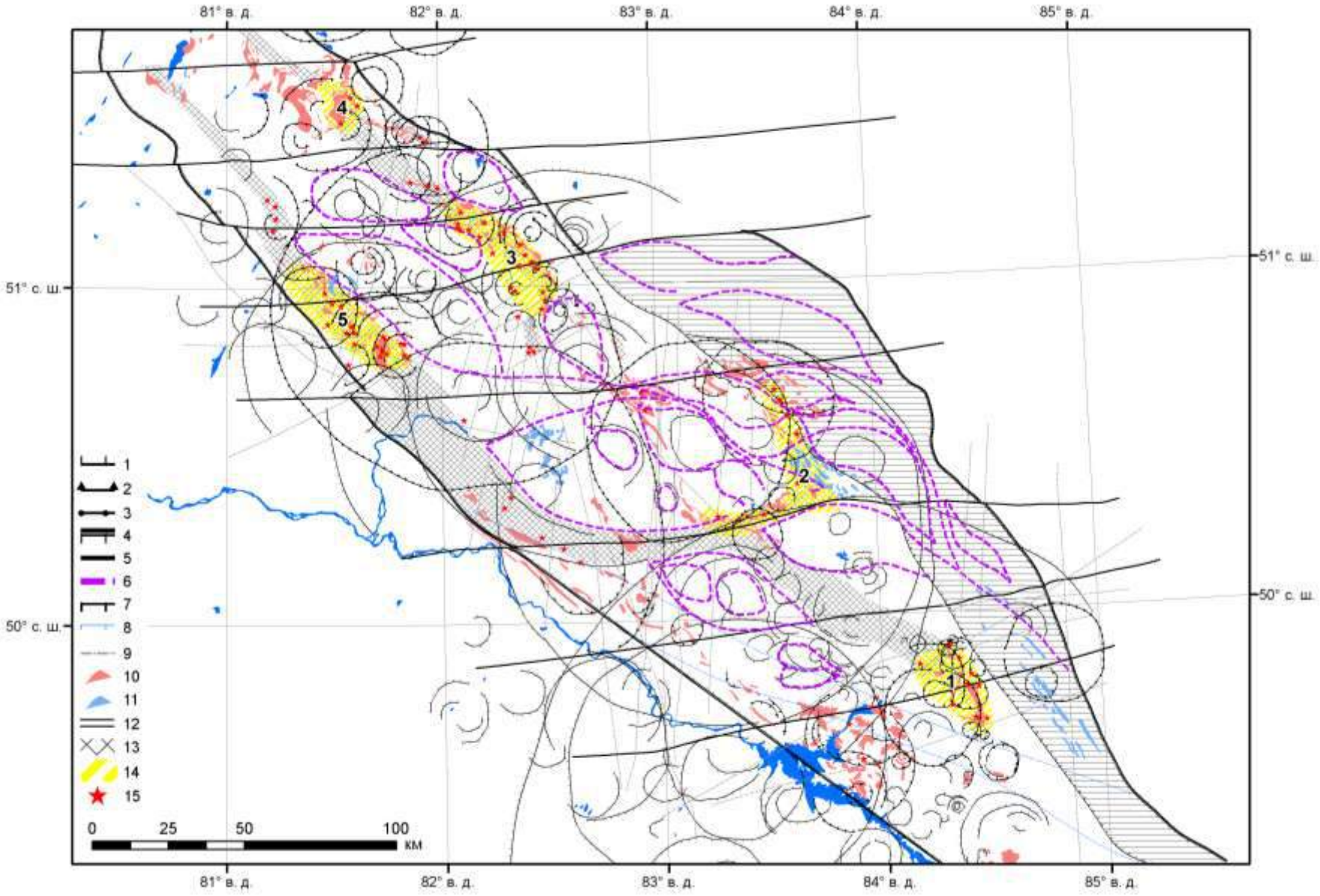

81° в. д.
82° в. д.
83° в. д.
84° в. д.
85° в. д.
51° с. ш.
50° с. ш.
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
0
25
50
100
км

Рисунок – 3.28. Схема космогеологических структур Рудного Алтая. 1 – 3 – кольцевые структуры: 1– плутоногенные, 2 – вулканогенные, 3 – комбинированные; 4 – границы главной тектоно-металлогенической зоны; 5 – субширотные сбросо-сдвиговые структуры; 6 – тектонические линзы, сложенные гранитоидами; 7 – граница Северо-Восточной зоны смятия; 8 – частные металлогенические зоны, сингенетичные с основной складчатостью и динамометаморфизмом; 9 – разрывные нарушения второго порядка; 10 – 11 – малые интрузии: 10 – кислого и 11 – среднего и основного составов; 12 – Северо-Восточная зона смятия; 13 – деформационно-метаморфические («рудоконтролирующие») зоны; 14 – рудные районы: 1 – Зыряновский, 2 – Лениногорский, 3 – Змеиногорский, 4 – Рубцовский, 5 – Золотушинский; 15 – месторождения полиметаллов

Кольцевые и дуговые структуры ранжировались по возможной связи с глубинными энергетическими источниками – плутоническими и вулканическими. Выделены структуры плутоногенные, вулканогенные и комбинированного происхождения.

Осложняющие разрывные нарушения второго порядка преимущественно северо-восточного простирания выделены в юго-восточной части территории. Значительная мощность неоген-четвертичных отложений и антропогенная «зашумленность» не позволяет однозначно выявить такие структуры в центральной и северо-западной частях площади.

Анализ полученных данных показывает, что все известные рудные районы располагаются в пределах главной тектоно-металлогенической зоны, в пределах деформационно-метаморфических («рудоконтролирующих» металлогенических) зон, в тенях давления тектонических линз, во внутренних частях вулканогенных или комбинированных кольцевых структур с радиусами 14-25 км. Полученные закономерности можно рассматривать как региональные космогеологические критерии прогнозирования полиметаллических месторождений Рудно-Алтайского типа.

В детальных масштабах изучены Зыряновский, Лениногорский и Змеиногорский рудные районы.

Зыряновский рудный район расположен в юго-восточной части Рудно-Алтайской и Белоубинско-Южноалтайской структурно-формационных зон. Традиционно, в составе рудного района выделяются четыре рудных узла (с юго-востока на северо-запад) Бухтарминско-Долинский, Заводинско-Орманский, Ревнюшинский и Северо-Восточной зоны смятия. Промышленные месторождения известны только в Ревнюшинском рудном узле – это Зыряновское, Греховское, Богатыревское, Осочихинское, Малеевское и Путинцевское месторождения.

Стратиграфический разрез рудного района включает отложения нижнего и среднего палеозоя – от верхнего силура до нижнекаменноугольных. Магматические образования в пределах района занимают около 10 % площади и включают в себя широкий спектр разноглубинных образований – от вулканических до абиссальных.

Известные промышленные полиметаллические месторождения располагаются в пределах сложнодислоцированной Ревнюшинской структуры, ядерная часть которой сложена зелеными сланцами каледонского структурного этажа, крылья – крылья – не согласно залегающими эффузивными и осадочными отложениями от эмса до живета.

Вся территория Зыряновского рудного района изучена по материалам космической съемки Landsat ETM+. Южная часть района изучена более детально по материалам космической съемки IRS PAN+LISS-3, высокого пространственного разрешения. Помимо пространственного разрешения данные съемки имеют различные, в большей или меньшей степени предпочтительные (информативные) спектральные и радиометрические характеристики.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод о том, что в рудном районе широко развиты крупные структуры линейной и кольцевой морфологии.

В пределах рудного района выявлены и закартированы более тысячи линеаментов различной ориентировки, протяженности, интерпретируемые как разрывные нарушения, зоны повышенной трещиноватости, линейные магматические тела (дайки) и др. Протяженность линейных структур различная –

от первых сотен метров до десятков и первых сотен километров. Наиболее протяженные линеаменты имеют северо-восточное (30–45°), северо-западное (315–330°) и субширотное простирание. Среди малопротяженных структур преобладают северо-восточные (45–65°) и субмеридиональные (Рисунок 3.29).

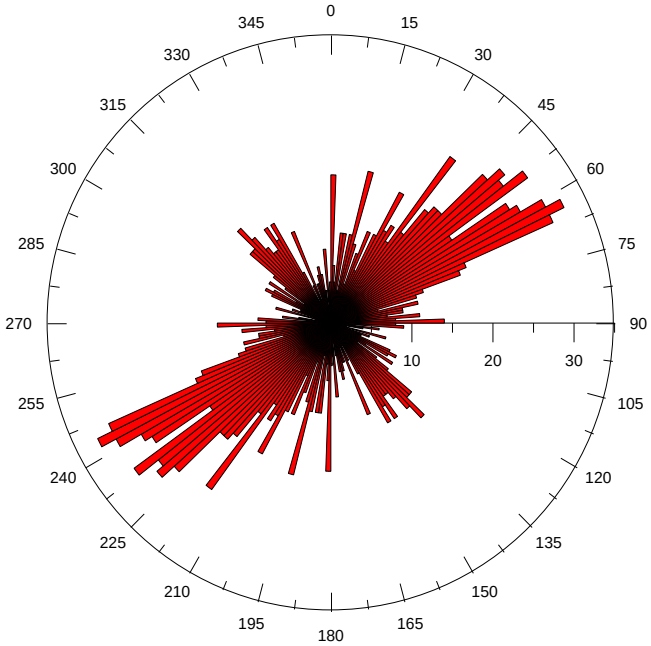


Рисунок – 3.29. Роза-диаграмма линеаментов Зыряновского рудного района

Протяженные линейные структуры отчетливо делят район на несколько блоков – Северо-Восточную зону смятия, «южную зону дислокаций», Зыряновский блок и «южный блок» (Рисунок 3.30).

Северо-Восточная зона смятия в традиционном понимании имеет четкие границы, которые подчеркиваются рельефом. Зона разбита субширотными сбросами и имеет ступенчатое строение (Рисунок 3.31). При этом северные блоки подняты относительно южных. Опущенные блоки выглядят более узкими, чем поднятые, что свидетельствует об антиформном строении зоны, либо о расширении ее на глубину. Размеры блоков в поперечнике варьируют от 16 км на севере до 6 км в южной части зоны. Такое строение Северо-Восточной зоны смятия дает право сделать вывод о более молодом возрасте субширотных структур по отношению к северо-западным. Но это может являться и признаком

продолжительности их развития и свидетельствовать о наиболее поздней активизации.

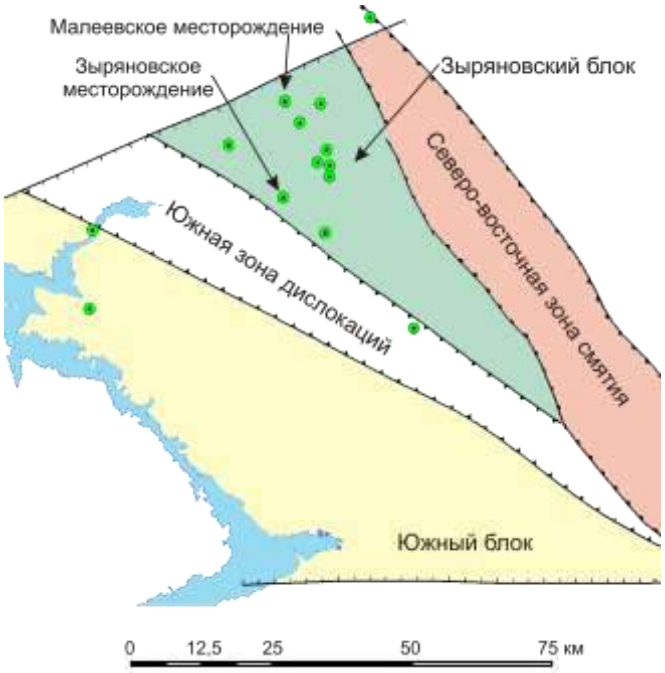


Рисунок – 4.30. Главные космогеологические структуры Зыряновского рудного района. Зеленые точки – месторождения полиметаллов

«Южная зона дислокаций» ограничена линеаментными структурами северо-западного простирания. Ширина зоны в пределах Зыряновского блока варьирует от 18 км на севере до 8 км на юге. Южная зона дислокаций по возрасту древнее северо-восточной зоны смятия, которая срезает зону в юго-восточном окончании. По морфологии южная шовная зона смотрится как грабеноформная структура. На современном уровне эрозионного среза зона сложена преимущественно породами девонского и каменноугольного возрастов.

Зыряновский блок имеет форму треугольника, все три стороны которого представлены хорошо выраженными тектоническими структурами. Северо-восточная граница представлена северо-восточной зоной смятия. Юго-западная граница определяется южной зоной дислокаций. Северо-западная граница Зыряновского блока определяет линеамент северо-восточного простирания, который интерпретируется как разрывное нарушение. По своей внутренней морфологии Зыряновский блок уникален и не имеет аналогов в пределах изученных структур Рудного Алтая.

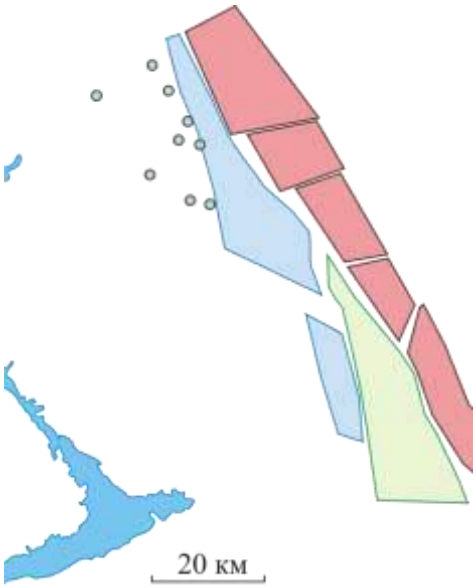


Рисунок – 3.31. Блочное строение Северо-Восточной зоны смятия (розовый цвет). Зеленые точки – месторождения полиметаллов

«Южный блок» имеет треугольную форму и ограничен с северо-востока – «южной зоной дислокаций», с юга – Нарымской субширотной зоной скрытого разлома, с юго-запада – Иртышской зоной смятия. Блок характеризуется разнородным геологическим строением, в котором принимают участие как осадочные породы девона и карбона, так и магматические породы различных комплексов.

Выявлено и закартировано около пятисот дуговых и кольцевых структур.

Радиусы кольцевых структур меняются в значительных пределах – от менее 1 км до 74 км. По характеру гистограммы распределения радиусов кольцевые и дуговые структуры разделены на три группы: 0,3–9,5 км, 9,5–22 км и 36–74 км. Самые крупные структуры, вероятнее всего, связаны с эндогенной деятельностью и плутонизмом. Они распространены по всей площади рудного района достаточно равномерно и представляют собой как собственно кольцевые, так и дуговые линеаменты. Структуры с радиусами 9,5–22 км распространены повсеместно и имеют, вероятно, как плутоногенную, так и гидротермально-метасоматическую природу. В ряде случаев устанавливается их тесная связь с массивами гранитоидов, субвулканическими телами и месторождениями полиметаллов. Малые кольцевые структуры чаще связаны с интрузивными массивами, отражая

их внутреннее строение, в отдельных случаях однозначно устанавливается их связь с малоглубинными субвулканическими телами.

Другой важной характеристикой кольцевых структур является положение их центроидов и глубина заложения очага, с которым связано их образование.

Анализ распределения центроидов структур с радиусами до 9,5 км показал, что максимумы плотности распространения центроидов приходятся на Южную зону дислокаций и южный блок. Именно в этих районах наибольшим распространением пользуются интрузивные образования. В других структурах центроиды этих кольцевых структур пользуются ограниченным распространением

Центроиды структур с радиусом 9,5–22 км распространены на исследуемой территории с различной плотностью. При этом максимумы их развития находятся также на Южную зону дислокаций.

Центроиды структур радиуса 36–74 км тяготеют к северной части Зыряновского блока.

В соответствии с представлениями В.И. Ваганова и др. (1985) и А.В. Перцова (2000) видимый диаметр структур на поверхности в 2–4 раза больше, чем глубина очага. Нами принимается средняя величина –3. Таким образом, глубины очагов формирования кольцевых структур в Зыряновском рудном районе составляют следующие значения (Таблица 3.3).

Таблица 3.3. Основные параметры кольцевых структур

Радиусы кольцевых структур, км	Глубина заложения, км
0,3–9,5	0,2–6,3
9,5–22	6,3–14,6
36–74	24–49,3

Таким образом, с учетом данных В.В. Попова (1998) и Г.Н. Щерба и др. (1984) о глубинном строении Рудного Алтая, заложение крупных кольцевых структур связано с очагами расположенными в нижней части земной коры – верхней мантии, а остальных – со средней и верхней частями земной коры.

Часть линейных и кольцевых структур южной части ЗРР имеют единую генетическую природу, которая обусловлена развитием очаговых (вулкано-тектонических и др.) структур. Совместный анализ космоструктур с использованием методических подходов Ю.Н. Серокурова и др. (2001), позволил выявить на изученной территории 4 очаговые структуры (Рисунок 3.32).

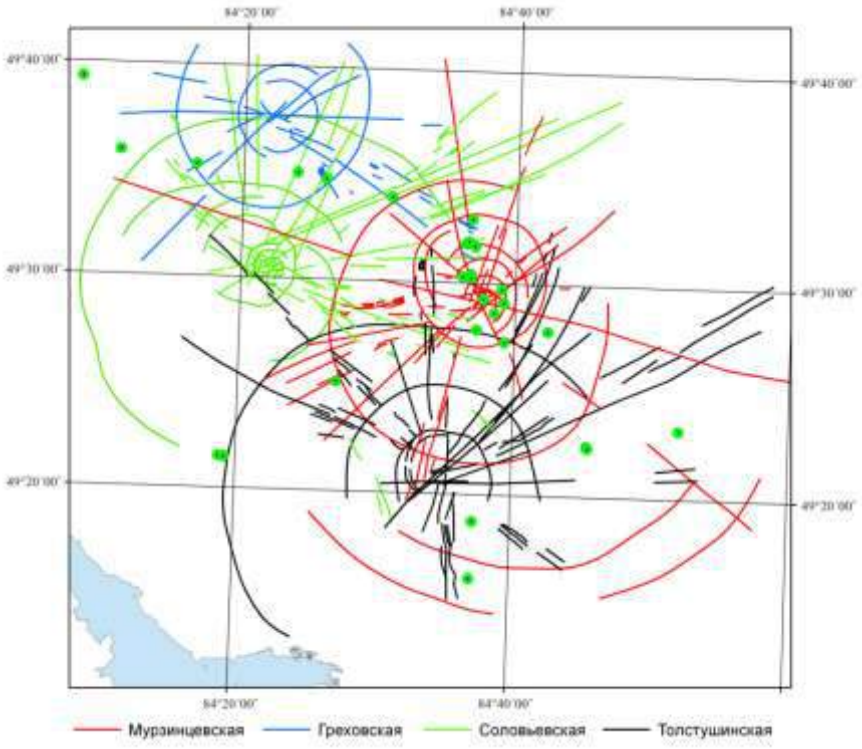


Рисунок – 3.32. Очаговые структуры южной части Зыряновского рудного района. Зеленые точки – проявления полиметаллической минерализации

Мурзинцевская очагово-купольная структура является самой крупной. Ее радиус около 25 км. Ядерная часть структуры в рельефе выражена положительной формой. В целом она представлена сочетанием 9 телескопированных кольцевых структур разного диаметра, разбитых меридиональными, северо-восточными и северо-западными радиальными линеаментами.

Греховская очагово-депрессионная структура имеет радиус около 10 км. В рельефе выражена отрицательными формами. Она образована сочетанием 3 телескопированных кольцевых структур, разбитых северо-западными, северо-восточными и широтными радиальными линеаментами.

Геохимическая специализация Греховской и Мурзинцевской структур различна. По данным площадных литогеохимических работ, первая отличается от второй повышенными концентрациями Co, Ag и Ba.

Соловьевская очагово-купольная структура имеет радиус около 16 км и выражена в рельефе положительными формами. Она представлена сочетанием 7 телескопированных кольцевых структур, пересекаемых меридиональными, северо-восточными, широтными и северо-западными радиальными линеаментами.

Толстушинская очагово-купольная структура имеет радиус около 15 км и выражена в современном рельефе положительными формами. Она представлена сочетанием 4 телескопированных кольцевых структур, рассекаемых меридиональными, северо-восточными, широтными и северо-западными радиальными линеаментами.

Пространственное совмещение Соловьевской и Толстушинской структур с магматическими комплексами позволяет заключить, что формирование этих структур обусловлено становлением интрузивных комплексов.

Оценена пространственная эволюция эндогенных систем, приведших к формированию очаговых структур. Установлено, что вектор развития Греховской и Мурзинцевской структур имеет четко выраженное северо-западное восстание, а Соловьевской и Толстушинской – субвертикальный. Особый характер их развития свидетельствует о различных геологических процессах, приведших к их формированию.

Используя данные по расположению 14 месторождений и 18 рудопроявлений Зыряновского района, проведен статистический анализ связи месторождений с выявленными структурами.

Установлено, что большинство месторождений Зыряновского рудного района располагаются в пределах, либо у тектонических границ Зыряновского блока.

В пределах Зыряновского блока месторождения контролируются линейными структурами трех основных направлений – субмеридиональными (0°),

северо-восточными (60°) и северо-западными (160 или 340°). При этом рудные объекты располагаются в западных крыльях меридиональных структур. Полученные данные согласуются с геолого-генетическими представлениями Г.Н. Щербы и др. (1984) о рудоконтролирующем значении различных систем разломов в Рудном Алтае, что позволяет рассматривать линеаменты определенной ориентировки и их комбинации в качестве поисковых критериев оруденения, и что особенно важно слепого, не выходящего на дневную поверхность.

Связь с рудных объектов с кольцевыми структурами не столь очевидна. Тем не менее, положение месторождений контролируются крупными кольцевыми структурами, располагаясь от их центроидов на расстоянии 25–40 км и малыми кольцевыми структурами, располагаясь от их центроидов на расстоянии 1–3 км.

В южной части ЗРР положение большинства рудопроявлений полиметаллической специализации контролируются Греховской и Мурзинцевской очаговыми структурами, а именно участками сопряжения их дуговых и меридиональных, северо-восточных и северо-западных радиальных элементов.

Лениногорский рудный район расположен в центральной части Рудно-Алтайской структурно-формационной зоны и охватывает крупные Лениногорское (Риддер-Сокольное), Новолениногорское, Тишинское и более мелкие Долинное, Шубинское, Обручевское, Успенское и Ильинское месторождения.

Стратиграфический разрез рудного района включает (от древних к молодым) заводскую (S_2-D_1), лениногорскую (D_1e_1), крюковскую (D_1e_2), ильинскую (D_1e_2-D_2ef), сокольную (D_2ef), успенскую (D_2ef-D_2gv) и белоубинскую (D_2gv-D_3fr) свиты (Щерба и др., 1984; Даукеев и др, 2002; и др.). Рудовмещающими являются нижне-среднедевонские вулканогенно-осадочные отложения, общая мощность которых превышает 3000 м.

В строении Лениногорского района играют существенную роль девонские магматические экструзивно-субвулканические и субвулканические образования (Кузебный, 1975; Щерба и др., 1984). Они слагают дайки, силлы и штоки риолитов, риодацитов, долеритов, базальтов и андезибазальтов

трахиандезибазальтов. Среди них выделяются ранне-среднедевонские экструзивно-субвулканические риолиты; ранне-среднедевонские субвулканические базальты, андезибазальты; габбро-долериты и долериты белорецко-маркакульского (D_{2-3}) и кедровско-ларихинского комплексов (C_1). К интрузивным образованиям в районе относятся гранитоиды синюшинского (D_{1-2}), граниты и гранодиориты зменогорского (C_3-P_1) и граниты калбинского (P_{1-2}) комплексов.

Лениногорский район характеризуется складчато-блокововым строением. В его структуре большую роль играют крупные региональные разломы СЗ простирания, представленные сближенными субпараллельными сбросами. В фундаменте по геолого-геофизическим данным выделяются субширотные, субпараллельные зоны разломов (Попов и др., 1995).

Район разбит разломами на ряд блоков. В центральной части выделяется Лениногорский блок, на юго-западе – Кедровско-Бутачихинский блок, на востоке – Успено-Карелинский и Листвяжный блоки.

Особенностью геологического строения Лениногорского рудного района являются «тектонические» линзы (Рисунок 3.33). Эти структуры, впервые выделенные в районе по материалам Landsat ETM+, уверенно дешифрируются в данных высокого разрешения IRS. Необходимо отметить, что эти структуры наиболее контрастно читаются на материалах обработки космоматериалов с помощью алгоритмов направленной текстурной фильтрации (Рисунок 3.22) и «алгебры карт».

По нашему мнению, эти линзы представляют собой достаточно жесткие, консолидированные магматизмом блоки. Они сложены преимущественно кислыми магматитами с резко подчиненным количеством вулканогенно-осадочных образований. Межлинзовое пространство на микроскопическом уровне детально описано С.В. Зиновьевым и Б.М. Чиковым (2008, 2009) на примере Кедровско-Бутачихинской зоны смятия (Рисунок 3.34).

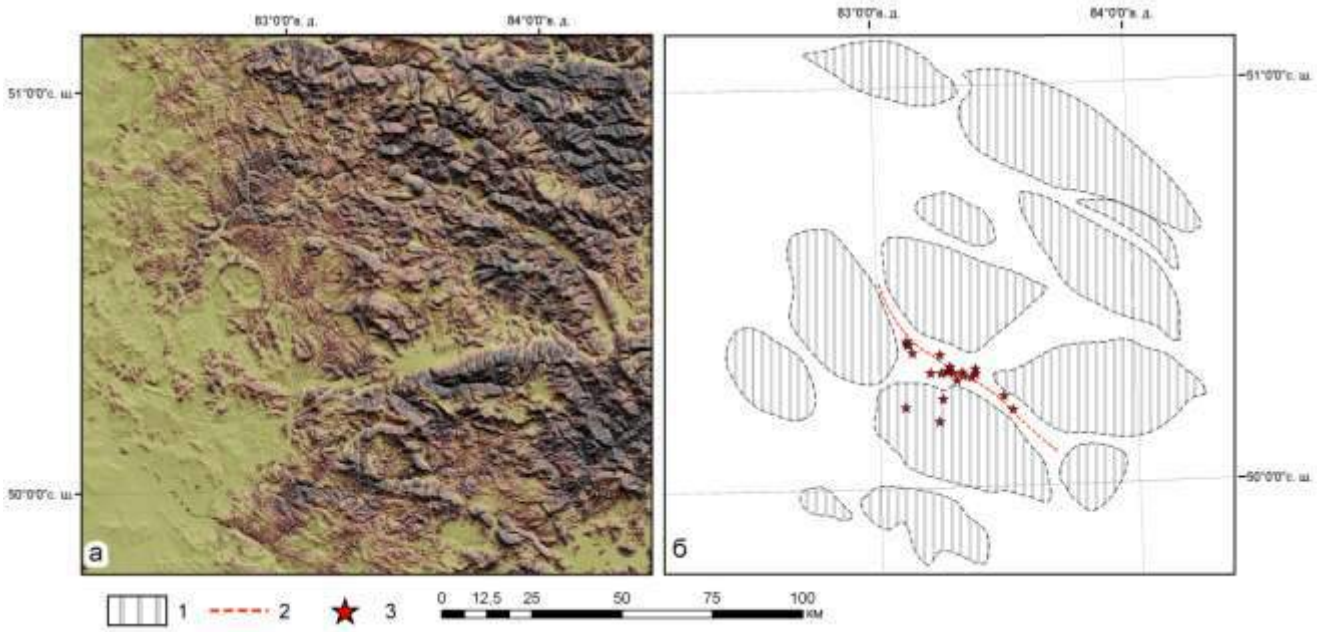


Рисунок – 3.33. «Тектонические» линзы в Лениногорском рудном районе: а – препарат направленной текстурной фильтрации; б – схема размещения. 1 – контуры «тектонических» линз; 2 – осевая часть Кедровско-Бутачихинской зоны смятия; 3 – месторождения и рудопроявления полиметаллов

Таким образом, налицо структурно-вещественный парагенезис кластических деформаций, возникший в условиях мезозоны. Полиметаллическое оруденение тяготеет к межлинзовому пространству. С учетом общепризнанных геологических данных о возрасте гранитоидов (C_2-P_1), слагающих тектонические линзы, возраст полиметаллической минерализации должен быть после раннепермским. К подобным выводам пришли Зиновьев, Травин, Чиков (2009), которые дали изотопную датировку околорудных серицитовых и серицит-кварцевых тектоносланцев Тишинского месторождения. По данным этих авторов, возраст основных деформационно-метаморфических событий, приведших к формированию руд Тишинского месторождения, происходили в интервалах 294-301 и 279-288 млн. лет, т.е. руды в той морфологии, которая наблюдается в настоящее время, сформированы в раннепермскую эпоху.

Змеиногорский рудный район расположен в северо-восточной части Рудноалтайской металлогенической зоны и приурочен к северо-западному окончанию Змеиногорско-Быструшинского рифтогенного прогиба и области его сочленения с северо-восточным крылом Алейского поднятия.

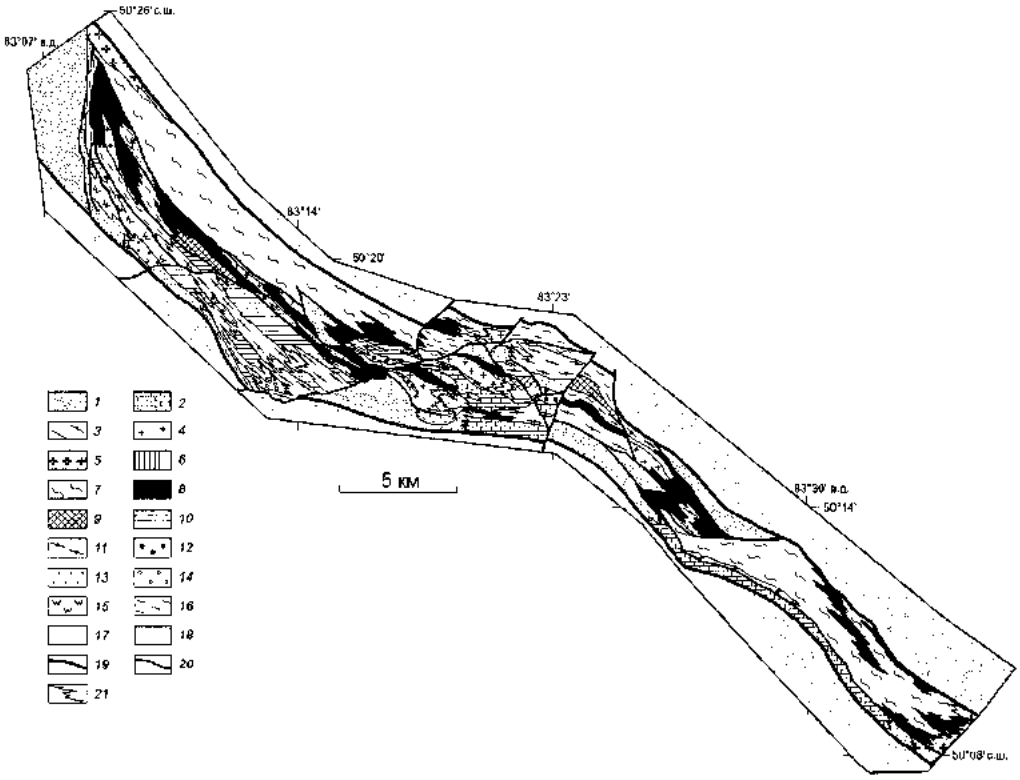


Рисунок – 3.34. Карта динамометаморфических структурно-вещественных комплексов Кедровско-Бутачихинской зоны смятия (по Зиновьеву, Чикову, 2010). Структурно-вещественные комплексы (1–18): 1 – парасланцевые тектониты без подразделения; 2 – парасланцевые тектониты; 3 – апопорфировые ортотектониты без подразделения; 4 – апопорфировые сланцы и динамокласти́ты с реликтовыми включениями слабометаморфизованных альбитофиров; 5 – апогранитоидные ортотектониты, 6 – аподиабазовые ортотектониты; 7 – неразделенные кристаллические кварц-полевошпатовые пара- и ортосланцевые тектониты; 8 – паратектониты с включением линз апопорфировых тектонитов (более 20 %); 9 – паратектониты с включением линз аподиабазовых тектонитов (более 20 %); 10 – преимущественно апопорфировые ортотектониты (более 50 %) с включением аподиабазовых тектонитов; 11 – преимущественно апопорфировые ортотектониты (более 50%) с включением линз паратектонитов; 12 – преимущественно аподиабазовые ортотектониты (более 60 %) с включением апопорфировых тектонитов и/или парасланцев; 13 – силицилит-парасланцевые тектониты; 14 – силицилит-апопорфировые тектониты; 15 – силицилитсодержащие гетерогенные тектониты; 16 – полиформационные сочетания орто- и паратектонитов; 17 – метасоматически измененные тектониты (механометасоматиты); 18 – нерасчлененные комплексы зон обрамления; 19–21 – геологические границы: 19 – границы Кедровско-Бутачихинской зоны смятия, в том числе магистральные разломы; 20 – морфологически выраженные разломы внутри зоны смятия; 21 – литонно-фестончатые ограничения комплексов (границы срыва и притирания)

Район соответствует структурно-формационному блоку, представляющему собой крупную вулкано-тектоническую депрессию, выполненную отложениями базальт-риолитовой кремнисто-терригенной и базальтсодержащей известково-кремнисто-терригенной формациями (Государственная …, 2008).

Вулканогенно-осадочные породы, слагающие рудный район, вытянуты в северо-западном направлении и образуют полосу шириной до 16 км, длиной более 100 км. С северо-востока и юго-запада границами района являются тектонические контакты рудовмещающих толщ с гранитоидами змеиногорского комплекса.

Наиболее древние породы района представлены комплексом основания, сложенным породами известково-терригенной формации нижнего палеозоя. Выше по разрезу залегают вулканогенно-осадочные породы рудовмещающих базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной и базальт-риолитовой кремнисто-терригенной.

Ведущим типом полезных ископаемых территории является полиметаллическое оруденение. В пределах рудного района выделено два рудных узла: Майско-Змеиногорско-Семёновский и Корбалихинско-Лазурский. Первый из них включает в себя Змеиногорско-Зареченское, Гольцовское и Семёновское рудные поля; второй – Корбалихинское, Черепановское и Лазурское (Государственная …, 2008). За редким исключением все рудные объекты локализованы в стратифицированных отложениях девона. По мнению В.М. Чекалина (1991, 1995) все рудные объекты относятся к колчеданно-полиметаллической формации, гидротермально-вулканогенного генетического типа.

Нами проведено дешифрирование данных дистанционного зондирования детального уровня генерализации (данные космической системы RapidEye) Змеиногорского рудного района.

Анализ полученных данных позволяет предложить следующую схему основных космогеологических структур Змеиногорского рудного района в составе региональных структур Рудного Алтая (Рисунок 3.35).

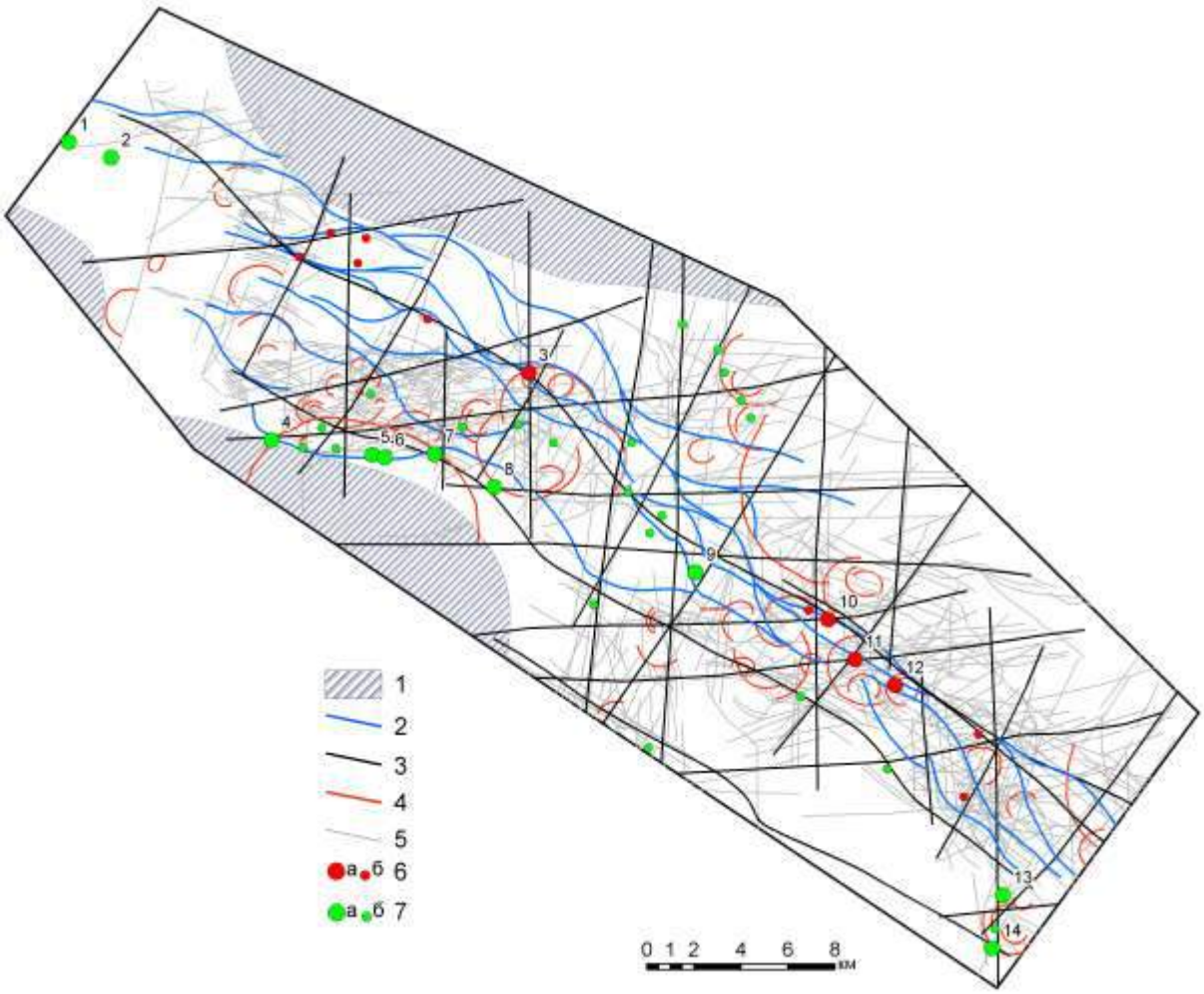


Рисунок – 3.35. Схема космогеологических структур Змеиногорского рудного района (по материалам космических съемок высокого разрешения RapidEye). 1 – тектонические линзы; 2 – зоны пластических деформаций; 3 – осевые зоны крупных разрывных нарушений; 4 – кольцевые структуры высоких порядков; 5 – частные линеаменты; 6 – месторождения (а) и рудопроявления (б) медно-свинцово-цинковой специализации; 7 – месторождения (а) и рудопроявления (б) свинцово-цинковой специализации. Месторождения: 1– Хлебниковское, 2– Майское, 3– Корбалихинское, 4– Стрижковское, 5– Зареченское, 6– Среднее, 7– Петровское, 8– Змеиногорское, 9– Комиссаровское, 10– Лазурское, 11– Маслянское, 12– Пихтовое, 13– Леонтьевское, 14– Семеновское

Территория Змеиногорского рудного района расположена в пределах региональной тектоно-метаморфической зоны северо-западного простирания, которая на своем иерархическом уровне рассматривается в качестве области пластических деформаций по отношению к крупным тектоническим линзам (глыбовым массивам по Чикову, 2008).

В свою очередь, данная тектоно-метаморфическая зона, имеет внутреннее строение аналогичное рудноалтайской системе в целом, демонстрируя принцип самоподобия системы на различных иерархических уровнях, что проявляется в линзовидно-ячеистом рисунке основных структурных элементов северо-западного простирания. Внутренние части тектонических линз представляют собой относительно жесткие блоки, которые обрамляются зонами кластическо-пластических деформаций (Рисунок 3.35). Размеры тектонических линз этого иерархического уровня варьируют от 1 до 4 км по короткой оси и от 4 до 8 км – по длинной.

Следующим по значению структурным элементом являются протяженные разрывные нарушения нескольких направлений. Выделены:

– структуры северо-западного простирания относительно линейной морфологии. Всего выявлено три таких шва, протягивающихся через всю территорию исследований;

– субширотные сбросо-сдвиговые структуры, широко развитые в пределах рудного района и представляющие собой линейные зоны сближенных разломов соответствующего направления мощностью 1-1,5 км;

– осложняющие разрывные нарушения преимущественно северо-восточного и субмеридионального простирания установлены на всей территории. Данные структуры также нередко формируются в зоны мощностью до 0,5 км.

Анализ полученных материалов показывает, что все известные рудные объекты располагаются: в пределах деформационно-метаморфической зоны северо-западного простирания, на границах тектонических линз в пределах зон пластических деформаций, вблизи крупных прямолинейных разрывных нарушений северо-западного простирания, в узлах сопряжения северо-западных и субширотных, северо-восточных и субмеридиональных структур.

Таким образом, проведенные исследования показывают, что наряду с общими региональными факторами космоструктурного контроля, в рудных районах выражены индивидуальные особенности, обусловленные историей их геологического развития.

Совокупность выявленных космоструктурных закономерностей строения изученных районов Рудного Алтая позволяет рассматривать их в качестве разноуровневых прогнозно-поисковых критериев выделения перспективных участков на выявление полиметаллического оруденения.

Западно-Калбинская металлогеническая зона Зайсанской складчатой системы вмещает 18 золоторудных полей (Миалинское, Костобе-Эспинское, Бакырчикское, Алайгырское, Акжальское, Кара-Чоко, Боко-Васильевское, Баладжальское, Джумбинское, Лайлинское, Кулуджунское, Суздальское и др.), расположенных в поперечно-диагональных структурах II порядка (Рисунок 3.36). Известные рудные поля объединяются в три структурно-морфологические группы: 1) с жильно-кварцевым и штокверковыми типами руд в терригенных, вулканогенных и карбонатных толщах карбона, габбро-плагиогранитных массивах; 2) представленные минерализованными сульфидными зонами в углеродистых терригенных толщах карбона; 3) комбинированного типа, включающие кварцевые жилы, штокверки, золото-пирит-арсенопиритовые залежи в различных терригенно-вулканогенных толщах и интрузивах (Коробейников, Масленников, 1994).

Большинство исследователей связывают золотое оруденение с кунушским плагиогранитным комплексом малых интрузий. Для рудных полей и месторождений свойственно развитие метасоматитов альбит-амфиболовой, кварц-полевошпатовой, пропилитовой и лиственит-березитовой среднеглубинных формаций и сопряженных с ними золотых руд.

Для выявления региональных закономерностей размещения рудных районов и полей, дешифрировались космические снимки континентального уровня генерализации – Modis с привлечением материалов среднего пространственного разрешения (Aster, Landsat). Далее изучались закономерности размещения месторождений и рудопроявлений в пределах рудных полей по результатам обработки и дешифрирования космических снимков локального и детального уровня генерализации – Landsat, Aster и доступных снимков высокого пространственного разрешения компании DigitalGlobe.

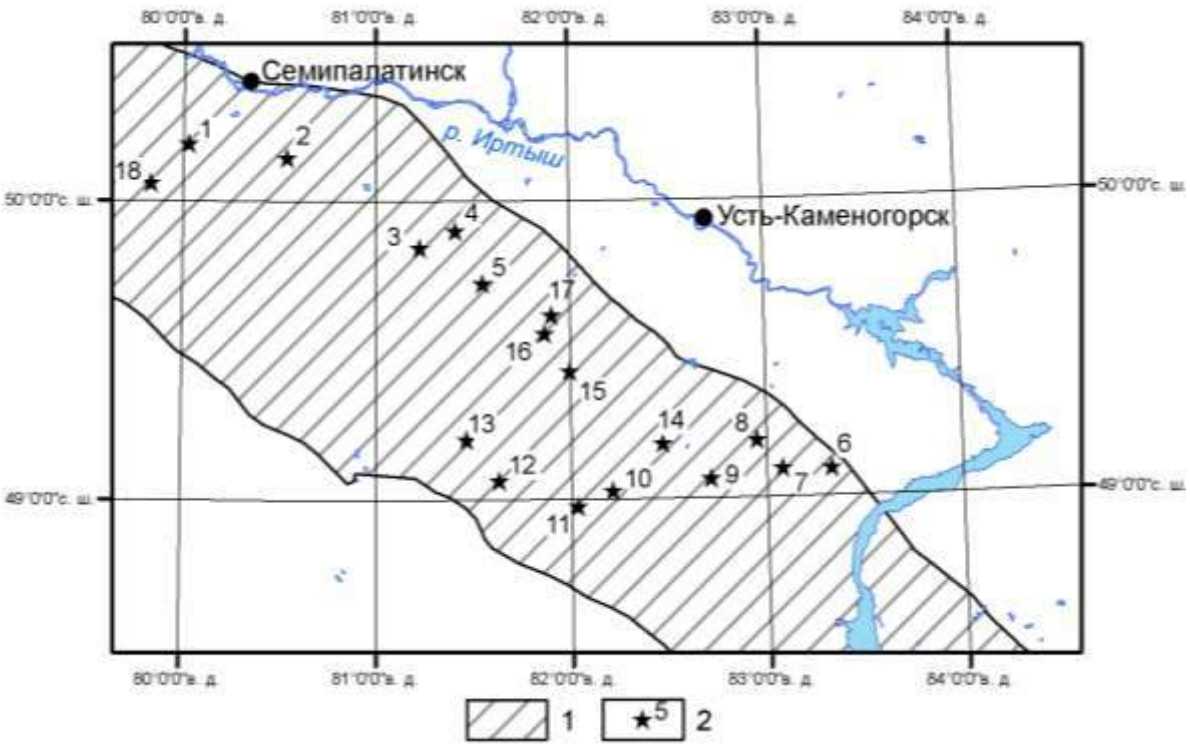


Рисунок – 3.36. Положение золоторудных полей в Западно-Калбинской металлогенической зоне: 1 – Западно-Калбинская металлогеническая зона; 2 – рудные поля и их номера: 1 – Джерекское; 2 – Кедейское; 3 – Эспинское; 4 – Миалинское; 5 – Бакырчикское; 6 – Лайлинское; 7 – Кулуджунское; 8 – Теректинское; 9 – Джумбинское; 10 – Баладжальское; 11 – Ашалы-Даубайское; 12 – Боконское; 13 – Акжальское; 14 – Сенташское; 15 – Жантасское; 16 – Казанчункурское; 17 – Канайское; 18 – Суздальское

На рисунке 3.37 показаны основные космогеологические структуры, выявленные при дешифрировании космических снимков Modis.

Исследования показывают, что в Западной Калбе отчетливо проявлены космоструктуры линейной и кольцевой (дуговой) морфологии. Среди линейных преобладают структуры северо-западного, субширотного, субмеридионального и северо-восточного простирания, которые соответствуют глубинным разломам различного уровня заложения. Северо-западные структуры определяют положение главных геотектонических структур и проникают в верхнюю мантию на глубину до 200–300 км, субширотные структуры, с глубинами заложения 42–47 км, занимают секущее положение по отношению к северо-западным. Субмеридиональные структуры проникают в земную кору до глубин 22–26 км, а северо-восточные – до 20–10 км (Коробейников, Масленников, 1994).

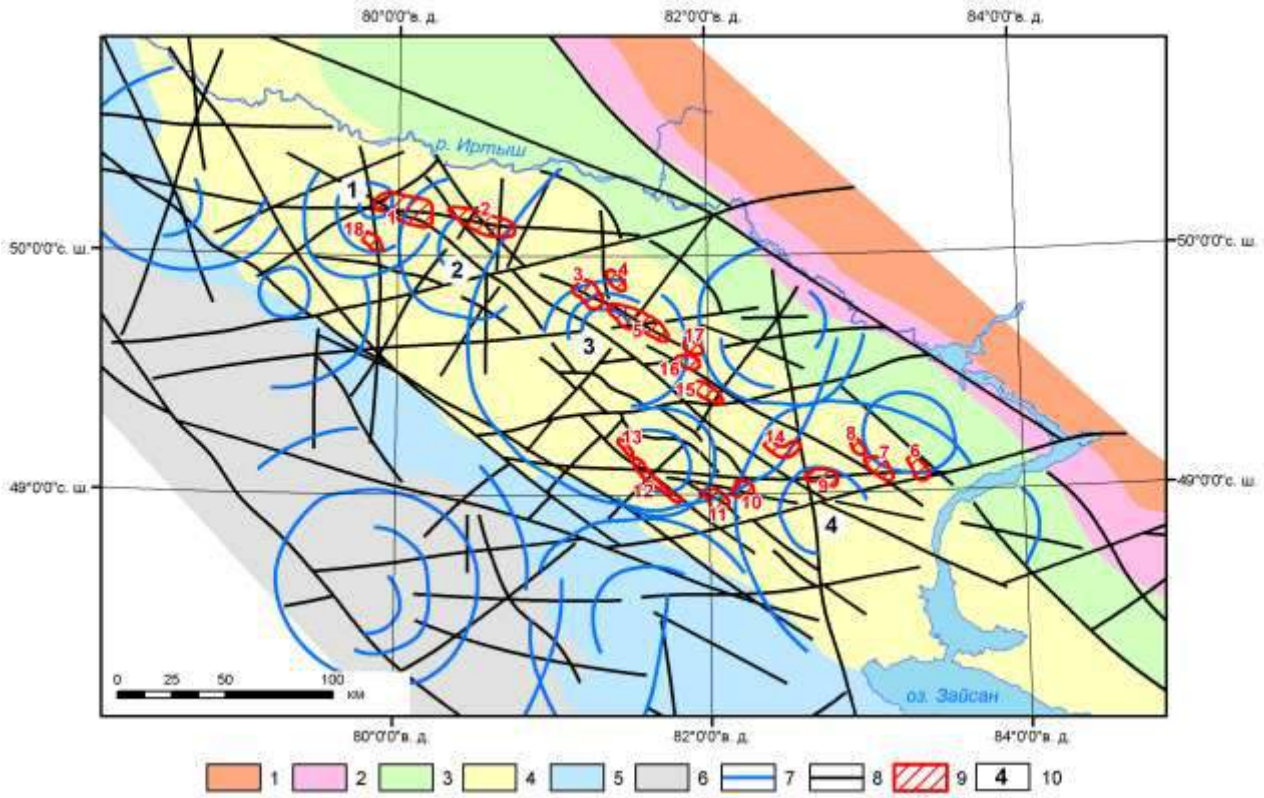


Рисунок – 3.37. Космоструктурная модель Западно-Калбинской металлогенической зоны и сопредельных территорий (по результатам дешифрирования космических снимков Modis). 1–5 – металлогенические зоны Зайсанской складчатой системы: 1 – Рудно-Алтайская; 2 – Иртышская; 3 – Калба-Нарымская; 4 – Западно-Калбинская; 5 – Жарма-Саурская; 6 – Чингиз-Тарбогатайские каледонские структуры обрамления; 7 – частные кольцевые структуры; 8 – частные линеаменты; 9 – рудные поля (номера см. Рисунок – 3.36); 10 – очаговые структуры Западно-Калбинской металлогенической зоны: Джерек-Суздальская (1), Кедейская (2), Кызыловская (3), Джумбинская (4)

Кольцевые (дуговые) структуры по диаметру можно разделить на четыре группы: 105–162, 53–64, 28–38 и 15–21 км. С использованием подходов Ваганова и др. (1985) оценены возможные глубины их формирования, которые составляют 35–54, 17–21, 9–13 и 5–7 км соответственно.

Закономерное сочетание части линейных и кольцевых (дуговых) структур позволило выделить четыре очаговые структуры (Рисунок 3.37) – Джерек-Суздальскую, Кедейскую, Кызыловскую и Джумбинскую.

Джерек-Суздальская очаговая структура образована сопряжением линейных (северо-западных, широтных, меридиональных и северо-восточных) и телескопированных кольцевых, диаметрами 53, 35 и 15 км, структурами.

Кедейская очаговая структура образована сопряжением линейных (северо-западных, широтных, меридиональных и северо-восточных) и телескопированных кольцевых, диаметрами 64 и 28 км, структурами. Кызыловская очаговая структура образована сопряжением линейных (северо-западных, широтных, меридиональных и северо-восточных) и телескопированных кольцевых, с диаметрами 162, 53, 36 и 21 км, структурами. Джумбинская очаговая структура образована сопряжением линейных (северо-западных, широтных и меридиональных) и телескопированных кольцевых, диаметрами 105 и 38 км, структурами.

С учетом данных о глубинном строении изучаемой территории (Любецкий, 1965; Булин и др., 1969; Щерба и др., 1984; Нусипов и др., 2004), определены уровни заложения очаговых структур: Кызыловская и Джумбинская – верхнемантийный – нижнекоровый (активная верхняя мантия – раздел М), а Джерек-Суздальская и Кедейская – среднекоровый (раздел сиалического и гранулито-базитового комплекса). Кызыловская и Джумбинская очаговые структуры отражают прогибание поверхности М, Джерек-Суздальская и Кедейская – Семипалатинское поднятие астеносферы.

В связи с дискретностью проявления кольцевых структур в строении очаговых, следует считать, что развитие последних проходило пульсационно. Максимальные энергетические эффекты в развитии очаговых структур приходятся на основные сейсмические границы – поверхность М, раздел сиалического и гранулито-базитового комплекса, раздел гранитного и диоритового слоев, раздел седиментного и гранитного слоев.

Выделенные очаговые структуры согласуются с региональными геохимическими построениями В.В. Масленникова (Рисунок 3.38). Характерной чертой распределения геохимических ассоциаций внешних зон является их приуроченность к продольным линеаментам. Геохимические ассоциации внутренних зон пространственно ассоциируют с участками сопряжения продольных северо-западных с поперечными северо-восточными и

диагональными субширотными структурами. При этом необходимо отметить, что геохимические ассоциации внутренних зон лежат в пределах кольцевых структур.

Известные рудные районы (узлы) и поля контролируются участками сопряжения радиальных (чаще северо-западного простирания) и концентрических структурных элементов очаговых структур. Спектральный анализ материалов Aster показал, что по значимым величинам кварцевого индекса, в пределах очаговых структур, выделяются участки округлой формы диаметром 10-25 км (Рисунок 3.39). Такие участки по нашему мнению отражают надинтрузивные зоны окварцевания, контролируют положение золоторудных полей и месторождений и отчетливо проявляются в вторичных ореолах рассеяния некоторых элементов.

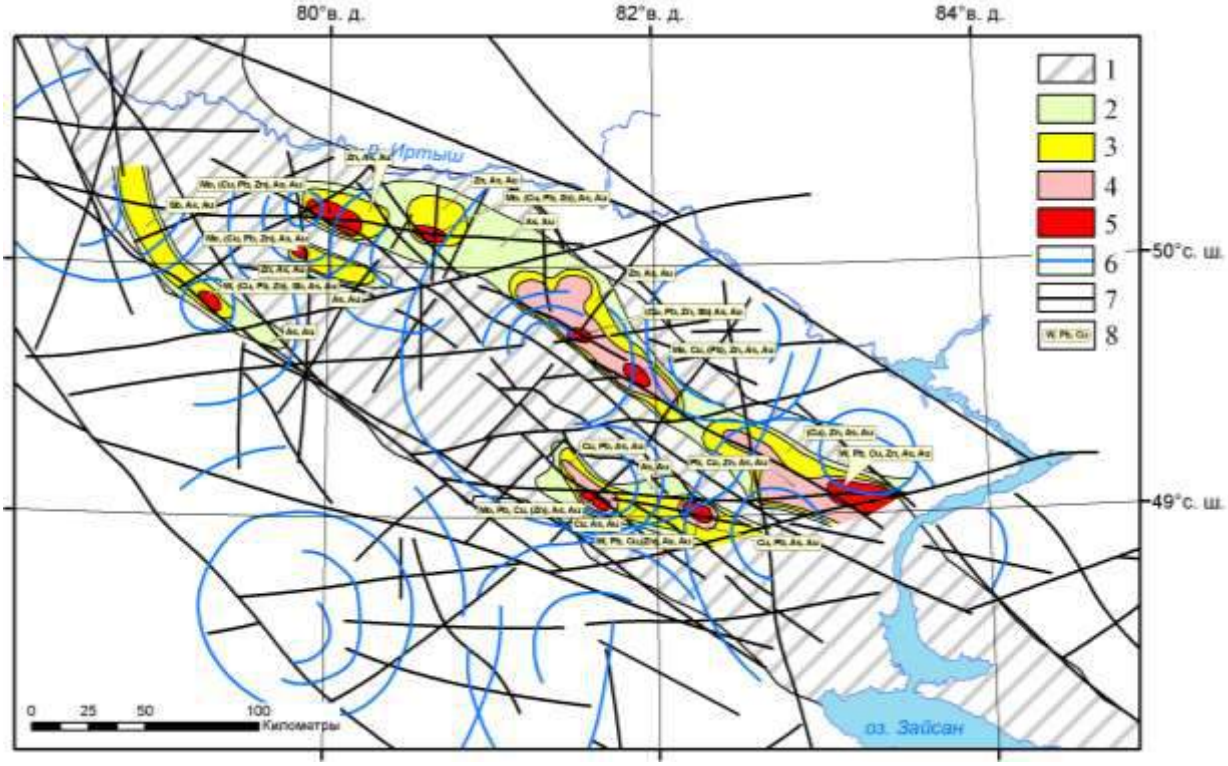


Рисунок – 3.38. Геохимические особенности очаговых структур Западной Калбы. 1– Западно-Калбинская металлогеническая зона; 2–5 – геохимические зоны (по В.В. Масленникову, 1979): 2, 3 – внешние, 4, 5 – внутренние; 6 – частные кольцевые структуры; 7 – частные линеаменты; 8 – состав геохимических зон

Наличие крупных очаговых структур в Жарма-Саурской металлогенической зоне и каледонидах Чингиз-Тарбагатая (Рисунок 3.37) позволяют прогнозировать возможность выявления золоторудных объектов сопоставимых масштабов.

Если для выделения региональных космоструктур дешифрировались космические снимки Modis, то для выявления закономерностей размещения рудных объектов в пределах рудных полей использовались данные Landsat ETM+ и Aster. В результате получены космоструктурные схемы всех известных в пределах Западной Калбы золоторудных полей – Кызыловского, Боко-Васильевского, Суздальского, Миалинского и др.

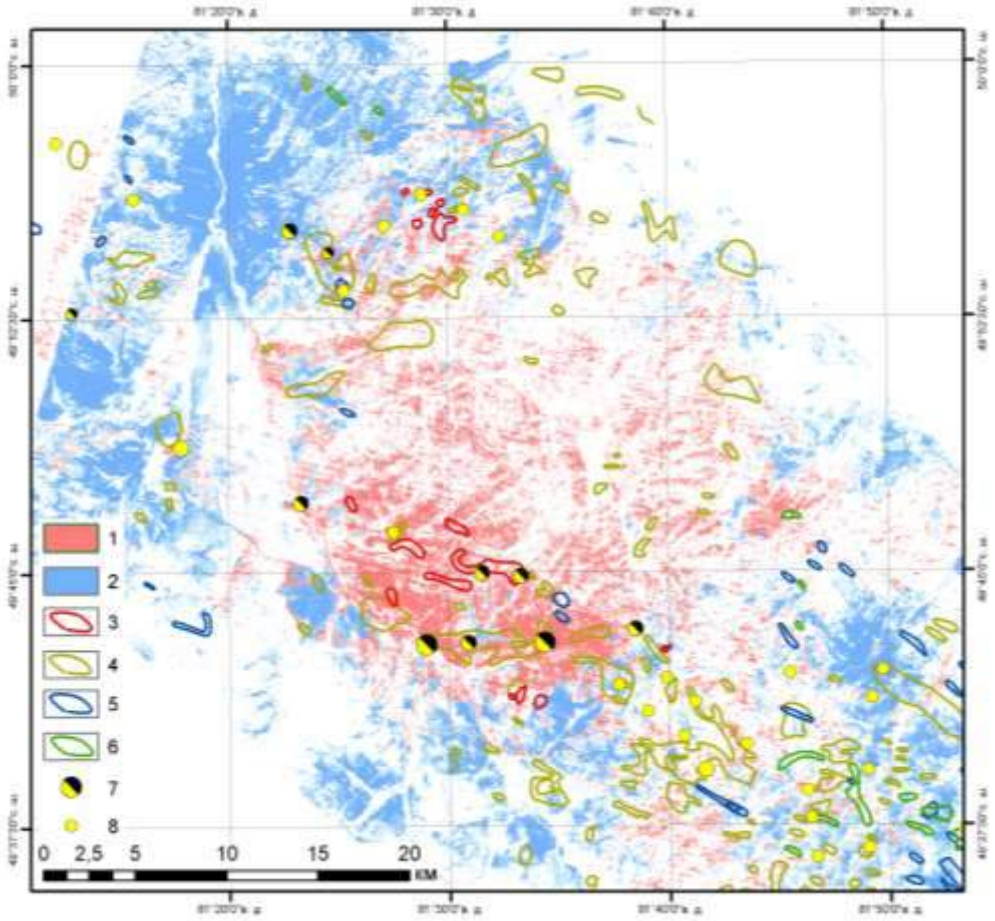


Рис.4.39. Спектральный образ Бакырчикского рудного района (по материалам обработки ASTER). 1 – значимые величины кварцевого индекса; 2 – значимые величины индекса «Оксиды железа»; 3–6 – геохимические аномалии некоторых микроэлементов во вторичных ореолах рассеяния (по Юрченкову, 1982–1986 ф): 3 – Au (> 0,005 г/т); 4 – As (> 0,005 %); 5 – Co (> 0,003 %); 6 – Ni (> 0,004 г/т); 7–8 – месторождения и рудопроявления золота: 7 – прожилково-вкрапленные; 8 – кварцево-жильные

Бакырчикское рудное поле расположено на площади распространения пород морской флишоидной формации серпуховского яруса (C_1). На северо-западе они перекрыты отложениями прибрежно-морской молассовой формации (C_2). Западной границей рудного района служит поднятие, сложенное породами

офиолитовой ассоциации верхнего визе. В осевой части площади проходит региональный разлом. Северо-восточной границей служит разлом северо-западного простирания с падением под 50–70° на северо-восток. Северной границей служит региональный широтный разлом с падением на юг под углами 40–50°. Морская флишоидная формация характеризуется двучленным строением: нижняя часть ее разреза мощностью 1,5–2,2 км сложена преимущественно песчаниками, а верхняя часть мощностью 1,8 км представлена переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов. Прибрежно-морская молассовая формация также имеет двучленное строение: нижняя часть, мощностью 1,6 км, сложена плохо сортированными песчаниками, конгломератами, гравелитами, а верхняя часть, мощностью 1,2 км, имеет существенно алевролитовый состав. В центральной части района геофизическими данными фиксируется «слепая» интрузия гранитоидов повышенной основности, залегающая на глубинах 0,5–3,5 км (Нарсеев и др., 2001).

Региональные разрывы представлены мощными, до нескольких сотен метров, дизъюнктивами, зонами дробления и милонитизации. Направление разрывных и складчатых структур северо-западное. Региональные разломы сопровождаются рудовмещающими разрывами и зонами трещиноватости. Наиболее крупным из оперяющих является широтный разрыв мощностью до 100 м, падающий на север под углом 30–50°.

Продуктивная минерализация представлена пиритом, арсенопиритом, реже сфалеритом, халькопиритом, пирротином, золотом, шеелитом, марказитом, блеклыми рудами, герсдорфитом, антимонитом, самородным серебром.

Основные рудные тела сложены прожилково-вкрапленными и вкрапленными золото-пирит-арсенопиритовыми ассоциациями в апосланцевых березитах.

Космоструктурная позиция рудного поля (Рисунок 3.40) определяется тем, что оно локализовано во внутренней части дуговой структуры диаметром 31,5 км, сложного внутреннего строения.

Эта кольцевая структура приурочена к узлу сопряжения крупных разрывных нарушений северо-западного, северо-восточного и субширотного простирания.

Пространственное совмещение этой структуры с контуром слепого гранитоидного тела повышенной основности, позволяет предположить, что кольцевая структура отражает погребенную магматическую камеру. Во внутренней части структуры выявлены несколько систем телескопированных кольцевых структур с радиусами от 13 до 1,5 км.

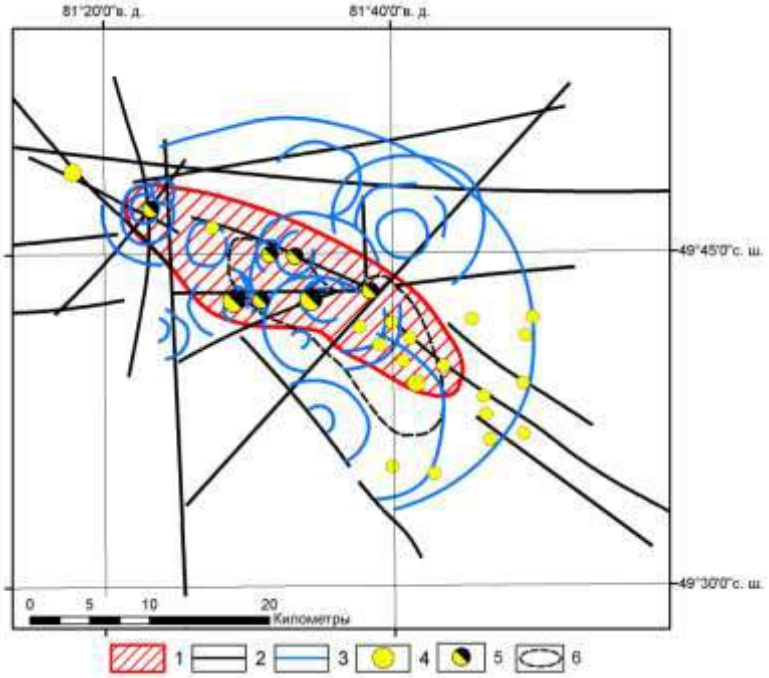


Рисунок – 3.40. Космоструктурная модель Кызыловского рудного поля: 1 – контуры рудного поля; 2 – линеаменты; 3 – кольцевые и дуговые структуры; 4–5 – месторождения и рудопроявления жильного (4) или вкрапленного и прожилково-вкрапленного (5) типов; 6 – слепые гранитоиды повышенной основности на глубинах 0,5-3,5 км, выявленные по геофизическим данным (по Мыснику, Дьячкову, Стучевскому и др., 2004)

Именно такими телескопированными кольцевыми структурами, «нанизанными» на линейные широтного или северо-западного простирания, контролируется положение основных рудных объектов рудного поля – месторождения Бакырчик, Большевик и др. При этом установлено, что участки проявления прожилково-вкрапленного и вкрапленного оруденения пространственно совмещаются с участками развития кольцевых структур с диаметрами 1,5–3,2 км, тогда как участки проявления преимущественно жильного оруденения характеризуются развитием кольцевых структур с диаметрами 2,7–9 км.

В пределах Бакырчикского рудного поля проведено картирование минеральных парагенезисов методом спектральных индексов по материалам космических съемок Aster. Исследования показали, что наиболее информативными оказались кварцевый, серицит-мусковит-глинистый, эпидот-хлорит-кальцитовый и железистые минеральные индексы (Рисунок 3.41).

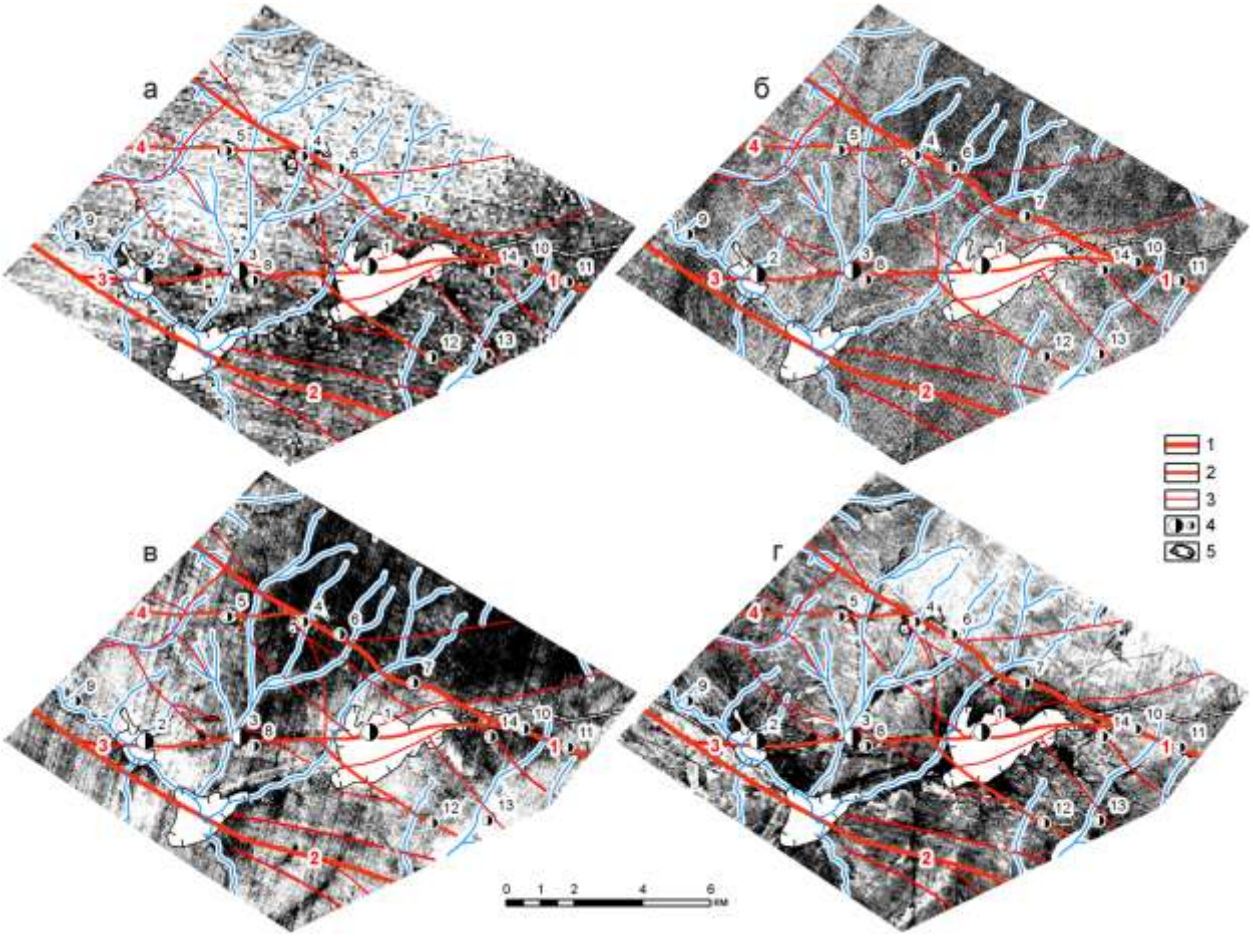


Рисунок – 3.41. Информативные минеральные индексы Бакырчикского рудного поля (использована градиентная заливка: минимальные значения индексов показаны черным, максимальная – белым). Минеральные индексы: а – кварцевый; б – серицит-мусковит-глинистый; в – железистые силикаты; г – трехвалентное железо. 1 – 3 – разрывные нарушения: 1 – региональные (разломы: 1 – Северо-Восточный; 2 – Западно-Калбинский); 2 – главные (3 – Кызыловский надвиг; 4 – Параллельный); 3 – прочие; 4 – месторождения и рудопроявления: 1 – Бакырчик, 2 – Большевик, 3 – Загадка, 4 – Дальний, 5 – Дальний-1, 6 – Дальний-2, 7 – Дальний-3, 8 – Километровая, 9 – жила Кызыловская, 10 – Кармен, 11 – Сарбас, 12 – жила Татарская, 13 – Лесть, 14 – жила 31; 5 – техногенно нарушенные участки

Значимые величины кварцевого индекса (Рисунок 3.41а) хорошо отбивают висячие бока главных тектонических структур района – Северо-Восточного,

Западно-Калбинского разломов, падающих в северо-восточных румбах. Основная рудоконтролирующая тектоническая структура – Кызыловская зона смятия, в значениях кварцевого минерального индекса фиксируется пониженными значениями и, только в районе месторождения Загадка – повышенными. При этом районы двух самых крупных месторождений в Бакырчикском рудном поле Бакырчик и Большевик отмечаются низкими значениями кварцевого индекса, что объясняется наличием значительных областей выноса кремнезема с локальными участками его накопления в пределах Кызыловской зоны смятия, установленных при расчете баланса вещества по данным буровых скважин (Ананьев, Коробейников, 2009).

Значимые показатели серицит-мусковит-глинистого минерального индекса отчетливо отбивают положение месторождений и рудопроявлений как в пределах Кызыловской зоны смятия, так и в зоне влияния Северо-Восточного и Параллельного разломов (Рисунок 3.41б). Кроме этого, разрывные нарушения второго порядка, оперяющие основные тектонические структуры, так же сопровождаются зонами повышенных значений этого минерального индекса. При микроскопическом изучении руд и околорудных метасоматитов месторождения Бакырчик (Ананьев, Коробейников, 2009) установлено, что последние представлены кварц-карбонат-серицитовой фацией лиственито-березитовой формации. Это дает основание полагать, что повышенные значения серицит-мусковит-глинистого индекса обусловлены наличием серицита в околорудных метасоматитах.

Значимые величины минерального индекса «железистые силикаты» проявлены только в висячих боках главных разрывных нарушений, так же фиксируют положение месторождений и рудопроявлений рудного поля (Рисунок 3.41в). Следует отметить, что области повышенных значений этого минерального индекса несколько шире, чем у серицит-мусковит-глинистого. По мнению Hewson et. al. (2005), предложившего этот показатель, высокие значения индекса свидетельствуют о наличии таких силикатов как биотит, хлорит и амфибол. Микроскопическое изучение шлифов по керну буровых скважин в пределах

месторождения Бакырчик (Ананьев, Коробейников, 2009) показало присутствие во внешних зонах метасоматических колонок повышенных концентраций хлорита, незначительные количества биотита и полное отсутствие амфиболов. Приведенные данные свидетельствуют в пользу хлоритовой природы повышенных значений этого минерального индекса.

Проявление рудной минерализации так же закономерно проявлено в значениях минеральных индексов двух- и трехвалентного железа. Месторождения и рудопроявления рудного поля лежат в областях их минимальных значений (Рисунок 3.41г). Отчетливо проявленные максимумы находятся в северо-восточной, северной и северо-западной частях рудного поля в висячих крыльях основных разрывных нарушений и, по нашему мнению, отражают участки лимонитизации и гематитизации метасоматического пирита II во фронтальных зонах на современном уровне эрозионного среза.

На основе выявленных закономерностей предложена спектральная модель Бакырчикского рудного поля (Рисунок 3.42).

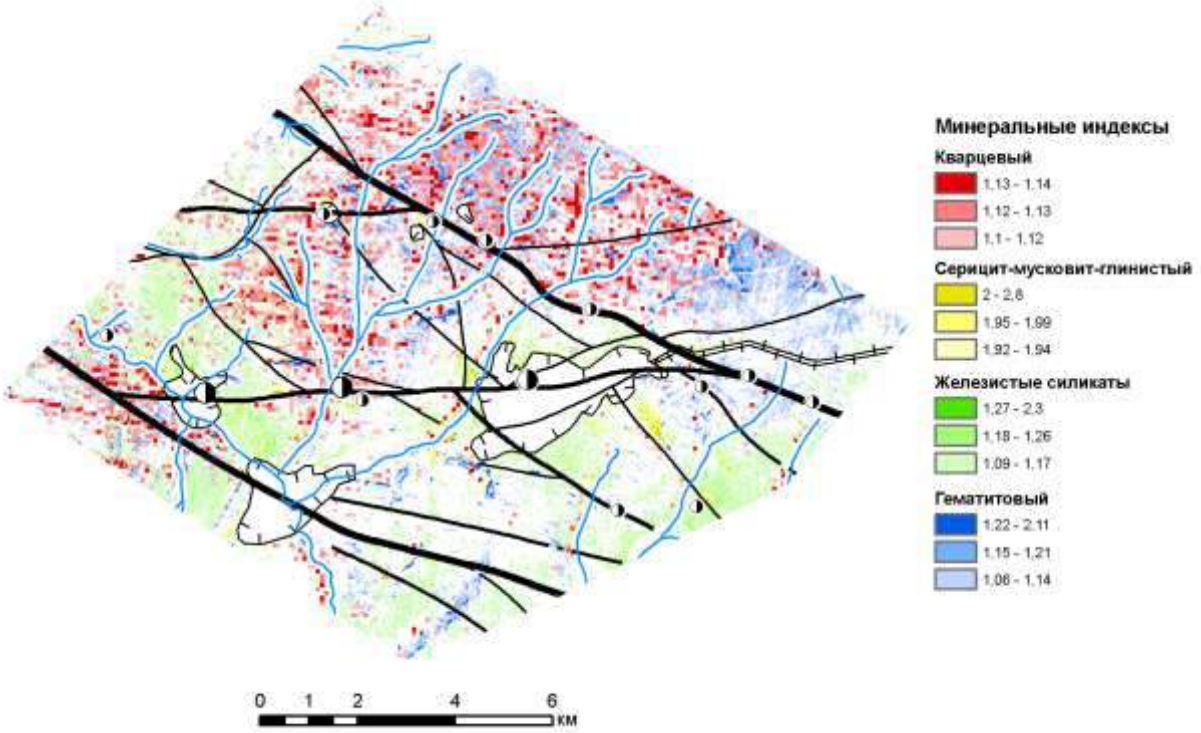


Рисунок – 3.42. Спектральный образ Бакырчикского рудного поля (Условные обозначения см. на рисунке – 3.41).

На этом уровне естественной генерализации (по данным космической съемки ASTER) в спектральной модели Бакырчикского рудного поля отчетливо выделяются следующие зоны: внутренняя – серицит-мусковит-глинистая; промежуточная – железисто-силикатная; внешняя – железисто-кварцевая.

Участок Костобе располагается в центральной части Калбинского синклинория, в пределах Калба-Нарымской структурно-формационной зоны, протягиваясь узкой полосой вдоль висячего крыла Западно-Калбинского глубинного разлома в Бакырчикском рудном районе, в восточной части рудного поля Эспе и в непосредственной близости от северо-западного окончания Кызыловского рудного поля.

В геологическом строении площади принимают участие черносланцевые терригенно-осадочные породы нижней подсвиты калбинской свиты, смятые в напряженные складки, рассеченные малыми интрузиями и дайками кунушского интрузивного комплекса.

В пределах участка выявлено месторождение Северное Костобе и рудопроявление Южное Костобе. По вещественному составу руды участка Костобе аналогичны месторождению Бакырчик и относятся к золото-углеродисто-сульфидному минеральному типу.

В пределах участка Костобе проведено картирование минеральных парагенезисов методом спектральных индексов по материалам космических съемок Aster (Рисунок 3.43).

Анализ полученных данных показывает, что наиболее информативными оказались минеральные индексы серицит-мусковит-глинистый, железистые силикаты и трехвалентного железа.

Значимые показатели серицит-мусковит-глинистого минерального индекса однозначно фиксируют внутренние части потенциально рудоносных зон, тогда как индекс «железистые силикаты» отражают их приконтактовые части. Внешние части потенциально рудоносных зон отражаются значимыми величинами индекса «трехвалентного железа».

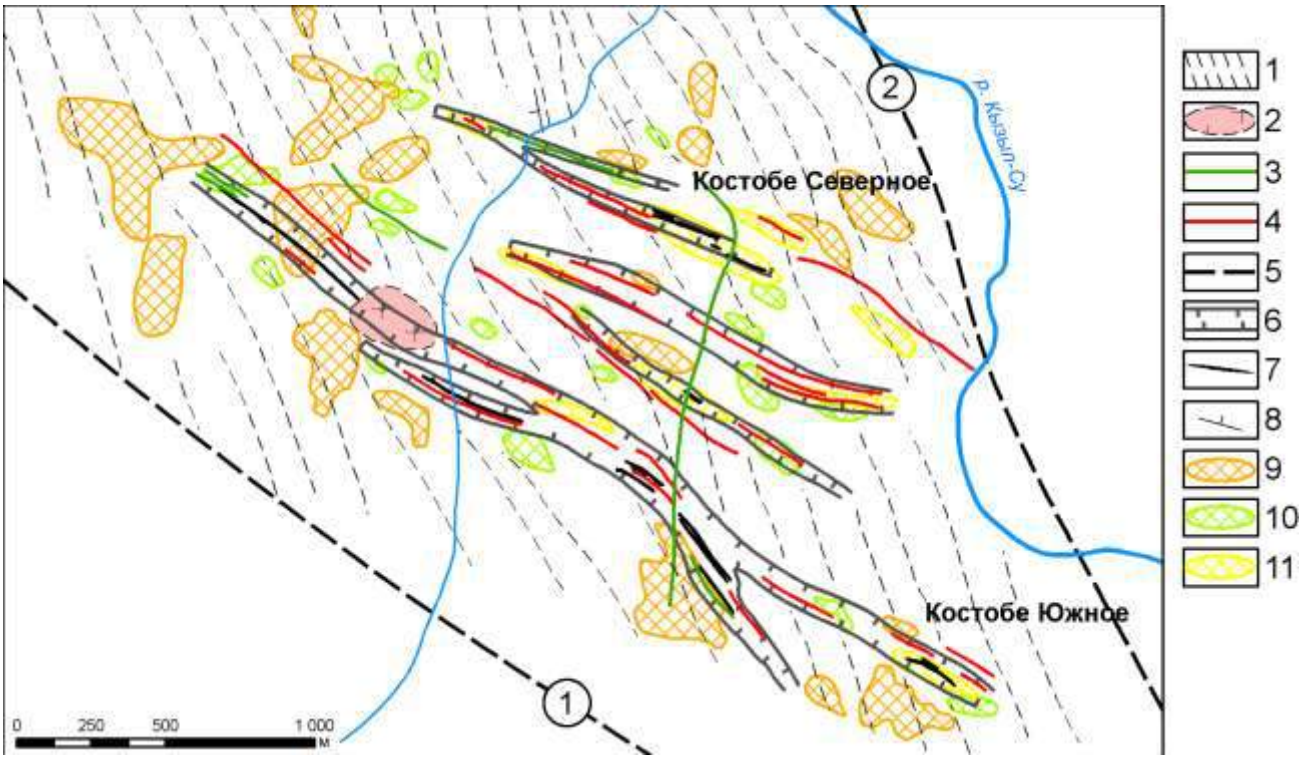


Рисунок – 3.43. Схема расположения значимых минеральных индексов на участке Костобе. 1 – черносланцевые терригенно-осадочные породы нижней подсвиты калбинской свиты визея; 2 – 4 – интрузивные образования кунушского комплекса: 2 – слепое тело плагиогранитов; 3 – дайки керсантитов и микродиоритов; 4 – дайки плагиогранит-порфиров; 5 – главные разрывные нарушения (1 – Западно-Калбинский глубинный разлом, 2 – Кызылсуйский разлом); 6 – потенциально рудоносные зоны, прослеженные на поверхности; 7 – рудные тела; 8 – падение стратифицированных комплексов; 9 – 11 – значимые показатели минеральных комплексов: 9 – трехвалентного железа; 10 – железистые силикаты; 11 – серицит-мусковит-глинистый.

Интерпретация минеральных индексов проводилась на основе микроскопического изучения керна буровых скважин участка Костобе Северное. Микроскопическими исследованиями (Ананьев, Коробейников, 2009) установлено, что на участке Костобе Северное проявлена кварц-карбонат-серицитовая фация лиственито-березитов во внутренних зонах которых преобладает серицит, а во внешних – хлорит. Таким образом, значимые показатели серицит-мусковит-глинистого минерального индекса соответствуют внутренним зонам березитизации, а индекса железистые силикаты – внешним зонам березитового профиля гидротермальных изменений. Участки высоких

значений индекса «трехвалентного железа», по нашему мнению, соответствуют площадям с лимонитизированным метасоматическим пиритом-II.

Таким образом, на участке Костобе в строении метасоматического ореола отчетливо выделяются три зоны: внутренняя – фиксируемая значимыми значениями серицит-мусковит-глинистым минеральным индексом, промежуточная – отраженная в индексе «железистые силикаты» и, наконец, внешняя – отмечаемая в индексе «трехвалентного железа».

Боко-Васильевское рудное поле расположено в центральной части Сарджальско-Даубайского наложенного прогиба и включает жильное, прожилково-вкрапленное и вкрапленное золото-кварцевое и золото-сульфидное оруденение в дислоцированных углеродисто-терригенно-вулканогенных толщах. Рудное поле имеет мелкоблоковое строение, обусловленное развитием глубинного северо-западного разлома и диагональных разрывов северо-восточного направлений. Глубинный разлом представлен мощной зоной (до 2,5 км) разрывов северо-западного простирания.

Для рудного поля характерно сложное внутреннее строение рудовмещающих углеродистых терригенных толщ, обусловленное чередованием антиклинальных и синклинальных складок II порядка с размахом крыльев в 140–200 м. В рудоносной структуре проявлены диагональные и поперечные волнообразные изгибы складчатых структур, ограниченные диагональными дизъюнктивами. В результате сформировалась кулисообразная диагонально-клавишная структура рудоносной зоны. По простиранию эта линейная зона разбита разрывами на пять структурных блоков, при этом отдельные блоки смещены по вертикали относительно друг друга на 100–400 м. Рудоносная терригенно-углеродистая толща перекрывается андезито-базальтами и их туфами. В юго-восточной и центральной частях рудной зоны обнажаются тела серпентинизированных гипербазитов, пропилитизированных габброидов, андезитов, гранитоидов повышенной основности. Эти штоки, силлы, дайки интрузивных пород и сопровождающие их метасоматиты и руды тяготеют к антиклинальным перегибам структур, осложненных разрывами и зонами трещиноватости

(Коробейников, Масленников, 1994). В центральной части рудного поля установлено слепое кислое тело повышенной основности на глубине 1-4 км (А.М. Мысник, Б.А. Дьячков, Н.И. Стучевский и др., 2004).

Оруденение представлено тремя морфологическими типами – вкрапленным на северо-западе, вкрапленным и прожилково-вкрапленным в центральной части и жильным в юго-восточной части рудного поля. Продуктивная минерализация представлена пиритом, арсенопиритом, реже сфалеритом, галенитом, золотом и др.

В структурном отношении (Рисунок 3.44), рудное поле располагается во внутренних частях серии кольцевых структур с диаметрами 17–18,5 км.

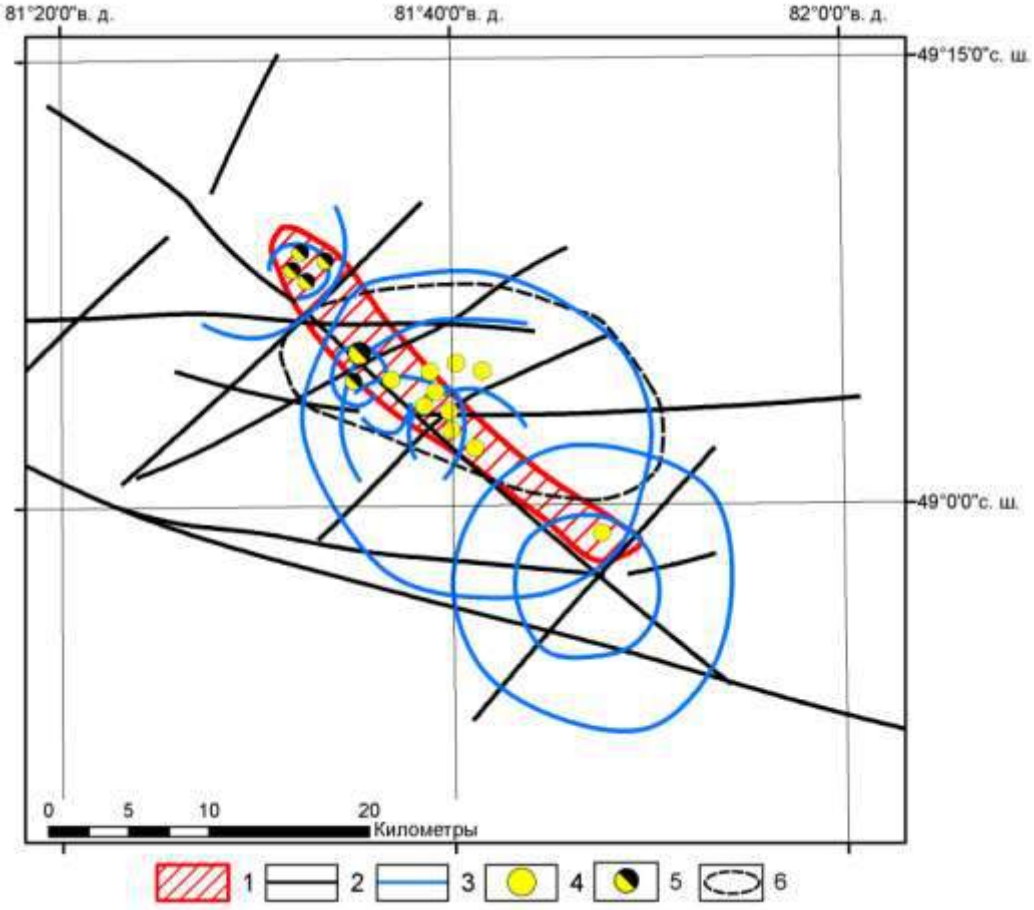


Рисунок – 3.44. Космоструктурная модель Боко-Васильевского рудного поля. Условные обозначения на рисунке – 3.40.

Кольцевые структуры приурочены к узлу сопряжения крупной линейной северо-западного с менее протяженными линейными структурами северо-восточного простирания. Одна из таких кольцевых структур отражает слепое

кислое интрузивное тело повышенной основности. Во внутренних частях крупных кольцевых структур установлены системы телескопированных кольцевых структур высоких порядков. Оруденение различных морфологических типов контролируется узлами сопряжения северо-западного Боконского разлома с северо-восточными и субширотными структурами. При этом установлено, что участки проявления вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализации пространственно ассоциируют с кольцевыми структурами диаметром 2,5–3,2 км, тогда как участки проявления жильной минерализации располагаются во внутренних частях кольцевых структур с радиусами 6,3–12 км.

В пределах рудного поля выполнено картирование минеральных парагенезисов методом спектральных индексов по материалам мультиспектральной съемки Aster (Рисунок 3.45).

Проведенные исследования показали, что наиболее информативными показателями в пределах рудного поля оказались индексы кварцевый, серицит-мусковит-глинистый и двухвалентное железо (в карбонатах и силикатах). При этом информативные показатели по-разному отражают рудоносные участки.

Участки Акдынгек, Боко и Колорадо. В их пределах проявлено кварцево-жильное оруденение. Жилы, как правило, маломощные, незначительной протяженности, сопровождаются березитами-лиственитами. В материалах обработки космических снимков Aster рудоносные участки проявлены линейно расположенными зонами со значимыми величинами индексов серицит-мусковит-глинистым и двухвалентное железо. Интерпретация индексов свидетельствует, вероятно, об их метасоматической природе. Индекс серицит-мусковит-глинистый отмечает участки серицитизации, а показатель двухвалентное железо – может отражать проявления сидерита, доломита или хлорита в околожильных березитах-лиственитах. Эти метасоматические минералы (серицит, доломит, сидерит, хлорит) были нами описаны ранее (Ананьев, Коробейников, 2009).

На участках Васильевский и Карьерный проявлены два структурно-морфологических типа оруденения: кварцево-жильный со свободным золотом и линейные зоны окварцевания с прожилково-вкрапленной сульфидной

минерализацией, в которых золото связано в основном с пиритом и арсенопиритом. Эти участки находят свое отражение в материалах обработки космических снимков Aster значимыми величинами индексов: кварцевого, серицит-мусковит-глинистого и двухвалентного железа. При этом, в пределах участка Васильевский, протяженность «ореола» окварцевания составляет более чем 720 м при мощности 270 м.

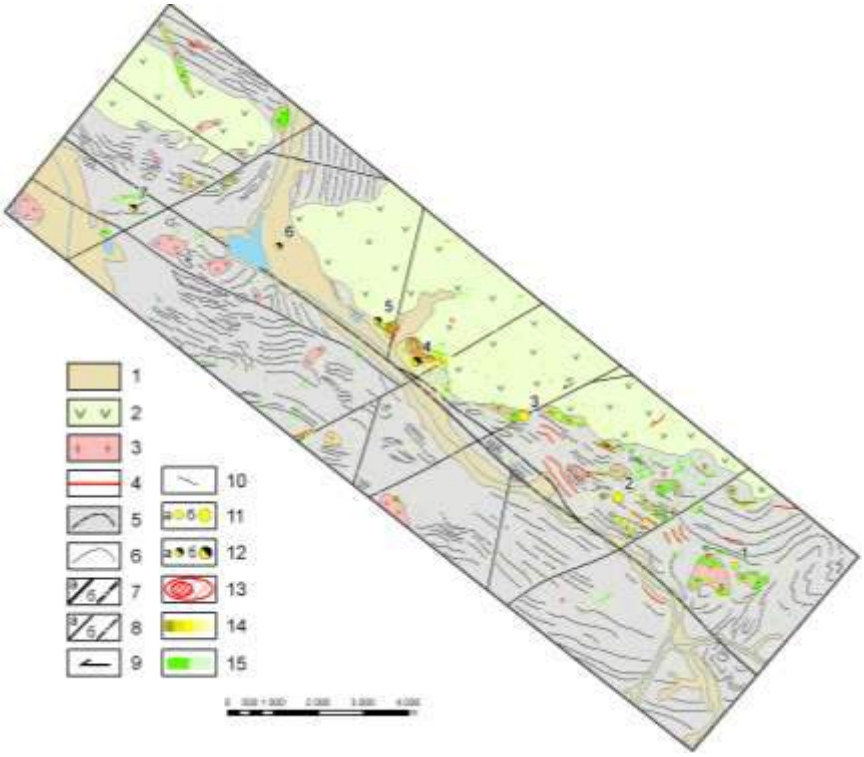


Рисунок – 3.45. Схема геологического строения и минеральной зональности Боко-Васильевского рудного поля (по данным дешифрирования мультиспектральных космических снимков Aster и детальных снимков компании DIGITALGLOBE). 1 – четвертичные отложения; 2 – андезито-базальты и их туфы даубайского комплекса; 3 – диориты, гранодиориты и граниты кунушского комплекса; 4 – дайки плагиогранит-порфиров кунушского комплекса; 5 – углеродисто-терригенные толщи буконьской свиты среднего карбона; 6 – геологические границы; 7 – главные разрывные нарушения выходящие на дневную поверхность (а), скрытые под четвертичными отложениями (б); 8 – прочие разрывные нарушения выходящие на дневную поверхность (а), скрытые под четвертичными отложениями (б); 9 – направление перемещения блоков; 10 – падение слоистости; 11 – 12 – проявления (а) и месторождения (б) 11 – кварцево-жильной и 12 – прожилково-вкрапленной золоторудной минерализации (цифрами не схеме обозначены участки: 1 – Акдынгек, 2 – Боко, 3 – Колорадо, 4 – Васильевский, 5 – Карьерный, 6 – Токум, 7 – Рудопроявление 15); 13 – 14 – значимые величины минеральных индексов: 13 – кварцевый; 14 – серицит-мусковит-глинистый; 15 – двухвалентное железо (в карбонатах и силикатах)

Участок Токум располагается в долине речки Боко и перекрыт с поверхности аллювиальные отложениями мощностью 10-20 м. В материалах дистанционных съемок участок ни как не проявлен.

Оруденение участка Рудопроявление 15 тяготеет к субширотной тектонической зоне смятия, рассланцевания, дробления, брекчирования с неравномерным метасоматическим окварцеванием и прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализацией. В материалах обработки космических снимков Aster участок проявлен в субширотной зоне протяженностью более 500 м и подчеркнутой значимыми показателями индексов серицит-мусковит-глинистого и двухвалентного железа.

Рудное поле Акжал расположено на западном фланге Боко-Акжальской рудной зоны в висячем крыле Боконского глубинного разлома. Территория рудного поля сложена вулканогенно-осадочной толщей визея, смятой в складки близширотного простирания, разбитой разнонаправленными дизъюнктивами на ряд тектонических блоков, прорванной субвулканическими телами метабазальтов, штоком диоритов, серией даек преимущественно кислого состава. Основные рудные тела рудного поля представлены более чем семидесятью кварцевыми жилами, сопровождаемые околожильными березитами, и пятью крупными зонами дробления, рассланцевания и гидротермальной проработки. Среди кварцевых жил преобладают тела северо-западной ориентировки, а минерализованных зон – субширотной.

В пределах рудного поля Акжал проведено картирование минеральных парагенезисов методом расчета минеральных индексов на основе мультиспектральных снимков Aster (Рисунок 3.46) которое показало, что наиболее информативными являются кварцевый, серицит-мусковит-глинистый и железистые показатели.

Значимые величины кварцевого минерального индекса, которые отражают участки окварцевания, в пределах рудного поля образуют тело вытянутое более чем на 5 км в северо-западном направлении при обшей ширине не менее 1км (Рисунок 3.45). Эта «кварцевая аномалия» ограничена на юге площади

субширотным Акжальским разломом. В северной части площади высокие значения этого минерального индекса фиксируют положение участка «Кварцитовая Сопка», где на дневную поверхность выходят тела метасоматических кварцитов.

Значимые величины серицит-мусковит-глинистого минерального индекса отражают участки около жильной березитизации. В целом контур таких изменений повторяет ареал окварцевания. Однако максимум изменений приходится на северный фланг месторождения Акжал, где плотность золотоносных кварцевых жил наибольшая (Рисунок 3.46).

Высокие значения индексов «Трехвалентное железо» и «Оксиды железа» обусловлены повышенными концентрациями таких минералов как гематит, гетит и ярозит. В пределах рудного поля Акжал высокие значения этих минеральных индексов проявляют одинаковый характер развития и распространены преимущественно по периферии участков окварцевания (Рисунок 3.46).

Таким образом, в метасоматическом ореоле рудного поля Акжал выделяются две зоны: внутренняя, выраженная кварцевым и серицит-мусковит-глинистым минеральными индексами и внешняя, проявленная в показателях трехвалентного железа и оксидов железа.

Баладжальское рудное поле располагается в области сопряжения Чарско-Горностаевского офиолитового пояса и Калбинского прогиба, где герциниды вытягиваются вдоль Баладжальского глубинного разлома северо-западного простирания. Стратифицированные образования аркалыкской и калбинской свит прорваны небольшими штоками габброидов кунушского комплекса и дайкой плагиогранитов дельбегетейского комплекса. На площади рудного поля расположено собственно месторождение Баладжал, приуроченное к штоку габброидов, и ряд рудопроявлений. В пределах месторождения Баладжал выделено два типа руд – выходящее на дневную поверхность кварцево-жильное (в теле габброидного штока и за его пределами среди ороговикованных терригенных толщ), и слепое прожилково-вкрапленные (только в теле габброидного штока).

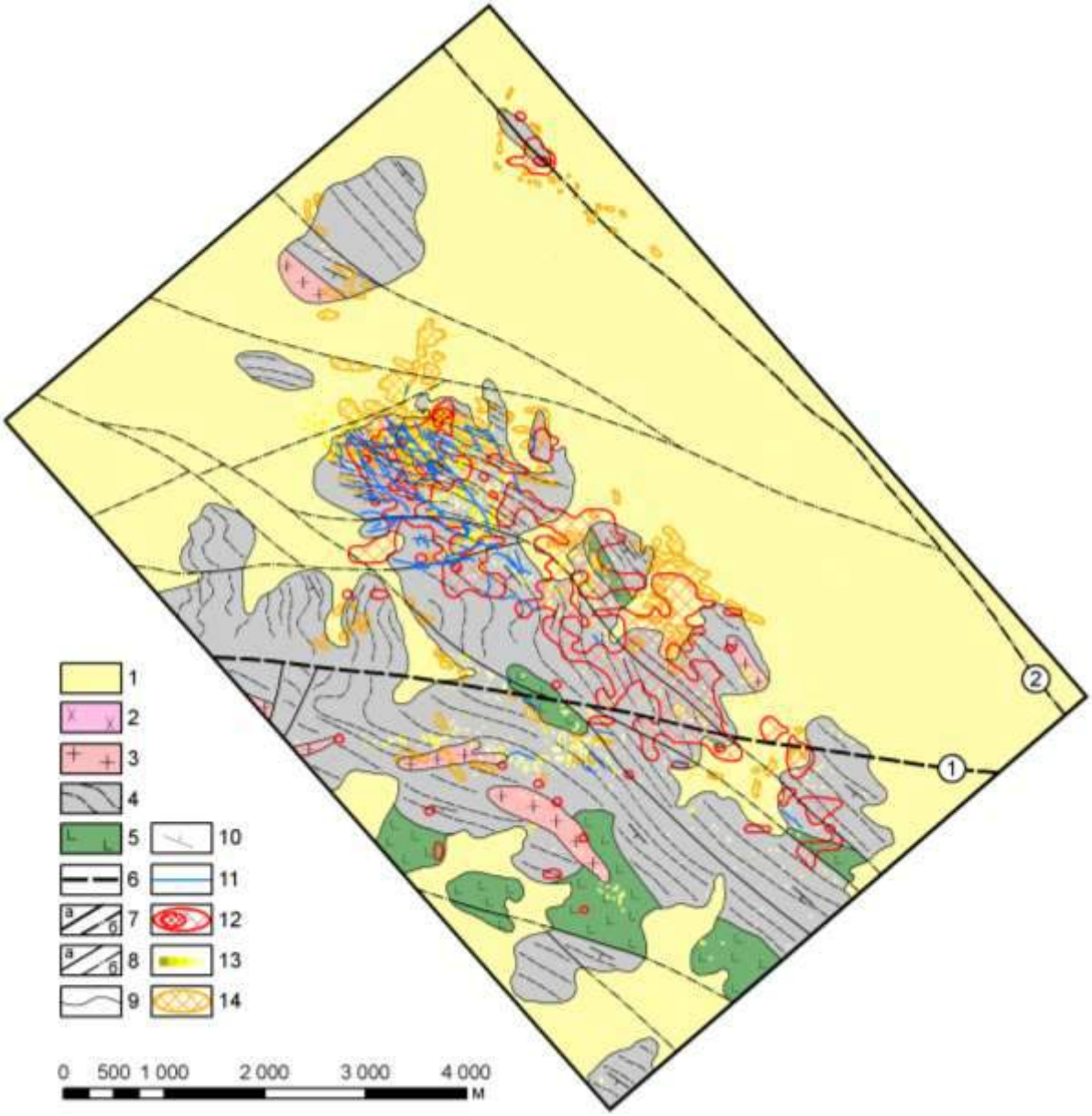


Рисунок – 3.46. Модель минеральной зональности рудного поля Акжал (геологическая информация приведена по данным Алтайской ГРЭ). 1 – рыхлые кайнозойские отложения; 2 – кварцевые диориты кунушского комплекса; 3 – тела плагиогранитов кунушского комплекса; 4 – терригенные образования аркалыкской свиты визея; 5 – диабазы и диабазовые порфириты аркалыкской свиты визея; 6 – зона Акжальского разлома (на схеме обозначено цифрой 1); 7 – зона Боконского разлома (на схеме обозначено цифрой 2) на дневной поверхности (а) и скрытая под чехлом кайнозойских отложений (б); 8 – прочие разрывные нарушения на дневной поверхности (а) и скрытые под чехлом кайнозойских отложений (б); 9 – геологические границы; 10 – падение стратифицированных образований; 11 – основные кварцевые жилы и рудоносные зоны; 12 – 14 – значимые показатели минеральных индексов (по данным обработки космического снимка Aster): 12 – кварцевый; 13 – мусковит-серицит-глинистый; 14 – трехвалентное железо и оксиды железа

Космоструктурная позиция рудного поля Баладжал, полученная по результатам дешифрирования среднемасштабных космических снимков Landsat ETM+, определяется приуроченностью к внутренней части телескопированной кольцевой структуре диаметром 7-10 км, положение которой определяется областью сопряжения линеаментов северо-восточного, северо-западного и субширотного простирания (Рисунок 3.47).

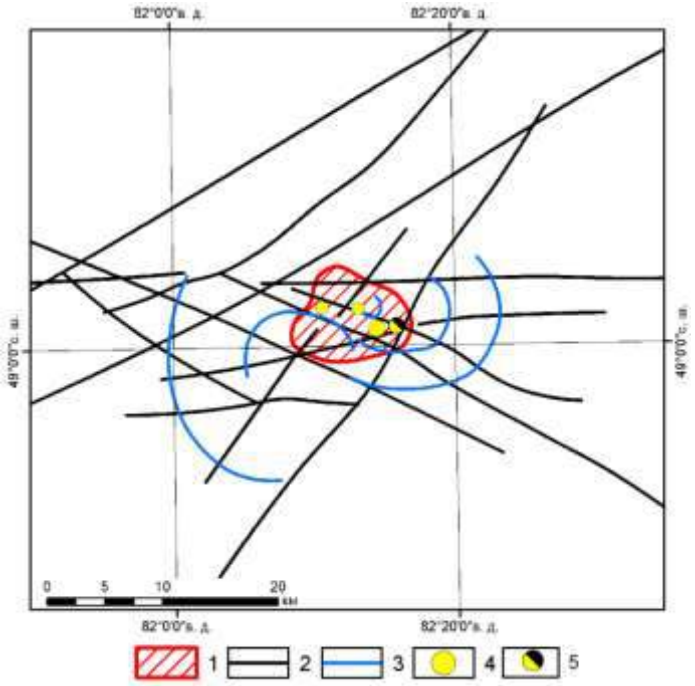


Рисунок – 3.47. Космоструктурная модель Баладжальского рудного поля (по данным дешифрирования Landsat ETM+). Условные обозначения на рисунке – 3.40

В пределах месторождения Баладжал проведено геологическое дешифрирование и картирование минеральных парагенезисов методом расчета минеральных индексов на основе спектрозональных снимков Aster и детальных снимков компании DIGITALGLOBE (Рисунок 3.48).

Проведенные исследования показали (Рисунок 3.48), что в районе месторождения отчетливо выделяются два тектонических блока, разделенных Баладжальским разломом – северный и южный. В пределах южного блока на дневную поверхность выходят сложнодислоцированные стратифицированные образования аркалыкской свиты визея. Северный блок образуют три пачки терригенных образований калбинской свиты серпуховского возраста падающие

на северо-восток. Стратифицированные образования прорваны штоком основного состава. Главным разрывным нарушением месторождения является Баладжальский разлом северо-западного простирания. Эта структура осложняется оперяющими северо-восточными и северо-западными разрывами, по которым в отдельных случаях отчетливо фиксируются смещения.

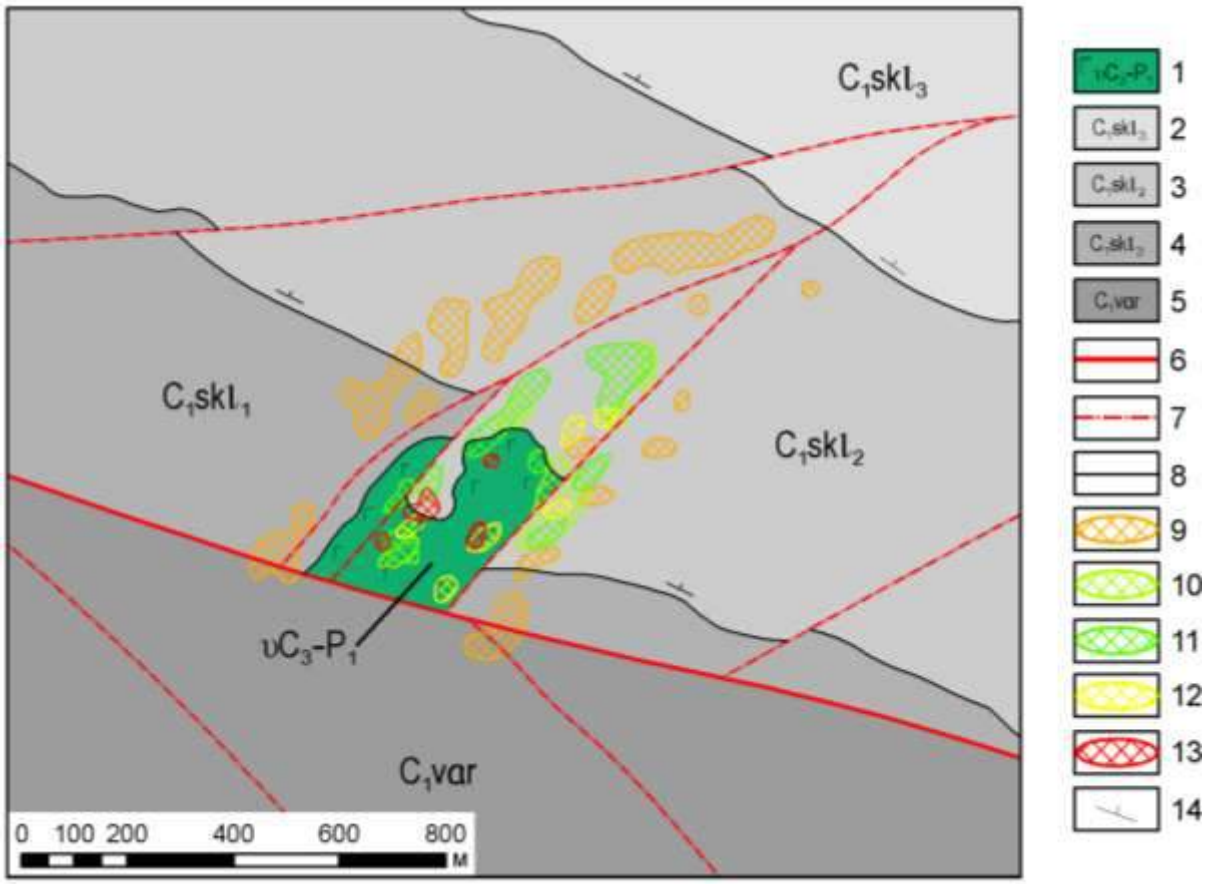


Рисунок – 3.48. Схема геологического строения и минеральной зональности месторождения Баладжал (по данным дешифрирования космических снимков Aster и детальных снимков компании DIGITALGLOBE). 1 – шток габбро кунушского комплекса; 2–4 – стратифицированные образования калбинской свиты в пределах рудного поля: 2 – верхняя пачка; 3 – средняя пачка; 4 – нижняя пачка; 5 – стратифицированные образования аркалыкской свиты; 6 – зона Баладжальского разлома; 7 – прочие разрывные нарушения; 9–13 – значимые величины минеральных индексов (по данным обработки спектрозональных снимков Aster): 9 – трехвалентное железо; 10 – железистые силикаты; 11 – эпидот-хлорит-кальцитовый; 12 – мусковит-серицит-глинистый; 13 – «железная шляпа» (гематитовый); 14 – падение стратифицированных образований

Картирование минеральных парагенезисов методом спектральных индексов показало, что наиболее информативными являются железистые, эпидот-хлорит-кальцитовый и мусковит-серицит-глинистый минеральные индексы. Особенности

пространственного распределения информативных минеральных индексов показано на рисунке 2. Анализ положения информативных минеральных индексов позволяет наметить минеральную зональность, в которой выделяются: внешняя зона, определенная по индексу трехвалентного железа; промежуточная зона, фиксируется по индексам «железистые силикаты» и эпидот-хлорит-кальцитовый; внутренняя – определяемая по мусковит-серицит-глинистому и гематитовому показателям.

Суздальское рудное поле приурочено к узлу сопряжения Горностаевского глубинного разлома северо-западного направления с северо-восточным Суздальским и субмеридиональным Восточно-Семейтауским разломами. В геологическом строении рудного поля принимают участие брекчированные и окварцованные известняки и известковистые алевролиты аркалыкской свиты (C_1), углисто-глинистые алевролиты серпуховского яруса (C_1), осадочные отложения майтюбинской свиты (C_2) и вулканиты семейтауской свиты (T_{2-3}).

В пределах месторождения выявлены четыре рудные зоны, локализованные в кулисообразно расположенных тектонических структурах, сложенных интенсивно брекчированными и окварцованными известняками и известковистыми алевролитами аркалыкской свиты. Рудные тела представлены сульфидно-вкрапленными зонами, занимают секущее положение по отношению к вмещающим породам и имеют крутое падение на юго-восток. На месторождении развита мел-палеогенового возраста кора выветривания линейного и линейно-площадного морфологических типов. Первичные руды Суздальского месторождения локализованы в центральных частях зон дробления и гидротермально-метасоматического изменения, имеющих секущий сквозной характер по отношению к вмещающим породам. Сульфидная минерализация двух типов: вкрапленного (золото-арсенопирит-пиритового минерального типа) и преобладающего прожилково-вкрапленного (золото-кварц-полиметаллический минеральный тип) (Калинин и др., 2009; Нарсеев, 2002).

Рудное поле (Рисунок 3.49) располагается во внутренней части кольцевой структуры диаметром 36 км со сложного внутреннего строения. Структура

приурочена к сопряжению северо-западных, субширотных и северо-восточных линеаментов. В эту кольцевую структуру закономерно «вложены» структуры меньшего диаметра, образуя телескопированные системы. Оруденение контролируется участками сопряжения северо-западных, северо-восточных и широтных линейных структур. При этом проявления штокверкового и вкрапленного типов оруденения пространственно ассоциируют с кольцевыми структурами диаметром 2,9–4,2 км, тогда как жильного типа структурами с диаметрами 6,6–9,2 км.

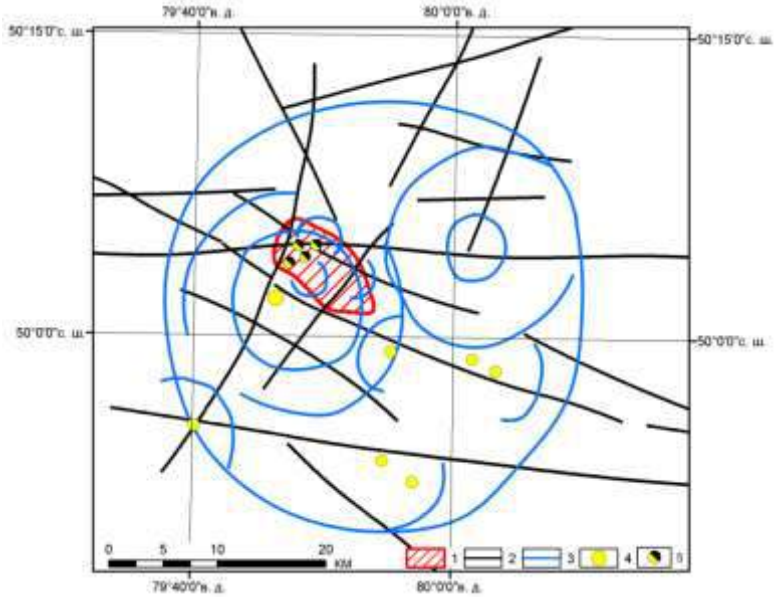


Рисунок – 3.49. Космоструктурная модель Суздальского рудного поля. Условные обозначения на рисунке 3.40

Миалинское рудное поле расположено в пределах Калбинского прогиба, в Бакырчикском рудном районе. Оно не имеет четко выраженных геологических границ и представляет собой блок пород размером 5х7 км, вытянутом в широтном направлении вдоль контролирующего Миалинского разлома. Территория рудного поля сложена осадочной толщей нижнего карбона морской молассоидной формации (калбинская свита). Пликативные структуры рудного поля представлены линейными складками с субпараллельной ориентировкой осей. Дизъюнктивная тектоника контролирует размещение большинства рудных тел и магматических образований, которые пользуются весьма ограниченным распространением и представлены единичным дайками кислого и среднего

состава кунушского комплекса. Геофизическими методами в юго-восточной части рудного поля на глубинах 1,5–3 км фиксируется гранитоидный массив повышенной основности. Продуктивная минерализация в рудном поле представлена жильной и прожилково-вкрапленной кварц-золото-углеродисто-сульфидной ассоциацией.

Космоструктурная позиция рудного поля (Рисунок 3.50) определяется его положением во внутренней части кольцевой структуры диаметром 20 км. Структура приурочена к узлу сопряжения широтных, меридиональных, северо-восточных и северо-западных линеаментов и вероятно отражает слепой гранитоидный массив. Прожилково-вкрапленное оруденение контролируется участками сопряжения меридиональных, северо-западных и северо-восточных линейных структур, а кварцево-жильное преимущественно северо-западными и субширотными структурами.

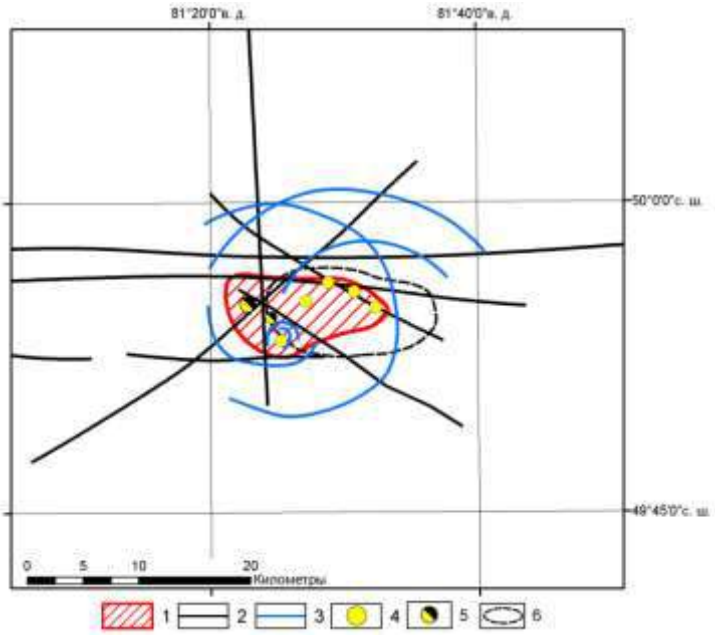


Рисунок – 3.50. Космоструктурная модель Миалинского рудного поля. Условные обозначения на рисунке 3.40

Картирование минеральных парагенезисов методом спектрального угла по эталонам USGS показал, что в пределах рудного поля развиты кварц-серицитовый и эпидот-хлоритовый минеральные парагенезисы (Рисунок 3.51). При этом эпидот-хлоритовый минеральный парагенезис контролируется разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного простирания, а кварц-

серицитовый – северо-западного и субширотного. Полученные данные о вещественном составе полностью соответствуют результатам метасоматического картирования поверхностных горных выработок и керна скважин (Ананьев, Коробейников, 2009).

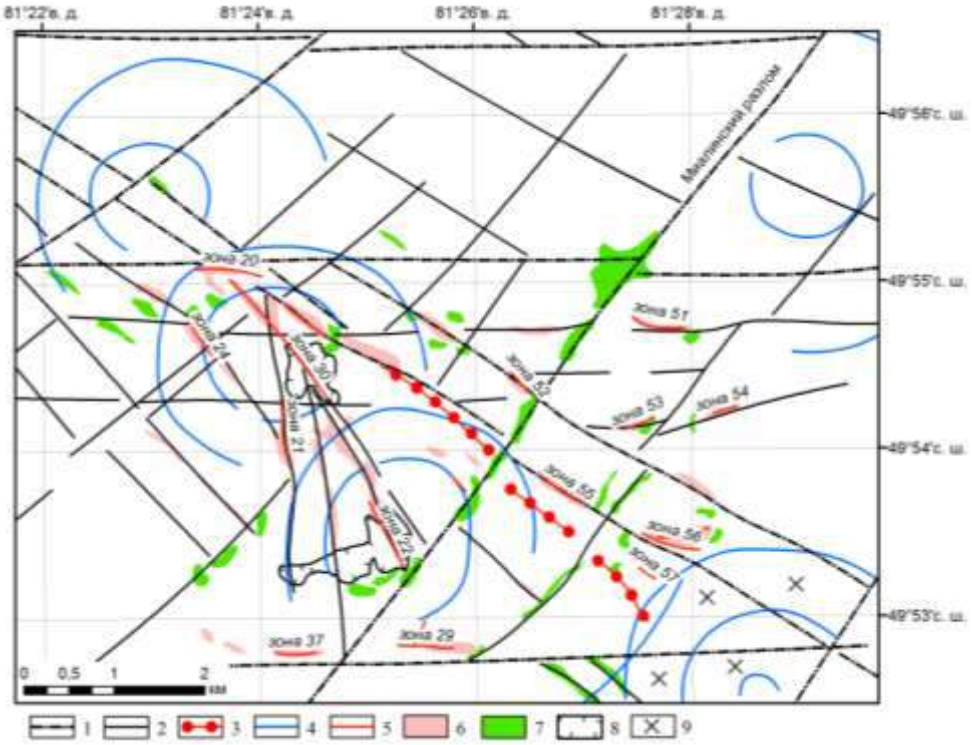


Рисунок – 3.51. Схема космогеологических структур рудного поля Миалы (по материалам съемок Landsat ETM+). 1–2 – разрывные нарушения: 1 – главные, 2 – второстепенные; 3 – дайка плагиогранитов; 4 – кольцевые структуры; 5 – рудоносные зоны; 6–7 – минеральные парагенезисы: 6 – кварц-серицитовый, 7 – эпидот-хлоритовый; 8 – техногенно нарушенные участки; 9 – скрытые на глубине 1,5–2 км гранитоиды повышенной основности по геофизическим данным

Сопоставление данных дистанционных исследований с наземными геохимическими работами (Рисунок 3.52) показал, что вторичные ореолы рассеяния некоторых халькофильных и сидерофильных элементов занимают вполне определенное положение относительно малых кольцевых структур (диаметром 1,5 – 5 км), что соответствует представлениям Анищенко и Масленникова (1990) о происхождении кольцевых структур. Так, на Миалинском месторождении, вторичные ореолы рассеяния мышьяка и сурьмы тяготеют к ядерным частям кольцевых структур, тогда как ореолы цинка и бария – к внешним.

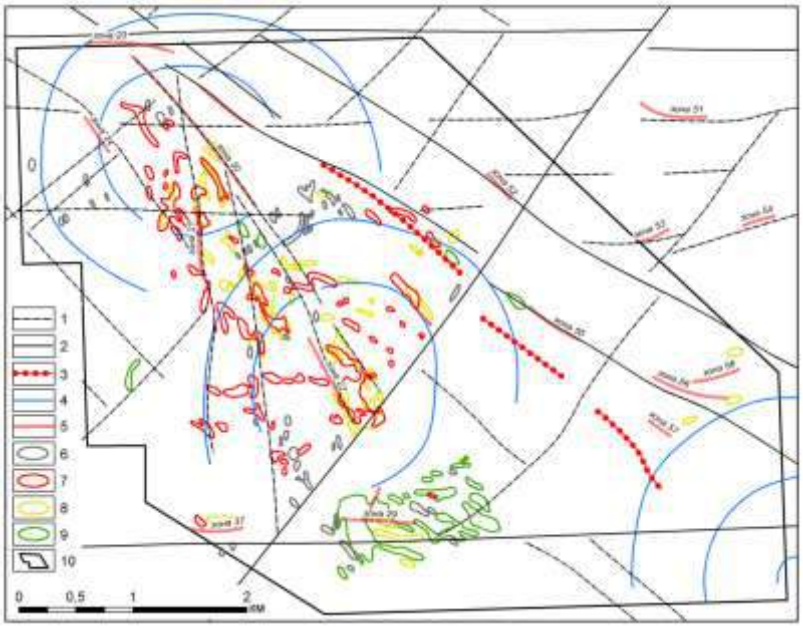


Рисунок – 3.52. Геохимические особенности малых кольцевых структур Миалинского рудного поля. 1–2 – разрывные нарушения: 1 – главные, 2 – второстепенные; 3 – дайка плагиогранитов; 4 – кольцевые структуры; 5 – рудоносные зоны; 6–9 – вторичные литохимические ореолы рассеяния: 6 – бария (> $20*10^{-3}$%), 7 – мышьяка (> $30*10^{-3}$%), 8 – сурьмы (> $1*10^{-3}$%), 9 – цинка (> $10*10^{-3}$%); 10 – контур литохимических работ по вторичным ореолам рассеяния Алтайской геологоразведочной экспедиции, 1979 г

Таким образом, в пределах Западно-Калбинской металлогенической зоны выделены четыре очаговые структуры, в контурах которых закономерно располагаются известные рудные поля (Кызыловское, Боко-Васильевское, Суздальское, Джумбинское, Баладжальское, Миалинское и др.). Выделенные очаговые структуры находят свое отражение в региональных геохимических полях. В пределах рудных полей установлена связь известных месторождений и рудопроявлений с космоструктурами более высокого порядка. Рудные поля и месторождения фиксируются серицит-мусковит-глинистым, железистыми и кварцевым минеральными индексами. Прожилково-вкрапленное и вкрапленное оруденение контролируется сопряжением линейных, различного простирания, и кольцевых структур диаметром 1,5–4,5 км, тогда как кварцево-жильные – сопряжением линейных различного простирания и кольцевых с диаметрами преимущественно 6,2–9,5 км. Рудоносные зоны фиксируются кварц-серицитовым парагенезисом.

Заложение очаговых структур связано с глубинным энергетическим источником. Максимальные энергетические эффекты в развитии этих структур приходятся на основные сейсмические границы – поверхность Мохо, раздел сиалического и гранулито-базитового комплекса, раздел гранитного и диоритового слоев, раздел седиментного и гранитного слоев.

Выявленные закономерности позволяют предложить рациональную многоуровневую дистанционную модель золоторудных и комплексных золото-платиноидных рудных полей и месторождений в черносланцевых толщах Западно-Калбинской металлогенической зоны (Таблица 3.4).

Район Калгутинского редкометалльного грейзенового месторождения с повышенными содержаниями благородных металлов и ЭПГ изучен по материалам мультиспектральной космической съемки системой Landsat ETM+ и данным радиолокационной съемки радаром SRTM (Поцелуев, Ананьев, Анникова и др., 2007).

Проведенные исследования позволяют сделать вывод о том, что в районе Калгутинского месторождения широко развиты крупные структуры линейной и кольцевой формы.

Всего в районе дешифрировано более 40 линеаментов разной протяженности и направления (Рисунок 3.53), интерпретируемые как разрывные нарушения.

Наряду с преобладающими по численности структурами протяженностью от 5 до 30 км, создающими в центре района структуру «битой тарелки», выделяются крупные линейные зоны, пересекающие весь район и выходящие за пределы изученной площади. К ним относятся структуры северо-западного, северо-восточного и субширотного направления. При этом Калгутинское месторождение находится в узле их сопряжения.

В районе месторождения выделяется 20 кольцевых структур и их дуговых фрагментов (Рисунок 3.54). По размерам, особенностям пространственного положения, взаимоотношению все кольцевые структуры можно разделить на две группы.

Таблица 3.4. Рациональная многоуровневая дистанционная модель золоторудных районов (узлов), полей и месторождений в черносланцевых толщах Западно-Калбинской металлогенической зоны

Уровень генерализации (масштабы)	Рудные таксоны	Дистанционные признаки выделения	Геологическая интерпретация	Используемые материалы дистанционных исследований
Региональный (1:1000000)	Рудный район, рудный узел	Системы телескопированных кольцевых структур в узлах сопряжения протяженных продольных с поперечными и диагональными разрывными нарушениями. Участки округлой формы диаметром 10-25 км, выделенные по значимым величинам кварцевого индекса	Мантийные диапиры, внутрикоровые магматические камеры, плутонические комплексы, ареалы их развития и влияния, надинтрузивные зоны окварцевания.	Космические снимки Modis, Landsat ETM+, Aster, цифровая модель рельефа SRTM
Локальный (1:200000 – 1:50000)	Рудное поле	Системы телескопированных кольцевых структур диаметром 1,5-32 км в узлах сопряжения продольных, поперечных и диагональных разломов. Сближенные линейные зоны со следами гидротермальной деятельности, выделенные по значимым величинам кварцевого и серицит-мусковит-глинистого индексов, в отдельных случаях двухвалентного железа, минеральных индексов, окруженные высокими показателями индексов трехвалентного железа.	Слепые и вскрытые эрозией коровые магматические камеры и сопряженные с ними системы разрывных нарушений со следами березитизации-лиственитизации.	Космические снимки Landsat ETM+, Landsat–8, Aster, цифровые модели рельефов SRTM, AsterGDEM
Детальный (1:25000 – 1:5000)	Месторождение, рудная зона	Линейные зоны со значимыми величинами серицит-мусковит-глинистого минерального индекса, с локальными участками высоких значений индекса «Железная шляпа» (Gossan), окруженные высокими показателями индексов трехвалентного железа	Локальные тектонические зоны со следами березитизации-лиственитизации и наложенной окисленной сульфидной минерализацией	Космические снимки Aster, детальные снимки компании DIGITALGLOBE, цифровая модель рельефа AsterGDEM

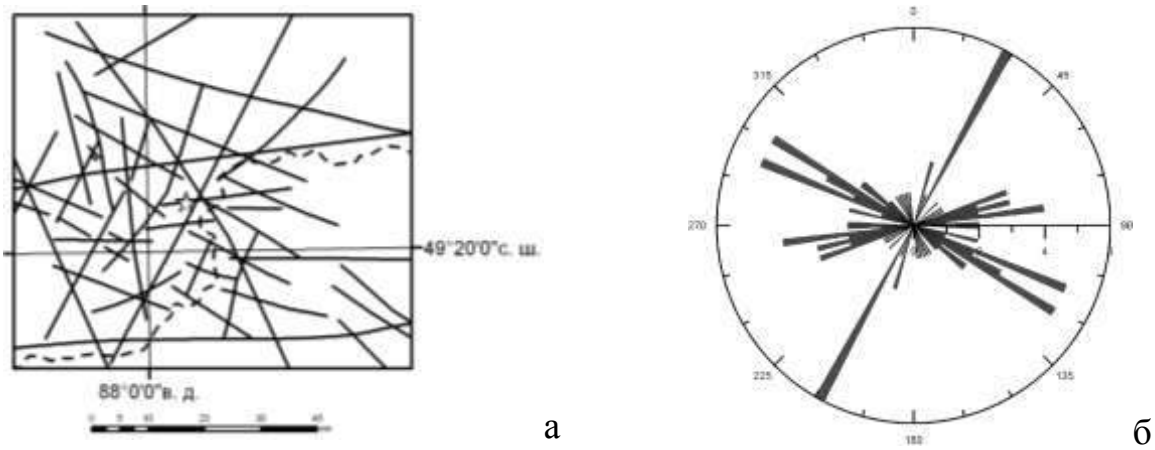


Рисунок – 3.53. Схема линеаментов района Калгутинского месторождения (а) и их роза-диаграмма (б). Пунктирной линией здесь и далее показана государственная граница

Первая группа – это основная кольцевая структура, охватывающая весь район Калгутинского месторождения в которую закономерно телескопированы структуры меньшего размера. При этом от большей структуры к меньшей происходит закономерная локализация площади, в центре которой находится Калгутинский массив. При выраженной телескопированности, эти структуры характеризуются эксцентричностью – их центроиды смещаются в запад – северо-западном направлении.

Ко второй группе отнесены шесть малых КС (радиусом не более 8–10 км), выделяющихся двумя - тремя кольцами. Они не обнаруживают видимой связи с Калгутинским массивом, располагаются по периферии района, но основная их часть сосредоточена в юго-восточной части района.

Важной характеристикой кольцевой структуры является положение ее центроида и глубина заложения очага, с которым связано ее образование. В соответствии с представлениями (Аэрокосмические …, 2000; Взрывные …, 1985) видимый диаметр структур на поверхности в 2-4 раза больше, чем глубина очага. Нами принята средняя величина (3) и рассчитана глубина формирования КС первой группы (Таблица 3.5).

Таким образом, глубина их формирования последовательно от КС большего размера к меньшему уменьшается от 15,8 до 5,1 км. Принимая во внимание, что

развитие процесса шло по восходящей, а положение центроидов в плане соответствует области очага, последовательное соединение центроидов отражает траекторию (проекция на горизонтальную плоскость) пульсационного развития системы (Рисунок 3.55).

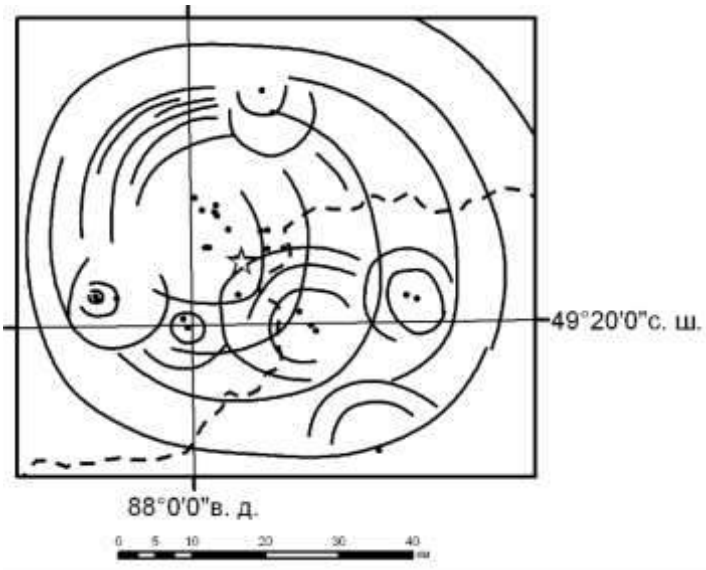


Рисунок – 3.54. Кольцевые структуры и их центроиды (черные точки) района Калгутинского месторождения

Таблица 3.5. Основные параметры кольцевых структур

№	Диаметр, км	Глубина заложения, км
1	47,4	15,8
2	45,4	15,1
3	38,4	12,8
4	32,8	10,9
5	26,6	8,9
6	15,2	5,1

Полученная таким образом траектория показывает, что в целом при подъеме очага к поверхности он смещался с востока – юго-востока на запад – северо-запад. На отдельных участках траектория «контролировалась» структурами субширотного либо северо-западного направления.

Таким образом, район Калгутинского месторождения локализован внутри крупной изометричной кольцевой структуры, радиусом 25 км. Структура приурочена к узлу пересечения трех зон разломов северо-западного, северо-восточного и субширотного простирания. Район характеризуется

телескопированным эксцентричным характером расположения колец основной структуры с проявленными автономными локальными структурами (вторая группа), сосредоточенными в юго-восточной части района. Калгутинское месторождение находится во внутренней части основной кольцевой структуры.

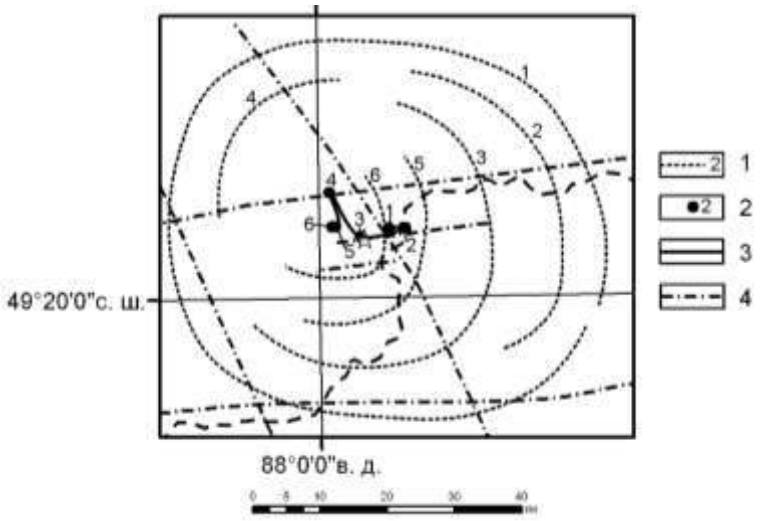


Рисунок – 3.55. Космоструктурная модель района Калгутинского месторождения: 1 – основные кольцевые структуры и их номера, 2 – центроиды кольцевых структур и их номера, 3 – проекция на дневную поверхность траектории изменения положения очага Калгутинской рудно-магматической системы, 4 – главные линеаменты района

Характер расположения центроидов колец основной кольцевой структуры позволяет восстановить характер и траекторию перемещения очага, формирующего данные структуры. При подъеме очага к поверхности он смещался с востока – юго-востока на запад – северо-запад, т.е. структура, контролирующая развитие Калгутинской рудно-магматической системы погружается с запад – северо-запада на восток – юго-восток.

Такой вывод подтверждается результатами геолого-геофизического моделирования (Анникова и др., 2004), показывающими наличие в центральной части интрузивного массива глубокозалегающей «ножки», погружающейся на юго-восток (Рисунок 3.56).

Верхояно-Чукотская складчатая область протягивается от моря Лаптевых на севере до Охотского моря на юге и ограничена Сибирской платформой на западе и Охотско-Чукотским краевым вулканическим поясом на

востоке. В его пределах выделяют Верхоянскую и Колымо-Чукотскую металлогенические провинции. В пределах складчатой области к настоящему времени разведаны и разрабатываются большое количество золоторудных и золото-серебряных месторождений, среди которых наиболее известны такие гиганты как Нежданинское, Наталкинское.

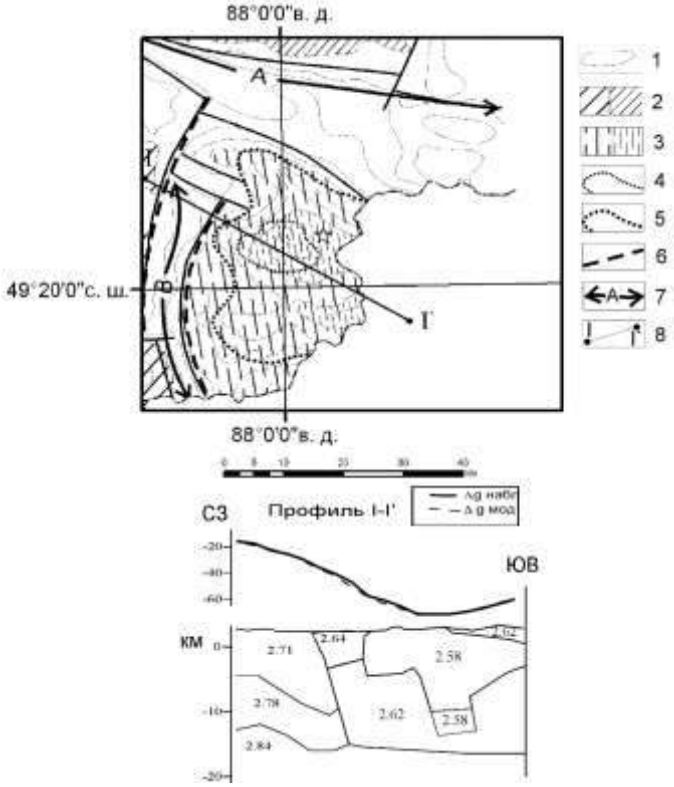


Рисунок – 3.56. Схема районирования локальных гравитационных аномалий южной части Горного Алтая. Составлена А.Н. Василевским, Л.В. Витте, И.Ю. Анниковой, А.Г. Владимировым по данным гравиметрической съемки масштаба 1:200000 Майминской ГГЭ. 1 – изолинии напряженности гравитационного поля; 2,3 – аномалии силы тяжести (частота штриховки интенсивность аномалий): относительные максимумы (2), минимумы (3); 4 – контур выходов на поверхность Калгутинского плутона; 5 – контуры погребенного массива по данным моделирования; 6 – глубинные разломы; 7 – гравитационные ступени (А, В); 8 – расчетный профиль

Томсоном, Кочневой, Кравцовым (1982) выполнено дешифрирование мелкомасштабных космических снимков «Метеор» и показаны закономерности распределения рудной минерализации относительно линейных и мегаконцентрических структур Верхояно-Колымского региона (Рисунок 3.57).

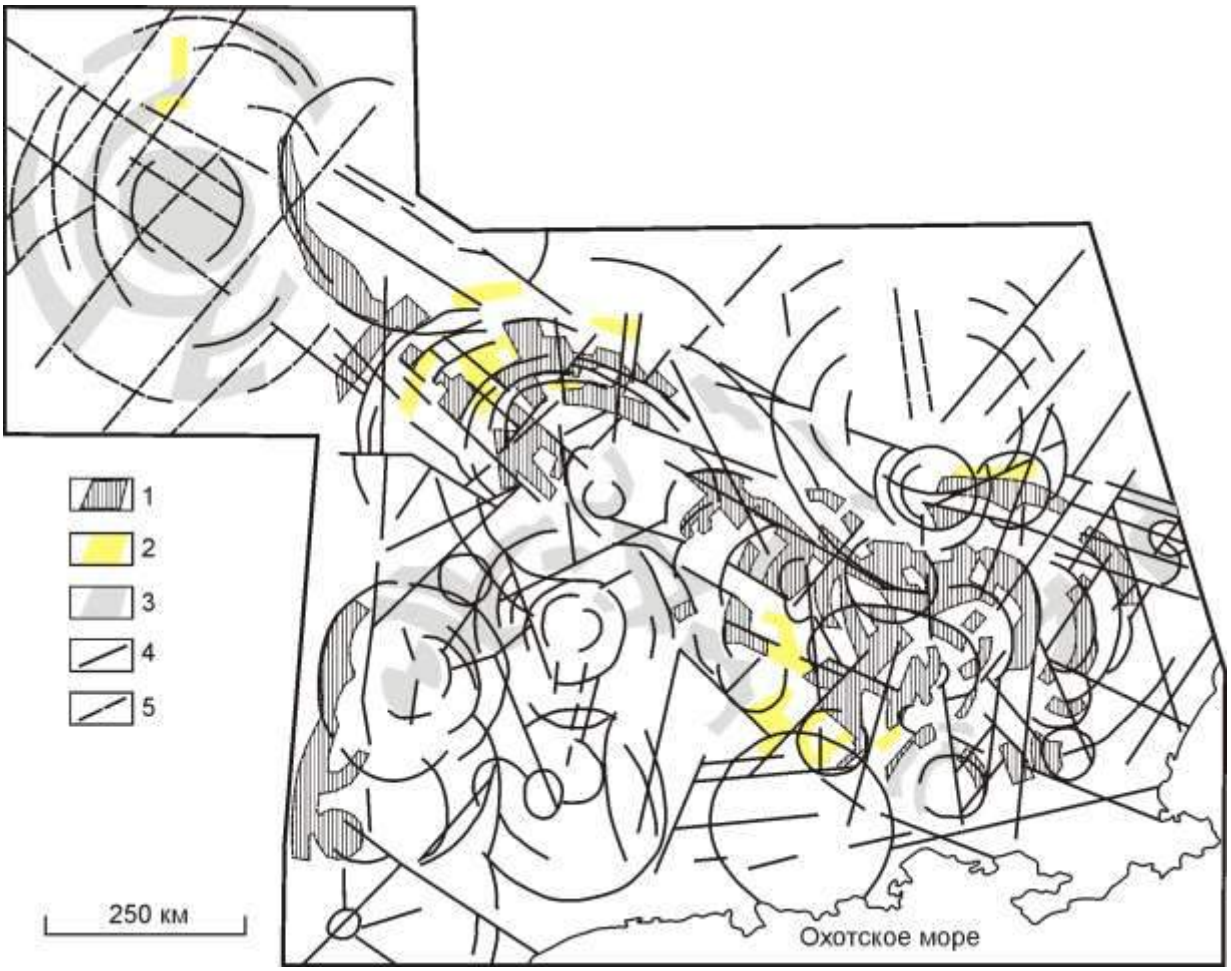


Рис.4.57. Схема металлоносности концентрических и линейных структур Верхояно-Колымского региона (Томсон, Кочнева, Кравцов, 1982). 1–2 – металлоносные зоны кварцевой группы формаций: 1 – малосульфидной, 2 – кварц-редкометалльной; 3 – металлоносные зоны силикатно-сульфидной группы формаций; 4–5 – разломы: 4 – установленные по космическим снимкам и частично закартированные, 5 – установленные по геофизическим данным

Авторами выделены северо-западные разломы, которые группируются в три параллельные зоны, протягивающиеся от побережья Охотского моря до бассейна верхнего течения р. Яны. Эти разломные зоны контролирует цепь мегаконцентрических структур, диаметром до 540 км. Металлогеническое значение выделенной линеаментной системы заключается в том, что она контролирует положение кварцево-рудных объектов в пределах Верхояно-Колымского пояса, тогда как положение рудоносных зон определяется радиальными и дуговыми элементами мегаконцентрических структур.

Верхоянская металлогеническая провинция включает ряд крупных месторождений золота (Нежданинское, Бадран, Кючус, Дуэт, Сарылах и др.) и серебра (Мангазейское, Прогноз, Заря и др.). Некоторые из них в настоящее время разрабатываются.

Нежданинская золоторудная площадь располагается в северной части Южно-Верхоянского синклинория, сформированного в области сопряжения складчато-глыбового обрамления Алданского щита (палеозойской горст-антиклинорий Сете-Дабана), Юдомо-Майской складчато-глыбовой зоны и Охотского срединного массива.

М.К. Силичев (1970) определяет позицию Нежданинского рудоносного блока, как площадь пересечения диагональных, меридиональных и широтных региональных разломов.

Само Нежданинское месторождение характеризуется совмещением трех минеральных комплексов: вкрапленного золото-пирит-арсенопиритового, золото-кварцевого с небольшим количеством сульфидов и серебряно-сульфосольного с самородным серебром и низкопробным золотом (Гамянин и др., 1985).

Л.И. Печниковской (2004), на основе дешифрирования космических снимков МСУ-М и КАТЭ-200, разработаны космоструктурные прогнозные модели Нежданинской золоторудной площади континентального и регионального уровней генерализации (Рисунок 3.58).

Космоструктурная модель континентального уровня генерализации Нежданинской золоторудной области определяется узлом пересечения трех линейных структур: Среднеуральско-Шелиховского суперлинеамента, Сете-Дабанского палеорифта и северо-восточной региональной зоной разломов (Рисунок 3.58а).

Космоструктурная модель регионального уровня генерализации Нежданинского рудного района определяется кольцевой структурой, положение которой фиксируется сложным узлом пересечения субмеридиональных (восточная часть Сете-Дабанского палеорифта), субширотных (фрагментов

Среднеуральско-Шелиховского суперлинеамента) и северо-восточных зон разломов (Рисунок 3.58б).

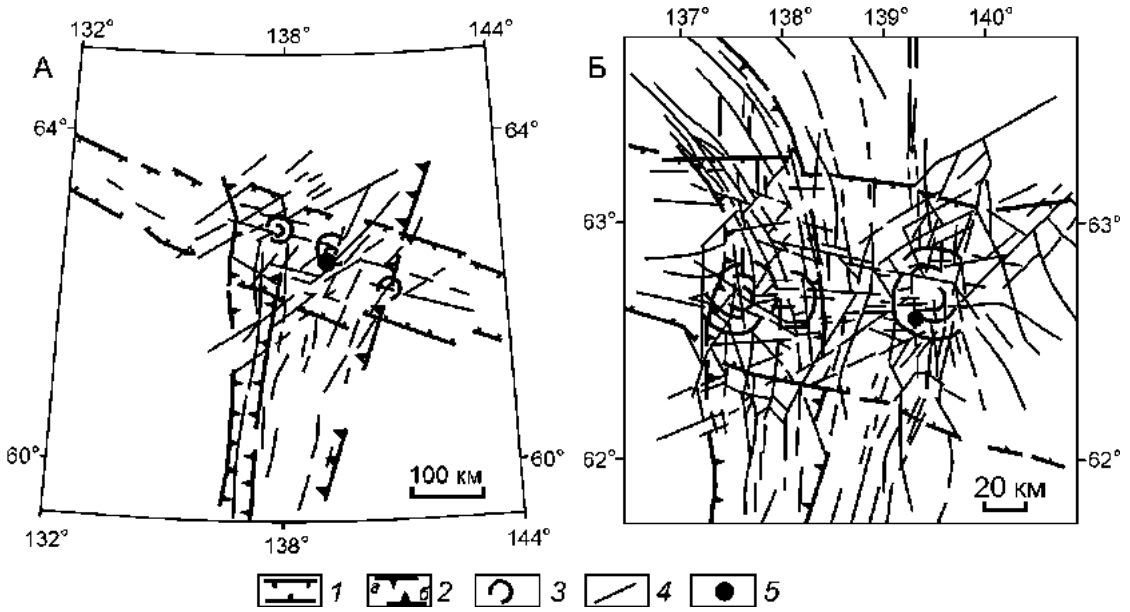


Рисунок – 3.58. Космоструктурные модели Нежданинской рудной площади континентального (А) и регионального (Б) уровней генерализации. 1 – Среднеуральско-Шелиховский линеамент; 2 – границы Сетте-Дабанского рифта; 3 – кольцевые структуры; 4 – линейные структуры; 5 – район золоторудного Нежданинского месторождения

Близкие результаты регионального уровня генерализации получены Г.В. Гальперовым и др. (2006) и Е.А. Журавлевым (2009).

Нежданинский рудный район сопровождается зоной разуплотнения, которая интерпретируется как гранитизация верхней части разреза земной коры (Рисунок 3.59).

Бадранский рудный район располагается в пределах Яно-Оймяконского нагорья в западной части Селерикан-Тарынской металлогенической зоны. В тектоническом плане он приурочен к Мугурдахской синклинали. Основной разрывной структурой, определяющей строение района, является Мугурдах-Селериканская зона надвигов северо-западного простирания. Основным рудоконтролирующим разрывным нарушением является Бадран-Эгельяхский взбросо-сдвиг. Площадь рудного района сложена мелководными верхнетриасовыми образованиями. Крупных интрузивных образований в пределах рудного района не установлено. В составе рудного района выделены

Бадранское, Танинское и Надеждинское золото-кварцевые рудные поля (Золоторудные …, 2010).

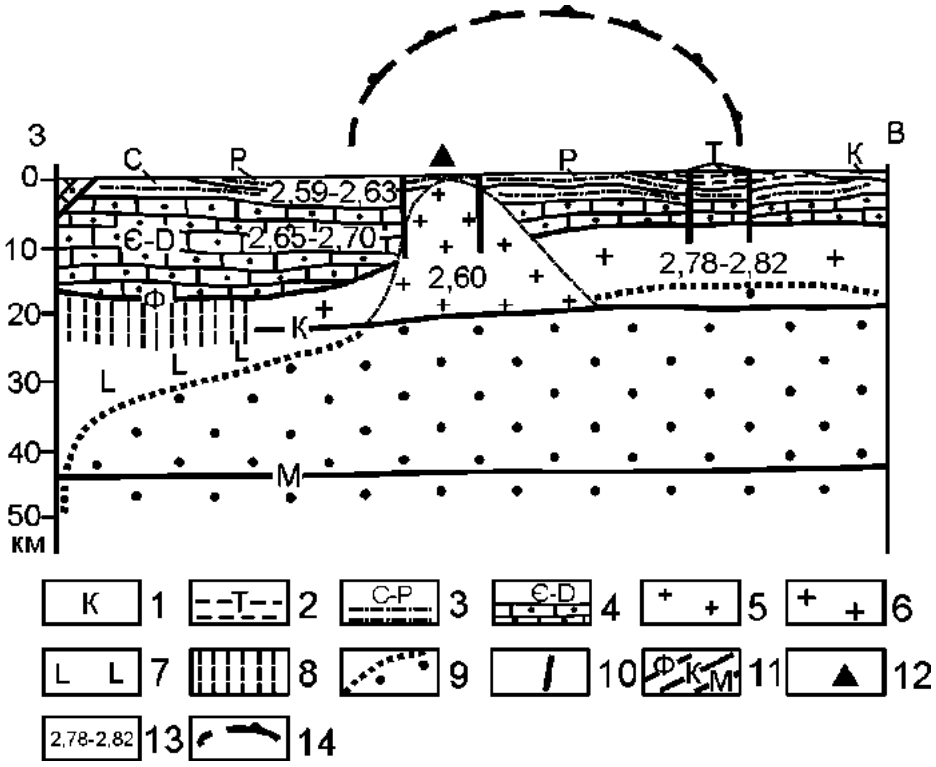


Рисунок – 3.59. Глубинный геолого-геофизический разрез через Нежданинский рудный район (по В.А. Тестовой, К.Б. Мокшанцеву, Г.Н. Гамянину). 1 – субвулканические тела дацитов К; 2 – сланцевый комплекс Т; 3 – терригенно-сланцевый комплекс; 4 – терригенно-карбонатный комплекс Є–D; 5 – тела гранитоидов; 6 – гранито-гнейсовый слой; 7 – базальтовый слой; 8 – область сокращенной мощности гранито-гнейсового слоя; 9 – область разуплотнения (гранитизации); 10 – разрывные нарушения; 11 – поверхности Ф – фундамента, К – Конрада, М – Мохо; 12 – Нежданинское золоторудное месторождение; 13 – средние значения плотности различных толщ; 14 – плутоногенная кольцевая структура по космогеологическим данным

Космоструктурная позиция Бадранского рудного района (Рисунок 3.60) определяется его положением во внутренней части дуговой структурой, радиусом 35 км, в пределах пересечения зон разломов северо-западного и субмеридионального простирания (Журавлев, 2009).

Центрально-Колымская металлогеническая провинция располагается в верхнем течении реки Колымы, протягиваясь с запада на восток на 255 км, а с севера на юг на 220 км.

Область приурочена к юго-восточной части Яно-Колымской складчатой системы. Осадочные толщи верхнего палеозоя и мезозоя, отличающиеся однообразным песчано-глинистым составом и по этому признаку объединенные в верхоянский комплекс, прорваны многочисленными гранитоидными интрузиями средне- позднеюрского возраста.

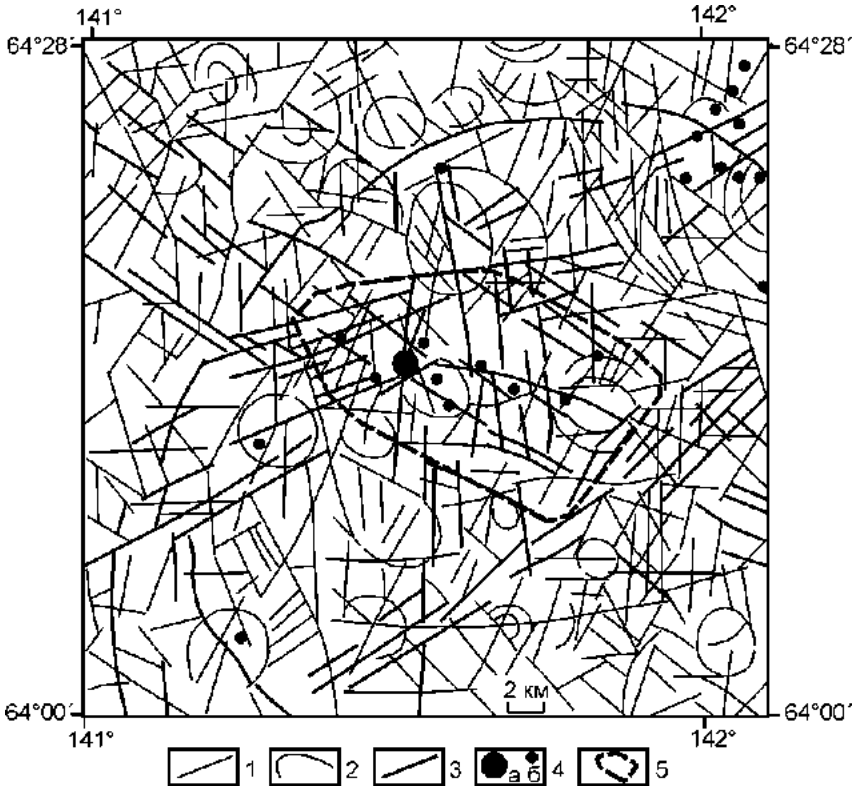


Рисунок – 3.60. Космоструктурная схема Бадранского рудного района (Журавлев, 2009). 1 – линейные структуры; 2 – кольцевые и дуговые структуры; 3 – основные зоны разломов; 4 – месторождения (а – Бадранское) и рудопроявления (б) золота; 5 – границы рудного района

В строении Яно-Колымской складчатой системы выделяют следующие главные тектонические структуры, вытянутые в северо-западном направлении: Аян-Юряхский антиклинорий, занимающий центральное положение, Верхне-Колымский синклинорий, расположенный между антиклинорием и Охотским массивом и Иньяли-Дебинский синклинорий, отделяющий Аян-Юряхский антиклинорий от подвижного пояса Черского.

Аян-Юряхский антиклинорий сложен пермскими и триасовыми «черносланцевыми» формациями, смятыми в крупные линейные складки. Иньяли-Дебинский синклинорий выполнен подобными юрскими и верхнее-

триасовыми формациями. Антиклинорий и синклинории разделены региональными разломами, находящим свое отражение в гравитационных ступенях фундамента.

Центрально-Колымская металлогеническая область характеризуется широким развитием гранитоидных интрузий средне- позднеюрского возраста. Основная ориентировка массивов – северо-западная, согласная с основными тектоническими структурами.

В пределах металлогенической области, отчетливо выделяется Тенькинская рудная зона. Зона прослеживается в северо-западном направлении более чем на 180 км, контролируется одноименной системой разломов глубинного заложения и объединяет три крупных золоторудно-россыпных узла – Дегдеканский, Омчакский и Пионерский. Дегдеканский рудно-россыпной узел включает в себя Токичанское и Дегдеканское рудные поля, Омчакский – Наталкинское, Омчакское и Павликовское, Пионерский – Игуменовское, Клинское и Родионовское.

Ю.Н. Серокуров и В.Д. Калмыков (2004) связывают формирование золоторудных месторождений Аян-Юряхского антиклинория с мантийным диапиризмом, который проявляется на современном уровне дневной поверхности в виде радиально-концентрических структур, приуроченных к узлам пересечения сквозных разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простирания (Рисунок 3.61).

По мнению этих авторов, тектонические ансамбли радиально-кольцевых структур диаметром более 200 км обусловлены энергетическими очагами на глубинах более 100 км, что предполагает значительную переработку земной коры в сфере их влияния, формирование крупных магматических систем, способных осуществить концентрацию, перенос и осаждение значительных масс рудного вещества. Производными этих крупных систем авторы считают кольцевые структуры диаметром около 70 км, фиксирующие крупные коровые магматические камеры на глубинах 25-30 км, над которыми происходили преобразование земной коры и миграция к поверхности разнообразных по составу магматических и флюидных масс.

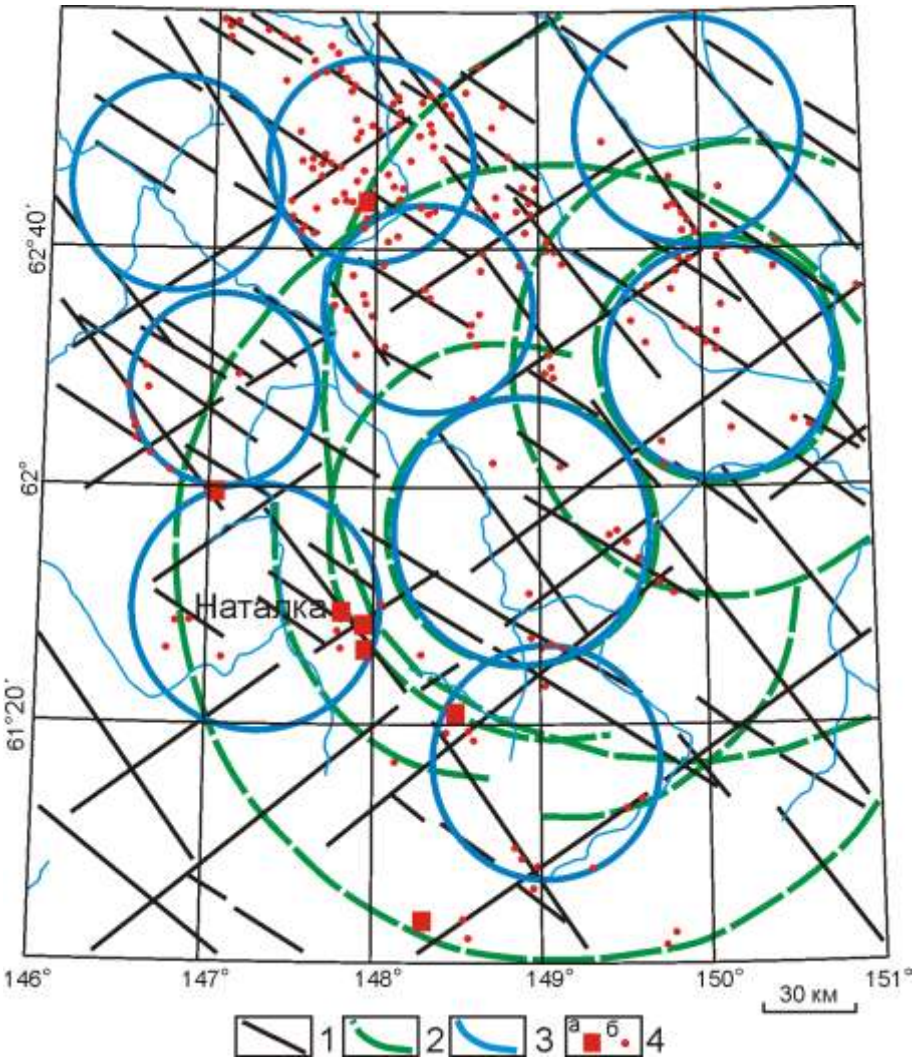


Рисунок – 3.61. Структурная позиция Наталкинского золоторудного поля (Серокуров, Калмыков, 2004). 1 – зоны «сквозных» линеаментов; 2 – кольцевые и дуговые структуры, фиксирующие мантийные очаговые структуры; 3 – кольцевые структуры, фиксирующие коровые очаги активизации; 4 – месторождении (а) и рудопроявления (б) золота

Региональная космоструктурная позиция *Омчакского рудного узла* (Гальперов, Журавлев, 2006; Журавлев, 2009), по данным дешифрирования космических снимков регионального уровня генерализации, определяется участком пересечения зон разломов северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простирания (Рисунок 3.62). Кроме того, положение рудного узла контролирует внешний пояс дуговой структуры, радиусом 30 км.

Константиновым М.М., Вишневской Н.А., Данковец Р.Ф., Черкасовым С.В. (2000) выполнен анализ гравиметрических данных Тенькинского золоторудного района. Выполненные исследования позволили авторам представить глубинное

строение района в виде пологой, погружающейся в сторону континента, системы отрицательных плотностных аномалий, погружающейся в верхнюю мантию (Рисунок 3.63). Непосредственно Тенькинский золоторудный район представлен асимметричной аномалией дефицита плотности, сменяющейся по мере приближения к верхней мантии высокоплотностной зоной.

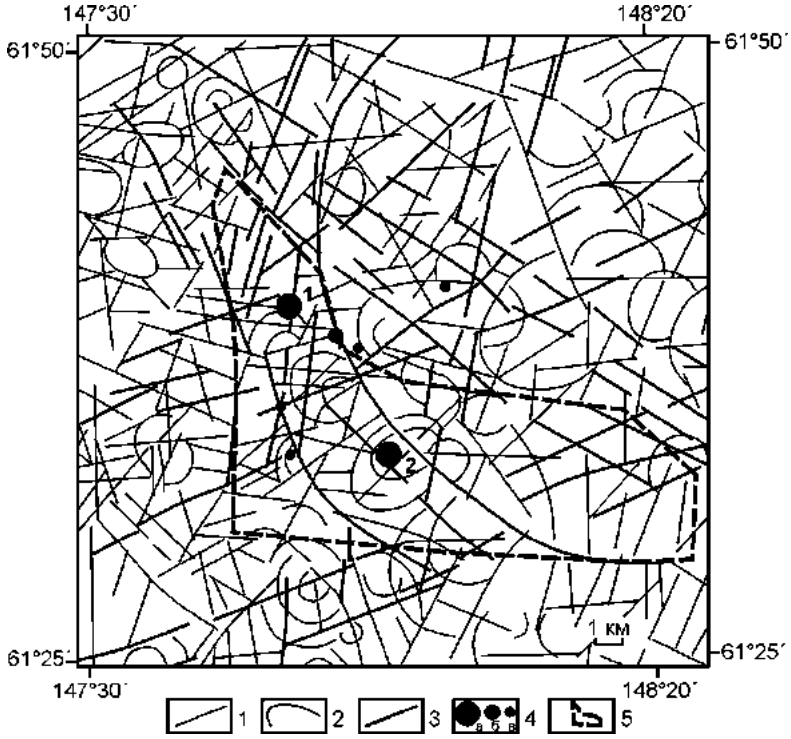


Рисунок – 3.62. Космоструктурная схема Омчакского рудного узла (Журавлев, 2009). 1 – линейные структуры; 2 – кольцевые и дуговые структуры; 3 – основные зоны разломов; 4 – месторождения золота (а – крупные (1 – Наталкинское, 2 – Павлик), б – средние (Омчакское), в – мелкие); 5 – границы рудного узла

Рисунок – 3.63. Глубинный плотностной разрез Центрально-Колымской золотоносной провинции (Константинов и др., 2000). 1–6 – аномалии: 1–3 – дефицита плотности слабые (1), средние (2), интенсивные (3); 4–6 – избытка плотности слабые (4), средние (5), интенсивные (6)

И.М. Хасановым (2010), на основе магнитотеллурических, петрофизических и минералогических исследований, разработана геоэлектрическая модель глубинного строения юго-востока Яно-Колымской складчатой системы, которая имеет двух и (или) трехслойный характер (сверху – вниз):

1. Сложно построенный (горизонтально-неоднородный) проводящий слабо метаморфизованный осадочный чехол, имеющий двух – трехчленное (пакетное) геоэлектрическое строение, общей мощностью от 6 до 13 км. Слой, сопоставляется с областью развития пород осадочного чехла, частично высокоуглеродистых, подвергнутых умеренным метасоматическим преобразованиям. Он осложнен элементами более высокого порядка, которыми являются невскрытые гранитоидные массивы.

2. Высокоомное основание – предполагаемый комплекс метаосадочных пород и кристаллический фундамент.

3. На глубинах 15-20 км и глубже, установлен проводящий слой, положение которого в пределах юго-востока Яно-Колымской складчатой системы совпадает с сейсмическим волноводом, выделенным по данным интерпретации отраженных волн. Автор считает, что основной причиной подобной физико-геологической характеристики в отмеченном диапазоне глубин является ее флюидонасыщенность.

Слои рассечены субвертикальными электропроводящими зонами (мощностью 2-8 км) уходящими в мантию, которые отождествляются с зонами глубинных рудоконтролирующих разломов, сопровождающихся интенсивным смятием, рассланцеванием, кварц-углеродистым метасоматозом пород и разгрузкой рудоносных растворов. Выходы субвертикальных проводящих зон на дневную поверхность пространственно совпадают с положением известных глубинных рудоконтролирующих разломов. Рудные узлы (Омчакский, Омчугской, Детринский, Ветренский и др.), поля, месторождения и рудопроявления тяготеют к таким зонам.

3.3. Золоторудные и золотосодержащие объекты в краевых вулкано-плутонических поясах

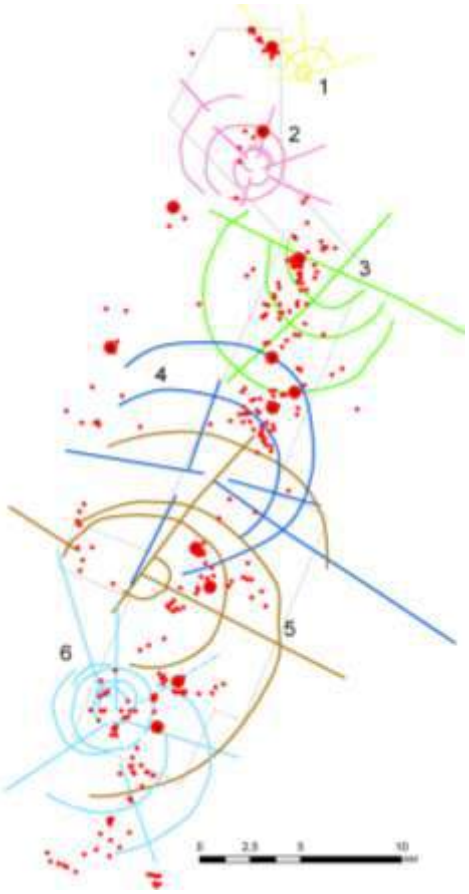
В последние годы наиболее значительный прирост ресурсов золота в мире вызван введением в эксплуатацию эпитермальных золоторудных месторождений. Между тем, в нашей стране в балансе добычи золота роль таких месторождений невелика, хотя в отдельных регионах они играют определяющую роль. Примерами месторождений этого типа служат Балей (Забайкалье), Дукат, Кубака, Купол (Охотско-Чукотский вулканический пояс), Многовершинное, Покровское (Приамурье), Агатовское, Мутновское (Камчатка). В связи с широким развитием вулканоплутонических областей, образовавшихся в широком временном диапазоне вполне возможно обнаружение новых объектов этого типа, в том числе и крупных.

Выполненные нами детальные исследования космоматериалов и цифровой модели рельефа части *Акитканского рудного района* (северное Прибайкалье) (Поцелуев, Ананьев, Житков, 2007ф) показали, что здесь наблюдаются определенные закономерности в локализации известных золото-урановых рудопроявлений (Рисунок 3.64).

Черепаниховская площадь в основной своей части представляет собой западное пологопадающее крыло куполовидной Домугдино-Черепаниховской вулкано-тектонической структуры, осложненное вуканоструктурами более высоких порядков. Преимущественно развитые на участке работ отложения хибиленской свиты прорваны значительными по площади субвулканическими телами граносиенит и гранодиорит порфиров, расположение которых в целом согласуется с общей структурой вулкано-тектонической структуры. Участок работ ориентирован вдоль зоны Миньского глубинного разлома, имеющего север–северо-восточную ориентировку. Положение известных золото-урановых рудопроявлений (Парусное и др.) контролируется, как правило, узлами сопряжения север–северо-восточных, субширотных и северо-западных структур.

а

б



в

Рисунок – 3.64. Схемы космоструктур Черепаниховской площади Акитканского урановорудного района: а – линейные структуры тектонического происхождения; б – кольцевые и дуговые структуры; в – вулкано-купольные структуры

Анализ космоструктурной схемы Черепаниховской площади и особенностей распределения известных золото-урановых рудопроявлений (Рисунок 3.63) показывает, что в качестве основных рудоконтролирующих факторов выступают:

– разрывные нарушения север–северо-восточного, северо-западного и субширотного направлений и узлы (участки) их сопряжения;

– краевые части кольцевых структур первого порядка, осложненные телескопированными структурами более высоких порядков;

– области сопряжения дуговых и линейных сегментов вулкано-купольных структур.

Выявленные закономерности рассматриваются в качестве критериев выделения рудоперспективных участков для постановки поисково-оценочных работ.

Охотско-Чукотской вулканический пояс вмещает ряд крупных золото-серебряных и серебряных месторождений таких как Хаканджа, Карамкен, Дукат, Кубака, Эвенское, Сергиевское, Двойное, Купол, Валунистое и др. (Геодинамика …, 2006).

Е.А. Журавлевым (2004), на основе дешифрирования данных метеоспутника NOAA глобального уровня генерализации и глубинных геофизических данных, для Охотско-Чукотского вулканического пояса определены факторы локализации золото-серебряного оруденения ранга рудных областей. К ним отнесены:

– тектонические блоки с мощностью консолидированной коры более 35 км, образованные пересечением разломами трех направлений, при определяющей роли рифтогенных структур;

– участки пересечения внешних поясов кольцевых и дуговых структур диаметром 70 – 120 км с глубинными разломами.

Дукатский рудный район располагается в пределах Балыгычано–Сугойского рифтогенного прогиба – субмеридионального ответвления окраинно-континентального Охотско-Чукотского вулканического пояса. В основании прогиба размещаются отложения верхоянского (T–J) комплекса. Стратиграфически выше залегают отложения, представленные переслаиванием

раннемеловых ультракалиевых риолитов с угленосной континентальной молассой, несогласно перекрытых покровными андезитами и риолитами. Стратифицированную толщу секут габбро-диорит-гранодиорит-гранитные массивы ранне-поздемелового возраста, лейкократовые граниты и их комагматы – субвулканические тела фельзитов, риолитов и риодацитов позднего мела, базальты палеогена. В современном рельефе рудный район подчеркивается поднятием с характерным радиально-дуговым рисунком речной сети.

В тектоническом отношении рудный район образован серией сложнопостроенных вуклано-тектонических депрессий. Золото-серебряные месторождения и рудопроявления тяготеют к полям кислых верхнемеловых вулканитов и небольшим штокам позднемеловых гранитоидов. В рудном районе выделено четыре рудных узла – Дукатский, Арылахский, Гольцовый и Теплый (Рисунок 3.65).

Рудный район фиксируется линейным 1,5–2,5 км воздыманием поверхности Мохо (Государственная …, 2009). Граница Конрада закономерно погружается в северо-восточном направлении. В глубинном строении (Константинов и др., 1997) выделяются многоярусные зоны разуплотнения, связанные с мантийным дренажем и формированием вулкано-плутонических ассоциаций. При этом наиболее мощные линзы разуплотнения расположены под рудным районом в верхней мантии на глубине 40-60 км (Петрищевский, 2007; Золоторудные …, 2010).

Нами разработаны космоструктурные модели континентального (по данным съемок Modis) и регионального (по данным съемок Landsat ETM+) уровней генерализации.

Космоструктурная модель Дукатского рудного района континентального уровня генерализации (Рисунок 3.66) определяется узлами сопряжения Балыгычано-Сугойского рифтогенного субмеридионального прогиба с зонами субширотных сдвиговых разломов. Такие узлы фиксируются системами телескопированных вулкано-плутонических кольцевых структур, диаметрами 130 – 80 км. Подобная площадь фиксируется в северном продолжении Балыгычано-

Сугойского прогиба, что позволяет считать ее перспективной на обнаружение золото-серебряного оруденения ранга рудный узел.

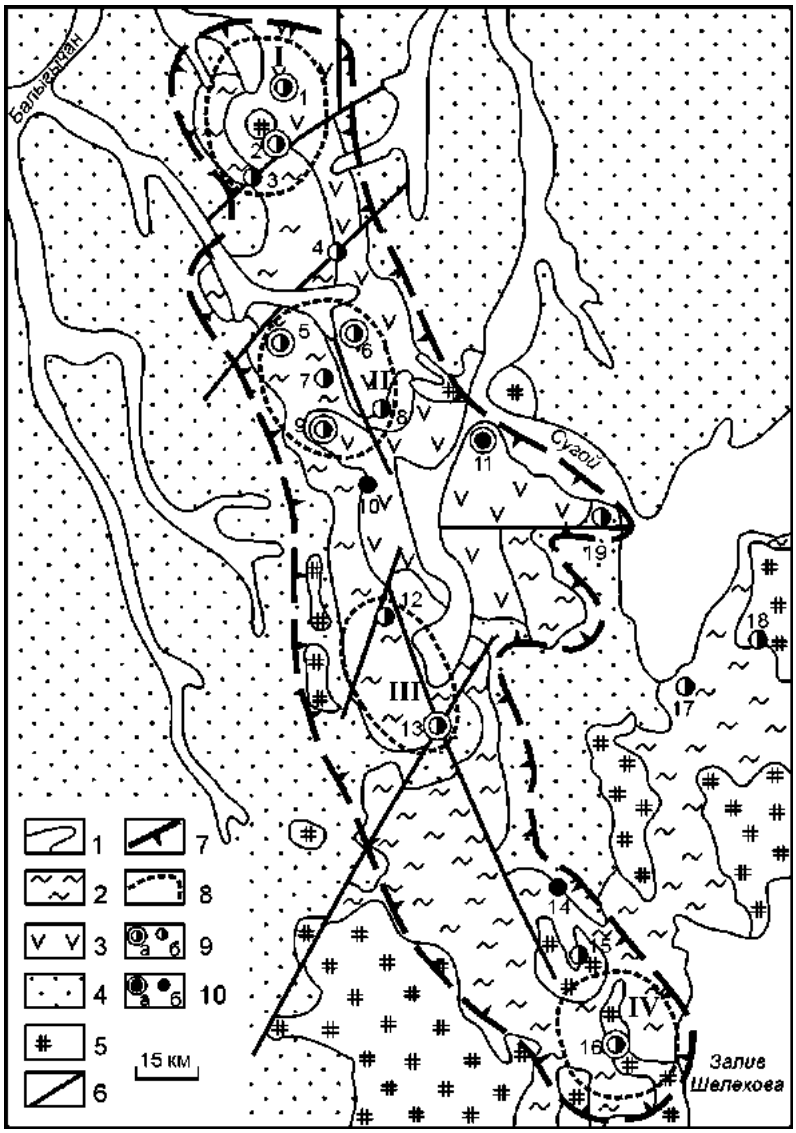


Рисунок – 3.65. Схема геологического строения Дукатского рудного района (Золоторудные …, 2010). 1 – четвертичные аллювиальные и ледниковые отложения; 2 – верхнемеловые игнимбриты и туфы риолитов, позднемеловые субвулканические риолиты; 3 – нижнее-верхнемеловые андезиты и их туфы, нижнемеловые угленосные молассы; 4 – терригенные отложения верхоянского комплекса; 5 – позднемеловые гранитоиды; 6 – разломы; 7 – границы рудного района; 8 – границы рудных узлов: I – Арылахский, II – Дукатский, III – Гольцовский, IV – Теплый; 9 – золото-серебряные и серебро-полиметаллические: а – месторождения, б – рудопроявления: 1 – Арылах, 2 – Лунный, 3 – Зеленый, 4 – Аскольд, 5 – Мечта, 6 – Тидид, 7 – Красин, 8 – Иргучан, 9 – Дукат, 12 – Напористый, 13 – Гольцовый, 15 – Роговушка, 16 – Теплый, 17 – Кенгрендя, 18 – Октава, 19 – Малютка; 10 – золото-порфировые: а – месторождения, б – рудопроявления: 10 – Порожистое, 11 – Подгорное, 14 – Халали

Космоструктурная модель Дукатского рудного района регионального уровня генерализации (Рисунок 3.67) определяется узлами сопряжения двух структурных парагенезисов – раннего «Яно-Колымского», подновленного в меловое время, и позднего «рифтогенного».

Ранний (Яно-Колымский) структурный парагенезис представлен системами ортогональных разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простирания. Среди этих линейных структур наиболее развиты разрывные нарушения северо-западного простирания. Протяженность отдельных швов достигает сотен километров. Именно эти разломы являются блокообразующими в юго-восточной части Яно-Колымской складчатой системы. Они, как правило, имеют мантийное заложение (Калинин, 1992).

Такое же простирание имеют и оси складок юго-восточной части Яно-Колымской складчатой системы в северо-западном продолжении исследуемой площади. Меловой рифтогенный структурный парагенезис представлен зоной Омсукчанского глубинного разлома субмеридионального простирания, шириной до 20 км, и системой сопряженных поперечных субширотных сдвиговых разрывных нарушений. Области сопряжения линейных структур рифтогенного парагенезиса фиксируются системами кольцевых структур сложного строения, которые своим происхождением обязаны процессам подъема глубинного вещества в земной коре при рифтогенезе.

Закартированные кольцевые структуры находят отражение в геологических и геофизических данных. Большинство выделенных кольцевых структур соответствуют сложно построенным, разноуровневым вулкано-плутоническим системам. В геофизических полях кольцевые структуры наиболее отчетливо проявлены в аномальных структурах магнитного поля и силы тяжести (Рисунок 3.68).

Положение золото-серебряных и серебро-полиметаллических рудных полей контролируется узлами сопряжения разрывных нарушений разновозрастных структурных парагенезисов и системами телескопированных субвулканогенных и вулканогенных кольцевых структур диаметрами 10–12 км.

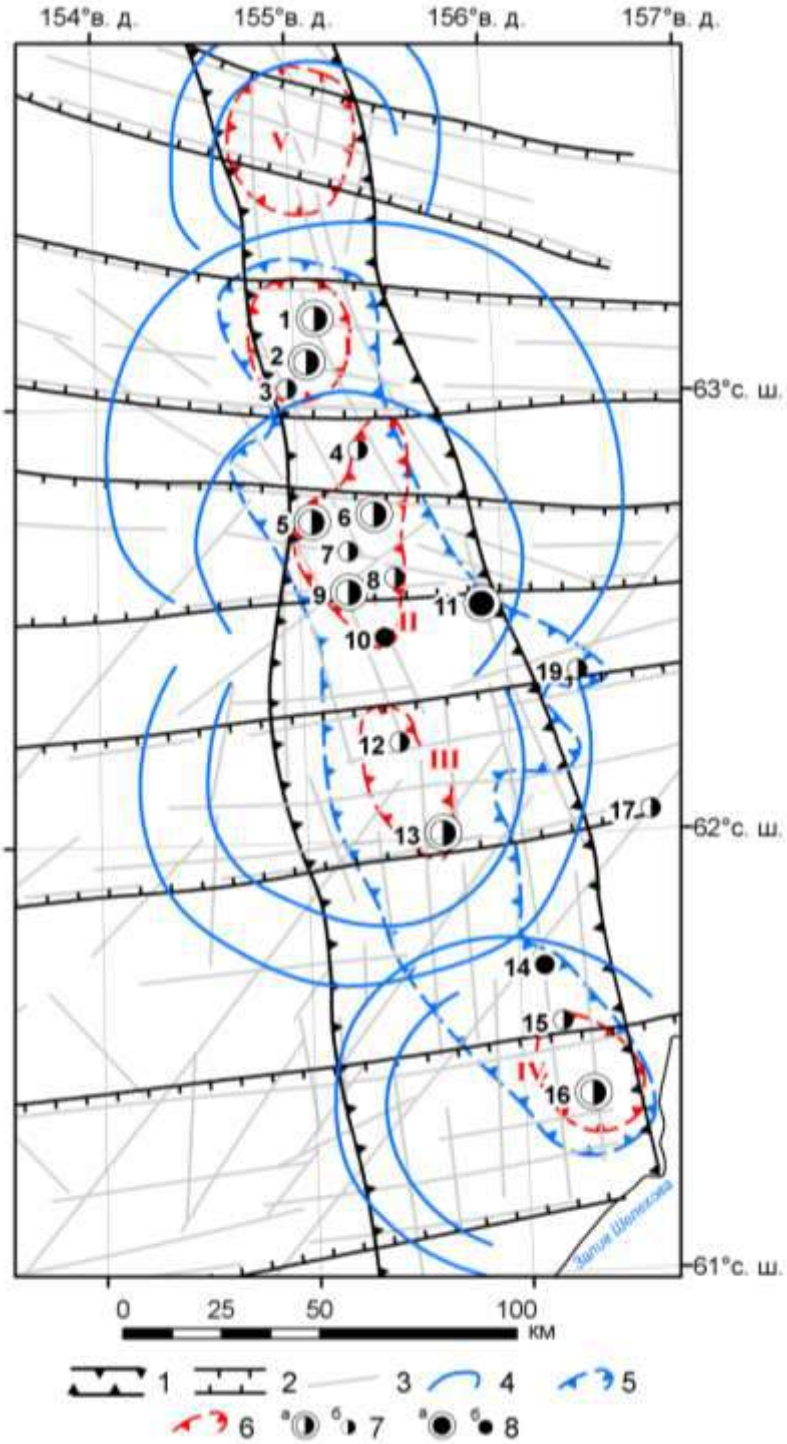


Рисунок – 3.66. Космоструктурная схема Дукатского рудного района континентального уровня генерализации. 1 – Балыгычано-Сугойской рифтогенный прогиб; 2 – зоны субширотных разломов; 3 – частные разрывные нарушения; 4 – вулкано-плутонические кольцевые структуры; 5 – Дукатский рудный район; 6 – рудные узлы: I – Арылахский, II – Дукатский, III – Гольцовый, IV – Теплый, V – прогнозируемый; 7 – золото-серебряные и серебро-полиметаллические: а – месторождения, б – рудопроявления; 8 – золото-порфировые: а – месторождения, б – рудопроявления. Названия месторождений см. на рисунке – 3.65

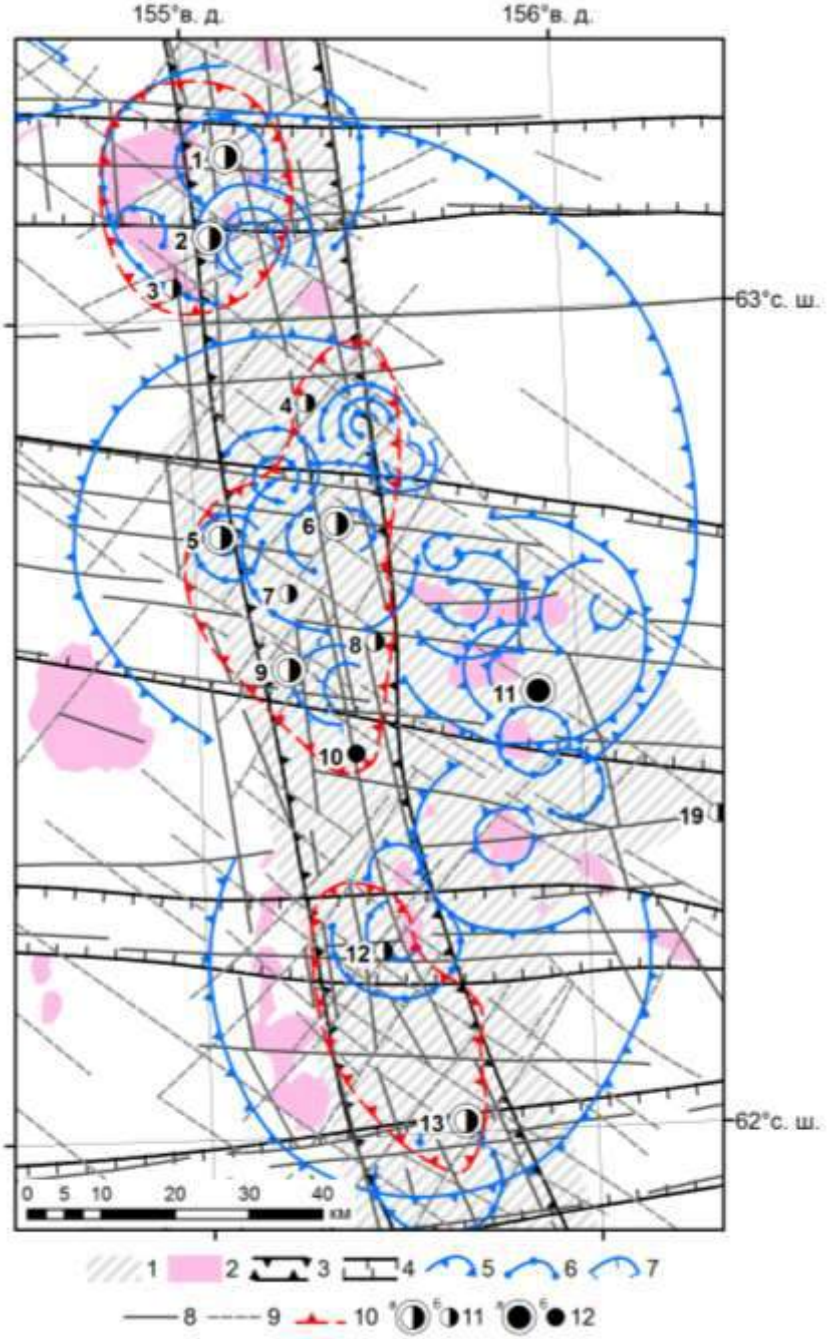


Рисунок – 3.67. Космоструктурная схема центральной части Дукатского рудного района регионального уровня генерализации. 1 – Балыгычано-Сугойский рифтогенный прогиб; 2 – интрузивные массивы гранитов и гранодиоритов; 3 – осевая зона Омсукчанского глубинного разлома; 4 – зоны влияния субмеридиональных глубинных разломов; 5–7– кольцевые структуры: 5 – плутоногенные, 6 – субвулканогенные (близповерхностные), 7 – вулканогенные; 8–9 – частные швы структурных парагенезисов: 8 – позднего «рифтогенного», 9 – раннего «Яно-Колымского», подновленного в меловое время; 10 – рудные узлы; 11 – золото-серебряные и серебро-полиметаллические: а – месторождения, б – рудопроявления; 12 – золото-порфировые: а – месторождения, б – рудопроявления

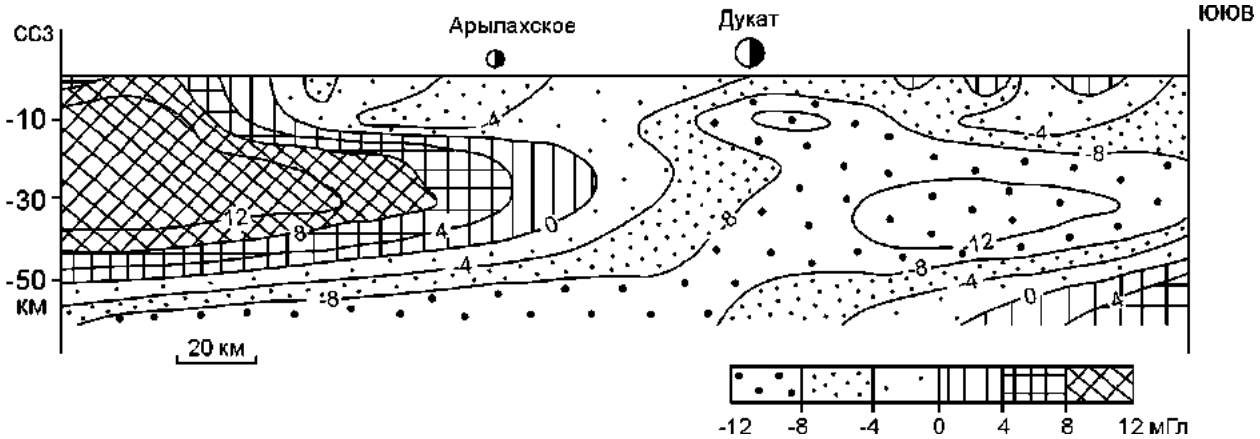


Рисунок – 3.68. Продольный гравипотенциальный разрез через центральную часть Дукатского рудного района (по Константинову и др., 1997)

Рудное поле Светлое располагается в юго-западной части Ульинского прогиба Охотской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, сложенного вулканогенными образованиями мелового возраста. Рудное поле тяготеет к узлу сопряжения Дюльбакинского регионального разлома с разрывными нарушениями второго порядка – Онемнинским и Алалиньдинским поствулканическими дизъюнктивами. Площадь рудного поля и его месторождений располагается во внутренней части изометричной вулкано-тектонической структуре оседания, размером 28 на 30 км. Кальдеру проседания выполняют преимущественно вулканогенные породы уракской (андезиты, андезибазальты и их лавы и туфы, дациты, игнимбриты, риолиты) и хакаринской (главным образом андезибазальты) свит. Секущие интузивные и жерловые образования представлены небольшими штоками и дайками уракских гранодиорит-порфиров и хакаринских андезибазальтов. В пределах рудного поля разведано 5 участков: Эмми, Людмила, Тамара, Елена, Лариса. Эндогенная золото-серебряная минерализация приурочена к метасоматическим вторичным кварцитам, среди которых преобладают кварц-алунитовые, кварц-гидрослюдито-глинистые и монокварцевые разности. В гипергенную стадию проходило активное проникновение метеорных вод в зону оруденелых вторичных кварцитов, интенсивное выщелачивание первичных сульфидов и их замещение лимонитом и ярозитом (А.Г. Колесников, И.А. Брызгалов, Т.Л. Рассказова и др., 2007; Л.Ф. Мишин, 2011). Такой тип эпитермальных рудных объектов в отечественной литературе принято называть

«кислотно-сульфатным» (О.А. Наумова, Э.И. Алышева, 1995; Л.Ф. Мишин, Н.В. Бердников, 2003; Л.Ф. Мишин, 2011; А.Н. Глухов, 2011, А.В. Волков, Н.Е. Савва, А.А. Сидоров и др., 2015 и др.), а в англоязычной – «high sulfidation» (J.W. Hedenquist, 1987; R.H. Sillitoe, 1991; A. Arribas Jr., 1995; R.H. Sillitoe, 1999; J.W. Hedenquist, A.R. Arribas, E. Gonzalez-Urien, 2000; R.H. Sillitoe, J.W. Hedenquist, 2003; R.H. Sillitoe, 2010 и др.).

Нами разработаны космоструктурные модели регионального, локального и детального уровней естественной генерализации. При этом были использованы космоматериалы из открытых источников – мозаики космических снимков Landsat ETM+, космические снимки Modis, Landsat ETM+, Landsat 8, Aster, доступные архивные космические снимки высокого пространственного разрешения компании DIGITALGLOBE (Ikonos, WorldView-1, WorldView-2, QuickBird и др.), цифровые модели рельефов SRTM и AsterGDEM.

Космоструктурная модель регионального уровня генерализации (Рисунок 3.69) определяется приуроченностью рудного поля к системе телескопированных кольцевых структур диаметром 20-90 км в узлах сопряжения продольных (по отношению к осевой части западного сектора ОЧВП), поперечных и диагональных разрывных нарушений. Такие сложно построенные телескопированные системы кольцевых структур фиксируют глубинные энергетические очаги, такие как мантийные диапиры, внутрикоровые магматические камеры, многоуровневые вулкано-плутонические комплексы и ареалы их развития и влияния (И.Н. Томсон, Н.Т. Кочнева, В.С. Кравцов, 1982; Ю.Н. Серокуров, В.Д. Калмыков, К.В. Громцев, 2008 и др.).

Анализ космоструктурной модели регионального уровня генерализации позволяет заключить, что все известные рудоносные таксоны – рудно-россыпные районы и узлы контролируются выделенными системами кольцевых и линейных структур, что позволяет использовать их в качестве космоструктурных критериев соответствующих рудоносных единиц. Следует отдельно отметить, что площадь Уенминского рудно-россыпного узла, в состав которого входит рудное поле Светлое, полностью контролируется выделенными структурами (Рисунок 3.69). В

связи с этим, система телескопированных кольцевых структур, которые контролируют положение Уенминского рудно-россыпного узла, выбрана для дешифрирования на локальном уровне генерализации.

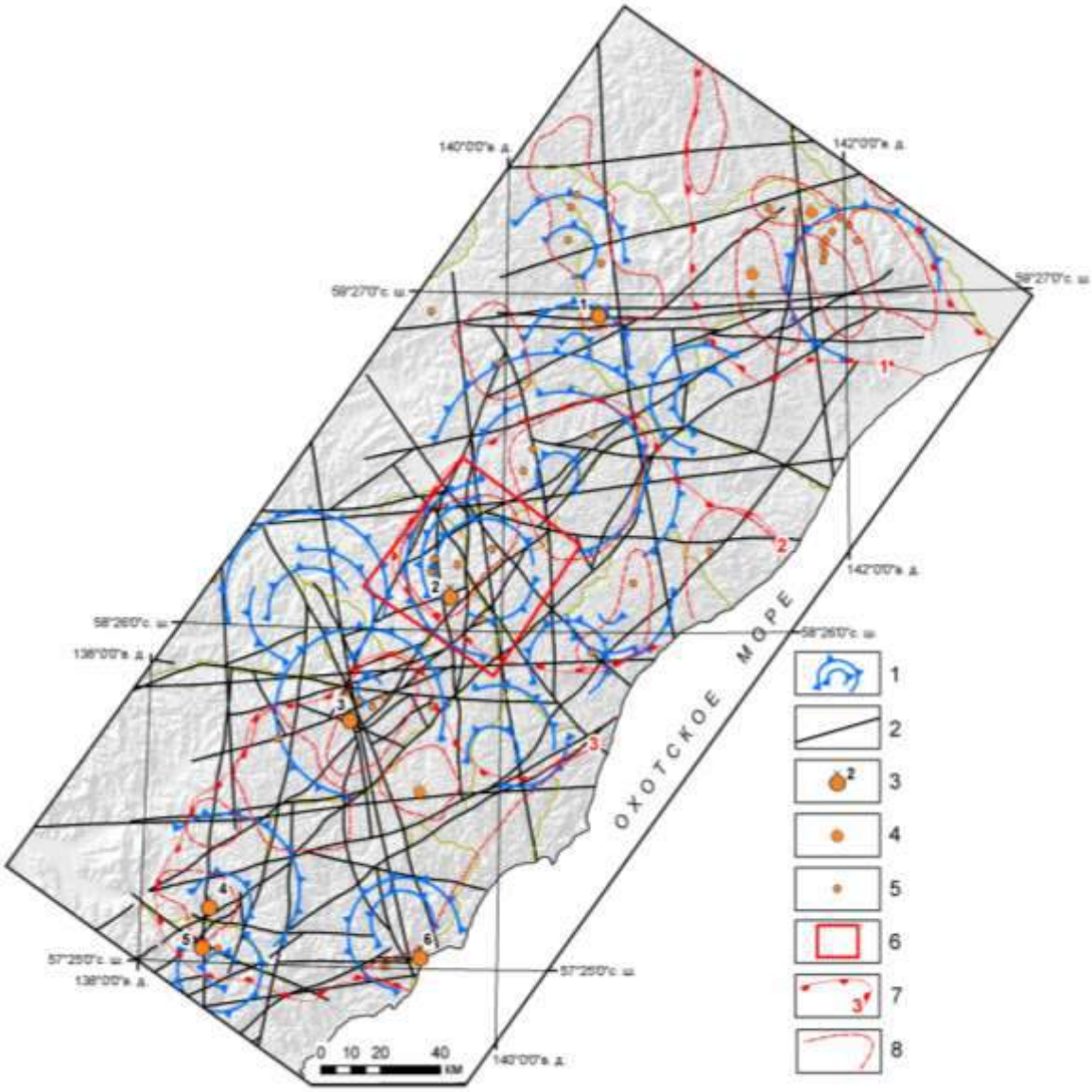


Рисунок – 3.69. Схема основных космогеологических структур юго-восточного фланга Ульинской минерагенической зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса. 1 – кольцевые структуры 1 порядка; 2 – разрывные нарушения; 3 – 5 – месторождения и рудопроявления золота: 3 – средние месторождения (1 – Красивое, 2 – Светлое, 3 – Антыкит, 4 – Дар, 5 – Одари, 6 – Прибрежное); 4 – малые месторождения; 5 – рудопроявления; 6 – площадь проведения локальных работ по дешифрированию космоматериалов; 7–8 – рудные таксоны (по «Карта минерагенического районирования …»): 7 – рудно-россыпные районы (1– Юровский, 2 – Среднеульинский, 3 – Верхнеульинский); 8 – рудные узлы

Космоструктурная модель положения рудного поля Светлое локального уровня генерализации основана на обработке и дешифрировании космических

снимков Landsat ETM+ и Landsat 8 и цифровых моделей рельефа SRTM и AsterGDEM (Рисунок 3.70).

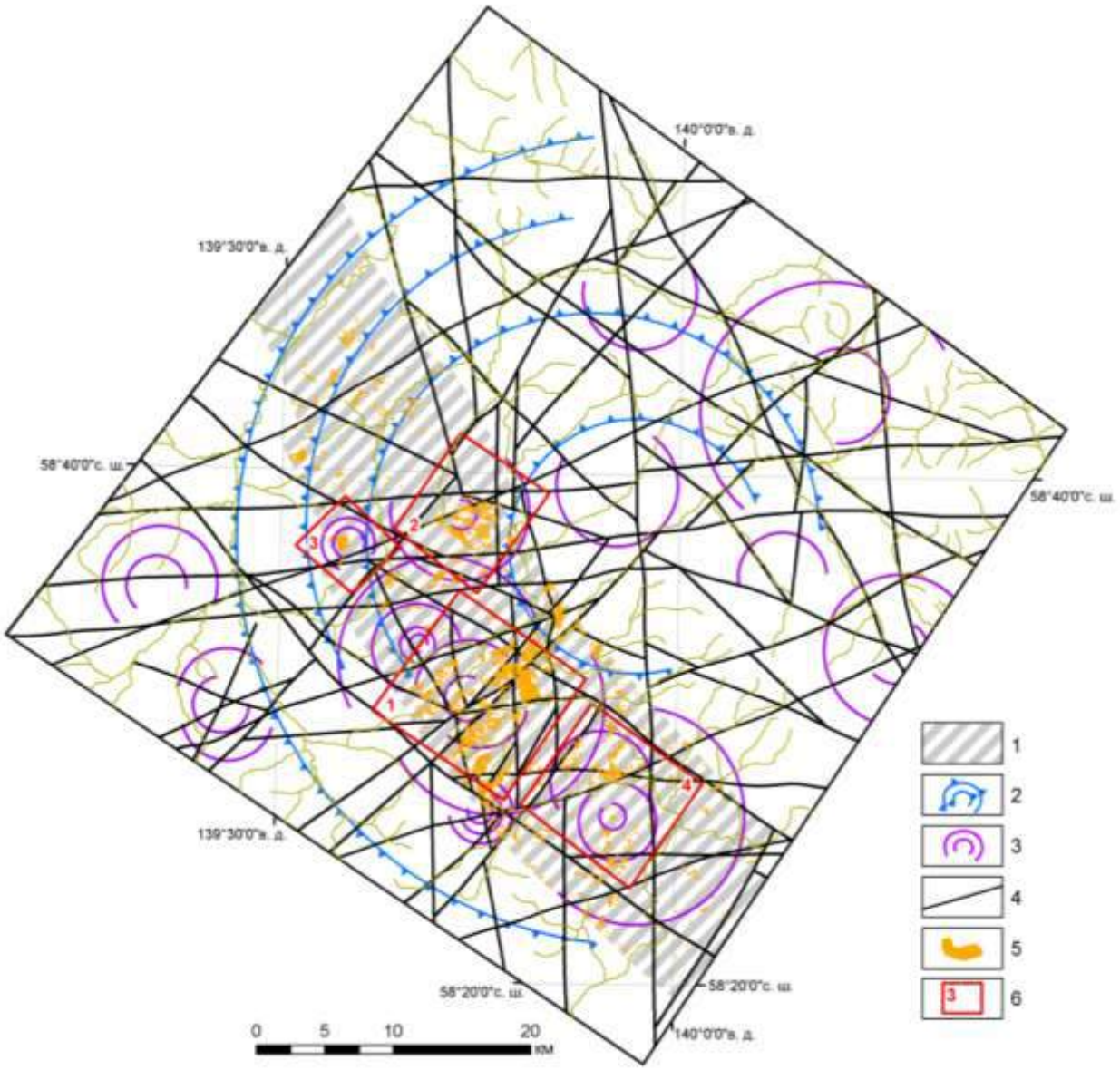


Рисунок – 3.70. Локальная схема космогеологических структур Уенминского рудно-россыпного узла. 1 – северо-западная зона; 2 – кольцевые структуры 1 порядка; 3 – кольцевые структуры второго порядка; 4 – частные разрывные нарушения; 5 – участки высоких значений индекса «Iron oxide»; 6 – перспективные участи и их номера

В качестве основных составляющих в этой модели выступают: кольцевые структуры второго порядка диаметром 1–10 км, которые отражают палеовулканические постройки и их отдельные элементы; линеаменты, фиксирующие частные разрывные нарушения; северо-западная зона, выделенная по интенсивному перераспределению железо-окисного индекса, рассчитанного по

данным Landsat. Весьма низкие значения Fe-окисного индекса отмечают площади преимущественного развития кислых вулканогенных образований уракской свиты, подвергшихся процессам кислотного выщелачивания. Напротив, высокие значения железо-окисного индекса выделяют участки гипергенной лимонитизации. На наш взгляд потенциально рудоносными будут площади расположенные в пределах северо-западной зоны, во внутренних частях кольцевых структур 2 порядка, сопряженных с системами разноориентированных линеаментов и участками с высокими значениями Fe-окисного индекса.

Под выше описанные критерии подходят несколько участков (Рисунок 3.70). Эти площади соответствуют уже известным площадям – Светлое (1), Ягодка (2), Колка (3), Колорадо (4). Среди выделенных перспективных участков, по площадям развития гипергенной лимонитизации, вероятно, наиболее перспективной следует признать Светлинскую площадь, которая и выбрана для дешифрирования на детальном уровне генерализации.

Выявленные закономерности положения известных рудных полей в материалах обработки космических снимков этого уровня генерализации позволяют рассматривать их в качестве локальных дистанционных структурно-вещественных критериев эпитермальных золото-серебряных рудных полей.

Детальная космогеологическая схема рудного поля Светлое, основанная на обработке и дешифрировании мультиспектральных космоматериалов Aster и детальных снимков компании DIGITALGLOBE, приведена на рисунке 3.71.

Основными элементами полученной схемы являются: кольцевые структуры второго и третьего порядков, частные линеаменты, тела вторичных кварцитов переменного состава и пропилитов, участки интенсивной вторичной лимонитизации.

Кольцевые структуры второго и третьего порядков отражают палеовулканические постройки и их отдельные элементы – кальдеры проседания и жерловые каналы. Так, кольцевая структура второго порядка диаметром 10 км подчеркивает положение палеовулканической постройки со сложным внутренним

строением (Рисунок 3.71), а структуры третьего порядка указывают на возможное положение жерловой фации.

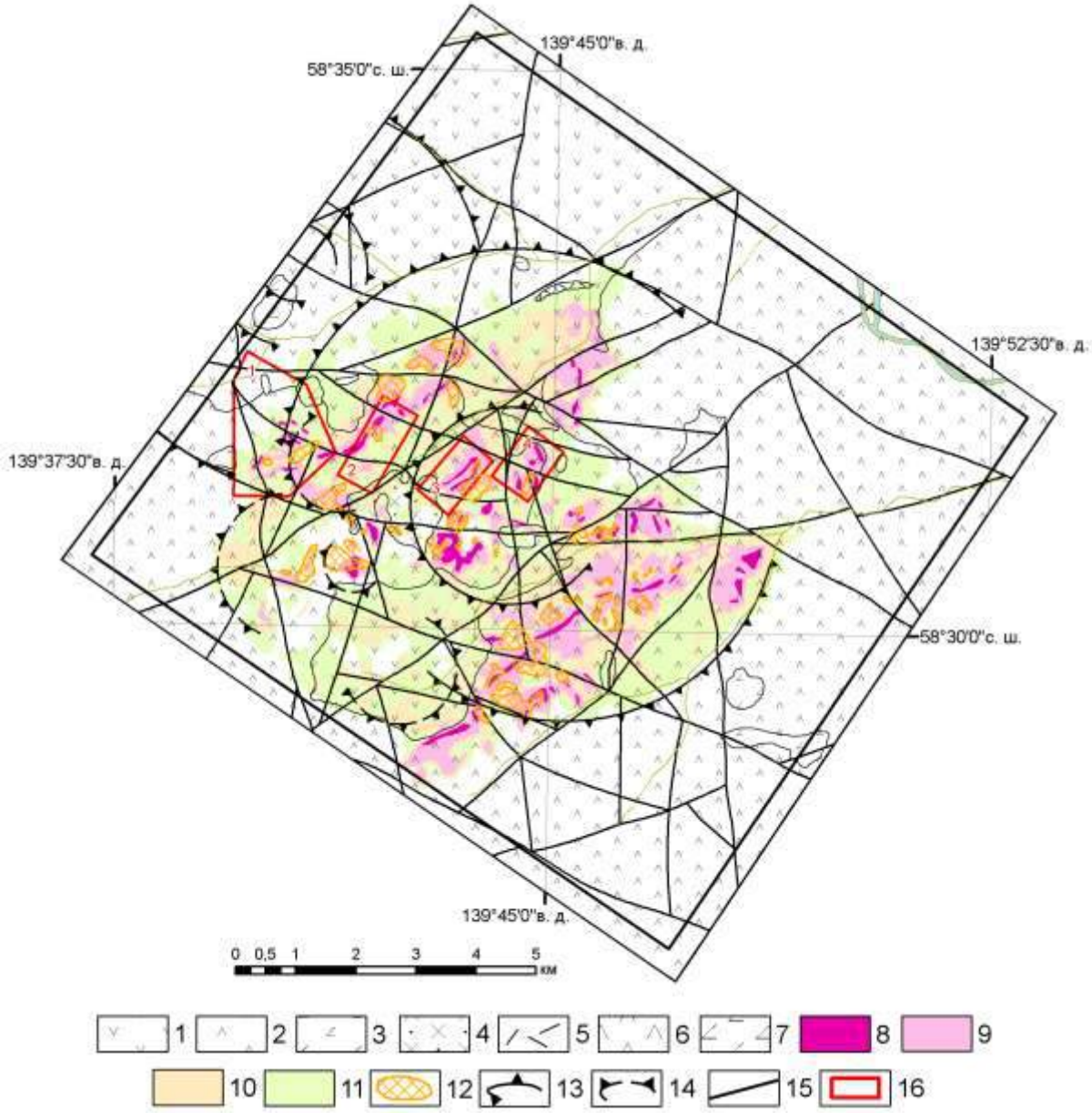


Рисунок – 3.71. Детальная космогеологическая схема рудного поля Светлое (по данным дешифрирования космоматериалов): 1–2 – уракская свита: 1– андезиты, андезибазальты, их лавы и туфы; 2–дациты, туфы, игнимбриты; 3 – хакаринская свита, андезибазальты; 4–6 – уракской дацит-риолитовый комплекс: 4 – гранодиорит-порфиры; 5 – риолиты; 6 – дациты; 7 – хакаринский базальтовый комплекс, дайки и штоки андезибазальтов; 8–10 – вторичные кварциты: 8 – монокварцевые; 9 – преимущественно кварц-алунит-глинистые; 10 – преимущественно кварц-гидрослюдистые; 11 – пропилиты хлоритовые; 12 – участки интенсивной лимонитизации; 13 – кольцевые структуры второго прядка; 14 – кольцевые структуры третьего порядка, 15 – разрывные нарушения; 16 – участки работ ЗАО «Полиметалл» (1 – Людмила, 2 – Тамара, 3 – Елена, 4 – Лариса)

Линеаменты фиксируют разнонаправленные разрывные нарушения, среди которых преобладают северо-восточные продольные, северо-западные, субмеридиональные и субширотные. Тематическая обработка мультиспектральных космических снимков ASTER позволила закартировать в пределах выделенной площади тела метасоматитов – вторичных кварцитов и пропилитов. Выделено три «фации» вторичных кварцитов – монокварцевые, преимущественно кварц-алунит-глинистые и преимущественно кварц-гидрослюдистого составов. В составе пропилитовых метасоматитов преобладают существенно хлоритовые разности (Рисунок 3.71). Морфология монокварцевых тел различна в центральной и краевой частях рудного поля. В центральной части фиксируются тела неправильной формы и слабо вытянутые (месторождения Лариса, Елена), тогда как на флангах – преобладают линейные зоны (месторождения Людмила, Тамара).

Участки вторичной лимонитизации фиксируются по высоким значениям спектральных индексов – «Железная шляпа» и «Трехвалентное железо» и отражают участки окисления первичных сульфидных минералов.

Разведанные компанией «Полиметалл» участки Людмила, Тамара, Елена, Лариса располагаются в центральной и северной частях палеовулканической постройки. Для всех участков характерно проявление тел вторичных кварцитов монокварцевого и кварц-алунит-глинистого составов в ассоциации с локальными участками интенсивной лимонитизации (Рисунок 3.71). Следовательно, эти признаки можно рассматривать в качестве детальных дистанционных критериев выделения эпитермальных золото-серебряных месторождений.

Выполненный автором факторный анализ данных площадных геохимических съемок по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1:50000 в пределах рудного поля Светлое (материалы ЗАО «Полиметалл») позволил выделить три геохимические ассоциации: Ag+Bi+Au, As+Mo, Cr+V (Рисунок 3.72).

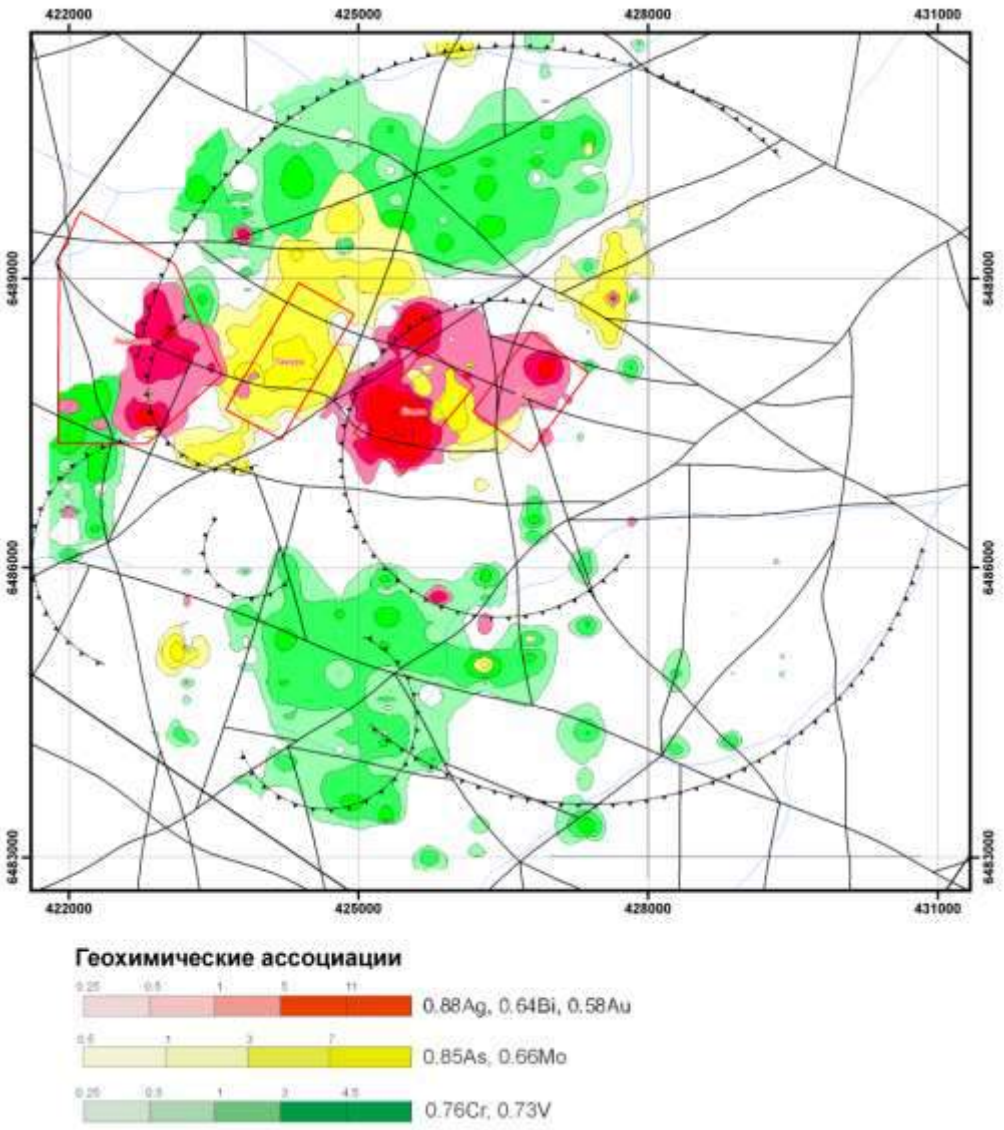


Рисунок – 3.72. Геохимическая зональность рудного поля Светлое (условные обозначения на рисунке 3.71)

Ассоциация Ag+Bi+Au обнаруживает два четких максимума, тяготеющих к кольцевым структурам третьего порядка, интерпретируемыми как возможные жерловые каналы (рис.4.72). В этих участках тела вторичных кварцитов, по данным дешифрирования, имеют неправильную и слабо вытянутую форму. Предполагается, что в пределах участков сопряжения тел вторичных кварцитов и продуктивной геохимической ассоциации Ag+Bi+Au следует ожидать кислотно-сульфатный (high sulfidation) тип оруденения.

Ассоциация As+Mo обнаруживает четкий максимум в северо-западной части орудного поля (рис.4.72). Этот максимум пространственно ассоциирует с

линейной зоной тел вторичных кварцитов. Представляется возможным наличия в пределах этой зоны другого типа оруденения – кварц-адуляровых жил.

Геохимическая ассоциация Cr+V ассоциирует с выделенными при дешифрировании телами хлоритовых пропилитов и, вероятно, является фронтальной зоной концентрирования.

Учитывая полученные данные о строении рудного поля Светлое и закономерностей локализации рудных месторождений в пределах рудного поля можно сделать вывод о перспективности глубоких горизонтов всего южного и юго-восточного флангов рудного поля на обнаружение кварц-адулярового эпитермального золото-серебряного оруденения (Рисунок 3.71).

Проведенные исследования в западной части Ульинского прогиба позволяют предложить рациональную многоуровневую дистанционную прогнозную модель эпитермальных золото-серебряных месторождений (Таблица 4.6).

3.4. Золоторудные и золотосодержащие объекты в зонах тектоно-магматической активизации платформенных и складчатых структур

Большое количество золоторудных и золотосодержащих объектов располагаются в зонах тектономагматической активизации складчатых и платформенных структур.

Северо-Казахстанская рудная провинция – крупнейшая минерагеническая провинция, в которой сосредоточены месторождения золота, урана, вольфрама, олова, технических алмазов.

А.А. Казаков, Г.П. Полуаршинов и Т.К. Янбухтин (1981, 1984), Т.К. Янбухтин, Г.П. Полуаршинов и К.Т. Савельева (1985) установили, что вся площадь провинции охватывается кольцевой мегаструктурой радиусом 300-400 км, срезаемой на юге Тенгиз-Зыряновским глубинным разломом. Структура выделяется по совокупности кольцевых зон гравитационных максимумов и минимумов, и в материалах космосъемок (Рисунок 3.73).

Таблица 3.6. Рациональная многоуровневая дистанционная модель эпитермальных золото-серебряных месторождений на примере рудного поля Светлое (Хабаровский край)

Уровень генерализации (масштабы)	Рудный таксон	Дистанционные признаки выделения	Геологическая интерпретация	Используемые материалы дистанционных исследований
Региональный (1:1000000)	Рудный район, рудный узел	Системы телескопированных кольцевых структур диаметром 20-90 км в узлах сопряжения продольных, поперечных и диагональных разрывных нарушений	*М*антийные диапиры, внутрикоровые магматические камеры, многоуровневые вулкано-плутонические комплексы и ареалы их развития и влияния	Мозаики Landsat ETM+, Modis, цифровые модели рельефов SRTM, AsterGDEM
Локальный (1:200000 – 1:100000)	Рудное поле	Системы телескопированных кольцевых структур диаметром 1-10 км в узлах сопряжения продольных, поперечных и диагональных разломов. Зоны интенсивного перераспределения Fe-окисных индексов. Сопряжение телескопированных кольцевых структур с участками высоких значений Fe-окисных индексов	Палеовулканические постройки и их элементы. Зоны интенсивного кислотного выщелачивания. Участки гипергенной лимонитизации	Космические снимки Landsat ETM+, Landsat–8, цифровые модели рельефов SRTM, AsterGDEM
Детальный (1:50000 – 1:25000)	Месторождение, продуктивная зона	Кольцевые структуры диаметром не более 3 км. Тела вторичных кварцитов монокварцевого, кварц-алунит-глинистого и кварц-гидрослюдистого составов среди полей пропилитизированных пород сопряженные с участками высоких значений Fe-окисных индексов	Кальдеры и жерловые части палеовулканов. Тела вторичных кварцитов различного состава. Участки интенсивной гипергенной лимонитизации и выщелоченных кварцитов	Космические снимки Landsat ETM+, Landsat–8, Aster, детальные снимки компании DIGITALGLOBE, цифровая модель рельефа AsterGDEM

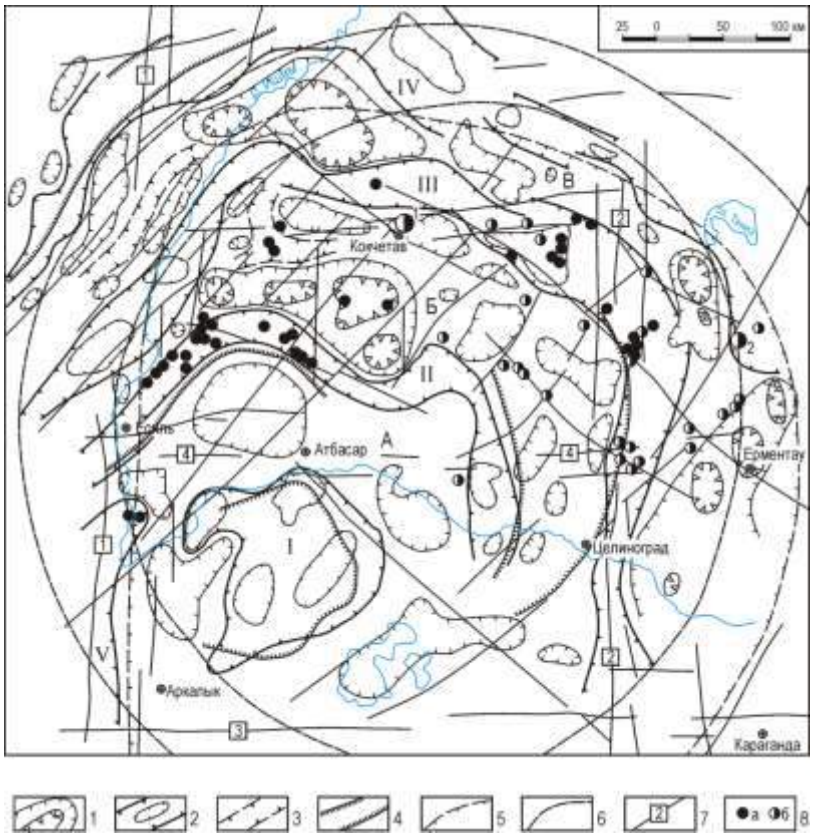


Рисунок – 3.73. Схема зонально-кольцевого строения физических полей Северо-Казахстанской рудной провинции (по Янбухтину, Полуаршинову, Савельевой, 1985). 1 – участки пониженных значений гравитационного поля и локальные гравитационные минимумы в их пределах. Зоны минимумов: А – Атбасарская, Б – Зерендинско-Целиноградская, В – Заградовско-Ерментауская; 2 – зоны повышенных значений гравитационного поля и локальные максимумы в их пределах. Зоны максимумов: I – Тенгизская, II – Есиль-Балкашинская, III – Ишим-Коксангирсорская, IV – Кушмурун-Тенизская, V – Державинская; 3 – подзоны повышенных значений гравитационного поля; 4 – границы резкого изменения характера и интенсивности магнитного поля (направление штрихов – в сторону увеличения интенсивности поля); 5 – контур Сарысу-Кокчетавского сводового поднятия; 6 – кольцевые структуры, выделяемые по данным дешифрирования мелкомасштабных космоснимков; 7 – основные разломы: 1 – Улутау-Ишимский, 2 – Целиноградский, 3 – Тенгиз-Зыряновский, 4 – Экибастуз-Атбасарский; 8 – месторождения: а – урановые, б – золоторудные (1 – Васильковское, 2 – Бестюбе)

Зоны гравитационных минимумов представляют собой зоны гранитизации, в осевых частях которых обнажаются глубокометаморфизованные и гранитизированные толщи докембрия. В центральных частях Зерендино-Целиноградской и Заградовско-Ерментаусской зон располагаются крупные гранитогнейсовые купольные сооружения, характеризующиеся многократным

проявлением процессов гранитизации. В пределах одного из участков локальных минимумов Зерендино-Целиноградской зоны располагается Васильковский золоторудный район, который контролируется сложно построенной эллипсовидной купольной структурой размером 55 на 30 км (Рафаилович, Мизерная, Дьячков, 2011).

Кольцевые зоны гравитационных максимумов пространственно совпадают с участками выхода на поверхность пород кембрийского возраста, представленных вулканогенно-терригенными образованиями спилит-диабазовой и андезитовой формаций. В этих зонах располагается большая часть известных в пределах провинции девонских депрессий (Чистопольская, Карашатская, Коксенгирская, Балкашинская и др.). Представляется, что зоны гравитационных максимумов являются сложнопостроенными долгоживущими мобильными зонами подкоровой глубинности.

Выделяемые зоны гравитационных максимумов (Ишим-Коксенгирская, Есиль-Балкашинская, Державинская и Володаровская) контролируют положение подавляющего большинства промышленных золоторудных и урановых месторождений провинции. За их пределами – в зонах гравитационных минимумов располагаются месторождения и рудопроявления редкометалльной грейзеновой (Sn, W, Mo, F) и редкометалльной альбититовой – апогранитовой (Be, Zr, Th, V, TR) формаций (Янбухтин и др., 1985).

В мезозойских зонах тектоно-магматической активизации Центрального Алдана проявлено золотое, урановое и комплексное золото-урановое оруденение. Район находится в пределах гигантского купола докембрийских пород и пространственно ассоциирует с ареалом субвулканических интрузий щелочноземельных-щелочных пород (Рисунок 3.74).

Анализ космоснимков, морфоструктур, глубины залегания кристаллического фундамента, распределения радиальных и кольцевых разломов позволило выделить здесь радиально-кольцевую структуру диаметром около 120 км, названную Центрально-Алданским магматектоногеном (Максимов, Середин, Томсон, Прозоров, 1982). Выделенный магматектоноген состоит из ядра,

радиальных блоков и вмещает основную часть мезозойских щелочных пород, золотые, урановые и золото-урановые месторождения. Магматектоноген выделяется в гравитационном поле Якокутским минимумом амплитудой 30 мГал при горизонтальном градиенте 1,5 мГал/км, что объясняется повышенной концентрацией в докембрийской коре мезозойских интрузивов.

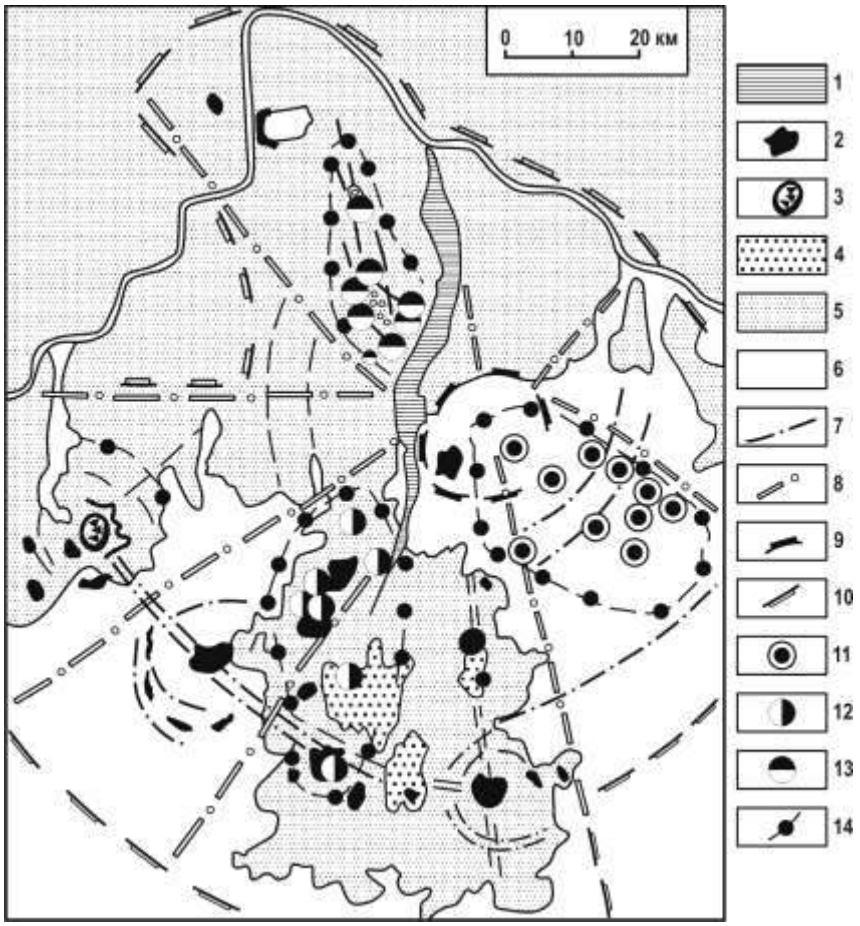


Рисунок – 3.74. Схема распределения золоторудных и золото-урановых месторождений в Центрально-Алданском магматектоногене (по Максимову и др., 1982; Казанскому, Максимову, 2000; Казанскому, 2004). 1 – Якокутская грабен-долина; 2 – мезозойские щелочноземельные-щелочные интрузии; 3 – дунитовое ядро Инаглинского массива; 4 – юрские терригенные отложения; 5 – венд-кембрийский карбонатный платформенный чехол; 6 – раннедокембрийский кристаллический фундамент; 7 – тектонические трещины и зоны трещиноватости; 8 – границы секториальных блоков; 9 – ядро Центрально-Алданского магматектоногена; 10 – внешняя граница магматектоногена; 11 – золото-урановые месторождения эльконского типа; 12 – золотые месторождения лебединского типа; 13 – золотые месторождения куранахского типа; 14 – границы рудных полей.

В.А. Абрамовым (1990) проведена комплексная интерпретация изостатических, магнитных, сейсмоакустических (ГСЗ, МОВЗ, ТСЗ)

магнитотеллурических (МТЗ), тепловых и радиоактивных данных, а так же сведений о землетрясениях Алданского щита. Им установлено, что центральный блок Алданского щита со всех сторон ограничен смыкающимися на глубине Олекминской, Становой Учурской и Ленской наклонными сейсмофокальными палеозонами. Выделенные зоны фиксируются в гравимагнитных данных и повышенной электропроводностью.

Для Южно-Якутской рудоносной провинции характерны аномальные неоднородности в мантии и земной коре.

В верхней мантии на глубинах 120-220 км фиксируется граница, на которой достигается полная изостатическая компенсация вышележащих масс. В пределах рудных районов глубина этой границы увеличивается до 180–220 км против 120–160 на флангах. Глубина залегания поверхности Мохо в пределах рудных полей составляет 36–38 км, тогда как на флангах – 40–42 км. В пределах рудных узлов и полей Центрально-Алданского района фиксируется четкий локальный подъем раздела Мохо на 1–3 км (Рисунок 3.75).

В верхней мантии региона остатки палеоочагов располагаются на трех уровнях 170–270, 90–120 и 40–70 км (Абрамов, 1990).

В земной коре региона установлена связь магматизма с выделенными зонами. Фиксируется трехярусное расположение мезозойских интрузивных объектов: магматические очаги I порядка (σ 2,62–2,8 г/см^3) в интервале глубин 14–22 км; сопряженные промежуточные очаги II порядка на глубинах 4–10 км (σ 2,52–2,7 г/см^3); очаги III порядка – производные последних – вскрытые и не вскрытые субщелочные очаги на глубинах 3–0 км (σ 2,46–2,58 г/см^3). При этом автор отмечает унаследовательность в развитии структурно-магматического плана территории (Рисунок 3.76).

Е.П. Максимовым и др. (2004) показано, что рудный район характеризуется аномальным глубинным строением, которое нашло свое отражение в гравитационном минимуме с амплитудой до 40 мГал и высокоомной стволовой структурой, уходящей в мантию.

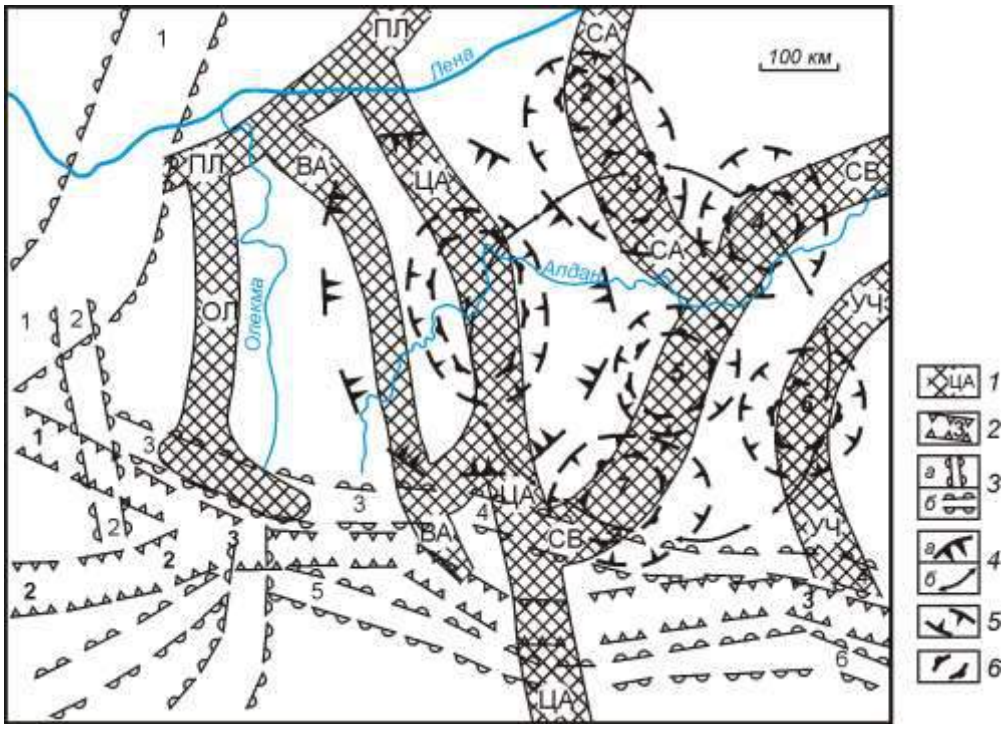


Рисунок – 3.75. Схема структуры верхней мантии Алданского щита и смежных областей (по Абрамову, 1990): 1 – линейные зоны относительно разуплотненной и низкоскоростной верхней мантии: ОЛ – Олекминская, ПЛ– Приленская, ВА– Верхнеамгинская, ЦА– Центральноалданская, СА– Среднеамгинская, СВ– Северовосточная, УЧ– Учурская; 2 – границы линейных относительно опущенных мантийных блоков (глубины поверхности Мохо 40-48 км и более) субширотной ориентировки: 1 – Кодаро-Удоканского, 2 – Каларского, 3 – Станового; 3 – границы линейных относительно приподнятых мантийных блоков (глубины поверхности Мохо 32-38 км и менее): а – субмеридиональное системы (1 – Березовский, 2 –Чарский), субширотной системы (3 – Олекмо-Тимптонской, 4 –Гонамо-Удымканский, 5 – Калаканский, 6 –- Нюкжа-Зейский); 4– региональные кольцевые структуры: а – Центрально-Алданская, отвечающая внешнему контуру уровня плотной изостатической компенсации (160-220 км), б – Тимптоно-Учурская, отождествляемая с контуром наиболее приподнятых частей поверхности Мохо (36-40 км); 5 – обрамляющая кольцевая структура, соответствующая наиболее пониженному уровню глубины (180-220 км) полной изокомпенсации в мантии; 6 – куполообразная структура поверхности мантии, глубины до поверхности Мохо 34-38 км (1– Центральноалданская, 2– Буотамская, 3– Средеамгинская, 4– Чагдинская, 5– Тыркандинская, 6– Учурская, 7– Усмуно-Гонамская)

Приведенный материал показывает, что во всех изученных золоторудных регионах проявлены разноглубинные региональные и локальные космогеологические структуры, которые отражают гетерогенное строение земной коры и верхней мантии и фиксируют следы проявленных

термофлюидомагматических потоков. Крупные и сверхкрупные золоторудные и золотосодержащие объекты сформированы в условиях глубинных структур.

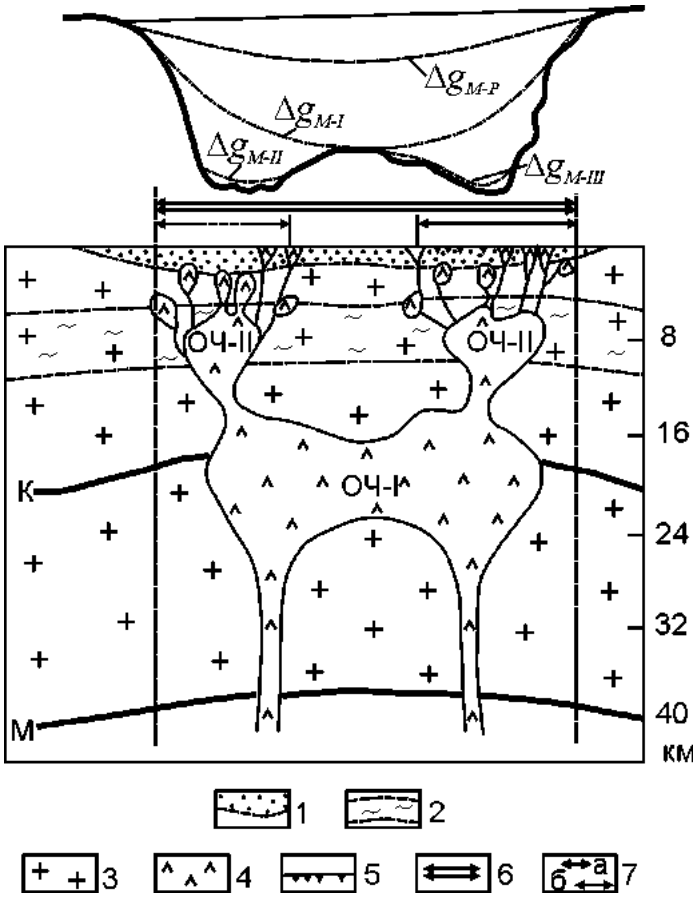


Рисунок – 3.76. Геолого-геофизическая модель Центрально-Алданского рудного района (по Абрамову, 1990): минимумы силы тяжести: $\Delta g_{M\text{-}P}$ – от регионального Центрально-Алданского разлома, $\Delta g_{M\text{-}I}$, $\Delta g_{M\text{-}II}$, $\Delta g_{M\text{-}III}$ – от магматических массивов (палеоочагов ОЧ–1, ОЧ–2, ОЧ–3) и интрузий; 1– осадочный чехол (0-2 км), 2– горизонтальный слой верхнекорового разуплотнения (5-10 км); 3– консолидированная земная кора (38-40 км); 4– интрузивные образования; 5 – рудные тела куранахского, лебединского, рябинового (медно-порфирового) и эльконского (федоровского) низкотемпературного типов; 6 – 7 – границы: 6– рудного района (узла), 7 – рудного поля (а – известного, б – прогнозируемого)

Сложно построенные и телескопированные структуры концентрической и овальной морфологии, размером от 100–185 км до 1–2 км, развитые вдоль разноглубинных продольных линеаментных зон, свидетельствуют об эстафетно-пульсационном проявлении плюмтектоники, магматизма и метасоматизма в проницаемых структурах.

Структурными признаками проявления верхнемантийно–нижнекоровых процессов плюмтектоники, магматизма и метасоматизма следует считать

концентрически-овальные структуры диаметром 100–185 км, приуроченные к продольным разломным линеаментным зонам глубинного (мантийного) заложения. Таким структурам соответствуют зоны и блоки разуплотненных пород на границе земной коры и мантии, свидетельствующие о вещественной неоднородности крупных региональных блоков пород, подверженных тектоно-магмо-метасоматической переработке вещества, установленные глубинными геофизическими методами. Вероятно, в этих условиях протекают процессы гранитизации и метасоматоза в проницаемых купольных и грабеноформных структурах земной коры.

Признаками проявления коровых процессов магматизма и метасоматизма следует считать дешифрируемые концентрически-овальные и дуговые структуры диаметрами 70–1 км, тяготеющие к линеаментным парагенезисам корового заложения. Этим структурам соответствуют участки плотностных и вещественных неоднородностей верхней части земной коры, устанавливаемые гравиметрическим моделированием и площадными геохимическими исследованиями, а в физическом выражении – проявления процессов магматизма и метасоматизма.

Несмотря на различное геолого-тектоническое положение исследованных золоторудных площадей, устанавливаются общие структурные, вещественные и глубинные геофизические критерии контроля рудоносных площадей:

– кольцевые структуры различного диаметра, в том числе имеющие сложное телескопированное строение;

– радиальные линеаментные системы и участки их сопряжения с кольцевыми структурами;

– закономерное сочетание кольцевых и радиальных элементов, образующих структуры очагового характера;

– участки сопряжения разновозрастных и разноуровневых линеаментных зон;

– зоны и участки развития продуктивных метасоматических формаций, картируемых спектральными методами дистанционных исследований;

– глубинные участки и зоны разуплотнения вещества.

Комплексный анализ этих факторов позволяет проводить реконструкцию развития рудообразующих процессов и выявлять новые рудоперспективные площади.

Таким образом, дешифрируемые геологические структурно-вещественные и глубинные плотностные неоднородности рудоносных территорий фиксируют следы проявленных в геологическом прошлом термофлюидомагматических потоков в наиболее деформированных участках земной коры и верхней мантии.

ГЛАВА 4. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТО-КОНЦЕНТРИРУЮЩИХ СИСТЕМ ЮЖНОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Под золото-концентрирующей понимается продуктивная система состоящая из следующих взаимодействующих составных частей – источников вещества и энергии, факторов их переноса, участков и условий рудоотложения, находящих отражение в определенных геологических процессах.

На заложение и развитие таких золото-концентрирующих рудообразующих систем основное влияние оказали глубинные термофлюидопотоки и окружающий вещественный субстрат верхней мантии и земной коры. Поэтому обсуждение и систематизация минералого-геохимического и другого геологического материала для распознания интрузивно-рудно-метасоматических систем-колонн проводится исходя из структурно-петрологических особенностей исходного субстрата земной коры. По нашим представлениям именно состав и внутреннее строение субстрата, а также активное проявление магмо-флюидных систем во многом определяли и частные закономерности эволюции золотоносных магмо-рудно-метасоматических зон-колонн, возникавших в проницаемых структурах верхней части земной коры. Прежде всего, в закономерно-последовательном протекании метасоматических и рудных процессов.

Характеристики структурно-вещественного устройства интрузивно-рудно-метасоматических зон-колонн, их золотоносность и пространственное размещение предлагается рассматривать по следующим группам: 1) в фанерозойских и протерозойских вулканогенно-осадочных толщах, 2) в отдельных интрузивных телах, 3) в приконтактовых карбонатных блоках гранитоидных интрузивов. Изложение материала начинается с Зайсанской складчатой области, где проявлены первые две группы рудно-метасоматических зон-колонн.

4.1. Закономерности формирования и размещения золото-концентрирующих систем в черносланцевых толщах карбона Западной Калбы

Западно-Калбинская металлогеническая зона уже более 150 лет является главной золотодобывающей провинцией Казахстана. До 1953 года в регионе было известно и отрабатывалось значительное количество кварцево-жильных эндогенных месторождений, которые к настоящему времени в подавляющем большинстве исчерпали свой потенциал. Открытые в начале 50-х годов прошлого века месторождений Миалы, а в последствии Бакырчика – первых золото-сульфидных месторождений в бывшем СССР, положило начало новой истории исследований и выявлений месторождений данного типа.

4.1.1. Основные черты развития и геологического строения Западно-Калбинской металлогенической зоны

Западно-Калбинская металлогеническая зона выделяется в пределах Зайсанской сутурной зоны, которая располагается в западном секторе Центрально-Азиатского подвижного пояса (Рисунок 2.1). Этот подвижный пояс был сформирован в процессе развития Палеоазиатского океана между Сибирским и Восточно-Европейским кратонами (Зоненшайн, 1972; Зоненшайн и др., 1976; Ковалев, 1978; Моссаковский и др., 1993, Берзин и др., 1994; Диденко и др., 1994; Дистанов, Оболенский, 1994; Добрецов, 2003; Дистанов и др., 2006; Добрецов, Буслов, 2007; Буслов, 2011и др.).

В настоящее время Зайсанскую сутурную зону рассматривают в составе Алтайской аккреционно-коллизионной системы (Рисунок 4.1), возникшей в зоне сочленения Сибирской и Казахстанской литосферных плит с их островодужными активными окраинами при закрытии Чарского палеоокеанического бассейна (Большой Алтай, 1998; Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2003, Дьячков и др., 2005; 2010; Владимиров и др. , 2008, Ужкенов и др., 2008). В осевой части зоны установлен Чарско-Горностаевский офиолитовый пояс, который рассматривается (Большой Алтай, 1998; Щерба и др., 2000) как остатки палеоокеанической коры и служит условной границей сочленения этих палеоконтинентов.

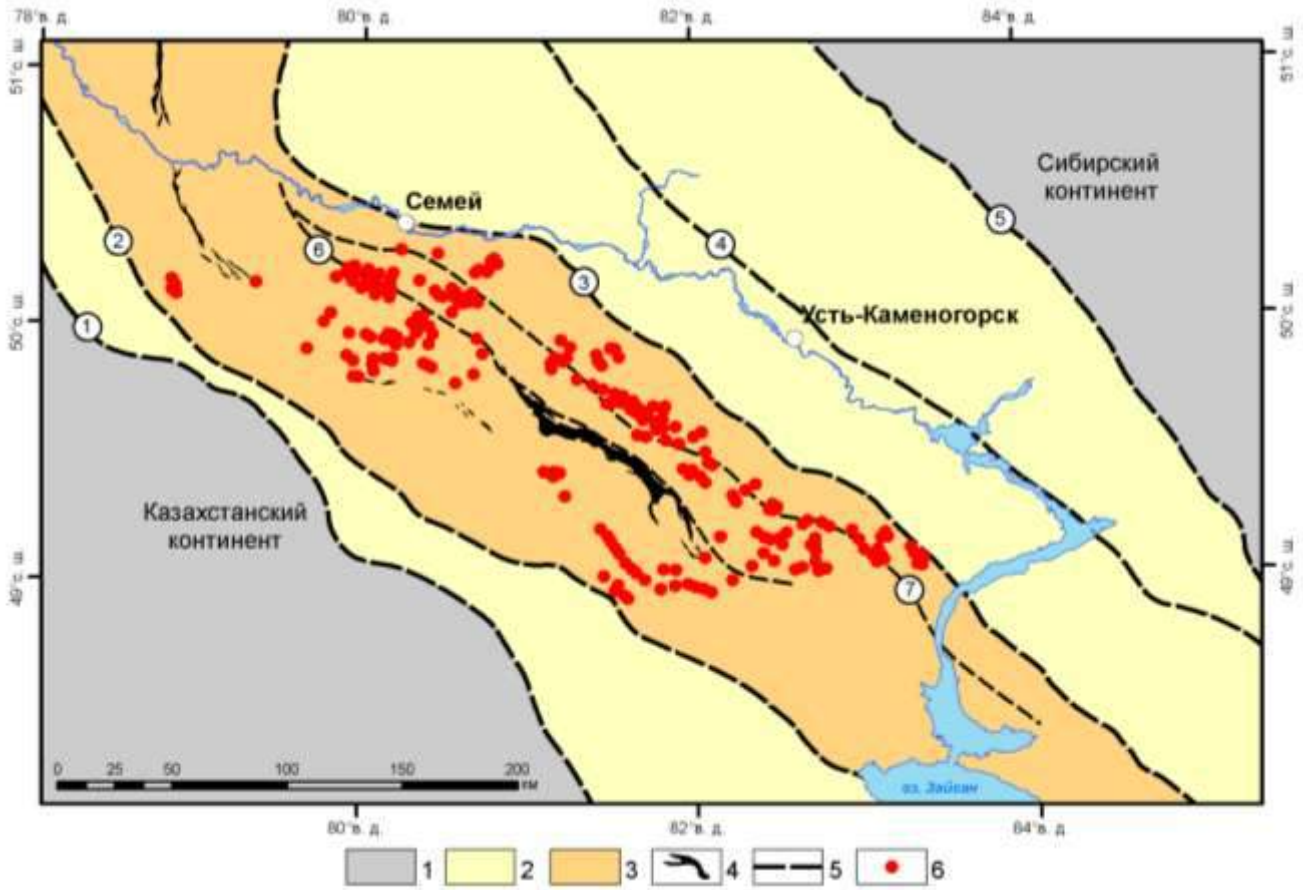


Рисунок – 4.1. Структурная схема Зайсанской складчатой области – фрагмента Алтайской коллизионно-сдвиговой системы (по А.Г. Владимирову, Н.Н. Круку, С.В. Хромых и др., 2008; С.А. Акылбекову, А.К. Мазурову, 2012). 1 – каледониды Сибирского и Казахстанского континентальных блоков, нерасчлененные; 2 – герцинские террейны Зайсанской складчатой области, отвечающие активным континентальным окраинам, нерасчлененные; 3 – Чарский палеоокеанический террейн; 4 – офиолиты Чарско-Горностаевского шва; 5 – проникающие разломы (указаны цифрами: 1 – Жарминский; 2 –Байгузин-Булакский; 3 – Калба-Нарымский; 4 – Иртышский; 5 – Белорецко-Маркакульский, 6 – Чарский, 7 – Западно-Калбинский); 6 –месторождения и проявления золота

В пределах Зайсанской сутурной зоны выделяют Чарско-Зимунайскую и Западно-Калбинскую структурно-формационные подзоны. Их внешними границами служат глубинные разломы: на северо-востоке по Калба-Нарымскому разлому Западно-Калбинская подзона граничит с Калбо-Нарымским террейном, а на юго-востоке Байгузин-Булакский разлом отделяет Чарско-Зимунайскую подзону от Жарма-Саурского террейна (Рисунок 4.1).

В пределах описываемой территории выделяются следующие структуры I порядка: Чарско-Горностаевский офиолитовый пояс (центральная часть Западно-

Калбинской металлогенической зоны); Калбинский прогиб (северо-восточная часть Западно-Калбинской металлогенической зоны); Жарминский прогиб (юго-западная часть Западно-Калбинской металлогенической зоны).

Зайсанская сутурная зона сложена разновозрастными структурно-вещественными комплексами, сформированными в различных геодинамических условиях (Большой Алтай, 1998; Щерба и др., 2000; Дьячков и др., 2011).

Наиболее древние образования в пределах сутурной зоны известны в пределах Чарско-Горностаевского офиолитового пояса. К таковым отнесены гипербазитовая и спилит-диабаз-кремнистая формации сформированные в окраинноморско-островодужной геодинамической обстановке раннекаледонского цикла развития (Рисунок 4.2).

Начало герцинского цикла развития фиксируется накоплением морской кремнисто-карбонат-спилит-диабазовой (D_{1-3}) и углеродисто-терригенной аспидной (D_3) формаций глубоководных желобов и рифтогенных прогибов.

Далее, в условиях задуговых бассейнов, были сформированы базальтовая известняково-терригенно-кремнистая (D_3fm_3-C_1t), известняково-терригенная (C_1t_1-v_1), базальт-андезитовая, известняково-терригенная и флишоидная карбонатно-терригенная (аркалыкская свита C_1v_{2-3}), граувакковая алевролито-песчаниковая остаточных морей (аганактинская, бывшая калбинская, свита C_1s) формации (Рисунок 4.2).

В среднем карбоне окраинноморско-островодужная обстановка сменилась коллизионной. Переход к этому режиму зафиксирован в образованиях молассовой лимнической угленосной формации (буконьская свита C_{2-3}). Косая коллизия привела к магматической активности – в среднем-позднем карбоне была образована наземная молассовая базальт-андезит-риолитовая (майтюбинская, даубайская свиты C_{2-3}), габбро-норит-диорит-диабазовая (бижанский комплекс C_{2-3}) формация и вулкано-плутоническая риодацит-гранодиоритовая ассоциация: наземная риолит-дацитовая (салдырминская свита C_3), гипабиссальная плагиогранит-гранодиоритовая (кунушский и салдырминский комплексы C_3)). Ранее, в состав кунушского габбро-диорит-плагиогранитного комплекса

включали все интрузии средне-позднекаменноугольного возраста (Кузебный и др., 1981; Ермоленко, 1983, 1988; Коробейников, Масленников, 1994 и др.). В настоящей работе принято такое понимание состава комплекса.

В постколлизионной обстановке, в условиях интерференции с Таримским плюмом, были сформированы габбро-пикритовая (максутский и аргимбайский комплексы P_1), гранит-лейкогранитовая (жарминский и калбинский комплексы P_1) и субщелочная граносиенит-гранитная (тастаусский и дельбегетейский комплексы P_2) формации.

В киммерийский цикл развитие Зайсанской сутурной зоны протекало в условиях континентального рифтогенеза, связанного с активностью Сибирского плюма. В это время были образованы габбро-диабаз-гранит-порфировая (бугазский и миролюбовский дайковые комплексы P_2-T_1) и вулкано-плутоническая трахибазальт-трахириолитовая ассоциация (семейтаусская свита и семейтаусский комплекс T_1).

Альпийский цикл развития зоны протекает в режиме орогенеза. В этих условиях формировались только континентальные формации: алевролито-глинистая пестроцветная гематит-каолиновая (северо-зайсанская свита K_2-Pg_2^2), углисто-сидерит-колчеданная и железисто-карбонатная (турангинская, тузкабакская и ашутаская свиты Pg_{2-3}), глинистая зеленоцветная сульфатно-карбонатная (аральская свита N_1) и разнообломочная сероцветная (кулундинская, краснояровская, рорская свиты и нерасчлененные полифациальные отложения Q) (Рисунок 4.2).

Ведущим полезным ископаемым Зайсанской сутурной зоны является золото. Здесь, в основном, проявлены золото-кварцевые и золото-углеродисто-сульфидные месторождения и проявления. Следует отметить, что в последнее время в регионе выявлены золотоносные коры выветривания (Бегаев и др., 1995; Дьячков и др., 2005; Калинин и др., 2009) и джаспероиды (Дьячков, и др., 2008, 2011; Кузьмина и др., 2013; Рафаилович и др., 2015).

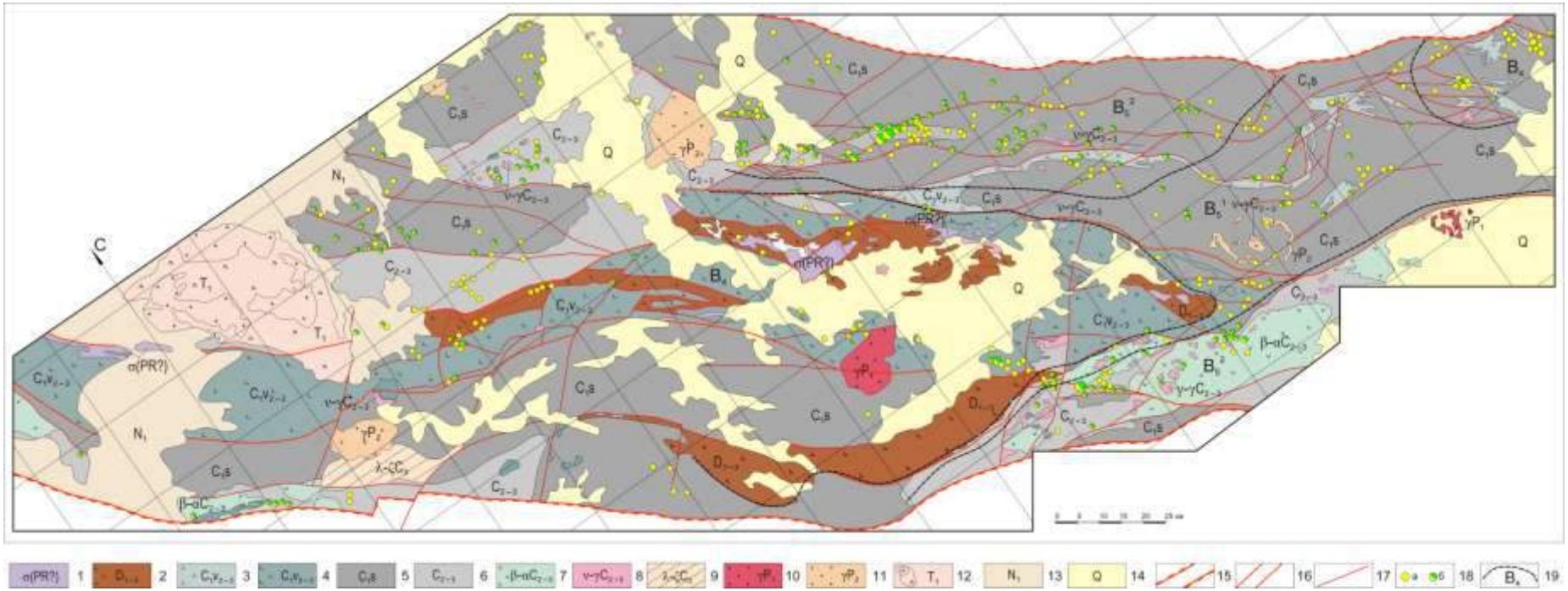


Рисунок – 4.2. Структурно-формационная схема центральной части Зайсанской сутурной зоны (составлено по материалам В.В. Масленникова, Б.А. Дьячкова и др.). 1–14 – геологические формации: формации раннекаледонского цикла: 1– гипербазитовая (Чарский серпентенитовый меланж) (PR?); формации герцинского цикла: 2– морская кремнисто-карбонат-спилит-диабазовая и углеродисто-терригенная аспидная (D_{1-3}); группа формаций задуговых бассейнов: 3– флишоидная карбонатно-терригенная (аркалыкская свита C_1v_{2-3}); 4– базальт-андезитовая известняково-терригенная (аркалыкская свита C_1v_{2-3}); 5– грауваковая алевролито-песчаниковая остаточных морей (аганактинская свита C_1s); группа коллизионных формаций: 6– молассовая лимническая угленосная (буконьская свита C_{2-3}); 7– молассовая базальт-андезит-риолитовая (майтюбинская, даубайская свиты C_{2-3}); 8– габбро-норит-диорит-диабазовая и гипабиссальная плагиогранит-гранодиоритовая (бижанский и кунушский комплексы C_{2-3}); 9– наземная риолит-дацитовая (салдырминская свита C_3); группа постколлизионных формаций: 10– гранит-лейкогранитовая (жарминский и калбинский комплексы P_1); 11– субщелочная граносиенит-гранитная (дельбегетейский комплекс P_2); формации внутриплитной активизации киммерийского цикла: 12– вулкано-плутоническая трахибазальт-трахириолитовая ассоциация (семейтаусская свита и семейтаусский комплекс T_1); формации альпийского цикла: 13– глинистая зеленоцветная сульфатно-карбонатная (аральская свита N_1); 14– разнообломочная сероцветная (кулундинская, краснояровская, рорская свиты и нерасчлененные полифациальные отложения Q); глубинные разломы: 15 – по границам региона, 16 – по границам Чарско-Горностаевского офиолитового пояса, 17 – прочие разрывные нарушения I порядка, 18 – золоторудные проявления и месторождения: а – кварцево-жильные, б – прожилково-вкрапленные и вкрапленные; 19– предполагаемые границы стадий метаморфических преобразований: зеленосланцевого регионального метаморфизма (B_4); позднего метагенеза (фации альбит-эпидотовая, спилитовая) (B_5^1); раннего метагенеза (фации гидрослюдисто-серицит-хлоритовая, цеолитовая) (B_5^2)

По данным глубинной геофизики (Любецкий, 1965; Булин и др., 1969; Щерба и др., 1984; Большой…, 1998; Нусипов и др., 2004), в пределах Западной Калбы верхняя мантия залегает на глубинах 37–47,5 км и эта величина нарастает с северо-запада на юго-восток региона. В рельефе раздела Мохоровичича устанавливается поднятие, ось которого проходит субпараллельно юго-западной границе Чарско-Горностаевского офиолитового пояса. Базальтовый слой залегает на глубинах 22–28 км. В рельефе поверхности раздела Чарско-Горностаевский офиолитовый пояс выражен прогибом до 26 км на фоне поднятий 22–24 км, соответствующих Калбинскому и Жарминскому прогибам. По сейсмическим данным, верхняя мантия под Чарско-Горностаевским офиолитовым поясом была активизирована до 300 км, а под Калбинским и Жарминским прогибами – до 220км.

Наиболее глубинными явились системы разломов, ограничивающие Чарско-Горностаевский офиолитовый пояс. По сейсмическим данным они имеют листрическую морфологию и проникают в верхнюю мантию до глубины 300 км. Глубинные разломы субширотного направления располагаются через 60–70 км друг от друга. Субмеридиональные глубинные разломы на современном уровне эрозионного среза проявляются фрагментарно и выделяются геофизическими методами, а так же по данным дешифрирования спектрозональных космических снимков. Разломы субширотного простирания являются скрытыми и секущими по отношению к главным геотектоническим структурам и проникают на глубину до 47 км. Субмеридиональные и северо-восточные разломы так же являются скрытыми и проникают на глубину 14–16 и 8–10 км соответственно. Региональными разрывами вся территория региона разбита на крупные тектонические блоки, отличающиеся между собой как мощностью земной коры, так и составляющих ее глубинных сейсмических слоев, а также составом и мощностью геологических формаций.

Инъективные дислокации, связанные с проникновением глубинного вещества в земную кору, представлены в регионе кольцевыми структурами и системами кольцевых структур разных порядков, образующих совместно с

разрывными нарушениями глубинного заложения очаговые структуры. Их размеры лежат в пределах от 0,1–0,5 км до 162 км в диаметре (Рисунок 3.37). Они связаны с развитием мантийных палеодиапиров, сопровождающих магматитов и метасоматитов, которые развивались при эволюции глубинных палео-магмо-флюидных систем в верхних частях земной коры, в апикальных надинтрузивных зонах магматических тел, где происходило метасоматическое и рудное минералообразование.

Рудовмещающие черносланцевые толщи развиты в осевой части Зайсанской складчатой системы и были сформированы в период с визе до позднего карбона.

Наиболее древние углеродистые отложения являются составной частью флишоидной карбонатно-терригенной и базальт-андезитовой известняково-терригенной формаций (C_1v_{2-3}). Эти отложения формировались в условиях задуговых бассейнов на площади Чарско-Горностаевского поднятия, становление которого, по мнению Добрецова и Пономаревой (1969), Ротараша и Гредюшко (1974), Беляева (1985), Волковой, Тарасовой, Полянского и др. (2008), лежит в пределах от позднего ордовика до позднего карбона. Здесь черносланцевые отложения развиты по периферии областей с максимальным развитием вулканитов основного состава и рифовых известняков.

Следует отметить, что средние содержание сингенетичного органического вещества в неизмененных терригенных отложениях карбона лежит в пределах от 0,15 до 2,4% (Старова, 1980; Ермоленко, 1988), что по классификации Юдовича и Кетрис (1988) соответствует неуглеродистым и низкоуглеродистым образованиям.

Средние химические составы и некоторые петрохимические модули рудовмещающих формаций Западной Калбы приведены в таблице 4.1.

Анализ этих данных и детальное изучение позволяет отнести все породы данного региона к породам с натриевым типом щелочности, что отражается левым наклоном векторов на диаграмме А.Н. Неелова (Рисунок 4.3).

Таблица 4.1. Средние химические составы и петрохимические модули осадочных пород Западной Калбы (с использованием данных А.Е. Ермоленко, В.В. Масленникова, Е.А. Алекторовой)

Формации	Базальт-андезитовая известняково-терригенная C_1v_{2-3}			Флишоидная карбонатно-терригенная C_1v_{2-3}		Граувакковая алевролито-песчаниковая C_1s				Молассовая C_2			Вулканогенно-терригенная C_3	
Свиты	Аркалыкская свита			Опановская свита		Калбинская свита				Буконьская свита			Сероцветная свита	
Окислы	Глинисто-кремнистый сланец (2)	Кремнистые сланцы (4)	Песчаники (2)	Песчаники (9)	Алевролиты (2)	Гравелиты (3)	Песчаники (21)	Алевролиты (18)	Туфы (2)	Конгломераты (7)	Песчаники (16)	Алевролиты (18)	Песчаники (3)	Алевролиты (8)
SiO_2	71,2	90,18	58,71	60,93	64,25	59,03	59,38	57,82	57,00	64,50	65,15	58,69	63,51	60,81
TiO_2	0,86	0,21	0,93	0,99	0,99	0,72	0,90	0,89	0,92	0,75	0,79	0,97	1,00	1,09
Al_2O_3	10,8	0,32	18,01	16,48	17,10	17,45	17,31	17,50	16,14	14,00	14,78	17,47	14,48	16,67
Fe_2O_3	0,33	4,94	2,99	2,10	4,46	4,71	2,64	1,90	1,57	1,09	1,53	2,09	1,40	1,98
FeO	3,24	1,47	3,97	3,12	2,42	3,29	3,69	4,61	5,46	4,57	3,46	4,43	3,55	3,98
MnO	0,10	0,09	0,10	0,08	0,03	0,10	0,13	0,12	0,12	0,12	0,10	0,09	0,11	0,09
MgO	3,12	0,52	1,97	2,71	2,16	1,80	2,35	2,46	3,63	3,15	2,30	3,02	2,19	3,00
CaO	3,41	0,54	3,21	2,72	1,02	1,69	2,57	2,19	4,35	2,37	2,21	2,07	3,48	2,03
Na_2O	5,93	0,11	4,06	3,22	2,69	3,38	3,76	2,95	4,89	3,38	3,34	2,60	3,07	2,10
K_2O	0,25	0,14	1,38	2,33	3,14	2,10	1,85	2,85	0,08	1,44	1,69	2,40	1,42	2,16
P_2O_5	0,05	0,06	0,05	0,17	0,13	0,19	0,14	0,14	0,22	0,09	0,09	0,12	0,11	0,14
H_2O	0,12	0,17	0,2	0,3	0,50	0,45	0,34	0,34	0,38	0,40	0,49	0,59	0,47	0,65
ГМ	0,21	0,07	0,44	0,37	0,38	0,44	0,41	0,43	0,42	0,31	0,31	0,42	0,32	0,39
НМ	0,54	0,44	0,22	0,19	0,15	0,19	0,21	0,16	0,30	0,24	0,22	0,14	0,21	0,12
КМ	0,02	0,41	0,07	0,14	0,18	0,12	0,10	0,16	0,004	0,10	0,11	0,13	0,09	0,12
ОНЩ	0,57	0,86	0,30	0,33	0,34	0,31	0,32	0,33	0,30	0,34	0,34	0,28	0,31	0,25
ЗМ	9,78	0,31	1,32	1,48	0,54	0,69	1,39	2,40	3,47	4,19	2,26	2,11	2,53	2,01
ЖММ	4,14	27,9	7,59	5,35	6,97	11,25	7,17	7,44	7,77	7,70	6,44	6,81	5,06	5,55

ГМ- гидролизатный модуль; НМ- натриевый модуль; КМ- калиевый модуль; ОНЩ- общая нормативная щелочность; ЗМ- закисный модуль; ЖММ- железо-марганцевый модуль

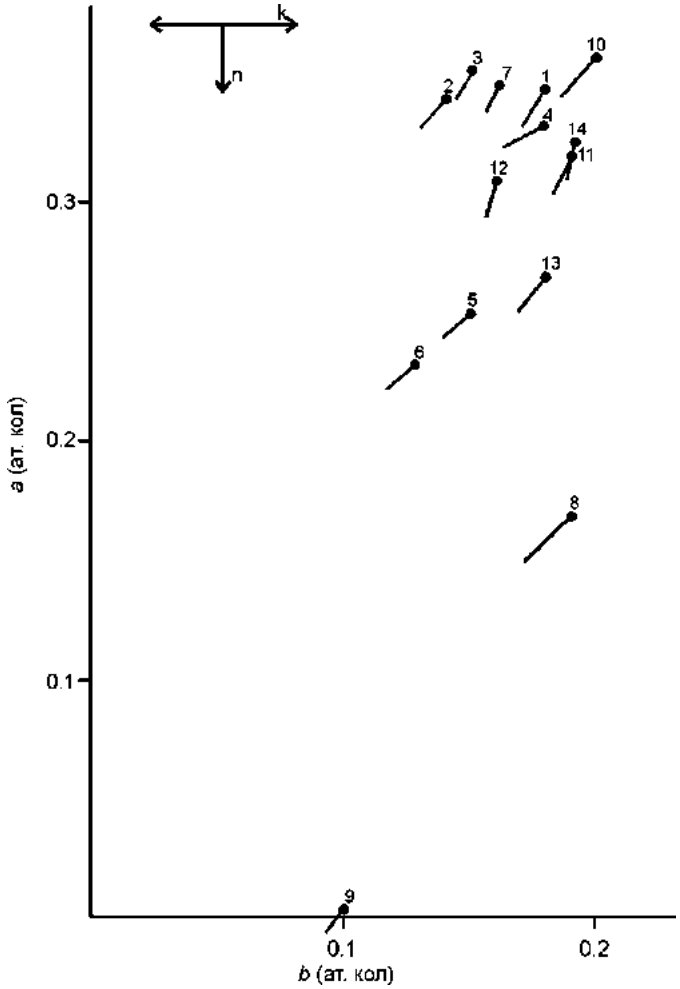


Рисунок – 4.3. Положение рудовмещающих осадочно-вулканогенных пород Западной Калбы на диаграмме А.Н. Неелова: a – Al_2O_3/SiO_2; b – Fe_2O_3+FeO+TiO_2+MgO+ CaO; k – K_2O/Na_2O+K_2O; n – Na_2O+K_2O. Все окислы взяты в атомных количествах: 1–3 отложения аркалыкской свиты: 1 – глинисто-кремнистые сланцы, 2 – кремнистые сланцы, 3 – песчаники; 4–5 – отложения опановской свиты: 4 – песчаники, 5 – алевролиты; 6–9 – отложения калбинской свиты: 6 – гравелиты, 7 – песчаники, 8 – алевролиты, 9 – туфы; 10–12 – отложения буконьской свиты: 10 – конгломераты, 11 – песчаники, 12 – алевролиты; 13–14 – отложения сероцветной свиты: 13 – песчаники, 14 – алевролиты

В целом химические составы углеродистых пород Западной Калбы отличаются однородностью как в вертикальном направлении, так и по латерали (Рисунок 4.3).

С помощью петрохимических модулей традиционно оцениваются условия образования и последующего преобразования терригенных пород. Так, натриевый модуль (НМ) отражает процесс химического выветривания плагиоклазов.

Значение НМ колеблется в пределах от 0,14 до 0,54, что указывает на среднюю или незначительную степень разложенности плагиоклазов.

Калиевый модуль (КМ): значение КМ для осадочных черносланцевых пород находится в пределах от 0,10 до 0,16, что указывает на преобладание в породах парагенезиса плагиоклаз + хлорит + гидрослюда. Общая нормативная щелочность (ОНЩ) служит для диагностики вулканогенного материала. В нашем случае ОНЩ лежит в пределах от 0,28 до 0,34, что характерно для обломочных, нормально щелочных пород. Следует отметить, что черносланцевые породы аркалыкской свиты по этому показателю можно отнести к породам с повышенным и высоко-щелочным образованиям. Закисный модуль (ЗК) служит для выявления окислительно-восстановительных условий осадконакопления. Величина ЗМ лежит в пределах от 1,32 до 4,19, что указывает на восстановительные условия в бассейне осадконакопления. Железо-марганцевый модуль (ЖММ) весьма чувствителен к проявлению консидементационного вулканизма. Для черносланцевых толщ исследуемого региона значение ЖММ находится в пределах от 4,14 до 11,25, что свидетельствует об отсутствии такого вулканизма.

Золотое оруденение в стратиграфическом разрезе занимает определенное положение. Выделяется четыре уровня локализации золотого оруденения: первый соответствует верхней части разреза базальт-андезитовой известняково-терригенной формации, второй – средней части разреза алевролито-песчаниковой формации, третий – низам разреза молассовой, четвертый – верхам разреза молассовой формации. Наиболее богатым является второй уровень, вмещающий большинство месторождений, в том числе крупных и уникальных.

Как уже отмечалось выше, магматические образования достаточно широко проявлены в пределах Западной Калбы. Процессы магматизма проявились во всех циклах развития территории. При этом следует отметить, что вулканические процессы развивались более продолжительное время (с раннего девона по ранний триас), чем интрузивные.

Процессы вулканической деятельности в пределах Западной Калбы проявлены неравномерно – наибольшая вулканическая активность была свойственна площадям Чарско-Горностаевского поднятия и Жарминского прогиба, тогда как на площади Калбинского прогиба вулканические процессы практически полностью отсутствовали вплоть до постколлизионной обстановки.

Среди интрузивных формаций наиболее древними являются протрузии гипербазитов в пределах Чарско-Горностаевского поднятия. Абсолютный возраст гипербазитов, судя по возрасту включений эклогитов и гранат-амфиболовых сланцев, более 545 млн. лет (Добрецов, Пономарева, 1969). Возраст формирования самих протрузий определяется тем, что они секут отложения прибрежно-морской молассовой формации среднего карбона в зоне Боко-Кокпектинского глубинного разлома в Боко-Васильевском рудном поле.

Вулканическая деятельность, сопровождающая коллизионные процессы, завершилась формированием полнодифференцированной габбро-плагиогранитной формации. На современном уровне эрозионного среза образования этой формации представляют собой небольшие штоки и субвулканические тела габброидов, диоритов, плагиогранитов и дайки пестрого состава. Однако, на глубинах 0,5–4 км, по геофизическим данным, в рудных полях вдоль глубинных разломов фиксируются зоны и ареалы слепых интрузий гранитоидов повышенной основности этой формации (Масленников, 1979; Щерба и др., 1984; Ермоленко, 1988; Любецкий, 1991 и др.). Плагиограниты этой формации Коробейниковым, Гусевым и Русановым (2010) отнесены к адакитовым. Источники вещества этой формации, по мнению этих авторов, лежат в верхней мантии. Их абсолютный возраст лежит в пределах от 299 до 306 млн. лет (Владимиров и др., 2001; Куйбида и др., 2009), т.е. позднекаменноугольный.

В постколлизионной обстановке была сформирована гранитовая формация «батолитового» типа. Массивы сложены граносиенитами, субщелочными биотитовыми гранитами, гранит-порфирами, лейкогранитами. Их абсолютный возраст лежит в пределах от 252 до 261 млн. лет (Дьячков и др., 1994, Владимиров и др., 2001).

В раннем триасе в обстановке внутриплитной активизации в Семейтаусском наложенном прогибе, на месте сопряжения нескольких глубинных разломов, была сформирована вулкано-плутоническая трахибазальт-трахириолитовая ассоциация. Риолиты, риолитовые игнимбриты, трахириолиты, трахиандезиты, габброиды, монцониты, граносиениты и монцо-сиениты формации выполняют сложно построенную вулкано-плутоническую структуру.

По мнению ряда исследователей (Ермолов и др., 1981; Кузебный и др., 1981; Ермоленко, 1983, 1988; Мысник и др., 1986; Коробейников и др., 1994; Дьячков и др., 1994; Сафонова и др., 2004; Куйбида и др., 2009 и др.), особенности минералогического и химического составов магматических пород свидетельствуют о том, что:

– все добатолитовые магматические образования являются производными близких по составу базальтоидных расплавов и имели мантийный или мантийно-коровый источник, тогда как позднеорогенные батолитовые интрузии – исключительно коровый;

– гомодромная схема развития магматизма свойственна всем добатолитовым магматитам, независимо от их формационной и фациальной принадлежности. Во всех формациях сохраняется близость минерального состава близких по кремнекислотности пород, что является показателем близости составов исходных базальтоидных расплавов и условий их дифференциации;

– дифференциация исходных базальтоидных магм происходила в разноглубинных промежуточных очагах в восстановительных условиях, о чем свидетельствуют низкие содержания в поздних дифференциатах магнетита, наличие акцессорных муассонита, пирита и самородного железа;

– автометасоматические изменения проявлены во всех интрузивных породах. При этом интенсивность проявления автометасоматоза возрастает от ранних магматических формаций к поздним, достигая максимума в породах полнодифференцированной габбро-плагиогранитной формации, с которыми тесно ассоциирует золотое оруденение.

Временные соотношения золотого оруденения с магматическими образованиями габбро-плагиогранитной формации определяется следующими факторами:

– пространственной совмещенностью интрузивов и даек формации и разнотипного золотого оруденения;

– интрузии и ореолы гидротермально измененных пород, сопровождающих золоторудную минерализацию, развивались в одних и тех же тектонических структурах;

– оруденение носит явно наложенный характер на интрузии формации. При этом нижняя возрастная граница золотого оруденения определяется тем, что оно накладывается на коллизионные малые интрузии и дайки габбро-плагиогранитной формации позднего карбона, которые прорывают все известные стратифицированные образования региона, а верхняя возрастная граница определяется фактом срезания коллизионных даек с наложенным золотым оруденением постколлизионными батолитовыми гранитоидами.

Интрузивные образования сопровождаются контактовыми роговиками. В экзоконтактах интрузивов габбро-плагиогранитной формации за счет терригенно-вулканогенных пород карбона образовались пироксен-эпидотовые, амфибол-биотитовые, а также кордиеритовые, альбит-кварц-биотитовые роговики. Скрытые на глубинах 0,5–2,5 км интрузивы гранитоидов на современном эрозионном срезе фиксируются широкими полями слабого ороговикования с новообразованиями биотита и хиастолита. Непосредственно в экзо- и эндоконтактах интрузивов происходит возрастание количества темноцветных минералов и сокращение кварца в телах интрузивов, а в роговиках увеличивается количество кварца по сравнению с исходными терригенными породами. При этом наблюдается вынос золота из магматических расплавов в зоны ороговикования. Так, в незатронутых гидротермальными процессами роговиках массивов Лесть, Бижан, Баладжал содержание золота возрастает до 29 мг/т вместо 2–6 мг/т в исходных терригенных породах.

Вокруг интрузивов постколлизионных гранитоидов формировались ореолы биотитовых, хиастолит-кордиерит-андалузитовых роговиков, шириной в первые сотни метров. В контактовых зонах располагаются зоны пирротинизации, которые нередко сопровождаются касситеритовой минерализацией. У крупных массивов ширина роговиковых ореолов достигает 3–5 км, а у мелких 0,3–0,1 км.

4.1.2. Особенности геологического строения типовых рудных полей Западной Калбы

В Западной Калбе установлено 18 золоторудных полей (Миалинское, Эспинское, Бакырчикское, Суздальское, Алайгырское, Акжальское, Кара-Чоко, Боко-Васильевское, Баладжальское, Джумбинское, Лайлинское, Кулуджунское и др.), расположенных в поперечно-диагональных структурах II порядка данного складчато-рифтогенного пояса.

В рассматриваемой герцинской металлогенической зоне рудные поля объединяются в три структурно-морфологические группы:

– рудные поля с жильно-кварцевым и штокверковыми типами руд в габбро-плагиогранитных массивах и терригенных, вулканогенных толщах карбона;

– рудные поля, представленные минерализованными сульфидными зонами в углеродистых терригенных толщах карбона;

– рудные поля комбинированного типа, включающие кварцевые жилы, штокверки, золото-пирит-арсенопиритовые залежи в различных терригенно-вулканогенных толщах и интрузивах.

Для рудных полей и месторождений свойственно развитие метасоматитов альбит-амфиболовой, кварц-полевошпатовой, пропилитовой и лиственит-березитовой среднеглубинных формаций и сопряженных с ними золотых руд. Метасоматиты и руды слагают субпластовые и секущие тела протяженностью до 1–8 км и мощностью до 0,3–2км.

Ниже приводится краткая геологическая характеристика наиболее типичных рудных полей Западной Калбы.

Баладжальское рудное поле расположено на границе двух крупных тектонических структур I порядка – Чарско-Горностаевского офиолитового пояса и Калбинского прогиба и представляет собой полосу герцинид, вытянутых вдоль Баладжальского глубинного разлома. Стратифицированные образования представлены терригенными породами аркалыкской и калбинской свит. Несмотря на небольшие размеры рудного поля и незначительный объем интрузий, принимающих участие в его строении, среди последних выделены образования трех разновозрастных интрузивных комплексов: субвулканического, кунушского и дельбегетейского. Субвулканический комплекс визейского возраста сложен силлообразными телами основных пород, перекрывающими отложения аркалыкской свиты, которые сосредоточены в юго-западной части рудного поля. Кунушский габбро-плагиогранитный комплекс представлен несколькими мелкими штоками габброидов первой фазы внедрения. Размещение этих интрузий контролируется зоной Баладжальского разлома. Дельбегетейский интрузивный комплекс пермского возраста представлен дайкой плагиогранитов. На территории рудного поля расположено собственно месторождение Баладжал, рудопроявления Поллукс и Скорпион, ряд более мелких проявлений рудной минерализации. Месторождение Баладжал пространственно приурочено к штоку габброидов кунушского интрузивного комплекса (Рисунок 4.4).

Кварцевые жилы располагаются как внутри штока, так и за его пределами среди ороговикованных пород вмещающей толщи. В морфологическом плане система кварцевых жил представляет собой пучок, веерообразно раскрывающийся в юго-западном направлении. Внутри пучка можно наметить три ветви. Жилы первой ветви характеризуются субширотным простиранием, третьей – северо-восточной ориентировкой, а жилы второй ветви занимают промежуточное между ними положение. Залежь вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд локализуется в теле габброидного штока в блоке, границами которого на флангах являются кварцевые жилы первой и второй ветви в пределах интрузивного штока (Рисунок 4.5).

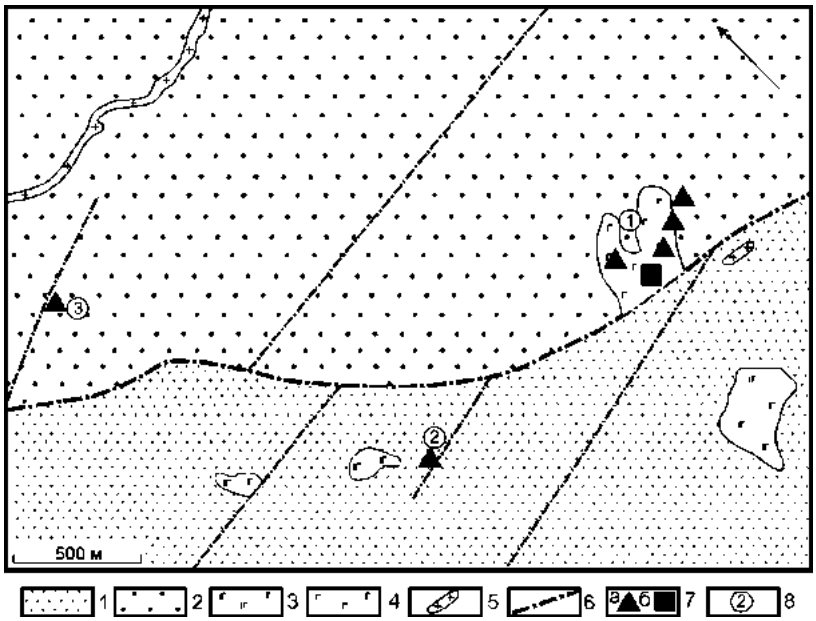


Рисунок – 4.4. Схема геологического строения рудного поля Баладжал (по материалам Алтайской геолого-разведочной экспедиции). 1 – песчаники, известняки, туфы, кварциты аркалыкской свиты C_1v_{2-3}; 2 – песчаники и алевролиты калбинской свиты C_1sp; 3 – субвулканические тела габбро-диабазов; 4 – габброиды первой фазы внедрения кунушского комплекса; 5 – дайки гранит-порфиров дельбегетейского комплекса; 6 – разрывные нарушения; 7 – золотое оруденение: а – кварцево-жильное, б – прожилково-вкрапленное и вкрапленное; 8 – месторождения и рудопроявления: 1 – Баладжал, 2 – Поллукс, 3 – Скорпион

Боко-Васильевское рудное поле расположено в центральной части Сарджальско-Даубайского наложенного прогиба и включает жильное, прожилково-вкрапленное и вкрапленное золото-кварцевое и золото-сульфидное оруденение в углеродисто-терригенно-вулканогенных толщах. Рудное поле располагается вдоль Боконского глубинного разлома северо-западного простирания. Глубинный разлом представлен мощной зоной (до 2,5 км) разрывов и интенсивного рассланцевания северо-западного простирания. Клавишно-блоковое строение рудного поля обусловлено развитием поперечных и диагональных разрывов северо-восточного и северо-западного направлений.

Для рудного поля характерно сложное внутреннее строение рудовмещающих углеродистых терригенных толщ, обусловленное чередованием антиклинальных и синклинальных складок II порядка с размахом крыльев в 140–200 м. В рудоносной структуре проявлены диагональные и поперечные волнообразные изгибы складчатых структур, ограниченные диагональными дизъюнктивами. По

простиранию эта линейная зона разбита разрывами на несколько структурных блоков, смещенных по вертикали относительно друг друга на 100–400 м. Рудовмещающая терригенно-углеродистая толща перекрывается андезито-базальтами и их туфами. В юго-восточной и центральной частях рудной зоны обнажаются тела серпентинизированных гипербазитов, пропилитизированных габброидов, андезитов, гранитоидов повышенной основности. Эти штоки, силлы, дайки интрузивных пород и сопровождающие их метасоматиты и руды тяготеют к антиклинальным перегибам структур, осложненных разрывами и зонами трещиноватости (Рисунок 4.6).

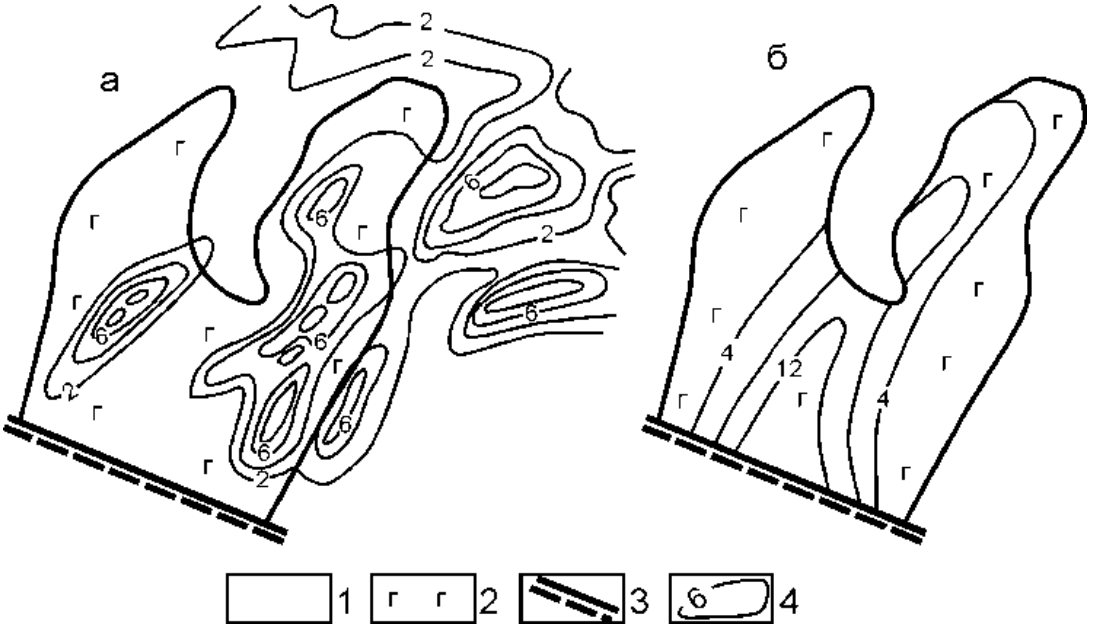


Рисунок – 4.5. Закономерности размещения кварцево-жильного (а) и вкрапленного (б) типов оруденения на Баладжальском месторождении (Попов, 1984). 1 – роговики, 2 – габброиды, 3 – зона Баладжальского разлома, 4- изолинии концентраций оруденения в усл. ед.

Бакырчикское рудное поле расположено на площади распространения пород морской флишоидной формации серпуховского яруса (C_1). На северо-западе они перекрыты отложениями прибрежно-морской молассовой формации (C_2). Западной границей рудного района служит Западно-Калбинский разлом. Северо-восточной границей служит Северо-Западный разлом с падением под 50–70° на северо-восток. Северной границей служит региональный широтный разлом с падением на юг под углами 40–50° (Рисунок 4.7). Морская флишоидная формация

на площади рудного поля характеризуется двучленным строением: нижняя часть ее разреза мощностью 1,5–2,2 км сложена преимущественно песчаниками, а верхняя часть мощностью 1,8 км представлена переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов.

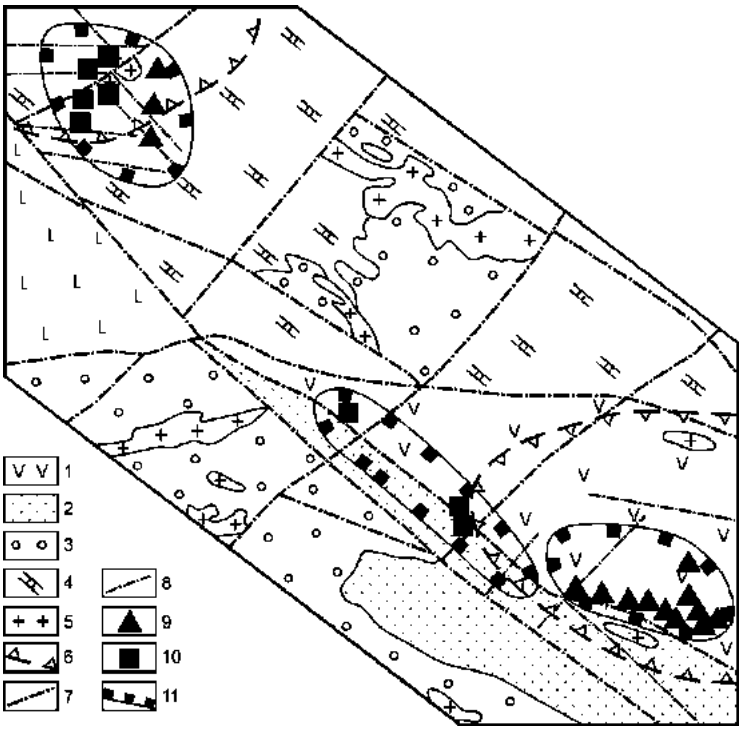


Рисунок – 4.6. Геологическая схема Боко-Васильевского рудного поля (по Коробейникову, Масленникову, 1994): 1 – эффузивы базальт-андезит-молассовой формации; 2 – углеродистые песчано-сланцевые отложения прибрежно-морской молассовой формации; 3 – песчано-конгломератовые отложения той же формации; 4 – отложения карбонатно-кремнисто-диабазовой формации; 5 – штоки габбро-плагиогранитовой формации; 6 – скрытые на глубине 0,5–3,5км интрузивы; 7 – региональные и крупные разрывы; 8 – прочие разрывы; 9 – образования золото-кварцевой рудной формации; 10 – образования золото-углеродисто-сульфидной рудной формации; 11 – границы рудных участков

Прибрежно-морская молассовая формация также имеет двучленное строение: нижняя часть, мощностью 1,6 км, сложена плохо сортированными песчаниками, конгломератами, гравелитами, а верхняя часть, мощностью 1,2 км, имеет существенно алевролитовый состав. В центральной части района геофизическими данными фиксируется «слепая» интрузия гранитоидов повышенной основности, залегающая на глубинах 0,5–3,5 км (Нарсеев и др., 2001).

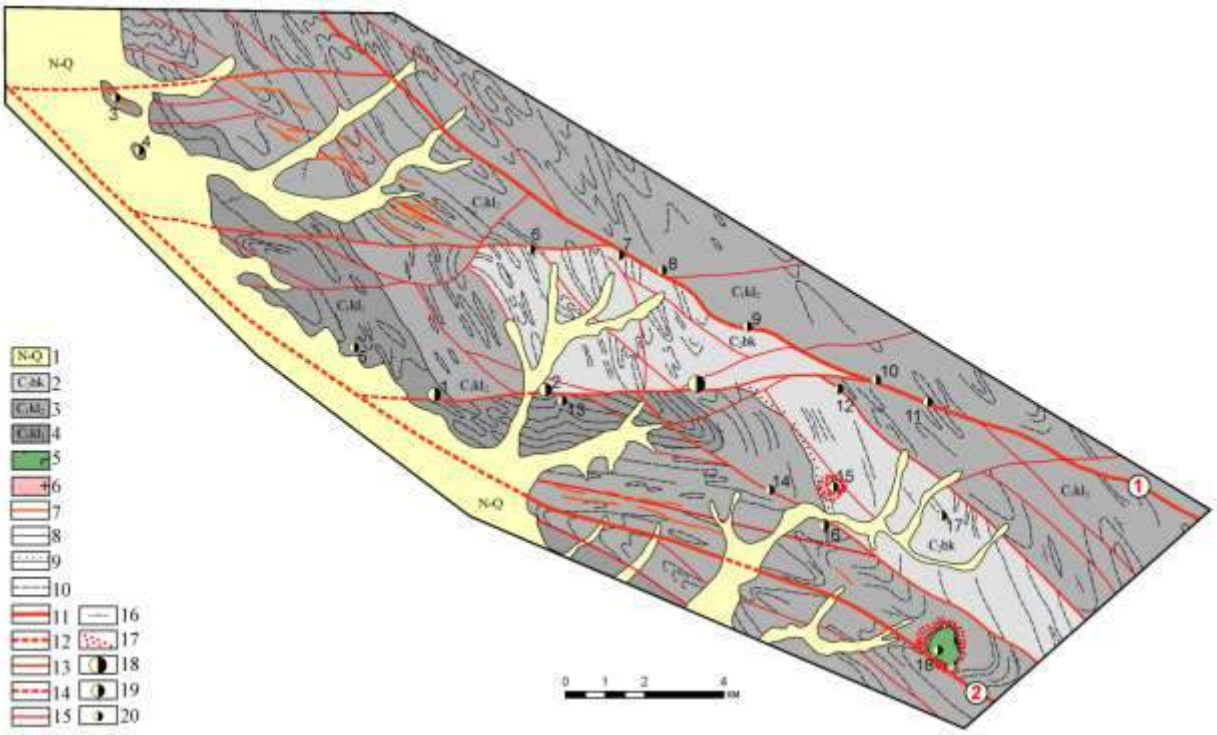


Рисунок – 4.7. Схематическая геологическая карта центральной части Кызыловского рудного района (по материалам Алтайской геолого-разведочной экспедиции). 1 – желтые суглинки и глины; 2 – буконьская свита (конгломераты, полимиктовые песчаники, глинистые и глинисто-кремнистые алевролиты); 3 – 4 – калбинская свита: 3 – верхняя подсвита (гравелиты, полимиктовые песчаники с редкими линзами алевролитов); 4 – нижняя подсвита (алевролиты с прослоями песчаников и гравелитов); 5 – 7 – кунушский комплекс субвулканических и гипабиссальных интрузий: 5 – габбро, габбро-диориты; 6 – граниты, плагиогранит-порфиры; 7 – дайки плагиогранит-порфиров; 8 – 9 геологические границы: 8 – согласных стратиграфических подразделений; 9 – несогласных стратиграфических подразделений; 10 – структурные линии; 11 – 15 – разрывные нарушения: 11 – 12 – первого порядка: 11 – выходящие на дневную поверхность (1 – Северо-Западный, 2 – Западно-Калбинский); 12 – скрытые неоген-четвертичными отложениями; 13 – 14 – второго порядка: 13 – выходящие на дневную поверхность; 14 – скрытые неоген-четвертичными отложениями; 15 – прочие; 16 – направление падения стратифицированных отложений; 17 – контактовые роговики; 18 – 20 – месторождения и рудопроявления золота: 18 – крупное месторождение Бакырчик; 19 – месторождения (1 – Большевик, 2 – Загадка, 3 – Костобе Северное); 20 – рудопроявления (4 – Костобе Южное, 5 – жила Кызыловская, 6 – Дальний-1, 7 – Дальний, 8 – Дальний-2, 9 – Дальний-3, 10 – Кармен, 11 – Сарбас, 12 – жила №31, 13 – зона Километровая, 14 – жила Татарская, 15 – Лесть, 16 – жила Фабричная, 17 – жилы Свирепые, 18 – Бижан)

Региональные разрывы представлены мощными, до нескольких сотен метров, дизъюнктивами, зонами дробления и милонитизации. Направление разрывных и

складчатых структур северо-западное. Региональные разломы сопровождаются рудовмещающими разрывами и зонами трещиноватости. Наиболее крупным из оперяющих является широтный надвиг (Кызыловская зона смятия) мощностью до 100-120 м, падающий на север под углом 30–50°.

Продуктивная минерализация представлена пиритом, арсенопиритом, реже сфалеритом, халькопиритом, пирротином, золотом, шеелитом, марказитом, блеклыми рудами, герсдорфитом, антимонитом, самородными серебром, сурьмой. Основные рудные тела сложены прожилково-вкрапленными и вкрапленными золото-пирит-арсенопиритовыми ассоциациями в апосланцевых березитах.

Миалинское рудное поле расположено в пределах Калбинского прогиба, в Бакырчикском рудном районе. Оно не имеет четко выраженных геологических границ и представляет собой блок пород размером 5х7 км, вытянутом в широтном направлении вдоль контролирующего регионального Миалинского разлома. Территория рудного поля сложена образованиями морской молассоидной формации C_1. Стратифицированные каменноугольные образования прорваны единичными дайками кислого (кварцевые порфиры, гранит порфиры) и среднего (микродиориты) составов кунушского комплекса (Рисунок 4.8).

Пликативные структуры рудного поля представлены линейными складками с субпараллельной ориентировкой осей северо-западного простирания. Дизъюнктивная тектоника, северо-западного и субширотного простирания, контролирует размещение большинства рудоносных зон, рудных тел и магматических образований. Геофизическими методами в юго-восточной части рудного поля на глубинах 1,5–3 км фиксируется гранитоидный массив повышенной основности. В пределах рудного поля известно более 50 рудоносных зон. Наиболее продуктивные из них (зоны 20, 30, 22) располагаются в западной части рудного поля. Продуктивная минерализация представлена жильной и прожилково-вкрапленной кварц-золото-углеродисто-сульфидной ассоциацией.

Рудное поле Эспе размещается в наложенной грабен-синклинали в северо-восточном борту Чарско-Горностаевского офиолитового комплекса. Рудовмещающие толщи сложены терригенными породами морской молассоидной (C_1) и прибрежно-морской молассовой формациями (C_2) (Рисунок 4.9).

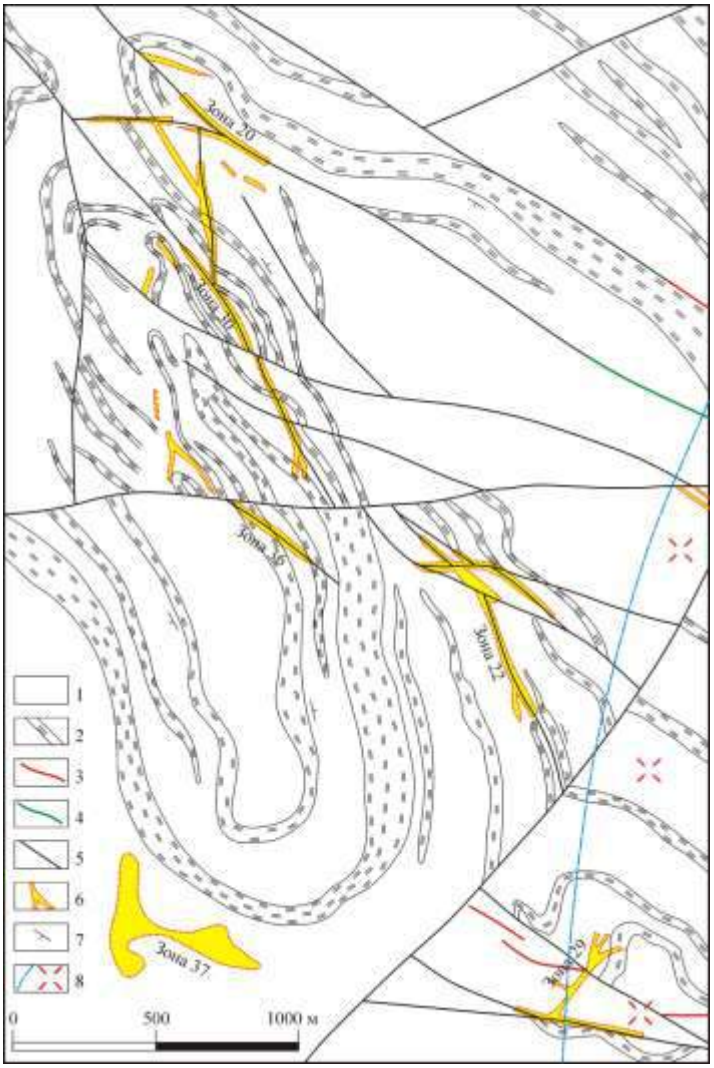


Рисунок – 4.8. Схематическая геологическая карта западной части рудного поля Миалы (по материалам Алтайской геолого-разведочной экспедиции): 1 – песчаники морской молассоидной формации; 2 – горизонты переслаивания алевролитов и песчаников морской молассоидной формации; 3 – дайки кварцевых порфиров, гранит-порфиров; 4 – дайки микродиоритов; 5 – разрывные нарушения; 6 – зоны гидротермально измененных пород с золоторудной минерализацией; 7 – направление падения стратифицированных комплексов; 8 – положение кровли интрузии повышенной основности на глубине 3 км по геофизическим данным

Структура рудного поля обусловлена блоковым строением. В западной части рудного поля развита крупная брахиформная синклинальная складка с северо-западным простиранием крыльев, осложненных флексурными изгибами и разрывами преимущественно северо-западной и северо-восточной ориентировок. В восточной части рудного поля развиты линейные складки с северо-западным простиранием осей. Интрузивные образования представлены единичными мелкими штоками плагиогранитов и многочисленными дайками плагиогранит-порфиров, микродиоритов, спессартитов, керсантитов кунушского комплекса в восточной части, а также раннетриасовыми дайками габбро-долеритов в западной части рудного поля. К флексурным изгибам крыльев складок приурочены разрывные рудовмещающие структуры с жильной, штокверковой и вкрапленной золото-кварцево-сульфидной минерализацией. Дайки кислого и среднего составов

обычно березитизированы и альбитизированы. Поздние дайки габбро-долеритов секут кварцево-жильные тела.

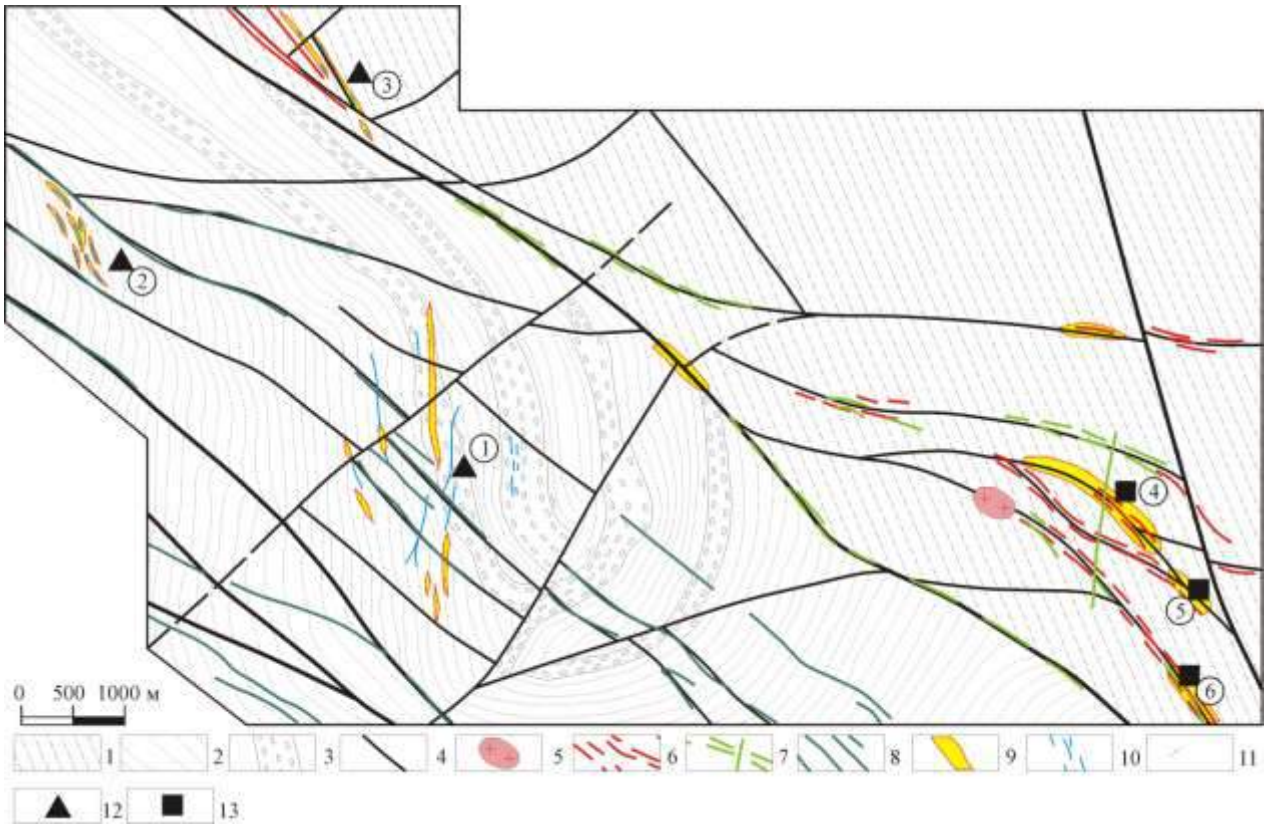


Рисунок – 4.9. Схема геологического строения рудного поля Эспе (по материалам Алтайской геолого-разведочной экспедиции): 1 – песчаники и алевролиты морской флишоидной формации C_1; 2 – переслаивание песчаников, гравелитов и алевролитов прибрежно-морской молассовой формации C_2; 3 – горизонты конгломератов прибрежно-морской молассовой формации C_2; 4 –разрывные нарушения; 5 – шток плагиогранитов кунушского комплекса C_3; 6 – дайки плагиогранитов, кварцевых порфиров и гранит-порфиров кунушского комплекса C_3; 7 – дайки микродиоритов, спессартитов и керсантитов кунушского комплекса C_3; 8 – дайки габбро-долеритов послебатолитовой базит-гранитоидной формации малых интрузий P_2–T_1; 9 – зоны гидротермально измененных пород с прожилково-вкрапленной и вкрапленной золото-сульфидной минерализацией; 10 – кварцевые жилы; 11 – направление падения стратифицированных комплексов; 12 – образования золото-кварцевой рудной формации: 1 – Октябрьское месторождение; рудопроявления: 2 – Свита жил 17; 3 – Перевальное; 13 – образования золото-углеродисто-сульфидной рудной формации: 4 – месторождение Северное Костобе; рудопроявления: 5 – Центральное Костобе; 6 – Южное Костобе

4.1.3. Проявление регионального метаморфизма в черносланцевых толщах

Традиционно, при описании рудовмещающих черносланцевых толщ основное внимание авторов уделяется их формационной принадлежности, тогда как данные по степени регионального метаморфизма уделяется меньше внимания.

Так, верхнепротерозойские породы Бодайбинского синклинория, вмещающие месторождения Сухой Лог, Вернинское, Невское, метаморфизованы в условиях хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевого метаморфизма (Буряк и др., 1997; Константинов и др., 2000).

Вендская, углеродистая терригенно-флишоидная толща, вмещающая Кумторское месторождение, преобразована в условиях филлитовой субфации зеленосланцевого метаморфизма (Курбанов и др., 1986; Jenchuraeva at al., 2001).

В Мурунтауском рудном поле описываются зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фация регионального метаморфизма (Брагин и др., 1986; Золоторудное месторождение …, 1998; Образцов, 2001; Рафаилович и др., 2011). При этом надрудная и рудоносная части нижнепалеозойского разреза метаморфизованы в условиях хлорит-серицитовой и хлорит-мусковитовой субфаций зеленосланцевой фации. Для подрудной части разреза характерна хлорит-мусковит-биотитовая субфация, а для глубоких горизонтов эпидот-амфиболитовая фация. При этом изограды регионального метаморфизма пересекают стратиграфические границы и имеют куполовидное поднятие в пределах месторождения.

Каменноугольно-пермские отложения верхоянского комплекса, вмещающие Нежданинское месторождение, метаморфизованы в условиях низших ступеней зеленосланцевой фации (Гамянин и др., 2001). Здесь проявлены серицитизация и хлоритизация пелитового материала.

Пермские терригенные отложения, слагающие Аян-Юряхский антиклинорий, вмещающие месторождения Наталка, Павлик, Декдекан и др., метаморфизованы в условиях филлитовой субфации зеленосланцевого метаморфизма (Житков, 1991)

В пределах Западно-Калбинской металлогенической зоны процессы регионального метаморфизма проявился достаточно контрастно. В Чарско-Горностаевском поднятии описаны эклогиты, амфиболиты, глаукофановые сланцы (Щерба, Дьячков, Нахтигаль, 1976, 1984; Щерба, Дьячков, Стучевский и др., 1998; Волкова, Тарасова, Полянский и др., 2008).

Региональный метаморфизм каледонид нижнего структурного этажа и ранних герцинид выражен в зеленокаменном изменении эффузивов и терригенных пород, мраморизации известняков и соответствует фации зеленых сланцев (Хисамутдинов, Авров, Василевская и др., 1972).

Более молодые породы герцинид (C_1s-C_{2-3}) метаморфизованы слабее. Зенкова (1971), изучавшая месторождение Бакырчик, предполагает здесь цеолитовую фацию метаморфизма.

Коробейников и Масленников (1994) приводят данные, которые указывают на зеленосланцевый метаморфизм, отчетливо проявленный в осевой части Чарско-Горностаевского поднятия, в Акжальском и Кулуджунском структурных блоках.

Русинова, Королев, Васильева (1996), изучавшие углеродистое вещество месторождения Бакырчик, отмечают его графитизацию до стадий К4–К6, что соответствует цеолитовой фации.

Нами метаморфические преобразования изучались в пределах рудных полей Эспе, Боко-Васильевского, Кызыловского, Миалинского, Джумбинского, Баладжальского и Акжальского по керну скважин колонкового бурения, а так же за их пределами по данным маршрутных наблюдений. Образцы пород для изучения метаморфических преобразований дозеленосланцевых ступеней по методу Логвиненко и Орловой (1987) отбирались в незатронутых метасоматическими и тектоническими процессами блоках, на значительном удалении от месторождений. При этом учитывались текстурно-структурные преобразования, вторичные минералы замещения и выполнения порового пространства. На основании полученных данных определены стадии и фации метаморфических преобразований для черносланцевых каменноугольных пород Западной Калбы (Таблица 4.3).

С учетом всех имеющихся литературных и вновь полученных материалов по метаморфическим преобразованиям, составлена схема регионального метаморфизма Западной Калбы (Рисунок 4.2).

Метаморфические породы зеленосланцевой фации метаморфизма проявлены в регионе в пределах Чарско-Горностаевского офиолитового пояса и в Лайлы-Кулуджунском блоке на юго-востоке исследуемого района. При этом породы зеленосланцевой фации метаморфизма занимают 22% исследуемой площади Западной Калбы (Рисунок 4.2).

Породы, метаморфизованные до стадии позднего метагенеза располагаются в Баладжал-Теректинском блоке, по периферии зеленосланцево измененных пород, а так же подчеркивают осевую часть Чарско-Горностаевского офиолитового пояса на северо-востоке площади (Рисунок 4.2). Породы этой фации метаморфизма занимают 28% площади района.

Наименее метаморфизованные, до стадии раннего метагенеза, породы выполняют Калбинский и Жарминский наложенные прогибы и занимают около 50% территории района.

Нами проанализировано распределение кварцево-жильного и прожилково-вкрапленного типов золотого оруденения при различных стадиях региональных метаморфических преобразований (Таблица 4.4).

В пределах Калбинского наложенного прогиба количество проявлений кварцево-жильного типа оруденения закономерно снижается от 92 до 24 с прогрессивным ростом метаморфических преобразований. При этом более половины (63%) рудных объектов располагается среди пород, метаморфизованных до стадии раннего метагенеза. Общее количество прожилково-вкрапленных рудопроявлений так же закономерно снижается с 89 до 1 в соответствии с ростом степени метаморфических преобразований вмещающих пород. При этом подавляющее количество (86%) всех рудопроявлений данного типа располагаются в полях развития раннего метагенеза.

В Жарминском наложенном прогибе общие закономерности распределения обоих типов золотого оруденения аналогичны выше приведенным, однако, не так контрастны.

В пределах Чарско-Горностаевского офиолитового пояса подавляющим распространением пользуется кварцево-жильный тип – 45 проявлений против 10 прожилково-вкрапленных. При этом так же сохраняется закономерное снижение общего числа рудных объектов с ростом метаморфизма.

В целом для Западной Калбы (Таблица 4.5) выявлена закономерность: количество кварцево-жильных рудных объектов распространено одинаково во вмещающих породах всех стадий метаморфических преобразований, тогда как прожилково-вкрапленные и вкрапленные рудные объекты обнаруживают тесную пространственную связь с наименее метаморфизованными рудовмещающими черносланцевыми толщами.

Таблица 4.3. Региональный метаморфизм черносланцевых толщ карбона Западной Калбы

Рудное поле	Свита	Структурно-текстурные преобразования	Вторичные минералы замещения	Вторичные минералы выполнения порового пространства	Стация и фация метаморфизма по Н.В. Логвиненко и Л.В. Орловой (1987)	
					Стадия	Фация
1	2	3	4	5	6	7
Эспе	Буконьская	Микростилолитовые швы, инкорпорационные контакты зерен, «бородатые» зерна кварца	Гидрослюдизация первичных глинистых минералов, частичная альбитизация полевых шпатов, частичная эпидотизация темноцветных минералов	Кварц, эпидот, халцедон, цоизит, клиноцоизит, пумпеллиит (единичные зерна)	Ранний метагенез	Гидрослюдисто-серицит-хлоритовая
Боко-Васильевское	Буконьская	Микростилолитовые швы, инкорпорационные контакты зерен, «бородатые» зерна кварца	Гидрослюдизация первичных глинистых минералов, частичная альбитизация полевых шпатов, частичная эпидотизация темноцветных минералов	Кварц, эпидот, цоизит, клиноцоизит, пумпеллиит (единичные зерна)	Ранний метагенез	Гидрослюдисто-серицит-хлоритовая
Кызыловское	Калбинская	Микростилолитовые швы, инкорпорационные контакты зерен, «бородатые» зерна кварца, обрастание в тенях давления	Частичная альбитизация и серицитизация полевых шпатов, частичная хлоритизация темноцветных минералов	Кварц, пирит, гидрослюды, хлорит, альбит, эпидот, халцедон	Ранний метагенез	Гидрослюдисто-серицит-хлоритовая

Продолжение таблицы 4.3

1	2	3	4	5	6	7
Миалинское	Калбинская	Микростилолитовые швы, инкорпорационные контакты зерен, «бородатые» зерна кварца, обрастание в тенях давления	Альбитизация и серицитизация полевых шпатов, частичная хлоритизация темноцветных минералов	Кварц, пирит, гидрослюды, хлорит, альбит, эпидот	Ранний метагенез	Гидрослюдисто-серицит-хлоритовая
Джумбинское	Калбинская	Микростилолитовые швы, инкорпорационные контакты зерен, структуры растворения под давлением с обрастанием обломков по принципу Рикке	Серицитизация, соссюритизация, альбитизация полевых шпатов, хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация обломков средних вулканитов, гидрослюдизация первичных глинистых минералов	Эпидот, альбит, хлорит, кварц	Поздний метагенез	Альбит-эпидотовая
Баладжальское	Калбинская	Инкорпорационные контакты зерен, микростилолитовые швы, заполненные углистым веществом, появление структур растворения под давлением – «бородатых» зерен кварца	Серицитизация, частичная соссюритизация и альбитизация полевых шпатов, эпидотизация, хлоритизация и карбонатизация темноцветных минералов, хлоритизация вулканического стекла, гидрослюдизация глинистых минералов, перекристаллизация пелитоморфных известняков	Эпидот, альбит, кварц, халцедон, гидрослюды, пирит	Ранний метагенез	Гидрослюдисто-серицит-хлоритовая

Продолжение таблицы 4.3

1	2	3	4	5	6	7
Баладжальское	Аркалыкская	Микростилолитовые швы, инкорпорационные контакты зерен, структуры растворения под давлением с образованием «бородатых» зерен кварца, обрастание по принципу Рикке	Частичная серицитизация, соссюритизация, альбитизация полевых шпатов, хлоритизация, эпидотизация и карбонатизация темноцветных минералов, хлоритизация основных и средних вулканитов, дегидратации диагенетического халцедона с образованием кварца	Альбит, хлорит, эпидот, клиноцоизит, гидрослюды, мусковит, кварц, гематит	Поздний метагенез	Альбит-эпидотовая
Акжальское	Аркалыкская	Появление гранобластовых структур, инкорпорационные контакты зерен	Серицитизация, альбитизация полевых шпатов, эпидотизация и карбонатизация вулканитов, хлоритизация вулканических стекол, актинолитизация темноцветных минералов	Кварц, анкерит, хлорит, актинолит, альбит	Региональный метаморфизм	Зеленосланце-вая

Таблица 4.4. Распределение типов золотого оруденения в метаморфических полях среднего давления

Стадии метаморфизма	Калбинский прогиб				Чарско-Горностаевское поднятие				Жарминский прогиб			
	Кварцево-жильный тип		Прожилково-вкрапленный тип		Кварцево-жильный тип		Прожилково-вкрапленный тип		Кварцево-жильный тип		Прожилково-вкрапленный тип	
	Всего	%	Всего	%	Всего	%	Всего	%	Всего	%	Всего	%
Ранний метагенез	92	63	89	86					15	56	28	90
Поздний метагенез	30	21	13	13	24	53	6	60	12	44	3	10
Зеленных сланцев	24	16	1	1	21	47	4	40				

Таблица 4.5. Распределение типов золотого оруденения в метаморфических полях Западной Калбы

Стадии метаморфизма	Кварцево-жильный тип		Прожилково-вкрапленный тип		Оба типа	
	Всего	%	Всего	%	Всего	%
Ранний метагенез	107	49	117	81	224	62
Поздний метагенез	66	30	22	16	88	24
Зеленных сланцев	45	21	5	3	50	14

4.1.4. Метасоматические процессы в рудных полях черносланцевых толщ

Гидротермальные изменения вмещающих пород являются неотъемлемой частью благороднометалльного оруденения в черносланцевых толщах Западно-Калбинской металлогенической зоны.

Вслед за В.А. Жариковым и Б.И. Омельяненко (1978), (Метасоматизм …, 1998) под метасоматической формацией понимается устойчивая ассоциация метасоматических горных пород, возникших в результате проявления единого во времени и пространстве петрогенетического процесса.

Продукты гидротермальной деятельности в пределах Западно-Калбинской металлогенической зоны, на основании минералогических особенностей и характера проявления, можно объединить в четыре формации: альбит-амфиболовые метасоматиты (метадиориты), кварц-полевошпатовые (щелочные) автометасоматиты, пропилиты, лиственито-березиты. Внутри формаций выделяются фации и субфации, различающиеся по минералогическому составу. Их дифференциация обусловлена различными температурами и глубинами минералообразования, эволюцией гидротермальных растворов во времени и пространстве и, отчасти, составом вмещающих пород.

Альбит-амфиболовые метасоматиты (метадиориты)

Образование метадиоритов обусловлено воздействием просачивающихся сквозьмагматических флюидов на вмещающие породы еще в магматический этап.

Внешне метасоматиты имеют черты сходства с нормальными магматическими диоритами, но существенно отличаются от последних характером проявления, структурами и акцессорной минерализацией.

Нами детально метадиориты изучались на месторождении Баладжал, которое располагается на контакте одноименного габброидного штока с вулканогенно-осадочными породами карбона. Кроме месторождения Баладжал, метадиориты выявлены и описаны нами на месторождении Акжал, рудопроявлении Бижан.

Характерной чертой метадиоритов Баладжальского месторождения является отсутствие четких магматических контактов с интрузивными и вулканогенно-осадочными породами. Метасоматиты слагают тела неправильной формы, которые тяготеют к приконтактовой части габброидного штока и обычно выходят за пределы последнего. Судя по реликтам вмещающих пород, метадиориты развивались как по интрузивным, так и по вулканогенно-осадочным породам.

Макроскопически породы имеют сероватую окраску, неоднородные текстуры, мелкозернистые структуры. Микроскопически альбит-амфиболовые метасоматиты проявляют микро-конституционно-такситовые текстуры, микрогранитовые, коррозионные структуры. Неоднородность обусловлена присутствием отличающихся по составу участков породы: отдельные блоки обогащены амфиболом, либо кварцем, либо реликтами вмещающих пород. Основная масса породы состоит из альбита (N=3, 2V= -86º, δ=0,2), различного по составу амфибола и кварца. Соотношение этих минералов весьма неустойчиво.

Амфибол метадиоритов представлен двумя разновидностями – обыкновенной роговой обманкой, которая замещает темноцветные минералы габброидного массива, и ферро-актинолитом (Таблица 4.6), который сменяет роговую обманку по мере выхода метасоматитов во вмещающие вулканогенно-осадочные породы (Рисунок 4.10).

В метадиоритах постоянно присутствуют тонкая сыпь рудного минерала – ильменита, вторичные хлориты, эпидоты и характерный для данных метасоматитов циркон (в протолочках по неизмененным габброидам циркон не установлен). На кристаллах циркона установлено 4 простые формы: тетрагональные призмы a (100) и m (110), тетрагональная пирамида s (111) и дитетрагональная дипирамида λ (311). В зависимости от количества граней входящих в комбинацию, и их развитости выделено 8 морфологических типов кристаллов (Рисунок 4.11). Все морфологические типы относятся к цирконовому ряду. Кристаллы обычно изометрического ($К_у$ = 1–1,1), короткопризматического ($К_у$ = 1,2–1,7), длиннопризматического ($К_у$ = 1,8–4) и игольчатого облика ($К_у$ более

5). Размер кристаллов не превышает 0,01–0,5 мм. Грани кристаллов не всегда развиты равномерно, нередко развиты уплощенные кристаллы.

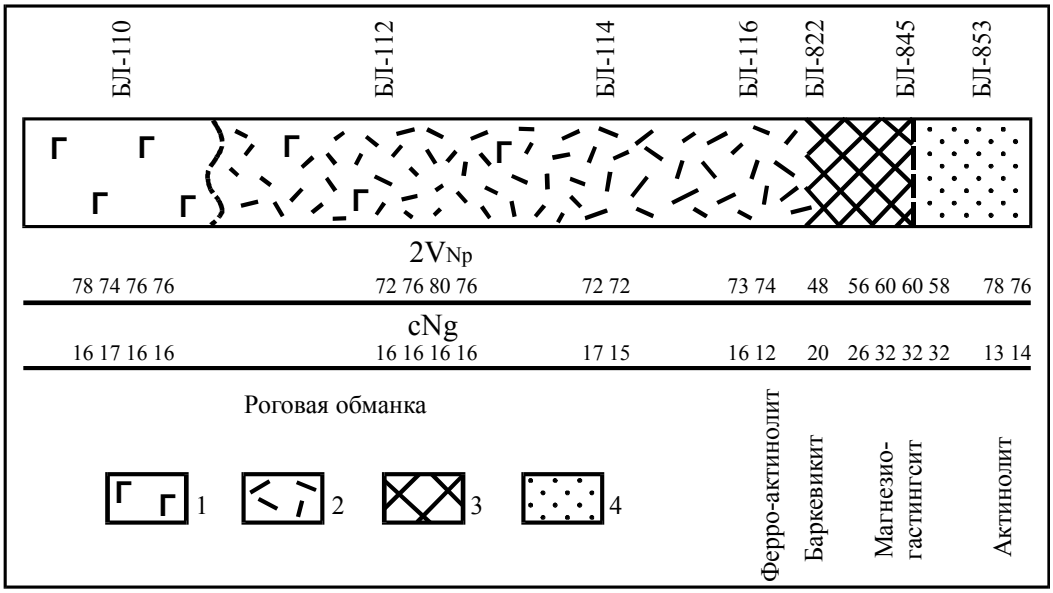


Рисунок – 4.10. Схематическая колонка метадиоритов и состав амфиболов Баладжальского месторождения. 1– габброиды Баладжальского массива; 2 – метадиориты; 3– метагорнблендиты; 4– роговики

Таблица 4.6. Оптические свойства амфиболов альбит-амфиболовых метасоматитов месторождения Баладжал

№	Порода	2VNp	cNg	Минерал (по Трегеру, 1986)
БЛ-110	Габбро	78	16	Роговая обманка
		74	17	Роговая обманка
		76	16	Роговая обманка
		76	16	Роговая обманка
БЛ-112	Метадиорит	72	16	Роговая обманка
		76	16	Роговая обманка
		80	16	Роговая обманка
		76	16	Роговая обманка
БЛ-114	Метадиорит	72	17	Роговая обманка
		72	15	Роговая обманка
БЛ-116	Метадиорит	73	16	Роговая обманка
		74	12	Ферро-актинолит
БЛ-822	Метагорнблендит эндоконтакт	48	20	Баркевикит
БЛ-845	Метагорнблендит экзоконтакт	56	26	Магнезиогастингсит
		60	32	Магнезиогастингсит
		60	32	Магнезиогастингсит
		58	32	Магнезиогастингсит
БЛ-853	Роговик	78	13	Актинолит
		76	14	Актинолит

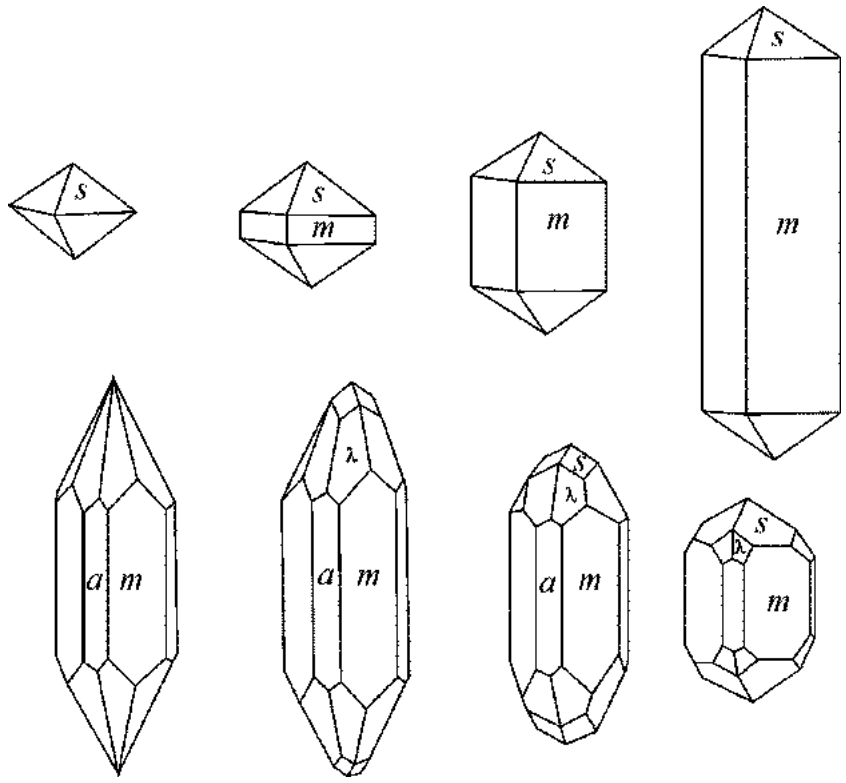


Рисунок – 4.11. Кристалломорфология циркона метадиоритов Баладжальского рудного поля. Простые формы: a (100) и m (110) – тетрагональные призмы; s (111) – тетрагональная пирамида; λ (311) – дитетрагональная дипирамида

Вблизи контактов метадиоритов с вулканогенно-осадочными породами карбона нередко наблюдается перекристаллизация метадиоритов с пространственным обособлением лейкократовой (метадиориты) и меланократовой (метагорнблендиты) частей породы с частичным укрупнением размеров кристаллов амфибола.

Амфибол метагорнблендитов представлен баркевикитом и магнезиогастингситом. При микроскопическом изучении устанавливается, что выделения амфиболов представлены агрегатом разно ориентированных зерен, частично растворенных, дробленых и цементированных тем же амфиболом.

Верхний возрастной предел образования метадиоритов определяется наличием их ксенолитов в габброидах эндоконтакта. Обломки метасоматитов не несут следов ороговикования. Наблюдается лишь отгонка мафической части из зоны реакции. Подобное переотложение можно наблюдать в отдельных случаях в пределах одного образца и даже одного шлифа.

Подобные метасоматические изменения характерны для массивов габбро-диорит-гранодиоритового ряда и обычно трактуются как результат воздействия сквозьмагматических флюидов на вмещающие породы основного состава (Коржинский, 1952; Алабин, 1971; Бектобаев, 1975; Пономарева, 1982; Ворошилов, 1986; Коржинский и др., 1987).

Кварц-полевошпатовые метасоматиты

Кварц-полевошпатовые метасоматиты довольно широко распространены в апикальных частях Баладжальского и Акжальского массивов и, как правило, не выходят за пределы интрузивов. Они образуют жилоподобные тела незначительной протяженности (10–30 м) и малой мощности (до 3–5 м). Этот автометасоматический процесс выражается в образовании калий-натриевых полевых шпатов и кварца с проявлением пегматоидных кварц-полевошпатовых образований. Это крупнозернистые породы, розового и мясо-красного цвета, массивной текстуры. На основании характера проявления и количества новообразованных минералов внутри тел кварц-полевошпатовых метасоматитов можно выделить следующие три метасоматические зоны: внешнюю, промежуточную и внутреннюю. Они различаются между собой и визуально по цвету слагающих их минералов.

Внешняя зона представлена слабоизмененными породами. Здесь проявляются следующие новообразованные минералы – розовый альбит и апатит с коэффициентом удлинения 2–4. Новообразованные минералы располагаются в изменяемой породе хаотически, но пронизывают весь эдукт довольно равномерно. Количество новообразованных минералов не превышает 10 %. Первичные темноцветные минералы остаются практически неизмененными.

Промежуточная зона отличается от внешней зоны тем, что начинается укрупнение размеров зерен альбита, кроме этого широко развиты гнездообразные обособления альбита и кварца между кристаллами последнего. Появляются графические структуры. Количество апатита возрастает до 1 %, его коэффициент удлинения 4–6. Первичный темноцветный минерал замещается хлоритом. Количество новообразованных минералов достигает 30–50 %.

Внутренняя зона это уже кварц-альбитовый метасоматит. Цвет породы розовый. Микроструктура породы – графическая. Состав метасоматита: альбит (№=4, 2V=-80º, δ=0,6) – 65-70 %, кварц 30 – 35 %, апатит 2–3 %. Коэффициент удлинения апатита 5–12, а иногда и более. Кристаллы апатита игольчатые. Они образованы гранями гексагональной призмы $(10\bar{1}0)$ и дипирамиды $(10\bar{1}1)$. Пинакоид (0001) отмечается редко. Иногда на кристаллах появляется слабо развитая вторая гексагональная призма $(11\bar{2}0)$ или дигексагональная дипирамида $(11\bar{2}1)$ (Рисунок 4.12). Первичные минералы как фемические так и салические не сохранились.

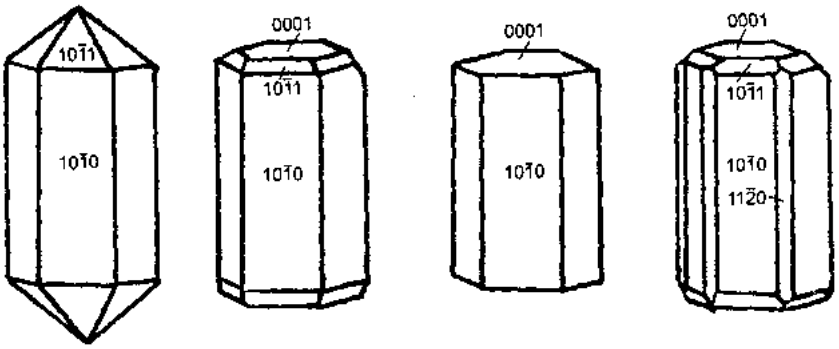


Рисунок – 4.12. Кристалломорфология апатита кварц-полевошпатовых метасоматитов

Химически, процесс характеризуется привносом во внутреннюю зону SiO_2, Na_2O, P_2O_5 и выносом из нее во внешние TiO_2, Fe_2O_3, FeO, MgO (Рисунок 4.13).

Розовый цвет альбита обусловлен примесью гематита, который обнаруживается микроскопически при значительном увеличении. Кроме этого, методом селективного окрашивания полевых шпатов (по Зелепугину, 1968) было установлено присутствие калиевого полевого шпата, который образует тонкие каемки вокруг кристаллов альбита. Подобные «розовые» альбиты были описаны Н.В. Котовым (1991) на месторождении Мурунтау в Центральных Кызылкумах.

Пропилиты

Под термином «пропилиты» предлагаем понимать продукты площадного дорудного гидротермального процесса преобразования средних и основных магматогенных пород и сопряженных с ними осадочных образований.

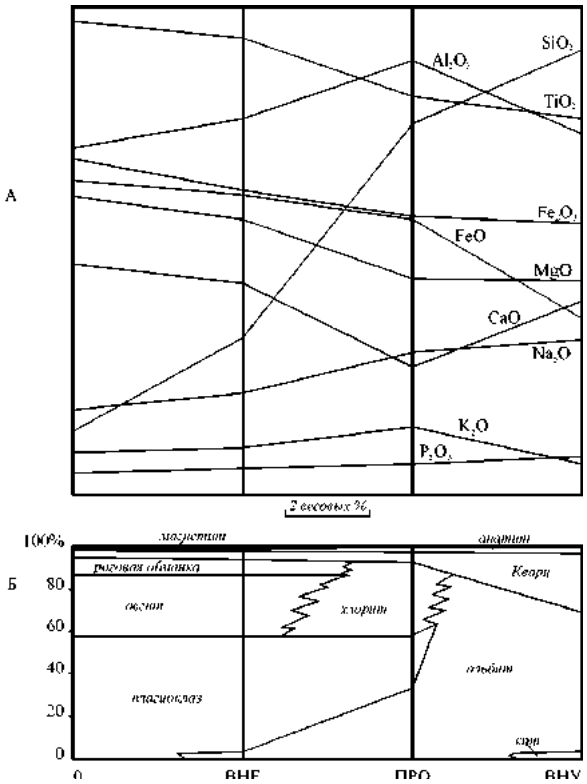


Рисунок – 4.13. Диаграмма химического (А) и минералогического (Б) преобразования габброидов при кварц-полевошпатовом метасоматозе на месторождении Баладжал. Метасоматические зоны: 0 – неизмененные породы, ВНЕ – внешняя, ПРО – промежуточная, ВНУ – внутренняя

Классификация пропилитов Западной Калбы приведена в таблице 4.7. Предлагается разделять эти метасоматиты по составу внутренней зоны.

Таблица 4.7. Классификация пропилитов Западной Калбы

Фации	Актинолит-эпидот-альбитовая	Полевошпат-кальцит-эпидотовая	Эпидот-альбитовая с кальцитом	Эпидотовая
Состав эпидота	Пистацит 24-26 мол. % $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$	Пистацит 21-24 мол. % $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$	Пистацит, клиноцоизит 10-16 мол. % $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$	Клиноцоизит 8-10 мол. % $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$
Состав прожилков	Кварц-карбонат-эпидотовые	Эпидот-микроклин-кварцевые с альбитом	Кварц-эпидотовые (редки)	Не установлено
Месторождения	Баладжал	Боко-Васильевское	Джумба, Миалы, Костобе, Бакырчик	Октябрьское

Наиболее типичные апогаббровые пропилиты актинолит-эпидот-альбитовой фации, установлены на месторождении Баладжал. В строении метасоматической колонки выделено четыре зоны.

Внешняя зона. Породы этой зоны почти не отличаются от неизмененных габброидов, и лишь при микроскопическом изучении можно обнаружить, что порода разбита редкой сетью микроскопических кварц-карбонат-эпидотовых прожилков.

Первая промежуточная зона. У пород зоны появляется светло-зеленый оттенок и уже визуально можно различить кварц-карбонат-эпидотовые прожилки. Породы зоны характеризуются хлоритизацией пироксенов и слабой эпидотизацией полевых шпатов. Количество новообразованных минералов не превышает 20 %.

Вторая промежуточная зона. Цвет породы становится зеленым. Зона характеризуется наличием кварц-карбонат-эпидотовых прожилков, полной хлоритизацией пироксенов, слабой актинолитизацией роговых обманок, средней степени эпидотизации полевых шпатов. Количество новообразованных минералов достигает 50 %.

Внутренняя зона. Ее породы имеют характерный травяно-зеленый цвет. Визуально создается впечатление, что порода целиком сложена эпидотом. Микроскопически зона характеризуется множеством кварц-карбонат-эпидотовых прожилков, практически полной эпидотизацией полевых шпатов, частичной актинолитизацией роговых обманок, исчезновением хлорита, появлением небольшого количества альбита. Эпидот относится к железистой разновидности – пистациту (-2V = 76°, т.е. 26 мол. % $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$). Количество новообразованных минералов достигает 100% (Рисунок 4.14).

Наиболее типичные пропилиты полевошпат-кальцит-эпидотовой фации формировались вокруг эпидот-микроклин-кварцевого прожилкования в андезито-базальтах даубайской свиты на Боко-Васильевском месторождении. В прожилках кварц и микроклин слагают центральные части, а эпидот – краевые. Эпидот представлен пистацитом (-2V=76-78 °, т.е. 24–28 мол.% $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$).

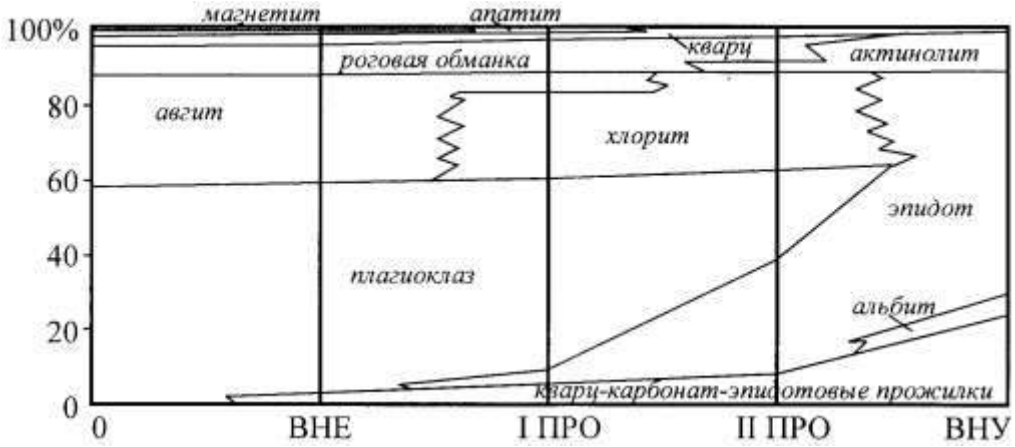


Рисунок – 4.14. Диаграмма минералогического преобразования габброидов при пропилитизации на месторождении Баладжал. Метасоматические зоны: 0 – неизмененные породы, ВНЕ – внешняя, I ПРО – первая промежуточная, II ПРО – вторая промежуточная, ВНУ – внутренняя

При метасоматозе наблюдаются следующие ряды минеральных парагенезисов: клинопироксен, хлорит ± кальцит эпидот ± кальцит; плагиоклаз, соссюрит, серицит ± эпидот ± кальцит ± альбит; андезито-базальт, хлорит + соссюрит, эпидот + серицит + кальцит ± альбит. Неизмененные андезито-базальты в рудном поле не встречены. По минералогическому составу в пределах ореола гидротермально-измененных пород выделяются три зоны: внешняя, промежуточная, внутренняя. Они различаются между собой и визуально по цвету слагающих их минералов.

Внешняя зона. Главной особенностью метасоматитов этой зоны является наличие реликтового пироксена наряду с широким развитием новообразований – хлорита, эпидота, серицита, карбоната, кварца, альбита. Мощность зоны более 10 м. Метасоматиты зоны имеют следующие отличительные признаки: темный цвет породы, альбитизация плагиоклазов, сопровождаемая серицитизацией, замещение пироксена хлоритом, развитие пистацита (-2V=76–78°, т.е. 24–28 мол. % $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$) по хлоритовым агрегатам. По составу карбонат относится к железисто-магнезиальному кальциту, который развивается по маложелезистому кальцито-доломиту. Первичное строение породы сохраняется.

Промежуточная зона. Главная особенность этой зоны состоит в отсутствии первичных темноцветных минералов даже в качестве реликтов. Из

новообразований присутствуют хлорит, серицит, эпидот, карбонат, кварц, альбит. Отличительными признаками зоны являются: зеленый цвет породы, более светлый по сравнению с внешней зоной, полная альбитизация плагиоклазов и слабое (1–5%) замещение их серицитом, замещение хлорита пистацитом (-2V=78–84°, т.е. 18–24 мол. % $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$) и, как следствие, хлорита значительно меньше в породе в сравнении с внешней зоной, повышенное количество пистацита (до 5 %), маложелезистый кальцито-доломитовый состав карбонатов, количество которого достигает 6–8 %. Мощность промежуточной зоны обычно не превышает 1–3 м.

Внутренняя зона. Главной ее отличительной чертой является полное отсутствие первичного пироксена и вторичного хлорита. Другие отличительные особенности зоны: интенсивная насыщенность метасоматитов эпидотовыми и эпидот-микроклин-кварцевыми, иногда с альбитом, прожилками, светлая зеленовато-желтовато-серая окраска пород, более светлая по сравнению с внешней и промежуточной зонами, полная альбитизация и микроклинизация плагиоклазов, сопровождающаяся эпидотизацией (до 15 %), отсутствие в породе серицита, почти полное замещение карбонатом зерен неальбитизированного плагиоклаза, сильное насыщение породы (до 30%) пистацитом (-2V=78–82°, т.е. 21–24 мол. % $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$) (Таблица 4.8) и карбонатом (30 %), кальцитовый состав карбоната (80%), появление безжелезистого доломита, бластическая форма проявления альбита, свидетельствующая об интенсивной перекристаллизации породы. Мощность зоны до 1–10 м (Рисунок 4.15).

О температурных условиях формирования пропилитов можно судить по декрепитации кварца из эпидот-микроклин-кварцевых прожилков, которые сопровождают пропилитовые метасоматиты. Декрепитационная активность таких кварцев лежит в пределах 420–460 °С.

Пропилиты, развивающиеся по песчано-сланцевым породам, заметно отличаются от вышеописанных метасоматитов прежде всего по разнообразию новообразованных минералов. Для осадочных пород признаком их проявления

является наличие эпидотовых, кварц-эпидотовых микропрожилков, сопровождающиеся эпидотизацией боковых пород.

Таблица 4.8. Оптические свойства эпидотов месторождения Боко

Порода	-2V	Минерал (по Трегеру, 1980)	Мол. % $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$
Эпидот-микроклин-кварцевые прожилки	76 78	Пистацит Пистацит	28 24
Внутренняя зона	78 78 82	Пистацит Пистацит Пистацит	24 24 21
Промежуточная зона	78 82 82 84	Пистацит Пистацит Пистацит Пистацит	24 21 21 18
Внешняя зона	86 86 84 82	Пистацит Пистацит Пистацит Пистацит	16 16 18 21

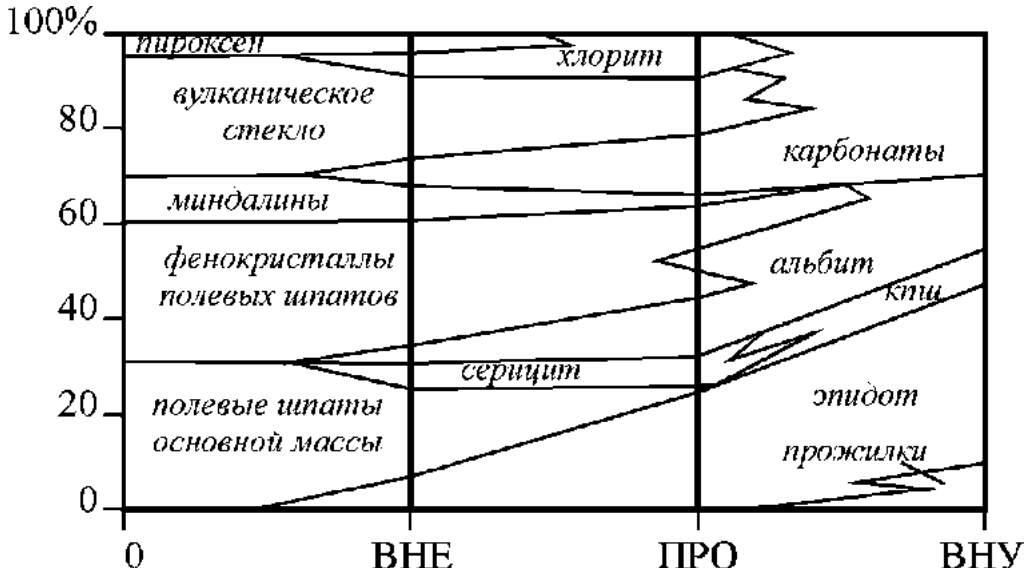


Рисунок – 4.15. Диаграмма минералогического преобразования андезито-дазальтов при пропилитизации на Боко-Васильевском месторождении. Метасоматические зоны: 0 – неизмененные породы, ВНЕ – внешняя зона, ПРО – промежуточная зона, ВНУ – внутренняя зона

Кроме эпидота во внешних зонах присутствуют хлорит, серицит, альбит, а во внутренних серицит, альбит. Особенностями этих пропилитов являются: темный цвет породы, слабая серицитизация или альбитизация плагиоклазов, замещение темноцветных минералов и вулканических стекол хлоритом, замещение хлорита эпидотом, слабая карбонатизация пород до 5 %. Эпидот в данных образованиях

представлен клиноцоизит-пистацитом, с содержанием $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$ молекулы 10–16 %. Карбонат в этих породах обычно представлен кальцитом, реже железистым кальцитом. Общее количество новообразованных минералов во внутренних зонах колонки обычно 30–40 % и, лишь в отдельных случаях может достигать 70 %. В зависимости от минеральных ассоциаций внутренних зон, можно выделить две субфации – существенно альбитовую, которая преимущественно развивается в туфах, туфопесчаниках и туфоалевролитах и альбит-эпидотовую, которую можно обнаружить в песчано-сланцевых отложениях. Эти метасоматические образования можно наблюдать на таких месторождениях как Джумба, Бакырчик, Миалы и др.

Пропилиты (эпидотовая фация), которые в отдельных случаях встречаются во внешних зонах околожильных березитов месторождения Октябрьское рудного поля Эспе, на наш взгляд, являются самыми низкотемпературными. Минералогическим критерием данных образований является наличие новообразованных клиноцоизита (5–10 %) в ассоциации с незначительным количеством альбита (0,5–1,5 %). Данная фация пропилитов устанавливается только микроскопически.

Лиственито-березиты

Эти околорудные метасоматиты сопровождают жильные, штокверковые и прожилково-вкрапленные руды, а также образуют самостоятельные жилообразные тела и контролируются разрывными нарушениями и зонами трещиноватости. Они представлены существенно карбонатными породами (листвениты) с зеленой слюдой, или серицит-кварц-пиритовым агрегатом (березиты). Во внешних зонах колонок обычно обнаруживаются продукты предыдущих метасоматических процессов. Классификация лиственито-березитов Западной Калбы приведена в таблице 4.9.

Лиственитовый тип гидротермального изменения пород изучен в серпентинитах и андезито-базальтах даубайской свиты на месторождениях Боко-Васильевское и Акжал. Березитовый тип метасоматоза развивается как по вулканогенно-осадачным, так и по интрузивным породам и проявлен во всех

изученных нами рудных полях. Поэтому целесообразно рассматривать гидротермальные метасоматиты этой формации раздельно для различных типов пород.

Листвениты первой группы развиваются за счет апоперидотитовых серпентинитов. В метасоматических телах можно выделить три зоны: внешнюю, промежуточную и внутреннюю.

Внешняя зона характеризуется развитием в серпентините гнезд и прожилков карбоната и переотложенного серпентина. В некоторых участках наблюдается интенсивное рассланцевание пород и развитие прожилков вторичного серпентина. Хромит и магнетит диспергируются. Карбонат представлен безжелезистым доломитом. В виде примеси (до 1 %) присутствуют хлорит и пирит, образуя прожилки и вкрапленность. Мощность зоны достигает 40 м.

Промежуточная зона отличается от внешней наличием талька, развивающегося совместно с карбонатом по серпентину. Особенностями пород этой зоны являются: более светлая по сравнению с внешней зоной окраска, интенсивное развитие карбоната (до 40 %), представленного маложелезистым доломитом, интенсивное диспергирование хромита и магнетита, появление хлорита и пирита, интенсивное рассланцевание пород. Мощность зоны более 30 м.

Внутренняя зона представлена сильно осветленными породами. Серпентин, хромит и магнетит здесь отсутствует полностью. Карбонат по составу относится к маложелезистому доломиту. Степень карбонатизации и окварцевания метасоматитов этой зоны неодинаковы. По мере увеличения степени метасоматического преобразования пород можно выделить пять подзон, существенно различающихся по минеральному составу. Суммарная мощность зоны достигает 10–40 и более метров.

Подзона I составляет десятки метров и сложена тальк-карбонатным агрегатом с примесью до 1% пирита. Присутствует значительное количество (10–15%) сильно диспергированных хромита и магнетита.

Таблица 4.9. Классификация лиственито-березитов Западной Калбы

Тип изменения	Лиственитовый		Березитовый			
Фации	Кварц-карбонатная с фукситом	Кварц-карбонатная	Кварц-карбонат-мусковит-серицитовая с альбитом		Кварц-карбонат-серицитовая с альбитом	Кварц-карбонат-серицитовая
Структурные условия формирования	Зоны повышенной трещиноватости, отдельные трещины скола и отрыва	Зоны повышенной трещиноватости, отдельные трещины скола и отрыва	Зоны повышенной трещиноватости, отдельные трещины скола и отрыва		Отдельные трещины скола и отрыва	Зоны повышенной трещиноватости и рассланцевания
Максимальная мощность	120-150 м	100-120 м	20-60 м		10-15 м	Более 900 м
К слюда	Редко фуксит	Фуксит	Мусковит/серицит, 1:2– 1:5		Серицит	Серицит
Карбонаты	Доломит	Доломит	Анкерит, доломит	Анкерит > доломит	Анкерит > доломит	Доломит > анкерит
FeO/MgO (внутренние зоны)	0,6 – 0,8	0,6-0,8	1,2 – 3,8		1,4 – 2,1	0,7 – 1
Примеры	Боко-Васильевское, Акжал	Боко-Васильевское, Акжал	Баладжал, Акжал	Лесть, Бижан	Октябрьское	Бакырчик, Миалы, Джумба, Костобе

Подзона II отличается от предыдущей присутствием кварца до 5–7 %, повышенным количеством пирита (до 5 %) и сокращением числа диспергированных зерен хромита и магнетита до 10 %. Характерна сланцеватая текстура пород. Мощность подзоны достигает первых десятков метров.

Подзона III мощностью до 10 м интенсивно рассланцованных и полосчатых метасоматитов карбонатно-кварцевого состава. В отличие от пород подзоны II здесь отсутствуют тальк и отмечается большое количество прожилков кварца. Количество хромита и магнетита сокращается до 1–3 %. Присутствует хлорит в количестве 1–2 %. Местами присутствует много пирита, который тяготеет к гнездам карбоната в кварцевых прожилках.

Подзона IV до 1 м мощности, сложена породами исключительно кварцево-карбонатного состава. Карбонат представлен доломитом.

Подзона V мощностью до 0,4–0,6 м представлена преимущественно метасоматическим кварцем. Доломит исключительно редок.

Листвениты апоандезито-базальтовые характеризуются следующими реакционными рядами минеральных парагенезисов: хлорит + кальцит (по пироксенам) → флогопит + анкерит; плагиоклаз (порфировые выделения) → серицит + кальцит ± анкерит ± альбит; хлорит + эпидот + лимонит (основная масса) → анкерит + кварц + серицит + альбит ± кальцит + пирит; хлорит + эпидот + гематит (основная масса) → анкерит + кварц + серицит + альбит + кальцит + пирит; хлорит (миндалины) → серпентин-хлорит → анкерит + флогопит; андезито-базальт → флогопит + серпентин-хлорит + анкерит + кальцит → анкерит + доломит + серицит + кварц + флогопит + пирит → доломит ± анкерит ± серицит ± кварц ± флогопит ± пирит.

Во внешней зоне метасоматитов часто образуются породы, обогащенные кварцем, серицитом, карбонатом (Рисунок 4.16). Реже возникают серпентин-хлорит-карбонатные агрегаты. В серпентин хлоритовых метасоматитах присутствуют доломит, анкерит, кальцит. Последовательность их реакционного проявления такова: кальцит → анкерит → доломит. В этой ассоциации

достаточно устойчивым оказался серпентин-хлорит, который часто развивается по миндалинам при пропилитизации эффузивов. Распространенная ассоциация карбоната с кварцем и серицитом обычно составляет до 10–40 % от общего объема пород. Поэтому первичные текстуры и структуры андезито-базальтов легко диагностируются микроскопически. Возникающая минеральная ассоциация избирательно замещает основную массу вулканитов (на 30–60 %). При этом рудные компоненты преобразуются в пирит и анкерит. Порфировые вкрапленники плагиоклаза и пироксена на 5–30 % замещены этим агрегатом, а эпидот пропилитов, если он присутствует, замещается полностью. Здесь карбонаты представлены ассоциацией анкерита и кальцита, причем анкерит замещает кальцит. Отношение кварца к серициту в метасоматитах колеблется от 1:1 до 2:1, при независимом накоплении карбоната. Мощность этой зоны составляет первые сотни метров.

Внутренняя зона по минеральному составу одинакова для обеих групп лиственитов. Она примыкает к продуктивным кварцевым, кварцево-карбонатным жилам и имеет мощность первые десятки метров. Породы светло серой окраски, без реликтов исходных андезито-базальтов и без темноцветных минералов, за исключением редкого флогопита. Исходные вулканиты изменяют свой минералогический состав при метасоматозе на 40–80 %.

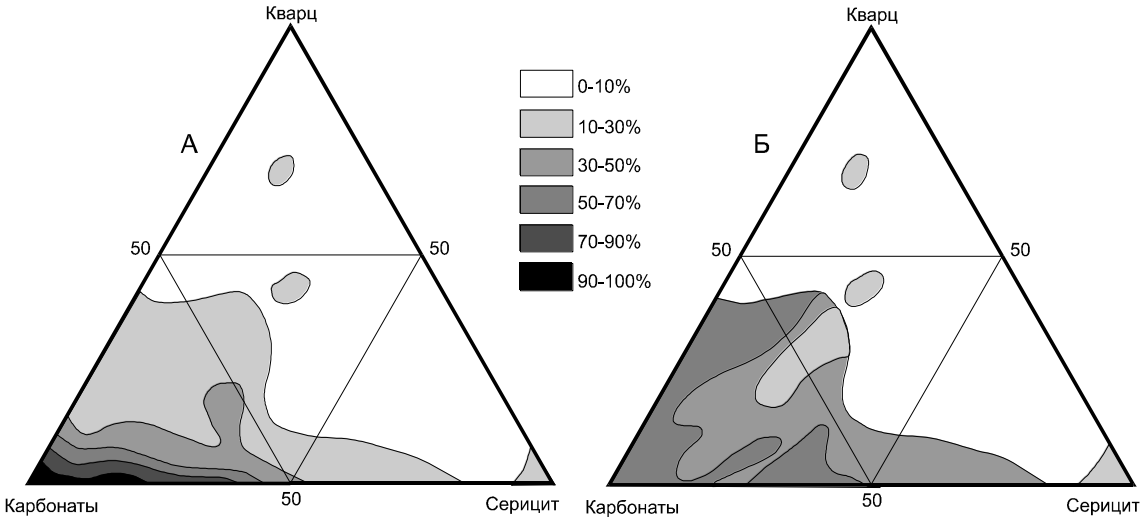


Рисунок – 4.16. Диаграмма суммарного содержания метасоматических минералов (А) и частота встречаемости количественных минеральных комбинаций (Б) в лиственитизированных андезито-базальтах

В отличие от метасоматитов внешней зоны, где преобладают устойчивые ассоциации кварца и серицита, в породах внутренней зоны распространены ассоциации кварца и карбоната с соотношением 3:7 и 9:1, либо карбоната с серицитом при соотношении 6:4 до 9:1. В этой зоне порода насыщена карбонатом, серицит замещает преимущественно порфировые выделения плагиоклаза, а кварц развивается по миндалинам и основной массе. Количество пирита достигает 1–2 % и сохраняется местами реликтовый флогопит. Карбонат представлен доломитом и анкеритом. Мощность зоны составляет первые десятки метров.

Листвениты, развитые по осадочным породам, в своем строении имеют три основные зоны: внешнюю, промежуточную и внутреннюю. В своих внутренних зонах они представлены бескварцевыми породами, часто содержащим фуксит в количестве 1–3 %.

Внешняя зона составляет многие десятки метров по мощности и характеризуется наличием в породах первичных темноцветных минералов. Кроме того, здесь появляется хлорит, серицит, карбонат, кварц, халцедон. Основными особенностями зоны являются: темная окраска породы, слабо проявленная серицитизация плагиоклазов, небольшое количество карбонатов (до 5%), анкеритового и кальцитового состава, проявление реликтовой альбитизации, микроклинизации, хлоритизации пород. Эти образования постепенно переходят в пропилиты.

Промежуточная зона по мощности достигает нескольких десятков метров. Главными признаками ее являются: отсутствие первичных темноцветных минералов и эпидота, широкое развитие хлорита. Кроме того, появляются карбонат, серицит, кварц и реликтовые альбит и микроклин. Основные особенности зоны: зеленая окраска породы, более интенсивная альбитизация плагиоклазов (40–70 %) по сравнению с внешней зоной, замещение его серицитом (20–90 %) с примесью карбоната и с прожилками хлорита, полное замещение пироксенов агрегатом хлорита, кварца, карбоната, карбонаты представлены доломитом, железистым доломитом, реже кальцитом, анкеритом, карбонаты

составляют до 40 % состава породы, замещение миндалин халцедона и радиально-лучистого кварца хлоритом и карбонатом (чаще доломитом).

Апогаббровые березиты можно наблюдать на месторождениях Баладжал, Бижан, Акжал. Для примера рассмотрим апогаббровые березиты месторождения Баладжал. На основании детального микроскопического изучения выделено четыре метасоматические зоны: внешняя, первая и вторая промежуточная, внутренняя.

Внешняя зона по внешнему облику пород мало отличается от неизмененных габброидов. Однако при микроскопическом изучении устанавливается хлоритизация темноцветных минералов. Если в породе содержался эпидот, то он также хлоритизируется. Акцессорный магнетит остается неизмененным.

Первая промежуточная зона. Процесс выразился в осветлении исходных пород. Хлорит замещается мусковитом и анкеритом, полевые шпаты серицитизируются. Акцессорный магнетит замещается пиритом.

Вторая промежуточная зона. Породы этой зоны становятся еще более светлоокрашенными, при этом кое-где можно наблюдать шелковистый отлив. Плагиоклаз, помимо серицита замещается анкеритом и альбитом. Темноцветных минералов в породе не сохраняется.

Внутренняя зона. Это уже светло-серые породы. В метасоматите присутствуют серицит, мусковит, анкерит, альбит, кварц, пирит куб-пентагондодекаэдрического габитуса. Серицит преобладает над мусковитом. Первичные минералы не сохраняются (Рисунок 4.17).

Березиты, развитые по телам плагиогранитов, можно наблюдать на рудопроявлениях Бижан и Лесть. При метасоматическом замещении этих пород формируются следующие минеральные ассоциации: биотит → мусковит → серицит; плагиоклаз → серицит ± карбонат; основная масса → серицит + кварц + карбонат + альбит + гематит; плагиопорфир → мусковито-серицит + кварц + карбонат + альбит ± пирит → серицит + кварц + карбонат + пирит.

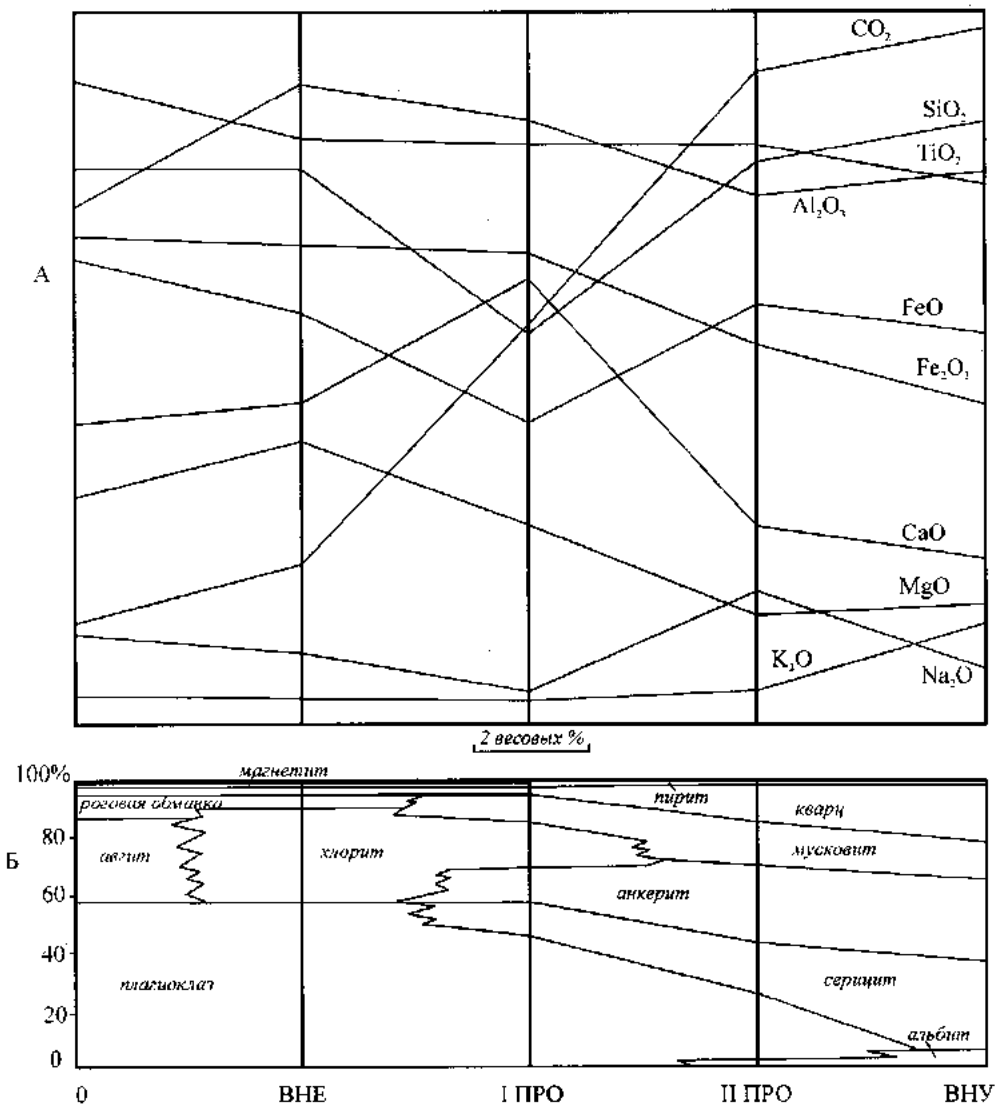


Рисунок – 4.17. Диаграмма химического (А) и минералогического (Б) преобразования габброидов при березитизации на месторождении Баладжал. Метасоматические зоны: 0 – неизмененные породы, ВНЕ – внешняя зона, I ПРО – первая промежуточная зона, II ПРО – вторая промежуточная зона, ВНУ – внутренняя зона.

Внешняя зона березитов макроскопически характеризуются светло-серой окраской с ясно различимой порфировидной структурой. Мусковит образует псевдоморфозы по биотиту и хлориту. Порфировые выделения плагиоклазов на 5–20 % замещены серицитом и анкеритом. Основная масса исходной породы на 20–50 % замещена агрегатом серицита, анкерита, Fe-кальцита, кварца, альбита. Вполне возможно, что альбит в березитах реликтовый. Пирит равномерно пропитывает породу. Соотношение кварца – серицита – карбонатов неодинаковы

в различных частях метасоматических тел. Доля карбонатов колеблется в пределах 15–20 %.

Внутренняя зона березитов имеет мощность метры–десятки метров. Визуально породы становятся однородно белесо-серыми. Иногда в них появляются тонкие прожилки кварца, карбонатов, серицита. Кальцит в этой зоне полностью замещен анкеритом, нередко в ассоциации с доломитом. Серицит в объеме породы распространен довольно равномерно. Кварц в срастании с альбитом образует тонкозернистый агрегат в основной массе исходных пород. Встречаются и гнездовые скопления кварца. Количество пирита может достигает 5-8 %. Достаточно часто появляются игольчатые кристаллы арсенопирита. Карбонаты и серицит составляют до 40-60 % от общего объема породы.

Березиты, развитые по черносланцевой толще карбона, рассмотрим на примере месторождения Бакырчик, расположенном в висячем крыле Кызыловской зоны смятия. Здесь при микроскопическом изучении нами выделено три метасоматические зоны: внешнюю, промежуточную и внутреннюю.

Внешняя зона. Новообразованными минералами зоны являются хлорит, кальцит и серицит. Хлорит и кальцит образуют «метасоматические горошины» размером 0,1–0,3 мм и кляксоподобные образования, развиваются по обломкам вулканитов и в цементе. Серицит на 5–10 % замещает обломки пород и плагиоклазов, а также развивается в цементе. Первичная обломочная структура пород хорошо различима. Общее количество новообразованных минералов не превышает 10–15 %. Вертикальная мощность зоны по нашим данным достигает 200 метров (Рисунок 4.18).

Промежуточная зона. Новообразованными минералами зоны являются хлорит анкерит, серицит. Хлорит и анкерит, как и во внешней зоне, образуют «метасоматические горошины» размером 0,1–0,3 мм. Серицит на 15–30% замещает обломки пород и плагиоклазов, а также развивается в цементе. В отдельных случаях в пределах зоны вместо хлорита появляется Fe-кальцит. Почти постоянно в породах зоны присутствуют единичные зерна кальцита и кристаллы пирита кубического габитуса. Общее количество новообразованных минералов

обычно не превышает 30–35%. Первичная обломочная структура пород различима. Вертикальная мощность зоны составляет 250 метров (Рисунок 4.18).

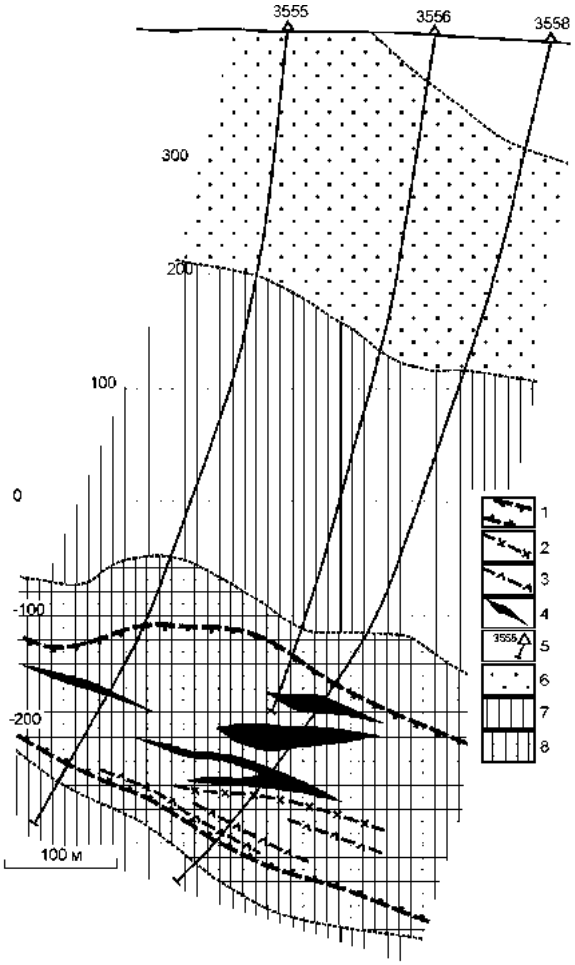


Рисунок – 4.18. Положение метасоматических зон на месторождении Бакырчик (РЛ. 134А). 1– положение Кызыловской зоны смятия в плоскости разреза; 2 – дайки плагиопорфиров; 3 – дайки микродиоритов; 4 – рудные тела; 5 – буровые скважины и их номера; 6–8 – метасоматические зоны: 6 – внешняя, 7– промежуточная, 8– внутренняя

Внутренняя зона. Как правило, породы внутренней зоны выходят за пределы Кызыловской зоны смятия на 50–70 метров со стороны висячего крыла и на 30–40 метров со стороны лежачего бока. Новообразованными минералами зоны являются доломит, анкерит, серицит, кварц, пирит и арсенопирит. Довольно часто в пределах зоны можно наблюдать карбонатные порфиробласты, ядерные части которых сложены анкеритом, а периферийные – доломитом, хотя чаще встречаются доломитовые. Кварц образует линзовидные выделения. Серицит на 30–50% замещает обломки пород и плагиоклазы. Пирит и арсенопирит образуют тонкую весьма неравномерную вкрапленность. Во внутренней зоне очень часто

можно видеть кварц-шунгитовые обособления, при этом, как правило, шунгит обрастает кварцем. Общее количество новообразованных минералов достигает 60–70 %. Первичную обломочную структуру пород иногда еще можно установить. Мощность зоны достигает 250 метров.

Изучение фазового состава пелитовой фракции этой фации березитов позволило сделать вывод о преимущественно слюдистом ее составе. Кроме того, был установлены факты повышенной железистости хлоритов. Согласно полученным результатам (Таблица 4.10), мусковит в исследуемых породах и рудах представлен в основном модификацией $2M_1$, которая является стабильной для структурно-совершенных диоктаэдрических слюд. В качестве примеси зарегистрирован политип 1М. В целом полученные результаты позволяют говорить о достаточно высоком уровне структурного совершенства диоктаэдрической слюды в породах и рудах Западной Калбы, что обычно свойственно эндогенным метасоматитам.

Таблица 4. 10. Фазовый состав пелитовой фракции и политипные модификации мусковита в алевропесчаниках и золотоносных березитах некоторых рудопроявлений и месторождений Западной Калбы*

№ п/п	Порода	Слоистые силикаты	Модификация мусковита	Примесные минералы
1	2	3	4	5
1	Алевропесчаник (руд-е Бижан)	Мусковит, хлорит	$2M_1$	Кварц, альбит
2	Алевропесчаник (м-е Миалы, скв 20-30, гл. 45 м)	Хлорит железистый, мусковит	$2M_1 + 2M_2$ (?)	Кварц, альбит
3	Алевропесчаник (руд-е Дальний)	Мусковит, хлорит	$2M_1 + 1M + 2M_2$ (?)	Кварц, альбит, гётит
4	Алевропесчаник (руд-е Дальний)	Хлорит железистый, мусковит	$2M_1 + 1M + 2M_2$ (?)	Кварц, альбит, кальцит
5	Березит (м-е Миалы, скв. 20-30, гл. 150 м)	Мусковит	$2M_1 + 1M + 2M_2$ (?)	Кварц, альбит
6	Березит (м-е Миалы, скв. 20-30, гл. 155 м)	Мусковит, хлорит железистый	$2M_1 + 1M + 2M_2$ (?)	Кварц, альбит,
7	Березит (м-е Бакырчик, 9 РТ, карьер №3)	Мусковит, хлорит	$2M_1 + 2M_2$	Кварц, сидерит, гётит

Продолжение таблицы 4.10

1	2	3	4	5
8	Березит (м-е Бакырчик 9 РТ, скв. 8-25, 6-25)	Мусковит, хлорит	$2M_1 + 2M_2$	Кварц, альбит, гётит,
9	Березит (м-е Джумба, карьер по зоне Южная-1)	Мусковит	$2M_1 + 2M_2$ (?)	Кварц, альбит

* Анализы выполнены на рентгеновском дифрактометре Shimadzu XRD-6000 в лаборатории петрографии института геологии Коми научного центра УрО РАН, зав. лабораторией д.г.-м.н. В.И. Силаев

Березиты, сопровождающие кварцевые жилы, рассмотрим на примере месторождения Октябрьского. Здесь наиболее мощные и полные колонки метасоматитов сопровождают жилу Короткую. Рассмотрим околожильные изменения в конгломератах, которые можно наблюдать в шахте №1, на горизонте 160 м, в орте № 26.

Тела околожильно измененных пород можно разделить на три основные зоны: внешнюю, промежуточную и внутреннюю. Все эти зоны отчетливо различаются микроскопически.

Внешняя зона имеет мощность несколько метров. Новообразованные минералы зоны представлены серицитом, анкеритом и хлоритом. Серицит и анкерит на 5–15 % замещают плагиоклазы, хлорит полностью замещает основные вулканиты, а также появляется в цементе. Кроме этого серицит-хлорит-анкеритовый агрегат обособляется в виде мелких гнезд. Общее количество новообразованных минералов не превышает 20–25 % от объема породы. Первичная обломочная структура породы хорошо просматривается (Рисунок 4.19).

Промежуточная зона имеет мощность до 1,5–2 метров. Новообразованными минералами зоны являются кварц, серицит, карбонат (анкерит и доломит), пирит. Первичная обломочная структура породы еще проявляется, но уже не четко. Плагиоклазы на 50–60 % замещаются серицит-анкеритовым агрегатом, в отдельных случаях доломит-анкеритовым, при этом доломит слагает ядерные зоны, а анкерит располагается по периферии доломита. Обломки основных

вулканитов нацело замещены доломитом. В цементе появляется кварц-серицит-анкеритовый агрегат. Пирит образует неравномерную тонкую вкрапленность кубических кристаллов. Общее количество новообразованных минералов не превышает 60–65 % от объема породы.

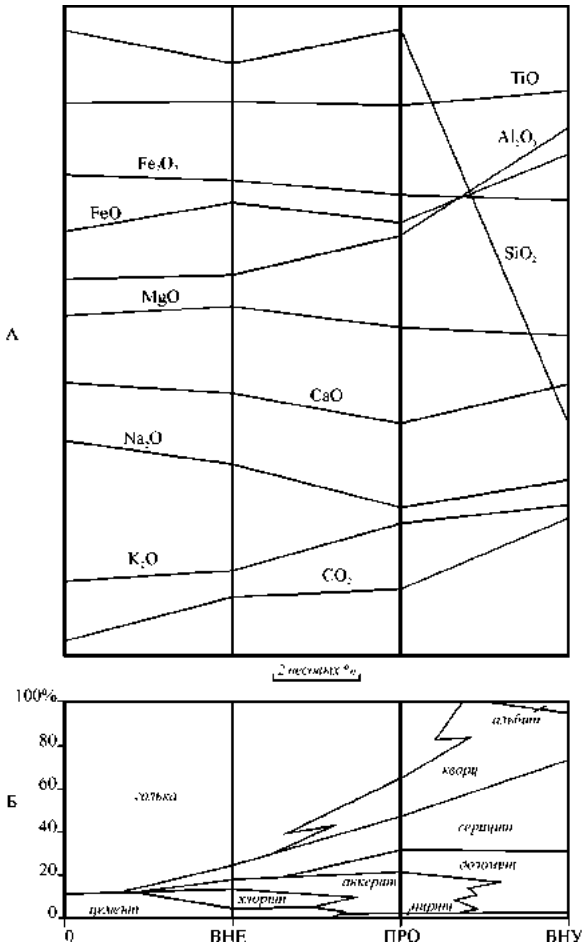


Рисунок – 4.19. Диаграмма химического (А) и минералогического (Б) преобразования конгломератов при березитизации на Октябрьском месторождении. Метасоматические зоны: 0 – неизмененные породы, ВНЕ – внешняя, ПРО – промежуточная, ВНУ – внутренняя

Внутренняя зона имеет небольшую мощность – первые десятки сантиметров. Новообразованными минералами зоны являются серицит, кварц, карбонат (доломит), альбит, пирит. Первичная обломочная структура пород не проявляется. Для внутренней зоны характерно наличие кварц-доломитовых прожилков с рутилом. Серицит в объеме породы распределен достаточно равномерно. Кварц, количество которого увеличивается в сравнении с промежуточной зоной, совместно с альбитом образует гнездовидные и линзообразные скопления.

Доломит полностью вытеснил анкерит. Пирит образует тонкую, равномерную вкрапленность кубических кристаллов.

О температурных условиях рудообразования можно судить по результатам измерения температур декрепитации ГЖВ кварца различных минеральных ассоциаций. Так, на декрепитационных кривых кварца Боко-Васильевского месторождения, отобранных на различных участках, отчетливо выделяются два максимума 240–280 °С и 340–360 °С, которые в первом приближении отражают температуры формирования минеральных ассоциаций кварцевых жил: первый (240–280 °С) связан с поздней продуктивной золото-полиметаллической ассоциацией, второй (340–360 °С) – с ранней продуктивной золото-пирит-арсенопиритовой.

Близкие результаты были получены В.В. Масленниковым (1984), Н.М. Заири и В.М. Яновским (1979ф) для месторождения Бакырчик (Таблицы 4.11, 4.12).

Таблица 4.11. Характеристика температурных условий формирования руд месторождения Бакырчик (по В.В. Масленникову, 1984)

Стадия минерализации	Температуры, °С		
	Декрепитации	Гомогенизации	Рудообразования
Ранняя продуктивная (золото-пирит-арсенопиритовая)	360–420	295–360	315–380
Поздняя продуктивная (золото-полиметаллическая)	220–280	155–215	175–235

Таблица 4.12. Характеристика температурных условий кристаллизации сульфидов прожилково-вкрапленных руд Бакырчикского рудного поля по данным серно-изотопной геотермометрии (по Н.М. Заири, В.М. Яновскому)

Место отбора	$\delta^{34}S$, ‰		Т, °С
	Пирит	Халькопирит	
Западное рудное тело	-1,0 … +4,2	-2,1 … +2,9	300 … 370 (среднее 340)
Центральное рудное тело	- 3,0 … +3,8	- 4,57 …+ 2,3	250 … 320 (среднее 290)
Промежуточное и восточное рудные тела	-5,18 … -1,91	-6,5 … -3,6	260 … 310 (среднее 280)

Установленная последовательность формирования гидротермальных образований, особенности их пространственного размещения, минералогического и химического состава позволяют сформулировать основные выводы по их генезису.

Гидротермальная деятельность в регионе парагенетически связана со становлением кунушского габбро-плагиогранитного комплекса и его комагмата – даубайского андезито-базальтового покрова. Наиболее ранними гидротермальными образованиями являются альбит-амфиболовые метасоматиты (метадиориты). Их формирование обусловлено воздействием просачивающихся сквозьмагматических флюидов на вмещающие интрузивные и осадочные породы еще в магматический этап. Последовательность минеральных замещений, особенности минералогии свидетельствуют о щелочной (натриевой) направленности метасоматического процесса. Метадиориты характеризуют определенный гипсометрический уровень развития флюидной системы. С глубиной альбит-амфиболовый метасоматоз сменяется «гранитизацией».

По мере раскисления остывающих сквозьмагматических флюидов и накопления постмагматических остаточных растворов шло формирование кварц-полевошпатовых метасоматитов, при этом переход от прогрессивного метасоматоза к регрессивному осуществлялся постепенно. Характер минералогических преобразований так же говорит о плавном снижении активности Na^+, вплоть до образования незначительного количества К-полевого шпата.

Стадия кислотного выщелачивания в развитии гидротермально-флюидной системы начинается формированием площадных пропилитов. На Боко-Васильевском месторождении при температурах 420–460 °С шло формирование эпидот-микроклин-кварцевых жил и прожилков, не несущих продуктивной минерализации. Активность Na^+ практически упала до 0, напротив, активность K^+ начинает расти и достигнет своего максимума на стадии кислотного выщелачивания.

На стадии кислотного выщелачивания и стадии осаждения, в среде близкой к нейтральной, формировались лиственито-березиты и сопряженное с ними золотое оруденение. Анализ температур декрепитации и состава газово-жидких включений в продуктивных кварцевых жилах свидетельствуют о скачкообразном изменении параметров гидротермального раствора в момент минералообразования. При температурах 340–360 °С происходило отложение ранней золото-пирит-арсенопиритовой продуктивной минерализации, а при температурах 240–280 °С – поздней золото-полиметаллически сульфидной продуктивной ассоциации.

Стадия нейтрализации растворов выразилась в формировании многочисленных кальцитовых и кварц-кальцитовых прожилков без метасоматического изменения боковых пород.

1.1.5. Золотоносность геохимических комплексов

Информация о золотоносности различных геохимических комплексов Западной Калбы лежит в работах Уварова, Дьячкова, Бурмистрова и др., (1972), Нарсеева и Уварова (1977), Ермоленко (1988), А.Ф. Коробейникова и Масленникова (1994), Ананьева и Коробейнокова (2009) и др.

Согласно представлениям этих авторов все незатронутые метасоматическими процессами черносланцевые отложения Западно-Калбинской металлогенической зоны характеризуются низкими, близкими к кларковым, содержаниям золота (Таблица 4.13).

Фоновая золотоносность осадочных пород лежит в пределах от 0,6 до 8,0 мг/т, составляя в среднем для конгломератов – 3,6 мг/т, для песчаников 2,2–4,1 мг/т, для алевролитов – 2,6–4,3 мг/т, для аргиллитов – 2,3–3,9 мг/т. Распределение золота соответствует нормальному закону. При этом следует отметить, что в разрезах терригенных пород отсутствуют горизонты с повышенной золотоносностью.

Таблица 4.13. Распределение золота в черносланцевых породах Западной Калбы

Формация, рудное поле, порода	Кол-во анализов	Содержание Au, мг/т			V, %
		от	до	Среднее	
1	2	3	4	5	6
Сероцветная – C_3*					
Ашалы-Даубайское рудное поле					
песчаники	1			2,9	
алевролиты	2	4,2	4,4	4,3	
Молассовая – C_{2-3}					
Боко-Васильевское рудное поле					
Алевропесчаники	17	1,8	3,5	2,7	17
Алевролиты	14	1,1	5,7	2,9	50
Аргиллиты	14	1,9	2,7	2,3	20
Песчаники	17	1,6	5,7	3,1	34
Эспинское рудное поле					
Алевролиты	27	1,8	7,0	3,9	41
Песчаники	26	1,8	8,0	3,8	38
Конгломераты	27	1,8	6,3	3,6	33
Молассоидная – C_1s					
Кызыловское рудное поле					
Алевролиты					
Песчаники	18	1,4	3,2	2,6	21
	23	0,6	4,5	2,2	45
Миалинское рудное поле					
Песчаники					
Алевролиты	14	2,5	4,2	3,1	21
Аргиллиты	19	2,6	5,4	3,8	20
Туфо-песчаники и туфо-	16	2,2	5,4	3,8	22
алевролиты	16	2,9	4,8	3,9	19
Джумбинское рудное поле					
Аргиллиты	11	2,5	5,4	4,0	18
Алевролиты	17	3,4	5,2	3,9	19
Песчаники	23	2,7	4,2	3,5	24
Туфы литокристаллокластические	8	2,9	5,2	4,1	22
Баладжальское рудное поле					
Песчаники	4	2,7	4,5	3,8	22
Туфы кристаллокластические	3	2,9	5,3	4,1	24
Известняки	2	1,2	1,4	1,3	24
Вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенная – C_1v_{2-3}					
Баладжальское рудное поле					
Песчаники	4	2,8	5,3	4,1	26
Алевролиты	3	3,3	6,0	4,2	27
Туфопесчаники и туфоалевролиты	4	3,2	5,8	4,0	24
Акжальское рудное поле					
Алевролиты	6	3,3	5,7	4,3	21
Туфопесчаники	4	3,2	5,9	4,4	23
Кварциты	4	2,9	6,1	4,1	27

* – данные А.Е. Ермоленко, 1988

Метаморфические преобразования вмещающих черносланцевых толщ карбона в условиях гидрослюдисто-серицит-хлоритовой и альбит-эпидотовой фаций метагенеза и зеленосланцевой фации, привели к частичному перераспределению золота (Рисунок 4.20) и его незначительному накоплению в более метаморфизованных разностях пород (Ананьев, Коробейников, 2009).

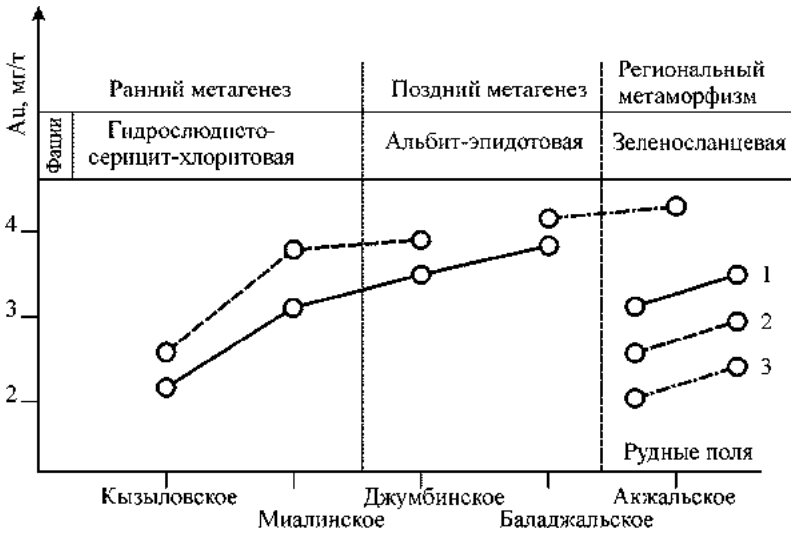


Рисунок – 4.20. Изменение средних фоновых содержаний золота при различных степенях метагенеза и регионального метаморфизма. 1 – песчаники калбинской свиты, 2 – алевролиты калбинской свиты, 3 – алевролиты аркалыкской свиты

Золотоносность неизмененных магматических пород региона приведена в таблице 4.14.

Приведенные данные показывают, что неизмененные магматические породы по концентрациям золота и характеру распределения мало отличаются друг от друга. Все породы характеризуются низкими содержаниями золота в пределах от 0,5 до 10 мг/т. Распределение золота соответствует нормальному и логнормальному закону.

Наиболее высокие концентрации золота установлены у пестрых даек кунушского комплекса – 4,2…3,7 мг/т. Для полнодифференцированных магматитов герцинского цикла средней стадии характерно снижение фоновых концентраций металла от ранних фаз к поздним. Это свидетельствует о перераспределении золота в процессе магматической дифференциации исходных расплавов.

Таблица 4.14. Распределение золота в магматических породах Западной Калбы (с использованием данных Уварова и др., (1972); Ермоленко (1988); Коробейникова и Масленникова (1994))

Цикл, стадия, комплекс, порода	Кол-во анализов	Содержание золота, мг/т			V, %
		от	до	Среднее	
Каледонский цикл					
Серпентинизированные ультраосновные породы и серпентиниты	24	0,6	9,1	3,8	58
Диабазы, габбро, габбро-диориты	4	2,5	3,5	2,9	23
Герцинский цикл					
Диабазы (в составе аркалыкской свиты $C_1v_{2–3}$)	3			3,6	–
Даубайский базальт-андезитовый комплекс ($C_{2–3}$):					
Базальты, андезито-базальты	101	0,5	5,7	2,9	46
Андезиты	60	1,1	6,0	2,6	37
Дациты	11	0,7	5,1	2,4	42
Риолиты	9	1,0	4,9	2,3	47
Кунушский габбро-плагиогранитный комплекс (C_3–P_1):					
Габбро	75	0,7	4,2	3,1	35
Диориты	6	2,1	3,9	2,9	21
Плагиограниты	172	1,1	8,0	2,8	48
Дайки:					
Плагиогранит-порфиры	202	0,5	10	3,7	72
Керсантиты	12	1,3	8,3	4,2	47
Микродиориты и спессартиты	82			3,8	48
Калбинский батолитовый гранитный комплекс (P_2):					
Граниты I фазы	237			1,8	
Граниты II фазы	303			1,3	
Граниты лейкократовые III фазы	211			0,9	
Гранит-порфиры	646			1,7	
Киммерийский цикл					
Габбро-долеритовый комплекс (T):					
Габбро-диабазы	34			3,4	37
Долериты	3			3,4	

Дифференциация магматических расплавов приводила к разделению силикатной и флюидной фаз. Взаимодействие последних с магматическими и вмещающими черносланцевыми породами приводило к формированию сложно построенных метасоматических тел. В процессе их формирования продолжалось перераспределение золота.

Закономерности распределения золота в метасоматических породах Западной Калбы приведены в таблице 4.15.

Таблица 4.15. Распределение золота в метасоматических породах Западной Калбы

Формация, рудное поле, порода	Кол-во анализов	Содержание золота, мг/т			V, %	$К_н^{Au}$
		от	до	Среднее		
1	2	3	4	5	6	7
Альбит-амфиболовые метадиориты						
Баладжальское рудное поле						
Метадиориты внутренней зоны	12	1,8	2,9	2,4	19	0,77
Кварц-полевошпатовые метасоматиты						
Баладжальское рудное поле						
Апогаббровые	14	2,2	2,7	2,4	16	0,85
Боко-Васильевское рудное поле						
Апоплагиогранит-порфировые	14			1,7	34	0,7
Эспинское рудное поле						
Микродиорит альбитизированный	3	1,9	2,7	2,3	–	0,6
Пропилиты						
Баладжальское рудное поле						
Апогаббровые пропилиты	12	0,4	2,9	1,65	21	0,5
Боко-Васильевское рудное поле						
Апобазальтовые пропилиты	26			2,5	61	0,86
Джумбинское рудное поле						
Апоалевролитовый пропилит	2	3,0	3,6	3,3	–	0,84
Миалинское рудное поле						
Пропилитизированный алевропесчаник	19	1,2	3,5	2,7	24	0,77
Лиственито-березиты						
Баладжальское рудное поле						
Апогаббровые березиты:						
без сульфидов	4	2,0	3,3	2,4	24	0,77
с пиритом и арсенопиритом	4	5,4	10,0	7,4	15	2,39
Боко-Васильевское рудное поле						
Апобазальтовые листвениты	13	1,4	8,6	4,2	47	1,44
Апоалевролитовые листвениты внутренней зоны без сульфидов	26	0,8	7,3	2,5	61	0,86
Апоплагиогранит-порфировые березиты	11			3,7	68	1
Березиты с сульфидами	10	7,2	2400	254	174	72,5
Джумбинское рудное поле						
Апоалевролитовый березит	18	4,3	1300	348	196	89,2
Апоплагиогранит-порфировые березиты	2			2700	–	729,7
Миалинское рудное поле						
Апоалевролитовые березиты:						
без сульфидов	10	4,0	10,0	5,7	32	1,84
с пиритом	48	1,9	19,0	7,9	58	2,55
с пиритом и арсенопиритом	8	3,0	12,0	7,3	43	2,35

Продолжение табл. 4.15

1	2	3	4	5	6	7
Эспинское рудное поле						
Апоалевролитовые березиты с пиритом	13	3,6	15,0	6,7	79	1,72
Апоалевролитовые березиты с пиритом и арсенопиритом	14	8,9	24,0	15,6	49	4,0
Апоконгломератовые березиты	12	1,9	4,8	2,8	28	0,77
Апопесчаниковые березиты с сульфидами	8	7,5	18,0	12,4	157	3,44
Апоплагиогранит-порфировые березиты	5			4,0	29	1,08
Апомикродиоритовый березит	1			6,3	–	1,66
Апокерсантитовый березит	7			6,0	98	1,58
Березит с пиритом и арсенопиритом	32	14	1200	190	300	54,3

Анализ приведенных данных показывает, что метасоматические процессы так же протекали с изменением баланса золота (Рисунок 4.21). Процесс магматического замещения в период становления интрузий кунушского комплекса, выразившийся в образовании метадиоритов, сопровождался выносом золота до 23 % из зон развития этого формационного типа метасоматитов ($К_н^{Au}$=0,77). Формирование ранних кварцево-полевошпатовых метасоматитов, протекало с выносом золота до 15–40 % из зон метасоматоза ($К_н^{Au}$=0,6–0,85). Образование пропилитов проходило при общем выносе до 50% металла ($К_н^{Au}$=0,5–0,86).

Напротив, во всех изученных рудных полях, процесс становления лиственитов-березитов сопровождался положительным балансом металла. При этом промежуточные зоны метасоматитов, без сульфидной минерализации, характеризуются в целом неизменным балансом, либо слабым привносом золота ($К_н^{Au}$=0,9–1,6). Тогда как небольшое присутствие (0,5–1%) метасоматического пирита приводило к 2–4 кратному привносу металла в промежуточные зоны колонок ($К_н^{Au}$=2,6–3,8). Внутренние зоны лиственитов-березитов обнаруживают те же тенденции, что и промежуточные – без сульфидные разности обнаруживают $К_н^{Au}$=0,77–1,84, а в сульфидизированных образованиях – $К_н^{Au}$=2,35–729.

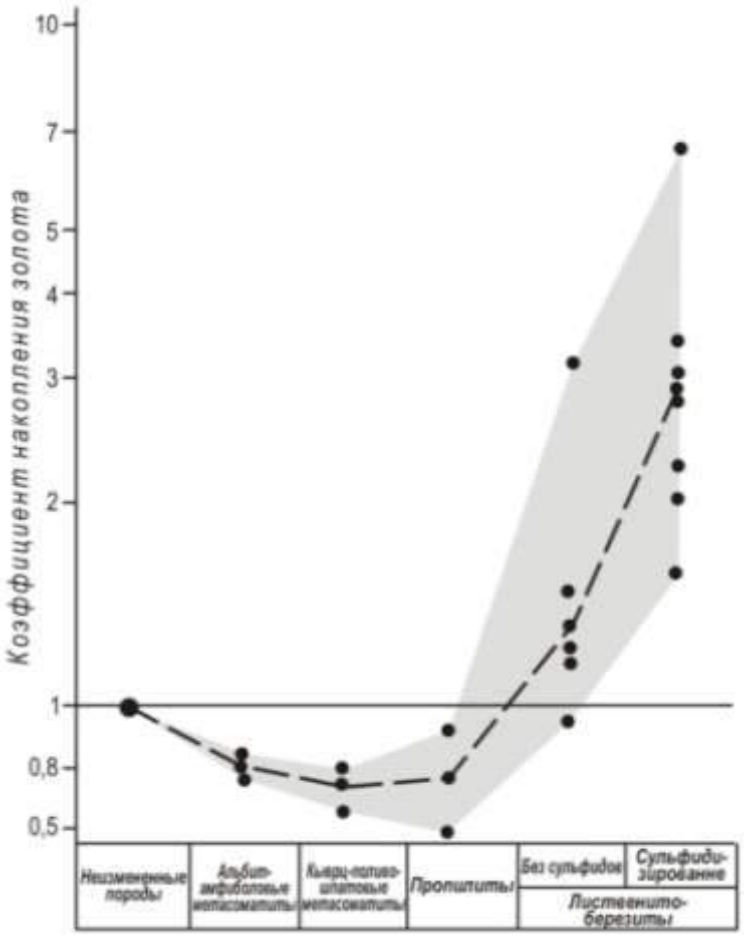


Рисунок – 4.21. Динамика накопления золота в метасоматитах

4.1.6. Особенности распределения редкоземельных элементов в контактовых, интрузивно-метасоматических и рудных комплексах черносланцевых толщ Западной Калбы

Редкоземельные элементы (РЗЭ) нередко рассматриваются как геохимические показатели тех или иных магматических процессов. Однако для контактово-метаморфических, метасоматических и сопровождающих гидротермально-рудных ассоциаций поведение РЗЭ в литературе обсуждается крайне ограничено.

С целью выяснения роли редкоземельных элементов в качестве геохимических показателей эволюции геологических процессов магматизма и метасоматизма для черносланцевых толщ фанерозоя Западной Калбы были выполнены определения этих элементов в различных интрузивных, контактово-

метаморфических, метасоматических и рудных ассоциациях некоторых хорошо изученных золоторудных полей.

В данном регионе активно проявились штоки и дайковые тела габбро-плагиогранитной формации и адакитовые гранитоиды, сопровождаемые контактовыми роговиками, метасоматитами и золотыми жильно-штокверковыми, прожилково-вкрапленными рудами.

В данном разделе полученный геологический и аналитический материал излагается по трем типичным золоторудным полям последовательно от магматитов, контактовых роговиков, метасоматитов и гидротермальных рудных ассоциаций. Анализ полученных геохимических материалов распределения РЗЭ в интрузивных, контактово-метаморфических и метасоматических образований известных золоторудных полей и месторождений Западной Калбы позволил выяснить ряд закономерностей в поведении этих элементов в последовательно проявленных процессах.

В основу исследований положены данные, полученные методами масс-спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой (ISP–MS) и инструментального нейтронно-активационного анализа. Аналитические исследования выполнялись в химико-аналитическом центре «Плазма» (аттестат аккредитации РОСС RU № 0001.516895 от 21.05.2008), г. Томск (ISP–MS); в аналитическом центре «Геохимии природных систем» Томского регионального центра коллективного пользования Томского государственного университета (ISP–MS); в лаборатории ядерно-геохимических исследований кафедры полезных ископаемых и геохимии редких элементов Томского политехнического университета (аналитики Аношкина Ю.В., Никитина Е.И.).

Для графического представления результатов применялось нормирование как по хондриту (Evensen et al., 1978), так и по эдукту. Аномалии Eu (Eu/Eu*) и Ce (Ce/Ce*) рассчитывались по формулам $Eu/Eu^*=Eu_n/(Sm_n*Gd_n)^{1/2}$, $Ce/Ce^*=Ce_n/((2La_n+Sm_n)/3)$. Определение форм нахождения редкоземельных элементов в пиритах и арсенопиритах месторождения проводилось в лаборатории электронно-оптической диагностики Международного инновационного научно-

образовательного центра «Урановая геология» кафедры геоэкологии и геохимии Томского политехнического университета на электронном сканирующем микроскопе Hitachi S-3400N с энергодисперсионным спектрометром EDX Bruker. Исследования проводились во вторичных и обратно-рассеянных электронах.

Особенности распределения РЗЭ в магматических образованиях

Западно-Калбинская металлогеническая зона характеризуется проявлениями магматизма с ярко проявленными специфическими чертами, отличающих ее от сопредельных металлогенических зон. По характеру проявления, минералогическому составу, химизму, степени дифференцированности весь магматизм зоны можно условно разделить на добатолитовый и батолитовый.

А.Е. Ермоленко (1988) показал, что все добатолитовые магматиты являются производными близких по составу исходных базальтоидных расплавов. Их степень дифференцированности, интенсивность автометасоматических процессов и флюидонасыщенность увеличивается от ранних к поздним формациям. При этом, золотое оруденение обнаруживает максимально тесную пространственную связь с добатолитовыми образованиями габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитной формации.

Магматические образования этой формации в пределах металлогенической зоны на современном уровне эрозионного среза известны в виде небольших штоков габброидов, диоритов, плагиогранитов и даек пестрого состава (керсантиты, микродиориты, плагиогранит-порфиры) в составе кунушского комплекса и приурочены к зонам разнонаправленных глубинных разломов.

Магматические образования формации батолитовых гранитов проявлены в пределах Западной Калбы в виде единичных батолитов и даек гранитоидного состава. Эти образования являются послезолоторудными и несут редкометалльную минерализацию.

Изучено распределение РЗЭ в неизмененных габбро, плагиогранитах, дайках плагиогранит-порфиров кунушского комплекса и дайках гранит-порфиров дельбегетейского комплекса (Таблица 4.16).

Распределение РЗЭ в магматических породах кунушского комплекса показано на Рисунок – 4.22. Суммы РЗЭ лежат в пределах от 259 до 80 г/т. При этом максимально обогащены лантаноидами основные разности. Для всех интрузивных породах кунушского комплекса характерно значительное деплетирование тяжелыми РЗЭ относительно легких, что указывает на присутствие граната в реститовой фазе. Наиболее обогащенными легкими РЗЭ оказываются поздние дифференциаты комплекса – дайки плагиогранит-порфиров (La_n/Yb_n от 19,73 до 20,81). Отношение легких к средним лантаноидам так же максимально в поздних фазах комплекса (La_n/Yb_n от 5,42 до 6,00). Отношение средних к тяжелым лантаноидам во всех породах остается на одном уровне – от 1,84 до 2,3.

Таблица 4.16. Распределение РЗЭ в интрузивных породах Западной Калбы, г/т

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Nb	11,3	12,5	11,0	14,0	12,7	13,0	12,8	15,1	16,0
La	34,2	31,4	29,5	13,0	38,0	37,0	40,0	5,3	6,1
Ce	85,6	87,9	83,3	27,0	69,0	71,0	72,0	14,6	15,0
Pr	11,3	13,2	12,5	3,6	7,9	7,9	8,0	2,0	2,1
Nd	52,4	61,7	60,4	14,0	24,0	24,0	23,0	8,7	9,2
Sm	14,8	15,0	14,6	2,9	4,2	4,3	4,2	3,5	3,0
Eu	4,6	4,7	4,4	1,0	0,9	0,7	0,8	0,1	0,1
Gd	14,0	14,8	14,2	2,5	3,5	3,4	3,4	4,2	4,5
Tb	2,2	2,2	2,2	0,3	0,6	0,5	0,6	0,8	0,9
Dy	12,5	12,6	12,5	1,7	2,4	2,3	2,2	5,5	6,4
Ho	2,5	2,5	2,5	0,5	0,4	0,5	0,5	1,2	1,5
Er	6,5	6,6	6,5	1,1	1,2	1,2	1,3	3,6	3,5
Tm	0,9	0,9	0,9	0,1	0,3	0,3	0,3	0,6	0,7
Yb	5,2	5,2	5,2	1,1	1,3	1,2	1,3	3,8	4,2
Lu	0,7	0,7	0,8	0,1	0,3	0,3	0,3	0,5	0,5
Ta	0,8	0,8	0,7	0,4	1,6	1,5	1,6	1,5	1,8
Th	1,4	1,4	1,1	2,1	8,5	8,3	8,4	10,3	12,4
Сумма РЗЭ	247	259	249	69	154	155	158	54	58
La_n/Yb_n	4,43	4,06	3,83	7,98	19,73	20,81	20,77	0,95	0,98
La_n/Sm_n	1,46	1,32	1,28	2,82	5,70	5,42	6,00	0,96	1,30
Gd_n/Yb_n	2,17	2,30	2,21	1,84	2,18	2,29	2,11	0,89	0,87
Eu/Eu*	0,97	0,97	0,94	1,09	0,72	0,56	0,65	0,05	0,04
Ce/Ce*	1,07	1,17	1,16	1,01	0,96	1,01	0,96	1,03	1,02

1–3 – неизмененное габбро массивов Бижан (1) и Баладжал (2–3); 4 – плагиогранит массива Бижан; 5–7 дайка плагиогранит-порфиров месторождения Бакырчик; 8–9 – дайка гранит-порфиров. * – анализы по (А.Ф. Коробейникову, А.И. Гусеву, Г.Г. Русанову, 2010)

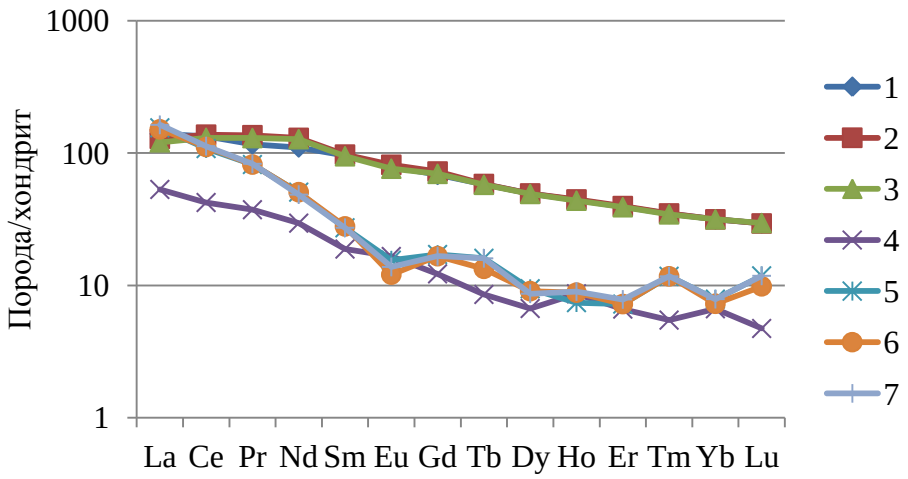


Рисунок – 4.22. Распределение РЗЭ в магматических породах кунушского комплекса. 1–3 – неизмененное габбро массивов Бижан (1) и Баладжал (2–3); 4 – плагиогранит массива Бижан; 5–7 дайка плагиогранит-порфиров месторождения Бакырчик

В гранит-порфирах дельбегетейского комплекса уровень концентраций легких, средних и тяжелых элементов примерно одинаков, что нашло отражение в тренде распределения РЗЭ (Рисунок 4.23). В этих породах обнаруживается сильная отрицательная аномалия европия (Eu/Eu* от 0,04 до 0,05), что свидетельствует о том, что породы возникли в результате кристаллизационной дифференциации в промежуточном магматическом очаге с высокими концентрациями полевых шпатов в реститовой фазе.

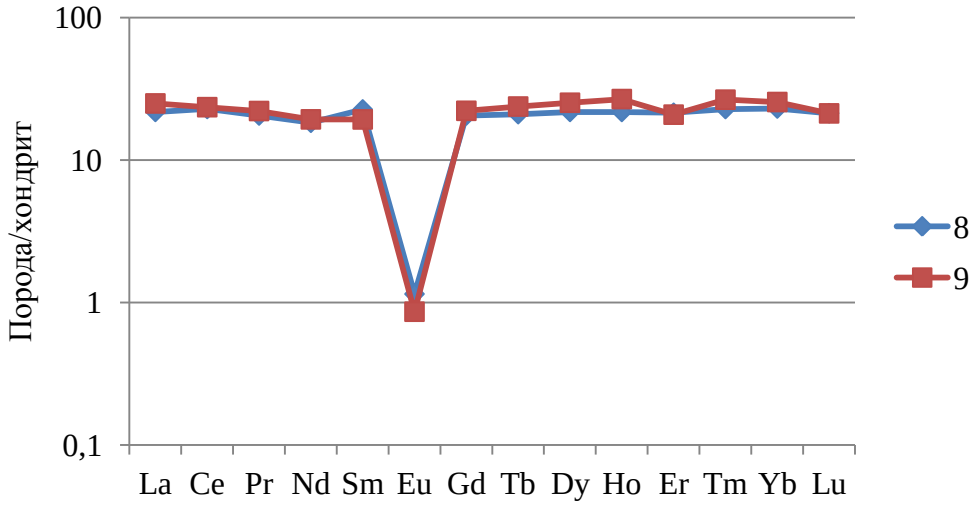


Рисунок – 4.23. Распределение РЗЭ в дайках гранит-порфиров дельбегетейского комплекса

Судить об источниках вещества пород кунушского комплекса можно по диаграммам Пирса (Рисунок 4.24, 4.25), согласно которым источником пород комплекса могли служить образования обогащенной мантии.

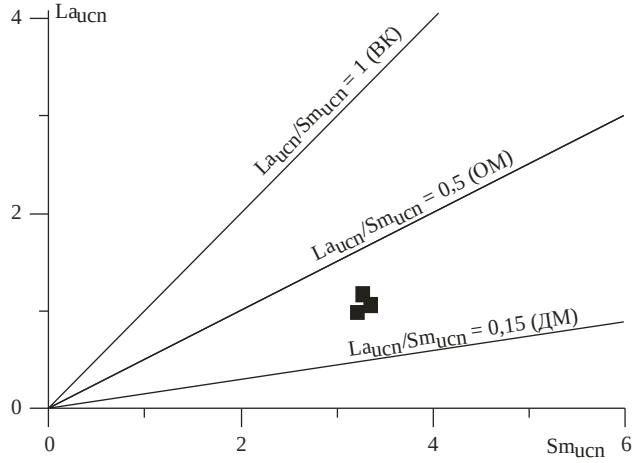


Рисунок – 4.24. Диаграмма La_{ucn}–Sm_{ucn} по (Pearce, 1996) для габбро кунушского комплекса Западной Калбы. Содержания La и Sm нормированы на верхнекоровое значение (по McLennon, 2001). ВК – верхняя кора, ОМ – обогащенная мантия, ДМ – деплетированная мантия

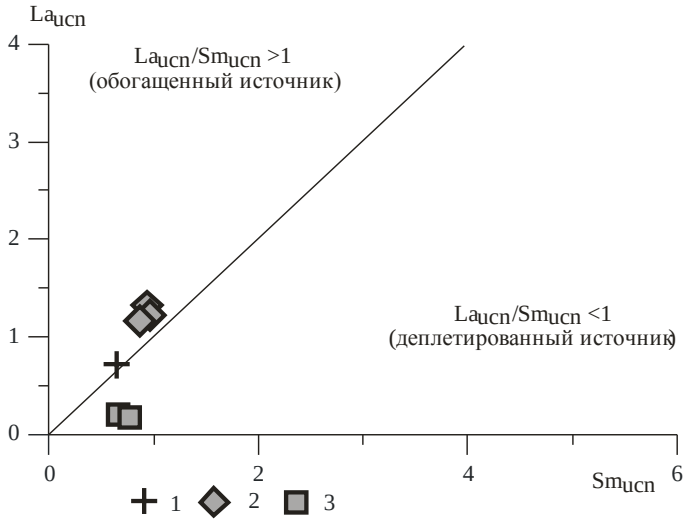


Рисунок – 4.25. Диаграмма La_{ucn}–Sm_{ucn} по (Pearce, 1996) для кислых изверженных горных пород Западной Калбы. Содержания La и Sm нормированы на верхнекоровое значение (по McLennon, 2001). 1 – плагиогранит массива Бижан кунушского комплекса; 2 – дайки плагиогранит-порфиров кунушского комплекса; 3 – дайки гранит порфиров дельбегетейского комплекса. Линия раздела обогащенного и деплетированного источника по Paradis at al. (2006)

На диаграмме отношений Ta-Th (Рисунок 4.26), фигуративные точки составов породы различных интрузивных комплексов лежат в разных полях: габбро кунушского комплекса в поле примитивной мантии, плагиограниты того же комплекса – в средней части верхней коры, а гранит-порфиры

дельбегетейского комплекса – в верхней части верхней коры. Такое положение фигуративных точек указывает на различные источники вещества интрузивных комплексов и на разные условия дифференциации вещества пород кунушского комплекса.

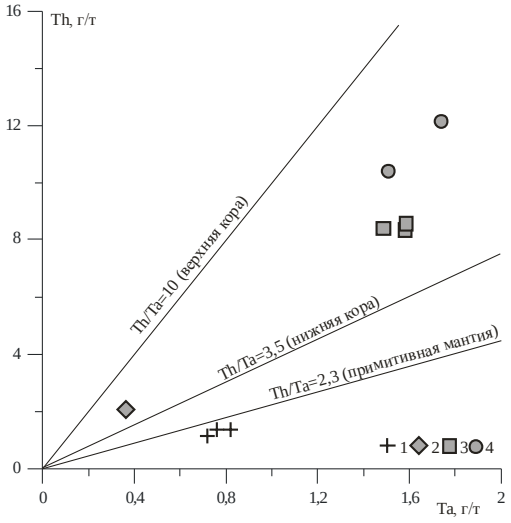


Рисунок – 4.26. Диаграмма Ta–Th для интрузивных пород Западной Калбы. 1–3 – кунушский комплекс: 1– габбро, 2 – плагиограниты, 3 – дайки плагиогранит-порфиров; 4 – граниты-порфиры дельбегетейского комплекса. Линии раздела: примитивная мантия – по Hoffman (1988), нижняя кора – по Taylor and McLennon (1985), верхняя кора – по McLennon (2001)

Особенности распределения редких и редкоземельных элементов указывает на то, что источником интрузивных пород кунушского комплекса могла быть обогащенная мантия с гранатсодержащим реститом. К близким выводам пришли Л.М. Куйбида и др. (2009), А.Ф. Коробейников и др. (2010). В отношении источника вещества дельбегетейского комплекса предполагается исключительно коровый источник.

Таким образом, интрузивные породы кунушского и дельбегетейского комплексов различаются уровнем концентраций, характером распределения РЗЭ, европиевой аномалией, что свидетельствует о различных источниках вещества и режимах формирования магматических комплексов.

Распределение РЗЭ в контактовом процессе габбро-плагиогранитных интрузий

Распределение редкоземельных элементов в контактовом процессе изучалось на рудопроявлении Бижан, приуроченному к одноименному габбро-плагиогранитному массиву (Рисунок 4.27).

Массив Бижан располагается в Кызыловском рудном районе в 9 км к юго-востоку от месторождения Бакырчик. Его размер 1,2 на 0,8 км. Интрузивный шток

сложен преимущественно габброидами кунушского комплекса I фазы внедрения и плагиогранитами – II фазы внедрения (Рисунок 4.27). В контактовых частях наблюдаются гибридные альбит-амфиболовые метадиориты. Шток рассечен дайками плагиогранит-порфиров III фазы. Целостность массива в юго-западной части нарушает Западно-Калбинский глубинный разлом II порядка северо-западного простирания. Оперяющие его северо-восточные трещины в пределах штока несут золото-кварцево-жильную минерализацию.

Контактовые изменения вмещающих пород калбинской свиты заключаются в ороговиковании, мощность ореола которого не превышает 200 м. Нами установлены две минеральные фации контактовых роговиков – амфибол-роговиковая и мусковит-роговиковая. Это свидетельствует об активном взаимодействии поровых растворов вмещающих пород и магматогенных флюидов.

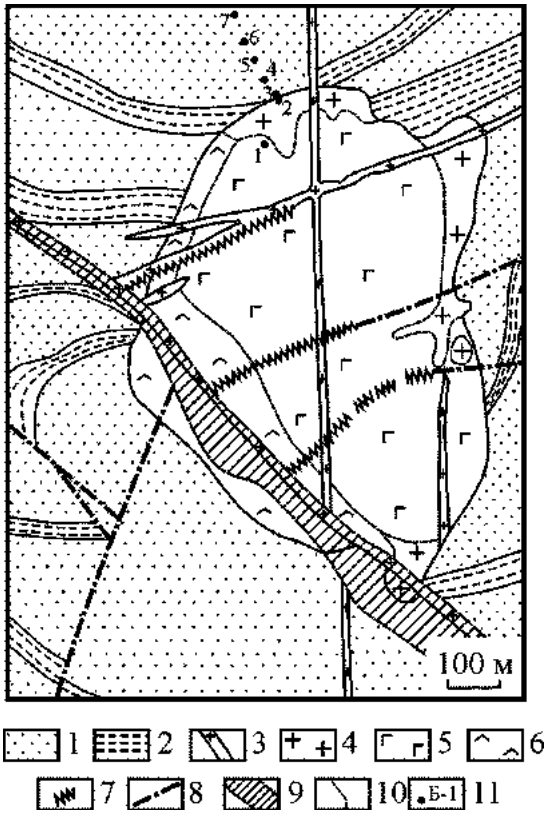


Рисунок – 4.27. Схематическая геологическая карта массива Бижан (Коробейников, Масленников, 1994). 1 – песчаники калбинской свиты; 2 – алевролиты калбинской свиты; 3–5 – породы кунушского комплекса 3 – дайки плагиогранит-порфиров III фазы; 4 – плагиограниты II фазы; 5 – габбро I фазы; 6 – альбит-амфиболовые метадиориты; 7 – кварцевые жилы; 8 – разрывные нарушения; 9 – зона Западно-Калбинского регионального разлома II порядка; 10 – границы между фациями пород; 11 – места отбора геохимических проб и их номера

В ороговикованных углеродистых породах отмечается графитизация органического углерода и его переотложение. Продукт разложения карбонатов, диагенетического пирита, органического вещества выносятся из зоны

ороговикования: $C_{орг}$ сокращается с 0,8–5,6 мас.% до 0,54–0,11%. Высвобождающееся из раннего диагенетического пирита I золото концентрируется в новообразованных биотитах, турмалине, магнетите. В исходных пиритах I содержание золота достигает 1–4 г/т, а количество такого пирита в неизмененных породах не превышает 0,1–2 об. %. В незатронутых поздними гидротермальными процессами роговиках возрастает содержание золота до 29,5 мг/т вместо 3-6 мг/т в исходных терригенных породах, что свидетельствует о выносе металла из магматических расплавов в зоны ороговикования (Ермоленко, 1983, 1988).

Изучено распределение редкоземельных элементов в габброидах, плагиогранитах, контактовых роговиках и вмещающих алевропесчаниках (Таблица 4.17).

Таблица 4.17. Содержание РЗЭ в в габброидах, плагиогранитах, роговиках и алевропесчаниках массива Бижан, г/т.

Элементы	1	2	3	4	5	6	7
La	34	13	17	17	16	18	15
Ce	86	27	40	40	34	37	31
Pr	11	3,6	5	4,8	4,2	4,7	4,1
Nd	52	14	19	20	18	19	17
Sm	15	2,9	4,3	4,2	3,7	3,5	3,3
Eu	4,6	1,0	1,4	1,2	1,2	0,8	0,9
Gd	14	2,5	3,2	3,8	3,9	4,5	3,3
Tb	2,2	0,3	0,7	0,6	0,6	0,6	0,5
Dy	13	1,7	3,3	2,7	3,2	3,5	2,2
Ho	2,5	0,5	0,6	0,5	0,72	0,75	0,5
Er	6,5	1,1	1,7	1,7	1,6	2	1,5
Tm	0,9	0,1	0,2	0,2	0,3	0,4	0,2
Yb	5,2	1,1	1,8	1,6	1,8	1,6	1,6
Lu	0,7	0,1	0,2	0,2	0,3	0,4	0,2
Сумма РЗЭ	248	69	99	99	89	97	81
La_n/Yb_n	4,43	7,98	6,37	7,17	6,00	7,59	6,33
La_n/Sm_n	1,46	2,82	2,49	2,55	2,72	3,24	2,91
Gd_n/Yb_n	2,25	1,84	1,44	1,92	1,75	2,27	1,64
Eu/Eu*	0,99	1,09	1,15	0,92	0,97	0,62	0,87
Ce/Ce*	1,07	1,01	1,13	1,13	1,03	1,02	1,00

1 – габбро; 2 – плагиогранит; 3–6 – контактовые роговики; 7 – неизмененные алевропесчаники

Распределение редкоземельных элементов в породах массива, контактовых роговиках и вмещающих алевропесчаниках приведено на Рисунок – 4.28.

Максимальные суммы РЗЭ у габбро массива Бижан кунушского комплекса, а минимальные у плагиогранитов того же комплекса. Неизмененные алевропесчаники и контактовые роговики по сумме РЗЭ занимают промежуточное положение между габбро и плагиогранитами. Среди неизмененных магматитов и контактово-метаморфических пород минимальные суммы РЗЭ обнаруживаются лишь в образцах неизмененных алевропесчаников. Эти факты свидетельствует о выносе РЗЭ из магматического очага во вмещающие породы при их ороговиковании. При этом, вероятно, наибольший вклад в выносе РЗЭ оказали основные дифференциаты.

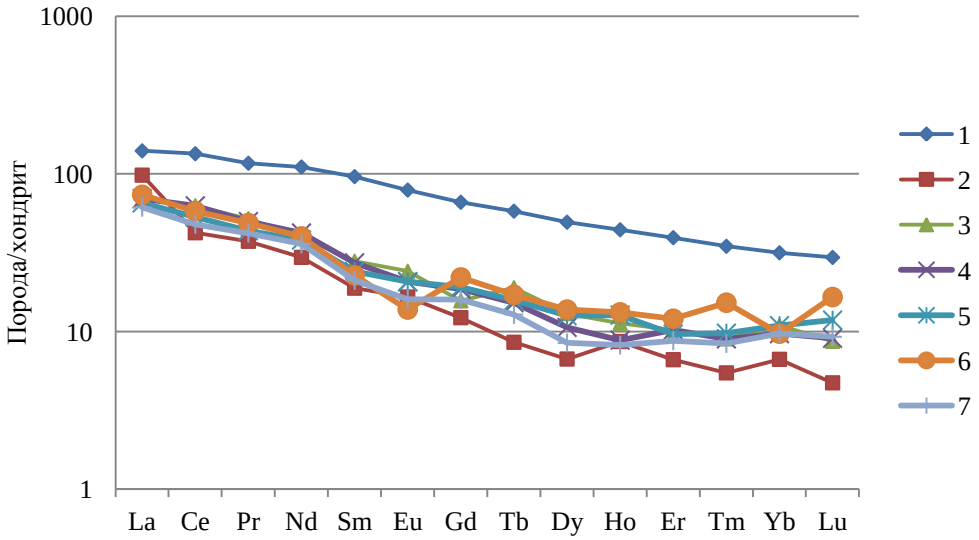


Рисунок – 5.28. Распределение РЗЭ в магматических и вмещающих породах массива Бижан. 1 – габбро; 2 – плагиогранит; 3–6 – контактовые роговики; 7 – неизмененные алевропесчаники

Общим для всех пород является преобладание легких РЗЭ над тяжелыми и промежуточными, промежуточными над тяжелыми. Цериевая аномалия у всех интрузивных и контактовых пород не выражена. По величине европиевой аномалии принято судить об окисленности/восстановленности условий процессов породообразования. В нашем случае магматические породы характеризуются величиной Eu/Eu* близкой к 1 и незначительно превышающей 1, что может свидетельствовать в пользу относительно восстановленных условий их формирования. Напротив, неизмененные алевропесчаники обнаруживают отрицательную европиевую аномалию, что указывает на относительно

окислительные условия их формирования (Юдович, Кетрис, 2011). В контактовых роговиках исследуемая величина закономерно меняется с положительных значений (образец № 3, отобранный в 6 м от контакта с плагиогранитами) к отрицательным. Это свидетельствует в пользу относительно восстановительных условиях ороговикования в приконтактовых частях интрузива и о смене режима на окислительные условия по мере удаления от магматического тела. Такое распределение величины европиевой аномалии указывает на взаимодействие относительно восстановленных магматогенных флюидов с относительно окисленными поровыми растворами вмещающих черносланцевых пород.

Для оценки поведения редкоземельных элементов в контактовом процессе выполнено нормирование по фоновым содержаниям РЗЭ в неизмененных алевропесчаниках (Таблица 4.18, Рисунок – 4.29).

Таблица 4.18. Соотношение легких, промежуточных, тяжелых и сумма РЗЭ в контактовых роговиках массива Бижан. Нормировано по неизмененным алевропесчаникам

	3	4	5	6	7
Сумма РЗЭ$_n$	17,0	16,1	17,2	18,6	14
La$_n$/Yb$_n$	1,01	1,13	0,95	1,20	1
La$_n$/Sm$_n$	0,87	0,89	0,95	1,13	1
Gd$_n$/Yb$_n$	0,86	1,15	1,05	1,36	1

3–6 – контактовые роговики; 7 – неизмененные алевропесчаники. Сумма РЗЭ$_n$ – сумма нормированных на неизмененные алевропесчаники концентраций РЗЭ. Номера проб соответствуют Рисунок – 4.30 и табл. 4.16

Анализ полученных данных позволяет сделать такие выводы:

1) при формировании контактовых роговиков наименьшей дисперсией распределения пользуются легкие РЗЭ, наибольшей – тяжелые;

2) у роговиков, сумма нормированных на неизмененные алевропесчаники концентраций РЗЭ максимальна в образце 6, отобранном на максимальном удалении от интрузивного массива;

3) выявляются две зоны относительного накопления РЗЭ: первая – приконтактовая, вторая – фронтальная. Относительное накопление РЗЭ в

приконтактовой зоне обеспечивается за счет тяжелых, а во фронтальной – за счет легких РЗЭ;

4) устанавливается общее закономерное увеличение нормированных отношений легких к промежуточным и тяжелым РЗЭ, промежуточных к тяжелым от приконтактовой зоны роговиков к фронтальной.

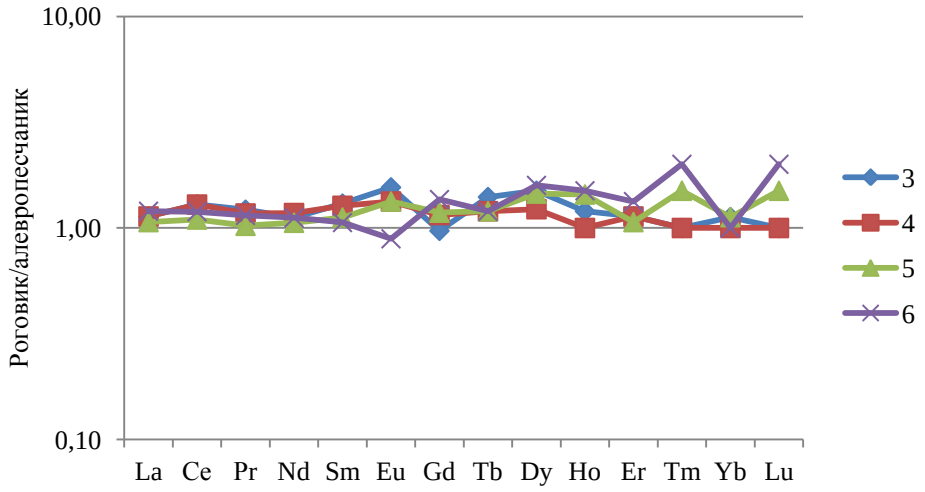


Рисунок – 4.29. Эволюция состава РЗЭ при формировании контактовых роговиков. Нормировано по фоновому содержанию РЗЭ в неизмененных алевропесчаниках

Выявленные закономерности в распределении РЗЭ в контактовых роговиках можно объяснить с одной стороны изменением щелочности–кислотности контактовых флюидов (по мере удаления от интрузивного массива щелочной режим сменяется на кислотный), а с другой – относительной окисленностью–восстановленностью (взаимодействие относительно кислого флюидного режима магматического процесса с относительно восстановленными поровыми водами осадочных пород).

РЗЭ в метасоматитах золоторудного месторождения Баладжал

Это золоторудное месторождение как эталонное было выбрано для исследований по причине совместного проявления здесь габброидного штока кунушского комплекса, сопровождающих метасоматитов, кварцево-жильных и вкрапленных золотых руд как в интрузивном теле, так и во вмещающих песчано-сланцевых отложениях калбинской свиты.

В пределах месторождения выявлено и описано 4 типа метасоматических преобразований: альбит-амфиболовые метадиориты, кварц-полевошпатовые автометасоматиты, пропилиты и лиственито-березиты (Ананьев, 2010). Формирование метадиоритов, ранних кварц-полевошпатовых и пропилитовых метасоматитов сопровождалось довольно значительным выносом золота из зон метасоматоза, и, лишь процесс образования лиственито-березитов, особенно сульфидизированных разностей, приводил к значительному накоплению металла (Ананьев, Коробейников, 2009).

Распределение редкоземельных элементов в габброидах, гранит-порфирах и метасоматитах месторождения приведено в табл. 4.19 и на Рисунок – 4.30.

Таблица. 4.19. Содержание РЗЭ в и метасоматитах месторождения Баладжал, г/т

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
La	14,1	14,4	30,1	29,7	29,6	14,8	11,4	12,9
Ce	36,8	36,3	83,7	79,7	80,2	40,6	30,3	30,4
Pr	4,66	4,55	12,1	11,2	11,5	5,98	4,34	3,79
Nd	20,3	19,5	56,1	49,8	52,5	27,7	19,7	16,1
Sm	4,68	4,46	13,3	11,5	12,5	6,91	4,67	3,55
Eu	1,50	1,38	4,25	3,99	4,19	2,33	1,68	1,16
Gd	4,55	4,28	13,1	11,0	12,4	6,98	4,63	3,20
Tb	0,70	0,67	1,99	1,68	1,91	1,08	0,72	0,48
Dy	4,22	3,95	11,9	9,89	11,2	6,54	4,32	2,82
Ho	0,87	0,81	2,35	1,95	2,23	1,34	0,89	0,57
Er	2,35	2,22	6,15	5,17	5,83	3,57	2,34	1,56
Tm	0,34	0,32	0,84	0,74	0,80	0,51	0,34	0,22
Yb	2,15	2,03	5,13	4,50	4,77	3,13	2,08	1,49
Lu	0,32	0,30	0,73	0,67	0,69	0,46	0,31	0,21
Сумма РЗЭ	98	95	242	221	230	122	88	78
La_n/Yb_n	4,43	4,79	3,96	4,45	4,19	3,19	3,70	5,85
La_n/Sm_n	1,90	2,03	1,42	1,63	1,49	1,35	1,54	2,29
Gd_n/Yb_n	1,71	1,71	2,06	1,98	2,10	1,80	1,80	1,74
Eu/Eu*	0,99	0,96	0,98	1,08	1,03	1,02	1,11	1,05
Ce/Ce*	1,19	1,17	1,18	1,18	1,17	1,15	1,16	1,11

1, 2 – альбит-амфиболовые метадиориты; 3–5 – апогаббровые кварц-полевошпатовые метасоматиты: 3 – внешняя зона, 4 – промежуточная зона, 5 – внутренняя зона; 6 – апогаббровые пропилиты; 7, 8 – апогаббровые березиты: 7 – промежуточной зоны, 8 – внутренней зоны

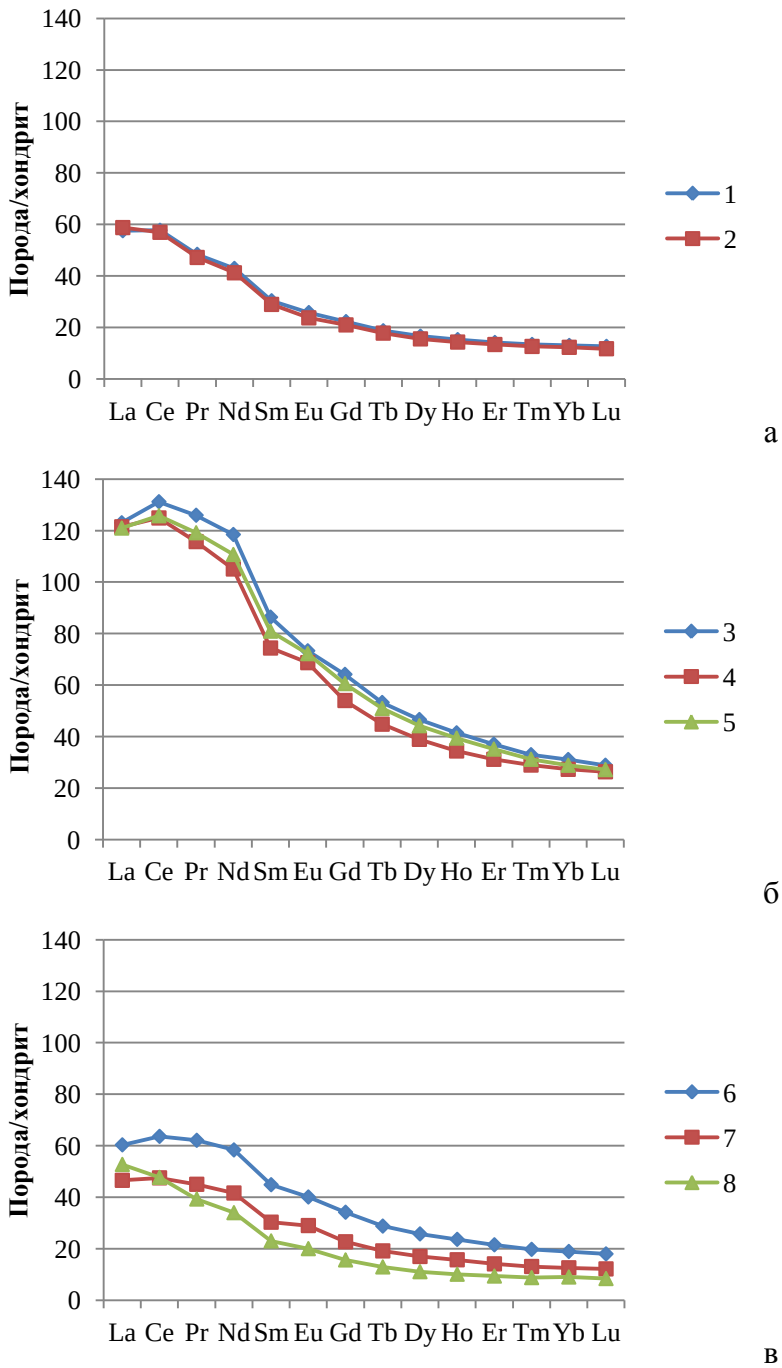


Рисунок – 4.30. Распределение редкоземельных элементов в метасоматитах: а – в альбит-амфиболовых метадиоритах; б – в кварц-полевошпатовых; в – в пропилитах и лиственито-березитах. 1, 2…8 – номера проб.

Все формационные типы метасоматических образований (альбит-амфиболовые метадиориты, кварц-полевошпатовые, пропилитовые, березитовые) характеризуются преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми. Аномалии церия в метасоматитах не выражены, что позволяет предполагать участие магматогенных флюидов в формировании месторождения. В целом, тренды

распределения РЗЭ в метасоматитах отчетливо унаследуют особенности распределения элементов в подвергшихся метасоматическим преобразованиям габброидах кунушского комплекса. При этом максимальные суммарные концентрации РЗЭ обнаруживают кварц-полевошпатовые автометасоматиты (242–221 г/т), а минимальные – березиты (88–78 г/т). Наблюдается закономерное снижение уровня концентраций РЗЭ от ранних щелочных кварц-полевошпатовых к поздним кислотным лиственито-березитам, что указывает на низкую концентрацию РЗЭ во флюиде и определенную подвижность РЗЭ в гидротермальном процессе.

Аномалии Eu могут свидетельствовать об окислительно–восстановительных характеристиках флюида. Так, по мнению M. Bau, P. Moller (1993) и M. Ghaderi et al (1999) преобладание Eu^{2+} свидетельствует об относительной восстановленности флюида, тогда как преобладание Eu^{3+} говорит о его относительной окисленности. В нашем случае величина Eu/Eu* метасоматитов хотя и близка к 1, но закономерно меняется от 0,96-0,99 у ранних альбит-амфиболовых метадиоритов до 1,05-1,11 у поздних березитов, что свидетельствует о слабой относительной окисленности флюида на начальном этапе метасоматоза и его последующего незначительного относительного восстановления.

Для оценки поведения редкоземельных элементов в гидротермальном процессе выполнено нормирование гидротермально измененных пород по фоновым содержаниям РЗЭ в исходных неизмененных габброидах (Рисунок 4.31).

Анализ полученных данных показывает, что в гидротермальном процессе РЗЭ проявляют различную подвижность.

При формировании альбит–амфиболовых метасоматитов в магматический этап в щелочной обстановке происходил общий вынос РЗЭ. При этом максимально выносились промежуточные элементы (Sm, Eu, Gd, Tb). Минимальную подвижность при этом проявляют крайние легкие (La, Ce) и, в чуть меньшей степени, крайние тяжелые (Yb, Lu) элементы (Таблица 4.20).

Наименьшая подвижность у РЗЭ проявляется при кварц-полевошпатовом автометасоматозе. Дифференциация между легкими, промежуточными и тяжелыми РЗЭ незначительная.

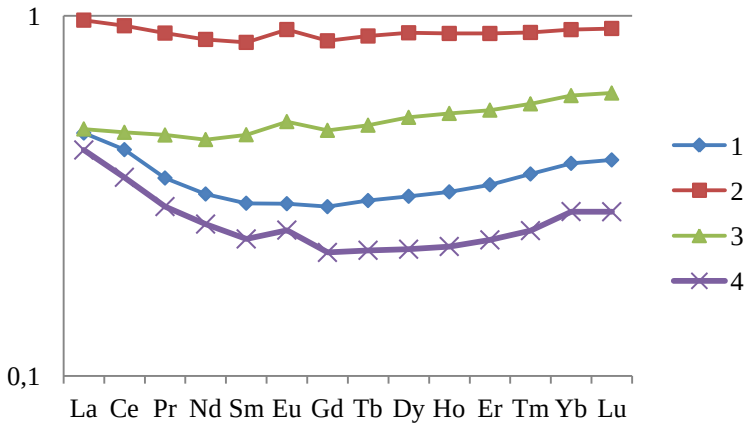


Рисунок – 4.31. Эволюция спектров распределения РЗЭ при формировании альбит-амфиболовых метадиоритов (1), кварц-полевошпатовых автометасоматитов (2), пропилитов (3) и березитов (4). Нормировано по средним содержаниям элементов в исходных габброидах

Таблица 4.20. Соотношение легких, промежуточных, тяжелых и сумма РЗЭ в метасоматитах месторождения Баладжал. Нормировано по исходным габброидам

	Альбит-амфиболовые метадиориты	Кварц-полевошпатовые автометасоматиты	Пропилиты	Березиты
La_n/Yb_n	1,21	1,06	0,81	1,48
La_n/Sm_n	1,57	1,15	1,04	1,77
Gd_n/Yb_n	0,76	0,93	0,80	0,77
$\sum РЗЭ_n$	4,90	12,56	7,21	3,79

Пропилитизация, протекавшая в слабо щелочных условиях, также характеризуется общим выносом РЗЭ. При этом процессе максимальную подвижность, и соответственно вынос, проявляют легкие элементы (La, Ce, Pr, Nd), минимальную – тяжелые (Er, Tm, Yb, Lu), т.е. происходит относительное обогащение метасоматитов тяжелыми лантаноидами относительно легких.

Максимальную подвижность РЗЭ проявляют при березитизации в условиях кислотного выщелачивания. В этом метасоматическом процессе наблюдается максимальная подвижность, и соответственно вынос, промежуточных

лантаноидов (Sm, Gd, Eu, Dy), средняя у тяжелых (Yb, Lu) и минимальная у легких (La, Ce).

Достаточно интересную информацию к размышлению дает сумма РЗЭ, нормированных на эдукт. Теоретически, значение этой величины у неизмененных пород должна быть равна 14. Выше было показано, что метасоматические процессы в большей мере приводят к выносу редкоземельных элементов. В случае развития гидротермального процесса в «закрытой системе» (этап автометасоматоза) этот показатель будет стремиться к 14. В случае развития дальнейшего гидротермального процесса в «проницаемой системе», будет происходить изменение баланса редкоземельных элементов. И это изменение РЗЭ будет тем больше, чем более длительное время протекают процессы метасоматоза, что в конечном счете определяется и степенью «проницаемости» системы. Таким образом, предлагается использовать сумму РЗЭ, нормированных на эдукт, в качестве показателя проницаемости магматогенно-флюидной системы.

Внедрение габброидного штока, вмещающего Баладжальское месторождение, контролировалось сопряжением зоны Баладжальского разлома с разрывными нарушениями субширотного простирания. Еще в магматический этап, под воздействием просачивающихся сквозьмагматических флюидов, здесь формировались ранние альбит-амфиболовые метасоматиты. Их тела, тяготеют к приконтактовой части штока и выходят за его пределы. В связи с этим, магматогенно-флюидную систему этого этапа метасоматизма следует считать «открытой». Сумма нормированных значений содержаний РЗЭ этого этапа – 4,90 (Таблица 4.20).

По мере кристаллизации габброидного штока происходило накопление флюидной фазы, и затем формирование кварц-полевошпатовых автометасоматитов. Тела этих метасоматитов располагаются только в пределах штока, следовательно, флюидно-магматическая система этого этапа метасоматизма была закрытой и $\sum РЗЭ_n = 12,56$. Другим показателем замкнутости системы могут служить высокие концентрации P_2O_5 (до 2 %) в форме апатита (Ананьев, Коробейников, 2009), установленные в этих метасоматитах. Вероятно

именно апатит и является основным минералом концентратором РЗЭ в этих метасоматитах.

Формирование пропилитовых метасоматитов проходило вокруг эпидот-микроклин-кварцевого прожилкования как в пределах габброидного штока, так и за его пределами, что указывает на достаточно высокую степень проницаемости флюидной системы с показателем $\sum РЗЭ_n = 7,21$ (Таблица 4.20).

Березиты на месторождении образуют как самостоятельные тела вне интрузива, так и сопровождающие оторочки кварцевых жил и прожилков в теле габброидного штока. Следовательно, в этот этап флюидная система проявилась максимально в трещинных зонах и характеризуется показателем $\sum РЗЭ_n = 3,79$.

Таким образом, результаты изучения распределения РЗЭ в метасоматических образованиях Баладжальского золоторудного месторождения указывают на то, что гидротермальные образования на начальном этапе формировались из относительно окисленных флюидов, обогащенных легкими лантаноидами. В дальнейшем, развитие гидротермально-флюидной системы шло со слабым относительным восстановлением и увеличением доли легких РЗЭ. С другой стороны особенности распределения РЗЭ в гидротермально-метасоматических образованиях отражает степень «проницаемости» системы – ранние альбит-амфиболовые метадиориты формировались в проницаемой среде, кварц-полевошпатовые автометасоматиты в «закрытой» системе, а поздние пропилиты и березиты – в среде, проницаемость которой увеличивалась. Вероятно, процесс определяющий «проницаемость» системы, влияет на относительную восстановленность/окисленность гидротермально-флюидной фазы.

РЗЭ в рудах золоторудного месторождения Бакырчик

Наиболее крупные золоторудные месторождения Западно-Калбинской металлогенической зоны находятся в пределах Кызыловского рудного поля. Среди многочисленных золоторудных объектов явно выделятся по разведанным запасам два месторождения – Бакырчик и Большевик. Оба месторождения приурочены к системе сближенных субширотных разрывных нарушений,

образующих Кызыловский надвиг, известный в литературе как Кызыловская зона смятия. Полого падающая на север, Кызыловская зона смятия разбита на отдельные блоки разрывами северо-западного и северо-восточного направлений, что создает мозаично-блоковое строение рудного поля. Основные рудные тела месторождений сложены прожилково-вкрапленными и вкрапленными золото-пирит-арсенопиритовыми ассоциациями в апочерносланцевых березитах.

Распределение редкоземельных элементов изучено в верхней части 9 рудного тела месторождения Бакырчик. Пробы для аналитических исследований отбирались в карьере № 3 (горизонт +405 м), скважинах 8-25 и 6-25 подземного бурения разведочной линии № 25 (горизонт + 288 м условно) и в орте 19 (горизонт +254 м, 19 разведочная линия). Вертикальный размах проб составил около 120 м, по падению рудного тела более 250 м (Рисунок 5.32). Средние содержания РЗЭ на опробованных горизонтах, приведена в таблице 4.21. Распределение редкоземельных элементов приведено на рисунке 4.33.

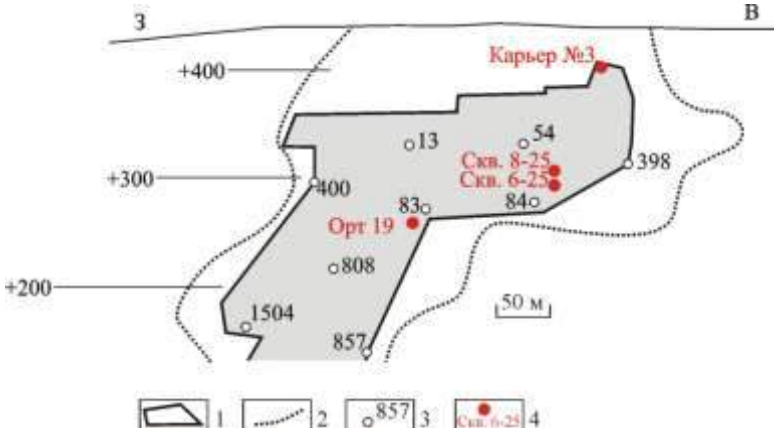


Рисунок – 4.32. Проекция рудного тела №9 месторождения Бакырчик на вертикальную плоскость с местами отбора проб на исследования распределения РЗЭ. 1 – контур учтенных запасов категории C_2 по состоянию на 1980 г (по данным Алтайской геологоразведочной экспедиции); 2 – контур выклинивания рудного тела; 3 – проекции пересечения рудного тела разведочными скважинами; 4 – места отбора проб и название выработки

Уровень концентраций РЗЭ в золотых рудах лежит в пределах от 70 до 122 г/т, при этом максимально обогащены оказываются руды верхних горизонтов. На всех горизонтах установлено преобладание легких лантаноидов над тяжелыми и промежуточными, и промежуточных над тяжелыми. Европиевая аномалия на всех горизонтах слабо отрицательная. При этом ее величина увеличивается по

восстанию рудного тела, что свидетельствует об относительном «окислении» металлоносного флюида за счет их смешения с поровыми растворами вмещающих пород. Цериевая аномалия относительно слабо положительная. Сумма РЗЭ закономерно увеличивается по восстанию рудного тела.

Таблица 4.21. Средние содержания РЗЭ в рудах 9 тела месторождения Бакырчик, г/т

Горизонт	405	288	254
Кол-во проб	3	5	4
La	23	15	12
Ce	51	35	28
Pr	6,8	4,1	3,5
Nd	23	17	14
Sm	5,2	3,8	2,8
Eu	1,3	1,2	0,9
Gd	4,4	3,3	3,0
Tb	0,8	0,4	0,4
Dy	2,7	2,4	2,0
Ho	0,6	0,5	0,4
Er	1,6	1,2	1,1
Tm	0,3	0,2	0,2
Yb	1,3	1,3	1,1
Lu	0,4	0,2	0,2
Сумма РЗЭ	122	86	70
La_n/Yb_n	11,94	7,71	7,52
La_n/Sm_n	2,78	2,43	2,85
Gd_n/Yb_n	2,74	2,03	2,19
Eu/Eu*	0,83	0,99	0,98
Ce/Ce*	1,08	1,11	1,11

Нормирование содержания РЗЭ на эдукт позволяет выявлять участки относительного привноса/выноса элементов. Так, нормирование РЗЭ на неизмененные алевропесчаники показал (Рисунок 4.34) относительный вынос всех РЗЭ с горизонта +254 м, частичный вынос с горизонта + 288 м, и фиксация всех элементов на верхнем горизонте + 405 м. При этом отчетливо фиксируются относительные уровни накопления легких РЗЭ на горизонте +405 м, промежуточных на горизонте +288 м, тяжелых на горизонте +254 м.

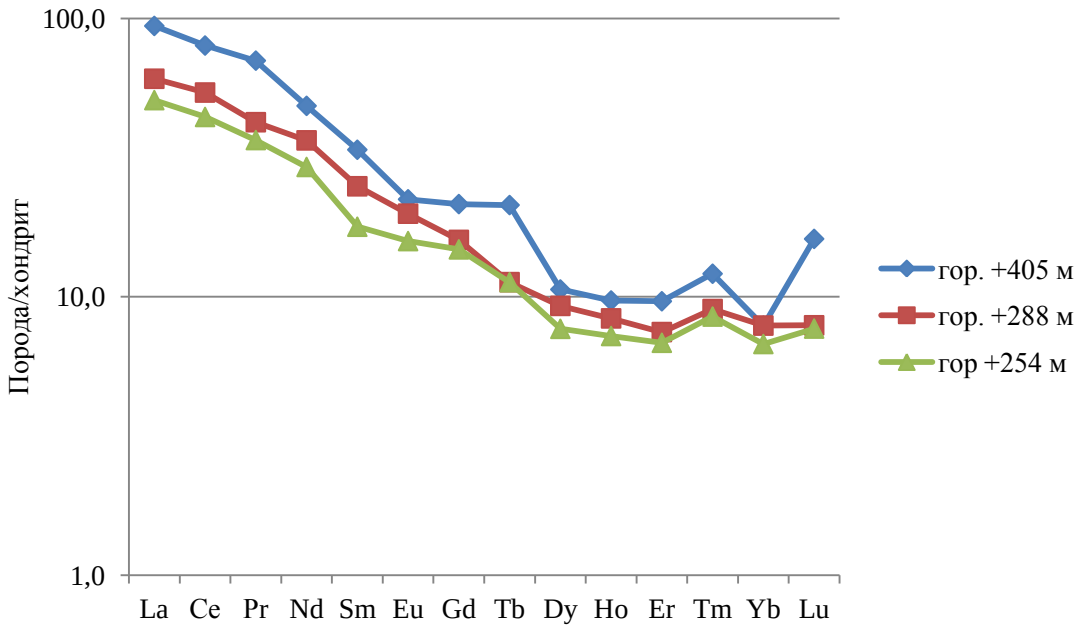


Рисунок – 4.33. Распределение РЗЭ в 9 рудном теле месторождения Бакырчик

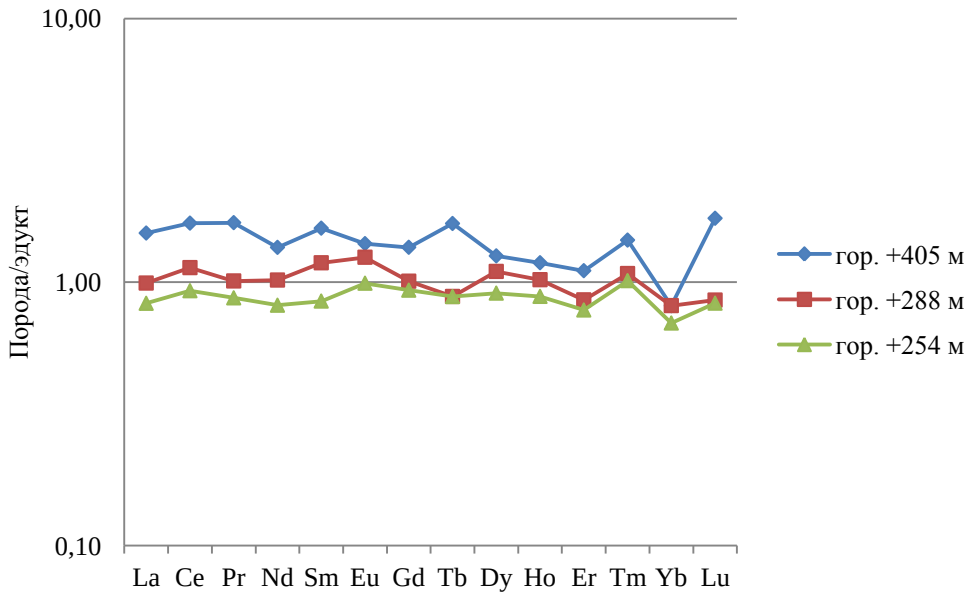


Рисунок – 4.34. Распределение РЗЭ в 9 рудном теле месторождения Бакырчик

На месторождении выявлена вертикальная зональность в распределении РЗЭ. Для выявления зональности и определения положения элемента в ряду, рассчитывался коэффициент зональности (Таблица 4.22):

$$Кз= C_{405}/C_{254},$$

где C_{405}, и C_{254} – средние содержания элемента на горизонтах +405 и +254 м.

Таблица 4.22. Значения коэффициента зональности

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Кз	1,8	1,8	1,9	1,7	1,9	1,4	1,5	1,9	1,4	1,3	1,4	1,4	1,2	2,1

В зональном распределении РЗЭ в рудах месторождения наблюдаются определенные закономерности. Максимальные величины коэффициентов зональности наблюдаются у легких элементов (La, Ce, Nd), минимальные – у тяжелых (Er, Tm, Yb). Коэффициенты зональности у промежуточных элементов занимают среднее положение между Кз легких и тяжелых.

Наиболее отчетливо зональное распределение РЗЭ в рудном теле можно проследить на трехкомпонентной диаграмме Σ(La-Nd)–Σ(Sm-Ho)–Σ(Er-Lu) (Рисунок 4.35).

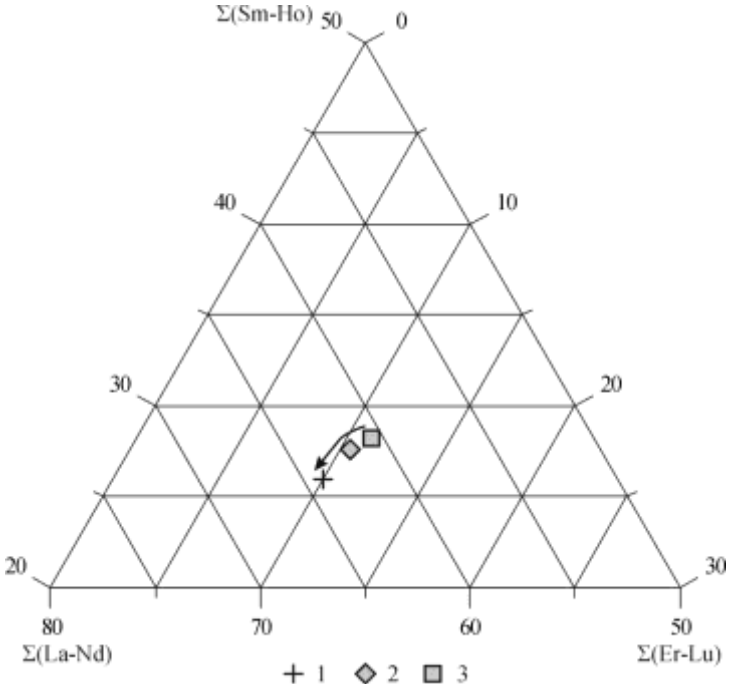


Рисунок – 4.35. Диаграмма Σ(La-Nd)–Σ(Sm-Ho)–Σ(Er-Lu) для 9 рудного тела месторождения Бакырчик. 1–3 – горизонты: 1– 405, 2– 288, 3– 254. Стрелкой показана эволюция составов редкоземельных элементов

Такая отчетливая вертикальная дифференциация РЗЭ в рудном теле вероятно обусловлена главным образом гравитационным фактором, а невысокие коэффициенты зональности вероятно указывают на значительный вертикальный размах оруденения.

По данным электронно-микроскопических исследований, промежуточные РЗЭ установлены в качестве примесей в ксенотиме (Рисунок 4.36). Размер зерен ксенотима колеблется от 3 до 8 мкм. Содержание редкоземельных элементов лежат в пределах Sm – 1,1–1,2, Gd – 2,3–2,4, Dy – 4,9–5,0 ат. %.

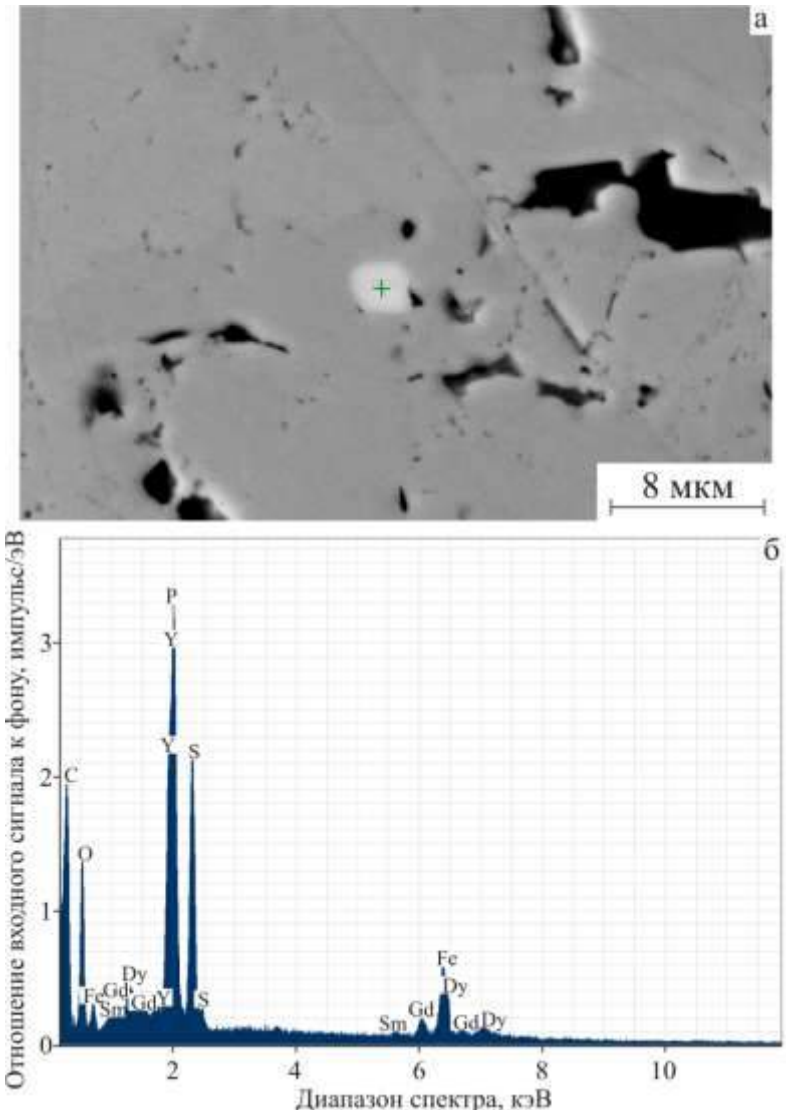


Рисунок – 5.36. Выделение ксенотима (а) с примесями Sm, Gd, Dy в пирите (9 рудное тело, орт 19, горизонт +254 м) и его энергодисперсионный спектр (б)

Таким образом, результаты изучения распределения РЗЭ в рудах 9 тела месторождения Бакырчик показали следующее:

1) руды были сформированы в относительно слабо окисленной среде;

2) относительно слабо положительные цериевые аномалии указывают на преобладание Ce^{3+}, что исключает доминирование метеорных вод при формировании месторождения (Юдович, Кетрис, 2011);

3) на значительную роль в рудообразовании магматогенного флюида может указывать обратная зависимость суммарных концентраций РЗЭ от величины европиевой аномалии (Vinokurov, 1995) и прямая зависимость от La_n/Sm_n

(Горячев и др., 2008) (Рисунок 4.37). Такие зависимости так же фиксируется в магматических породах и отсутствует в метаморфических;

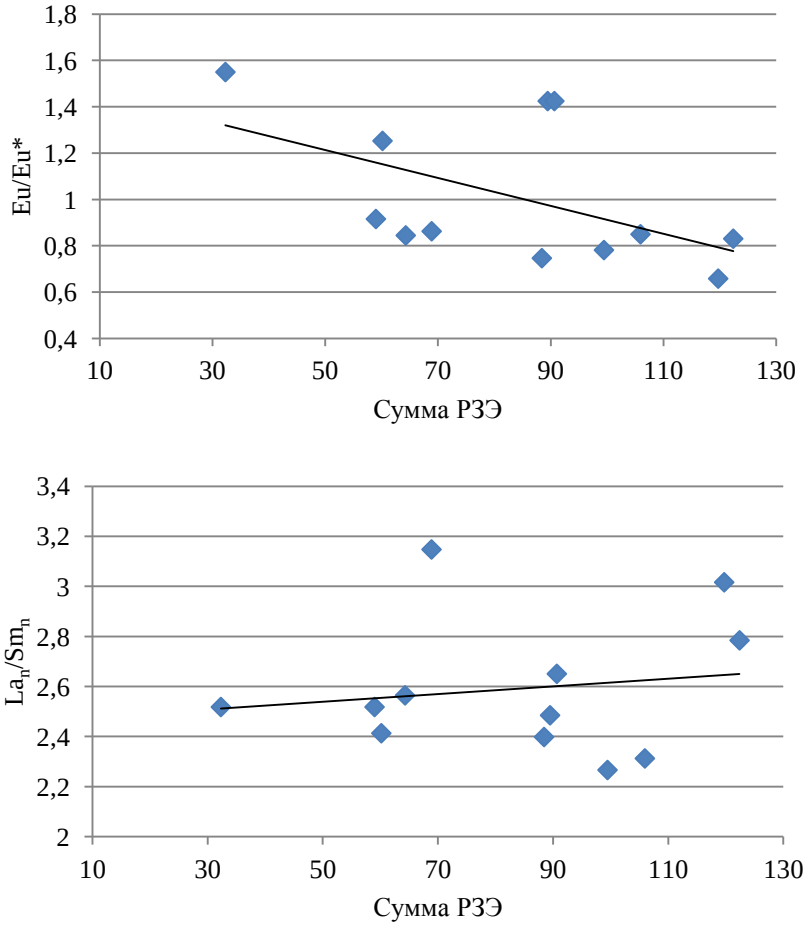


Рисунок – 4.37. График зависимости суммарных концентраций РЗЭ от величин Eu/Eu* и La_n/Sm_n

4) рудообразующий флюид был обогащен легкими лантаноидами;

5) фиксируется вертикально зональное распределение РЗЭ: легкие РЗЭ тяготеют к верхним частям рудного тела, промежуточные РЗЭ – к средним, тяжелые РЗЭ – к нижним. Такая дифференциация обусловлена гравитационным фактором (Минеев, 1974);

6) закономерно изменяется La_n/Yb_n отношение, которое можно использовать в качестве показателя уровня эрозионного среза изученной рудной зоны и рудного тела;

7) промежуточные РЗЭ главным образом концентрируются в качестве примеси в ксенотиме.

РЗЭ в березитах Октябрьского кварцево-жильного месторождения

В пределах рудного поля Эспе известны кварцево-жильные месторождения золота. Изучено распределение РЗЭ в березитах Октябрьского месторождения, сопровождающих жилу Северную (Рисунок 4.38, табл. 4.23). Детальная характеристика таких березитов приведена в (Ананьев, Коробейников, 2009; Ананьев, 2010).

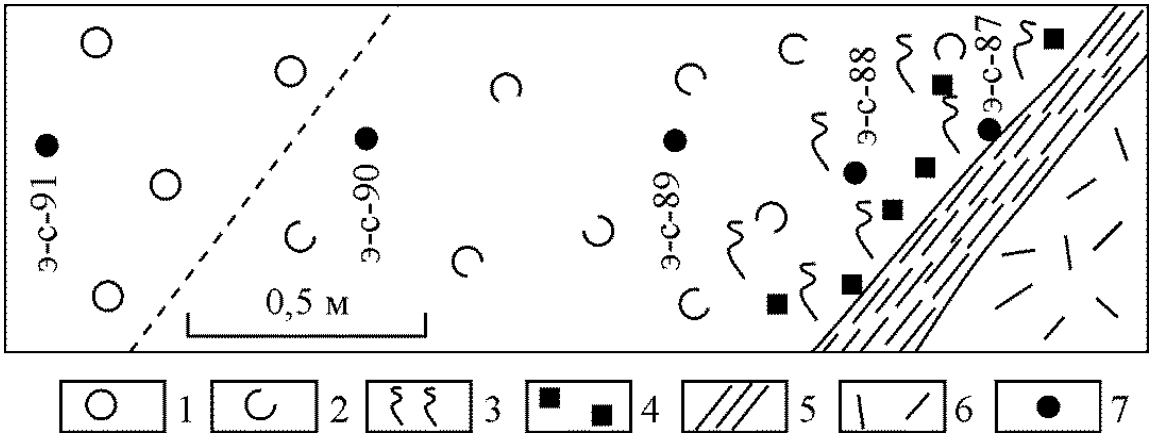


Рисунок – 4.38. Схема опробования березитов жилы Северной рудного поля Эспе (горизонт +60 м, орт 32, северная стенка). 1) конгломераты буконьской свиты; 2) апоконгломератовые березиты; 3) зона интенсивного развития карбонатных прожилков; 4) вкрапленность пирита, реже арсенопирита; 5) пачка полосчатого кварца; 6) кварцевая жила; 7) места отбора проб и их номера

Для всех изученных проб выявлено преобладание легких лантаноидов над промежуточными и тяжелыми и промежуточных над тяжелыми. Суммы всех РЗЭ в березитах лежат в пределах 41–63 г/т. При этом минимальные концентрации элементов обнаруживаются во фронтальной части метасоматической колонки, а максимальные – в тыловой, что свидетельствует о привносе РЗЭ в березиты в метасоматическом процессе. Также закономерно меняются и суммы легких, промежуточных и тяжелых лантаноидов – максимальные концентрации обнаруживаются в тыловой зоне, а минимальные – во фронтальной. Соотношение легких, промежуточных и тяжелых лантаноидов позволяет говорить о дифференциации РЗЭ в метасоматической колонке: доля легких лантаноидов максимальна во фронтальной части колонки, а тяжелых – в тыловой. Такое рапсределение РЗЭ, по мнению Балашова (1976), мог обеспечить только калиевый метасоматоз.

Таблица 4.23. Содержания РЗЭ в березитах жилы Северной, г/т (по результатам ИНАА)

№ проб	э-с-87	э-с-88	э-с-89	э-с-90	э-с-91
La	19	15	14	13	14
Ce	33	29	28	23	26
Sm	6,5	4,3	3,3	2,9	4,3
Eu	1,4	1,2	1,2	1,0	1,2
Tb	0,6	0,5	0,5	0,4	0,4
Yb	2,5	2,4	2,3	1,4	1,6
Lu	0,4	0,4	0,3	0,2	0,2
ΣРЗЭ	63	52	49	41	48
$ΣЛРЗЭ_N$/ $ΣТРЗЭ_N$	4,15	3,73	3,85	6,78	5,53
$ΣЛРЗЭ_N$/ $ΣПРЗЭ_N$	1,53	1,67	1,89	1,95	1,72
$ΣПРЗЭ_N$/ $ΣТРЗЭ_N$	2,71	2,23	2,04	3,47	3,21
Eu/Eu*	0,86	0,95	1,05	1,06	0,98
Ce/Ce*	0,80	0,92	0,94	0,87	0,86

Изучено распределение РЗЭ во внутренних зонах березитов по восстанию ж. Северной на трех горизонтах – +60, +180 и +240 м (Таблица 4.24, Рисунок – 4.39).

Таблица 4.24. Средние содержания РЗЭ в апоконгломератовых березитах жилы Северная, г/т (по результатам ИНАА)

Горизонт (кол-во проб)	+60 м (5)	+180 м (3)	+240 м (4)	Вмещающие конгломераты (4)
La	16,6	17,3	19,8	16,6
Ce	31,0	32,6	38,2	31,5
Sm	5,1	4,9	4,7	4,7
Eu	1,6	1,5	1,5	1,4
Tb	0,7	0,6	0,5	0,5
Yb	2,5	2,6	2,3	2,1
Lu	0,4	0,3	0,2	0,2
ΣРЗЭ	58	60	67	57
$ΣЛРЗЭ_N$/ $ΣТРЗЭ_N$	3,7	4,4	6,5	5,9
$ΣЛРЗЭ_N$/ $ΣПРЗЭ_N$	1,5	1,6	2,0	1,8
$ΣПРЗЭ_N$/ $ΣТРЗЭ_N$	2,5	2,7	3,2	3,3
Eu/Eu*	0,98	0,98	1,00	0,99
Ce/Ce*	0,86	0,88	0,93	0,89

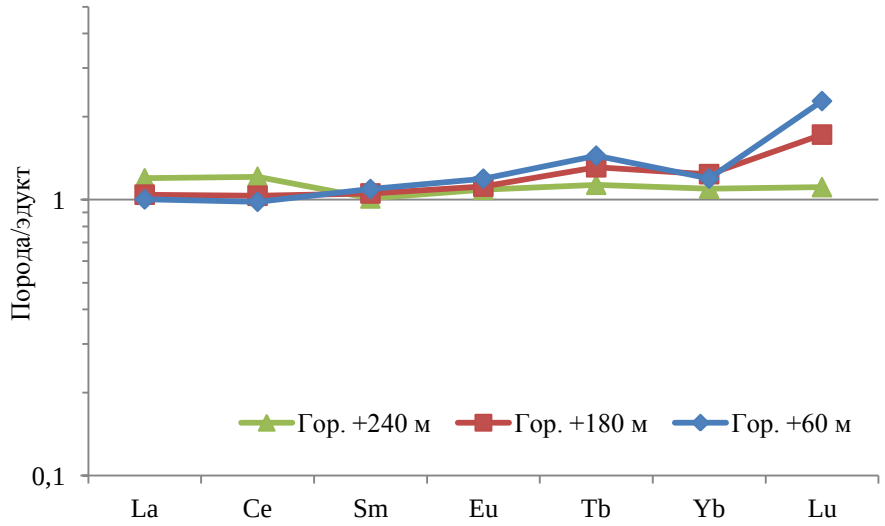


Рисунок – 4.39. Распределенеие средних содержаний РЗЭ в березитах жилы Северной на горизонтах +60 – +240 м

Проведенные исследования показывают преобладание легких лантаноидов над промежуточными и тяжелыми на всех горизонтах. Суммы всех групп РЗЭ в березитах незначительно увеличиваются по восстанию жилы с 58 г/т на горизонте +60 м до 67 г/т на горизонте +240 м. При этом концентрации легких лантаноидов в березитах растут по восстанию, содержания промежуточных и тяжелых обнаруживают тенденцию к незначительному снижению. Соотношение сумм легких, промежуточных и тяжелых РЗЭ в березитах увеличиваются по восстанию жилы, причем наиболее контрастно меняется соотношение легких и тяжелых лантаноидов. Нормирование лантаноидов на эдукт показало, что на всех горизонтах наблюдается их фиксация.

Особенности распределения РЗЭ в березитах золоторудных месторождений Западной Калбы

Приведенные выше данные показали определенную подвижность редкоземельных элементов в контактовом и гидротермальном процессах. В контактово-метаморфическом процессе происходит вынос РЗЭ из интрузии и накопление в контактовых роговиках, показана подвижность лантаноидов при формировании альбит-амфиболовых метадиоритов, пропилитов и березитов и их инертность при формировании кварц-полевошпатовых автометасоматитов.

Показано, что сумма нормированных на эдукт РЗЭ определяется степенью «проницаемости» системы. Установлен тренд эволюции составов РЗЭ при формировании рудных тел месторождения Бакырчик. Так же показано, что в березитах, развитых на уровне интрузивных тел габбро-плагиогранитного кунушского комплекса, происходит вынос РЗЭ, а в березитах, развитых по черносланцевым отложениям карбона, фиксируется их привнос. В связи с выше изложенным, актуальным видится разработка показателей уровня эрозионного среза на основе распределения РЗЭ.

В основу предлагаемых показателей положены представления А.Ф. Коробейникова и В.В. Масленникова (1994) о рудно-метасоматических палеоколоннах в черносланцевых толщах Западной Калбы и выявленные нашими исследованиями особенности распределения РЗЭ в метасоматитах и рудах золоторудных месторождений этого региона.

По представлениям Коробейникова и Масленникова все золоторудные объекты региона образуют единый генетический ряд золото-кварцево-сульфидно-березитовой формации, парагенетически связанных с интрузиями габбро-плагиогранитного состава. Такие интрузии устанавливаются во всех рудных полях на глубинах 0 – 6 км.

В качестве объектов исследований выбраны месторождения Баладжал, Миалы, Бакырчик, рудопроявление Дальний–1. Все эти рудные объекты локализованы в черносланцевой толще карбона. Общим для всех этих объектов является наличие прожилково-вкрапленного и кварцево-жильного золотого оруденения. Главное отличие состоит в том, что эти объекты располагаются на различном расстоянии от вскрытых эрозией или предполагаемых по геофизическим данным слепых интрузивных тел габбро-плагиогранитной формации. По оценкам А.Ф. Коробейникова и В.В. Масленникова (1994), рудные объекты располагаются на следующем удалении от интрузивных тел кунушского комплекса: Баладжал – 0, Миалы – 1,5–2, Дальний–1 – 3, Бакырчик – 3–3,5 км.

Средние содержания РЗЭ в березитах исследуемых рудных объектов приведены в табл. 4.25 и на Рисунок – 4.40.

Таблица 4.25. Средние значения содержания РЗЭ в березитах рудных объектов, г/т

Объект	Баладжал	Миалы	Дальний–1	Бакырчик
Кол-во проб	2	3	2	12
La	12	16	14	17
Ce	30	38	32	38
Pr	4,1	4,2	4,1	4,8
Nd	18	18	17	18
Sm	4,1	3,7	3,1	3,9
Eu	1,4	1,2	1,0	1,1
Gd	3,9	3,9	3,5	3,6
Tb	0,6	0,5	0,4	0,5
Dy	3,6	2,9	2,7	2,3
Ho	0,7	0,6	0,5	0,5
Er	2,0	1,4	1,4	1,3
Tm	0,3	0,3	0,3	0,3
Yb	1,8	1,8	1,1	1,2
Lu	0,3	0,3	0,2	0,3
Сумма РЗЭ	83	92	80	93
La_n/Yb_n	4,77	6,01	8,41	9,05
La_n/Sm_n	1,91	2,78	2,85	2,69
Gd_n/Yb_n	1,77	1,75	2,45	2,31
Eu/Eu*	1,08	1,02	0,95	0,93
Ce/Ce*	1,13	1,14	1,1	1,1

Уровень концентраций РЗЭ в березитах всех исследуемых объектов примерно одинаков и лежит в пределах от 83 до 93 г/т. Так же во всех объектах преобладают легкие лантаноиды над промежуточными и тяжелыми, промежуточные над тяжелыми, что свидетельствует о единстве процесса березитообразования во всех исследуемых объектах. Закономерно меняется величина La_n/Yb_n отношения от 4,77 до 9,05 по мере удаления от интрузии. Европиевая аномалия закономерно снижается от 1,08 на месторождении Баладжал до 0,93 на месторождении Бакырчик, что указывает на относительно слабо восстановленные условия рудообразования в интрузивном теле и относительно слабо окисленные в черносланцевых толщах.

Закономерно изменяются суммы нормированных на хондрит легких, промежуточных и тяжелых РЗЭ (Рисунок 4.41).

Анализ приведенных данных показал, что в березитах по мере удаления от интрузивного тела увеличивается сумма легких и уменьшаются суммы

промежуточных и тяжелых РЗЭ. Такая дифференциация лантаноидов вероятно обусловлена главным образом гравитационным фактором. Подобные закономерности выявлены и для Октябрьского кварцево-жильного месторождения.

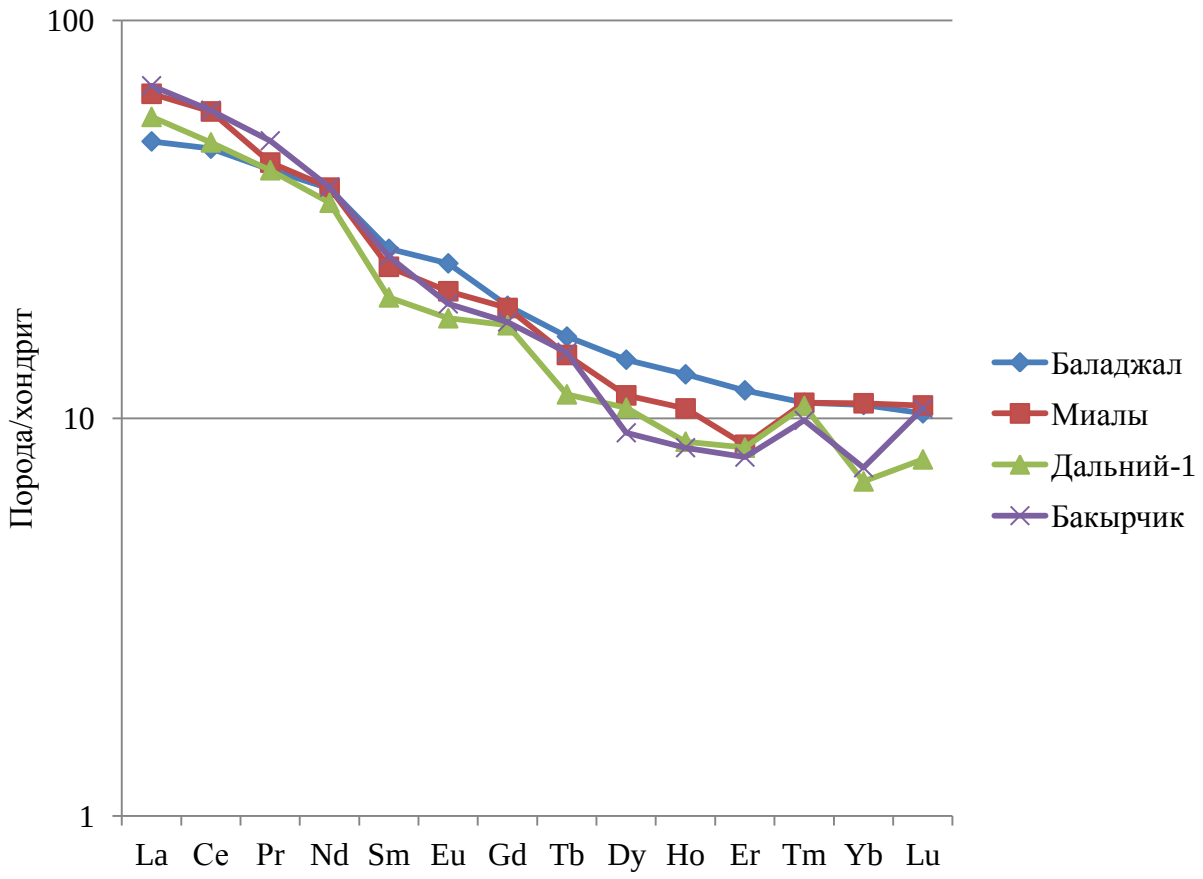


Рисунок – 4.40. Распределение РЗЭ в березитах некоторых месторождений и рудопроявлений Западной Калбы

Наиболее отчетливо особенности распределения сумм РЗЭ в рудоносных метасоматитах показана на Рисунок – 4.44.

На приведенной диаграмме (Рисунок 4.42) устанавливается тренд эволюции составов РЗЭ в березитах месторождений. Тренд направлен в сторону общего увеличения доли легких и уменьшения доли промежуточных элементов. Доля тяжелых лантаноидов остается практически неизменной.

Таким образом, показателями уровня эрозионного среза могут служить отношение суммы легких к сумме тяжелых и отношение суммы легких к сумме промежуточных РЗЭ.

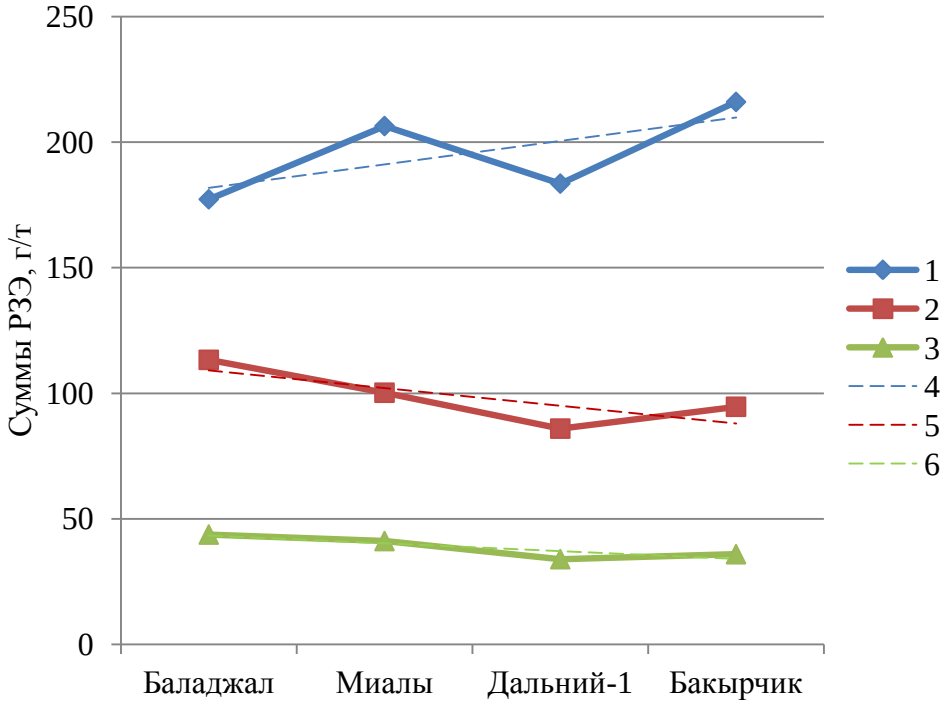


Рисунок – 5.41. Суммы легких (1), промежуточных (2) и тяжелых (3) РЗЭ, нормированных на хондрит, в березитах некоторых месторождений и рудопроявлений Западной Калбы. Пунктирными линиями показаны тренды распределения легких (4), промежуточных (5) и тяжелых (6) лантаноидов

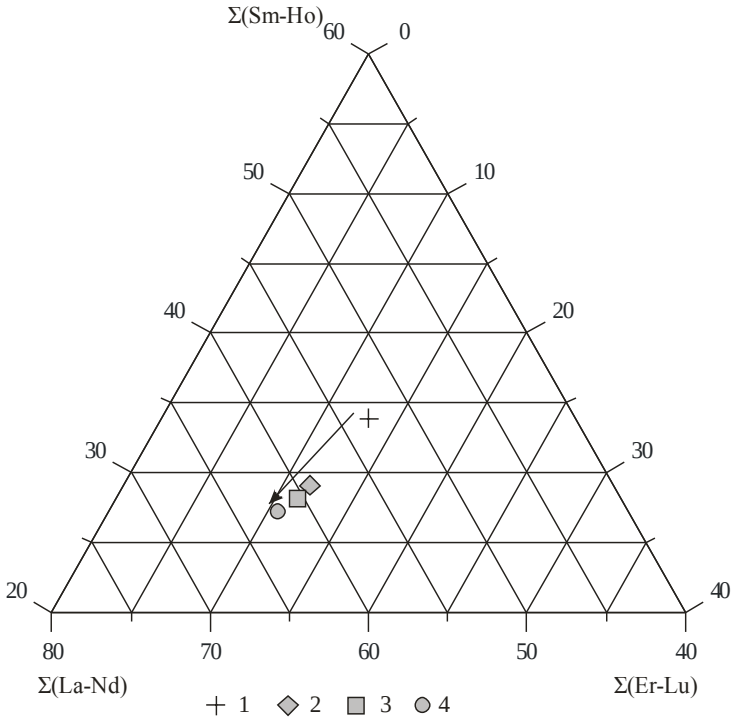


Рисунок – 4.42. Диаграмма Σ(La-Nd)–Σ(Sm-Ho)–Σ(Er-Lu) для березитов золоторудных месторождений Западной Калбы. 1–5 – месторождения: 1– Баладжал, 2– Миалы, 3– Дальний, 4– Бакырчик. Стрелкой показана эволюция составов редкоземельных элементов

Дополнительную информацию по генезису рудоносных березитов можно получить по закономерностям распределения некоторых некогерентных элементов. Концентрации некогерентных элементов в березитах золоторудных месторождений определяются следующими факторами: содержанием во флюиде, температурой разгружающего флюида, pH флюида, степенью окисленности флюидной системы. На бинарных диаграммах некогерентных элементов Y–Zr, Sm–Nb, Zr–Nb, La–Nb (Рисунок 4.43) для березитов золоторудных месторождений в черносланцевых толщах Западно-Калбинской металлогенической зоны четко выделяется только один тренд, что позволяет предположить общую для всех объектов природу гидротермальных флюидов. Разброс фигуративных точек вдоль линии тренда обусловлено изменяющимися параметрами (температура, pH, окисленность и др.) флюидной системы по мере его продвижения и разгрузки.

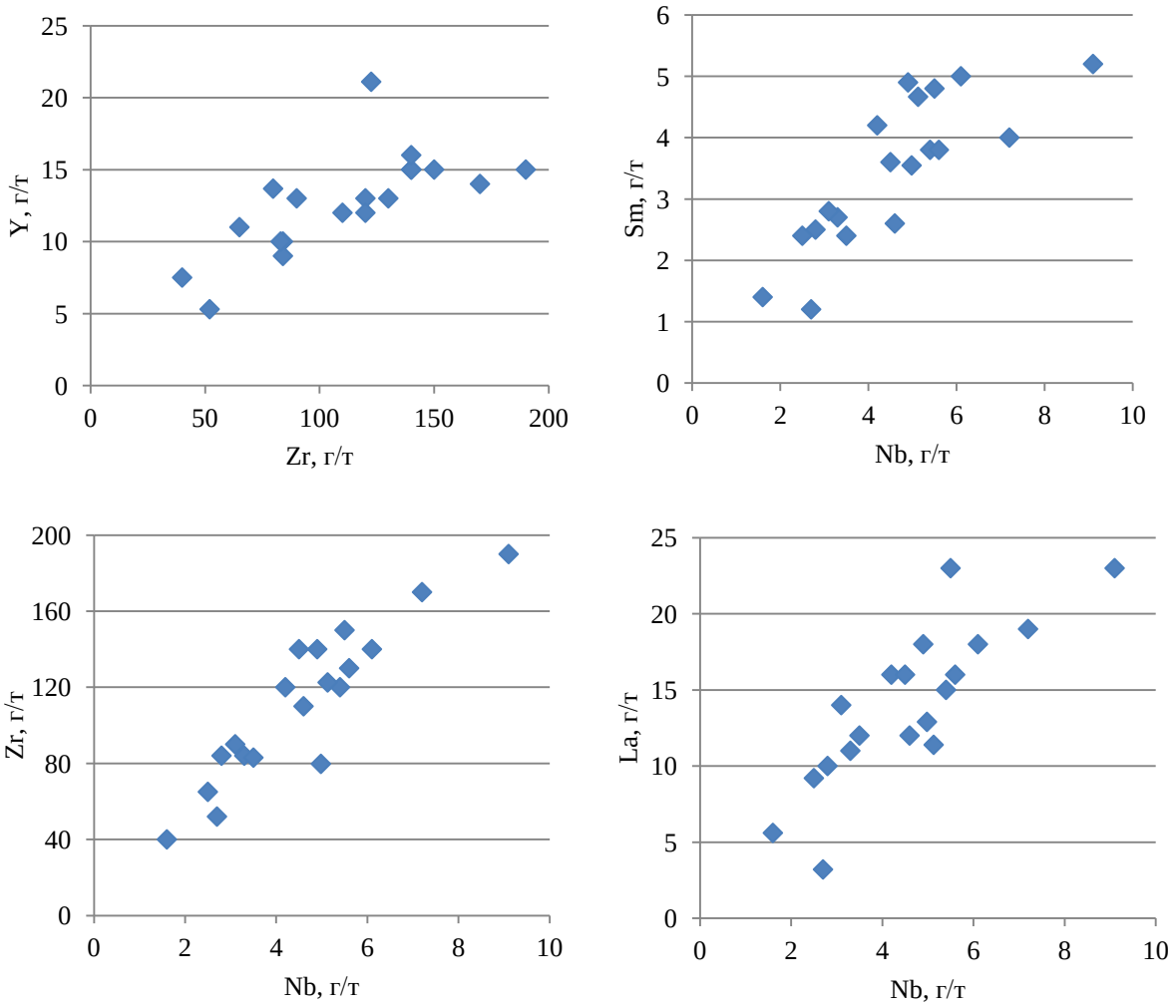


Рисунок – 4.43. Двухкомпонентные диаграммы некогерентных элементов для березитов золоторудных месторождений Западной Калбы

Дополнительным свидетельством магматогенного происхождения рудоносных метасоматитов могут служить особенности распределения K и Rb. Так, на диаграмме K–Rb (Рисунок 4.44) фигуративные точки березитов полностью соответствуют главному магматическому тренду. Это указывает на то, что концентрации этих элементов в гидротермальном рудообразующем флюиде находятся в соответствии с таковыми отношениями в магматической камере источника.

Степень относительной восстановленности/окисленности флюидной системы является важным параметром в понимании происходящих гидротермальных процессов. Установлено направленное изменение этого параметра в палеорудно-метасоматических колоннах. На уровне рудных полей и месторождений, находящихся в интрузивном массиве или в непосредственной близости преобладают относительно восстановленные флюиды. По мере продвижения металлоносного флюида по восстанию палеорудно-метасоматических колонн в черносланцевые толщи, происходит его относительное окисление за счет его взаимодействия в поровыми растворами вмещающих пород.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. Формирование всех типов метасоматитов на золоторудных месторождениях Западной Калбы (Восточный Казахстан) протекает с изменением концентраций редкоземельных элементов.
2. Выделенные типы метасоматитов характеризуются преобладанием легких лантаноидов над промежуточными и тяжелыми.
3. Околожильная латеральная зональность определяется максимальной долей легких лантаноидов во фронтальной, а тяжелых – в тыловой зоне метасоматической колонки.
4. На месторождениях устанавливается вертикальная (осевая) зональность в распределении РЗЭ – доля легких лантаноидов максимальна в верхних частях рудных тел, а тяжелых – в нижних.

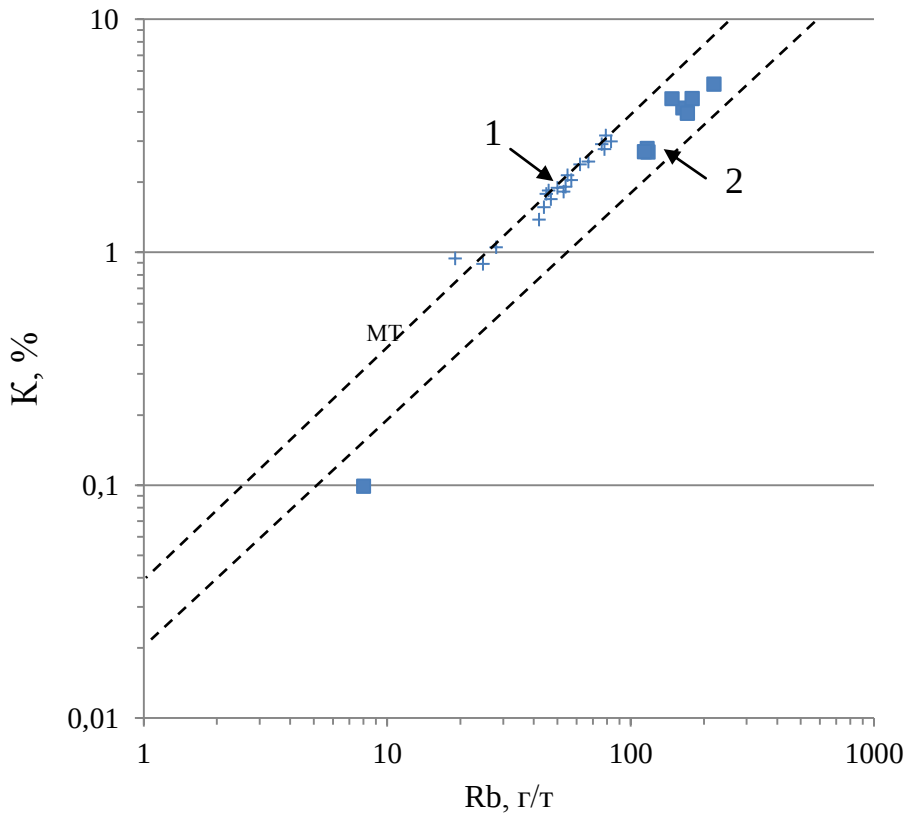


Рисунок – 4.44. Отношение K к Rb для березитов золоторудных месторождений Западной Калбы (1) и Нежданинского месторождения (2) (по Бортникову и др., 2007). МТ – главный тренд изверженных пород (Shaw, 1968).

5. Однотипные закономерности распределения РЗЭ в березитах прожилково-вкрапленных и жильных месторождениях указывают на их генетическое единство.

6. Устанавливаются три типа распределения лантаноидов в березитах золоторудных месторождений Западной Калбы: 1) вынос всех лантаноидов на уровне формирования вкрапленных руд в габброидах; 2) перераспределение на уровне прожилково-вкрапленных руд в черносланцевых толщах; 3) фиксация на уровне формирования жильных тел в черносланцевых толщах.

7. Березиты изученных золоторудных месторождений имеют единую природу. При этом предполагается магматогенный источник образовавших их флюидов.

4.1.7. Закономерности проявления рудно-метасоматической и геохимической зональности рудных полей в черносланцевых толщах

В изученных рудных полях отчетливо проявлена эндогенная рудно-метасоматическая зональность, которая выражена в закономерном размещении различных типов метасоматитов, минеральных типов руд и некоторых типоморфных свойств отдельных рудных минералов относительно вскрытых и слепых тел интрузивов и дайковых пучков кунушского габбро-плагиогранитного комплекса и в стратифицированных черносланцевых толщах.

Выше детально рассмотрены метасоматические формации золоторудных месторождений Западной Калбы в связи с развитием кунушского габбро-плагиогранитного комплекса и сопряженного золотого оруденения. Выделены альбит-амфиболовые метадиориты этапа магматического замещения, кварц-полевошпатовые, пропилитовые и лиственит-березитовые постмагматические метасоматиты, описаны их фации, приведены типовые колонки. Показано, что главной особенностью тел выделенных метасоматитов являются их значительные размеры. В отдельных рудных полях (Бакырчикское, Боко-Васильевское) золотое оруденение в телах лиственитов-березитов прослежено по падению рудно-метасоматических зон до 1,5 км. Отмечено неоднородное строение наиболее крупных метасоматических зон.

Зоны метасоматитов несут продуктивную наложенную золото-сульфидную минерализацию вкрапленного, прожилково-вкрапленного, жильно-штокверкого морфологических и золото-березитового, золото-кварц-березитового, золото-углеродисто-сульфидного и золото-кварцевого минеральных типов неодинакового объема в различных рудных полях, сформированных в тектонически неоднородно подготовленных структурах.

Полнота проявления фаций метасоматитов, структурно-морфологических и минеральных типов руд зависит от степени тектонической подготовки отдельных структур и последующих магматических и гидротермально-метасоматических потоков прошедших на этих участках.

Наиболее контрастно рудно-метасоматическая зональность проявилась в рудных полях, расположенных в интрузивных телах. Здесь, в нижних частях гидротермально-метасоматической колонны преимущественно проявлены ранние площадные щелочные метасоматиты, а в верхних – поздние локальные кислотные с различными структурно-морфологическими типами оруденения.

Так, ***в рудном поле Баладжал*** проявлены щелочные метасоматиты этапа магматического замещения, представленные альбит-амфиболовыми метадиоритами, и постмагматического этапа – кварц-полевошпатовыми метасоматитами и пропилитами. Метасоматиты стадии кислотного выщелачивания, которые накладываются на ранние гидротермальные образования, представлены березитами (Рисунок 4.45).

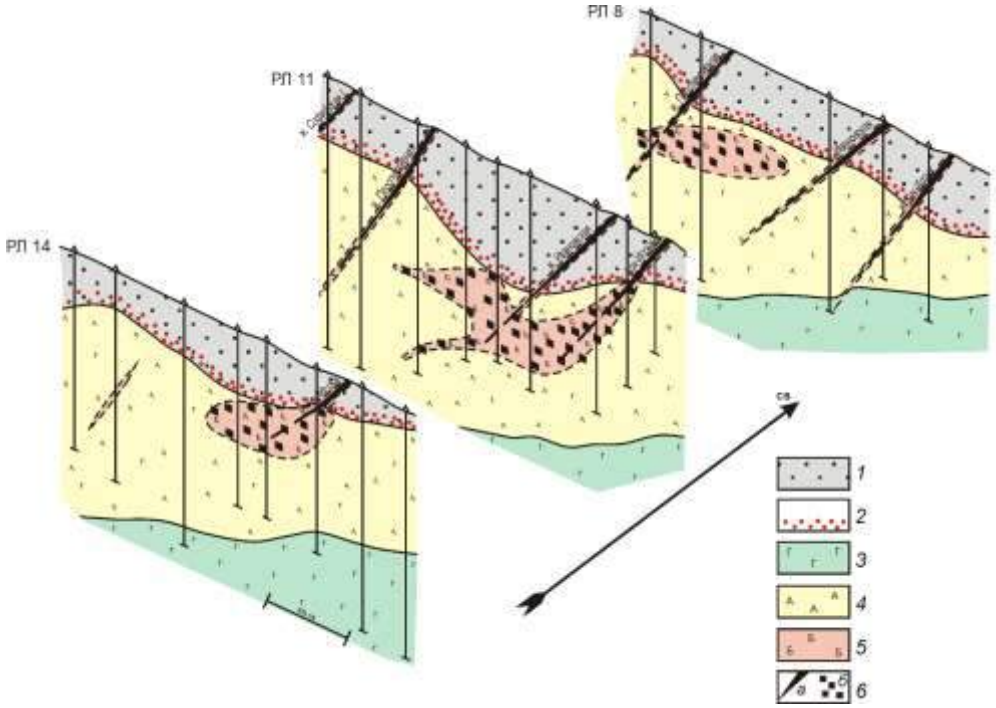


Рисунок – 4.45. Схематические геологические разрезы через Баладжальское рудное поле: 1 – вулканогенно-терригенные отложения аркалыкской свиты карбона; 2 – контактовые роговики; 3 – габброиды кунушского габбро-плагиогранитного комплекса; 4 – апогаббровые кварц-полевошпатовые метасоматиты; 5 – березиты; 6 – рудные тела: а – кварцево-жильные и б – прожилково-вкрапленные

Метадиориты слагают тела неправильной формы, которые тяготеют приконтактовым частям габброидного штока. Кварц-полевошпатовые автометасоматиты, представленные в основном кварцево-альбитовыми

разностями, обычно формировались в апикальных частях интрузивного массива. Пропилиты представлены образованиями актинолит-эпидот-альбитовой фации и контролируются разрывными нарушениями различных типов. Для последних установлено закономерное снижение железистости пистацита (с 22 до 26 % $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$) от нижних горизонтов юго-западного фланга рудного поля к верхним горизонтам северо-восточного.

Березиты (кварц-карбонат-мусковит-серицитовой с альбитом фации) проявляются локально по интрузивным породам, ранним метасоматитам, роговикам, осадочным породам и контролируются трещинами скола и зонами повышенной трещиноватости. В первом случае формировались зоны березитизации, сопровождающие кварцевые жилы, а во втором – самостоятельные тела гидротермально измененных пород в теле габброидного штока, в той или иной мере продуктивных на золото. Кварцевые жилы, завершающие во времени рудно-метасоматический процесс, формировались в проницаемых тектонических структурах как габброидного штока, так и за его пределами. Именно в этот период образовалась основная масса золотоносных сульфидов, образующих прожилково-вкрапленные руды рудного поля (Рисунок 4.46).

Для березитов внутренних зон, развитых по интрузивным породам, установлено закономерное изменение отношения FeO/MgO с 3,8 на юго-западном фланге до 3,2 на северо-восточном, что отражает степень железистости/магнезиальности карбонатов и вероятно свидетельствует о снижении температуры рудообразующего флюида по мере продвижения последнего в северо-восточном направлении от рудоподводящего Баладжальского разлома.

В пределах рудного поля установлены проявления двух продуктивных стадий минерализации: ранней – кварц-золото-пирит-арсенопиритовой и поздней – кварц-золото-полиметаллической. Основной продуктивной минерализацией является ранняя кварц-золото-пирит-арсенопиритовая. Продукты отложения этой стадии встречаются как в прожилково-вкрапленных, так и в кварцево-жильных

образованиях. Поздняя стадия минерализации встречается только в кварцевых жилах, локализованных в песчано-сланцевой толще, и пространственно совпадает с участками повышенной золотоносности.

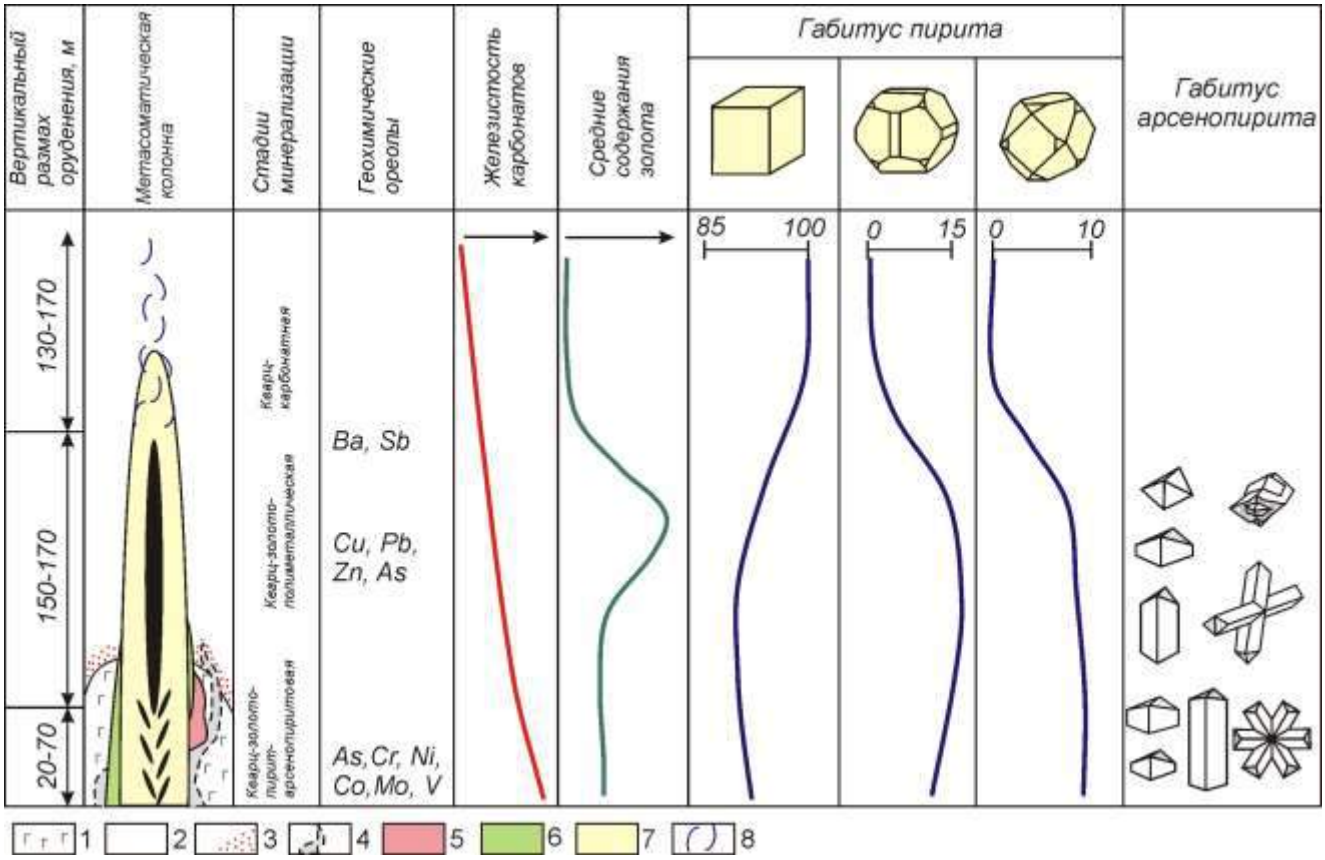


Рисунок – 4.46. Модель рудно-метасоматической и геохимической зональности рудного поля Баладжал. 1 – габбро кунушского комплекса; 2 – вмещающие черносланцевые толщи карбона; 3 – контактовые роговики; 4 – альбит-амфиболовые метадиориты; 5 – кварц-полевошпатовые автометасоматиты; 6 – актинолит-эпидот-альбитовые пропилиты; 7 –лиственито-березиты кварц-карбонат-мусковит-серицитовая с альбитом фации; 8 – кварц-карбонатные прожилки

Самыми распространенными минералами рудных ассоциаций являются пирит и арсенопирит. Соотношение пирита и арсенопирита с глубиной рудно-метасоматических зон меняется с 3:1 в кварцевых жилах до 5–7:1 в прожилково-вкрапленных и вкрапленных рудах. При этом следует отметить, что в прожилково-вкрапленных рудах в участках повышенной золотоносности количество арсенопирита резко возрастает и величина пирит/арсенопиритового отношения меняется до 1:3–5.

Наиболее распространенными морфологическими типами кристаллов пирита рудного поля являются кубические, куб-пентагондодекаэдрические и пентагондодекаэдрические (Рисунок 4.47). Октаэдрические кристаллы встречаются достаточно редко (Таблица 4.26).

В кварцево-жильных и прожилково-вкрапленных рудных телах с глубиной отмечается уменьшение доли кубического и появление пентагондодекаэдрического и октаэдрического габитусов кристаллов пирита.

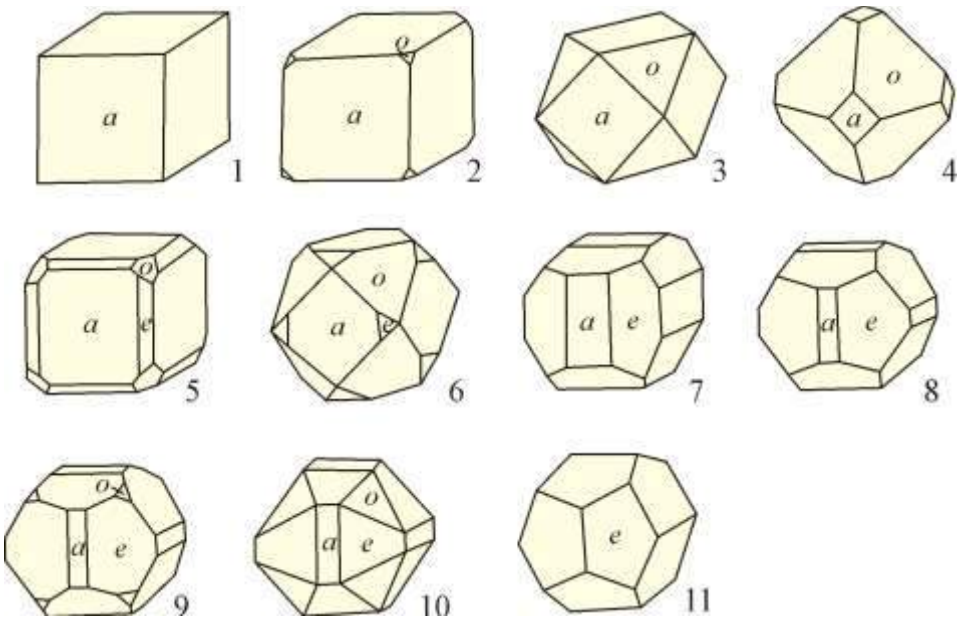


Рисунок – 4.47. Морфологические типы кристаллов пирита рудного поля Баладжал. Грани: *a* – куб, *e* – пентагондодекаэдр, *o* – октаэдр

При этом установлено, что для кварцево-жильного и прожилково-вкрапленного типов оруденения характерно увеличение количества морфологических типов кристаллов пирита по мере продвижения от неизмененных пород к рудам (Рисунок 4.48–4.49).

Исследования показали, что рудогенные пириты характеризуются в основном дырочным (р) типом проводимости с разбросом значений от +10 до +80 мВ. При этом отмечаются близкие средние значения термо-ЭДС для пиритов из околожильных и апогаббровых березитов (40–45 мВ). С глубиной прожилково-вкрапленных типов руд установлено закономерное уменьшение значений термо-ЭДС с 45 до 37 мВ на 50 метров.

Таблица 4.26. Кристалломорфологические особенности пирита различных минеральных ассоциаций рудного поля Баладжал

Тип пород, руд	N	Морфологические типы кристаллов (Рисунок 3)											Грани			Габитусы		
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	100	210	111	100	210	100-111
Кварц жилы Софийская	2	26				46		6		18	4		100	76	4	72	22	6
Кварц жилы Комсомольская	1	40				52		8					100	60		92		8
Кварц жилы Андреевская	4	3				76	1	8		12			100	97	1	80	12	8
Березит жилы Андреевская	6	7				63	1	9		10			100	93	1	81	10	9
Березит жилы Софийская	2	17				69		11		3			100	87		86	3	11
Кальцитовые прожилки	2	100											100			100		
Березиты апогаббровые (руда)	52	8				74	6	8		4			99	91	7	87	5	8
Березиты апогаббровые	2	1	4	12	11	39	9	7	1	15	1		100	72	41	51	16	8
Габбро пропилитизированное	3					11		57		32			100	100		11	32	57
Метадиорит	2	69				25	6						100	31	6	100		
Апогаббровые кварц-полевошпатовые метасоматиты	8	32	5			34	10	6		7		9	100	91	2	84	9	7
Габбро	6	37				60		2		1			100	63		97	1	2
Роговик	2	99				1							100	1		100		

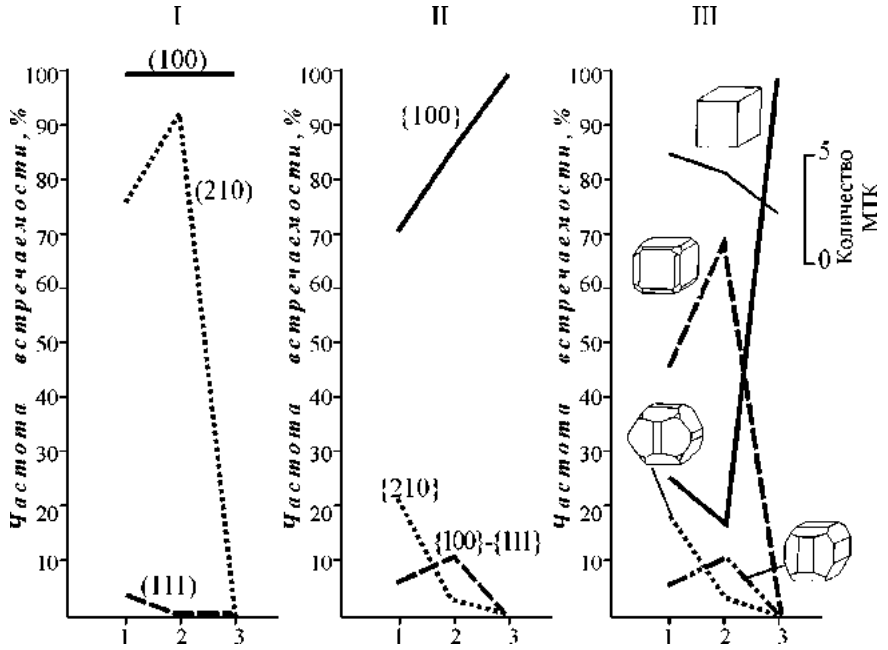


Рисунок – 4.48. Частота встречаемости граней в комбинациях (I), габитусов (II) и морфологических типов (III) кристаллов пирита в кварцах (1), березитах (2), роговиках (3) в крест простирания жилы Софийской рудного поля Баладжал

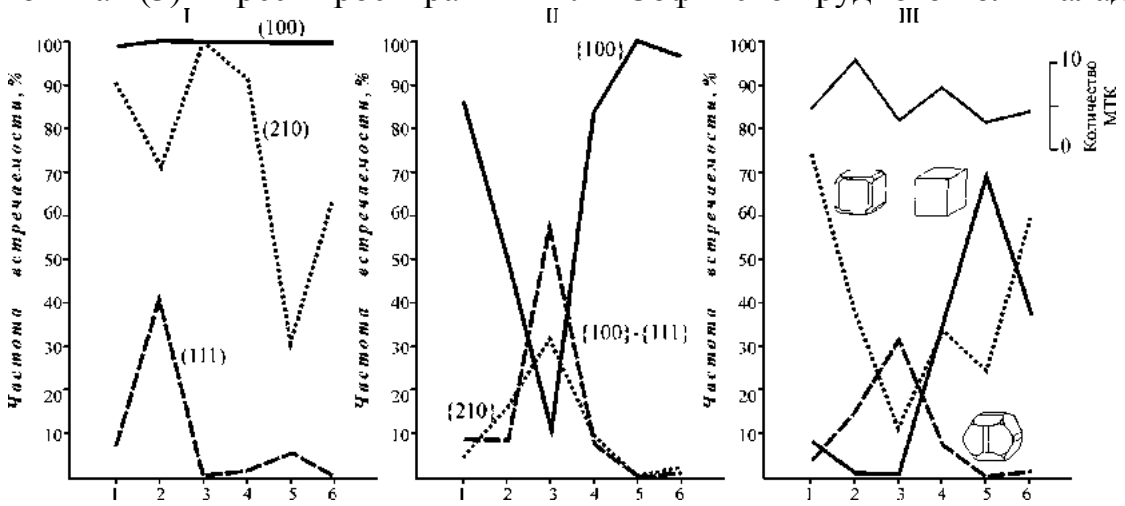


Рисунок – 4.49. Частота встречаемости граней в комбинациях (I), габитусов (II) и морфологических типов (III) пирита в рудах, метасоматитах, неизмененных породах в крест простирания рудной зоны месторождения Баладжал:1 – апогаббровые березиты (прожилково-вкрапленные руды), 2 – апогаббровые березиты, 3 – пропилитизированное габбро, 4 – апогаббровый кварц-полевошпатовый метасоматит, 5 – метадиорит, 6 – габбро неизмененное

В пиритах в различных количествах установлены примеси Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Mn, Ti, Zr, Ag, Sb, Sn, As, La, Bi, Y, Yb, Sr, Ba, Au, Ce, Cr, Sc, Eu, Th, Hf, Ta, Sm, Lu. С глубиной соотношение этих элементов меняется для кварцево-жильного и прожилково-вкрапленного оруденения волнообразно, отмечая тем самым

структурно-морфологические типы руд. При этом установлено, что пириты рудоносных зон отличаются от пиритов вмещающих пород повышенными концентрациями Au, As, Sb, Pb, Ag, Zn, Cu, Eu, Sr, Sm и пониженными содержаниями Ni, Co, Mn, Zr, Cr, Th, Ta. Геохимический показатель ($П_{гх}$=Au*As/Sb^2), рассчитанный для прожилково-вкрапленных руд закономерно увеличивается с глубиной рудных тел (Коробейников, Масленников, 1994).

Изотопный состав серы $\delta^{34}S$ рудогенного пирита III лежит в пределах от +0,48 до +1,05 ‰, что свидетельствует о глубинном источнике серы в рудном поле Баладжал.

Вторым по распространенности рудным минералом рудного поля является арсенопирит. Наибольшее распространение получили короткопризматические и призматические кристаллы, а так же двойники прорастания (Рисунок 4.50, табл. 4.27). По падению рудно-метасоматической зоны закономерно меняется количество морфологических типов кристаллов и габитус кристаллов арсенопирита: в кварцевых жилах, как правило, развиты не более трех морфологических типов кристаллов и преобладают короткопризматические кристаллы, тогда как в прожилково-вкрапленных рудоносных зонах количество морфологических типов кристаллов достигает 6 с преобладанием короткопризматических и удлиненно призматических кристаллов.

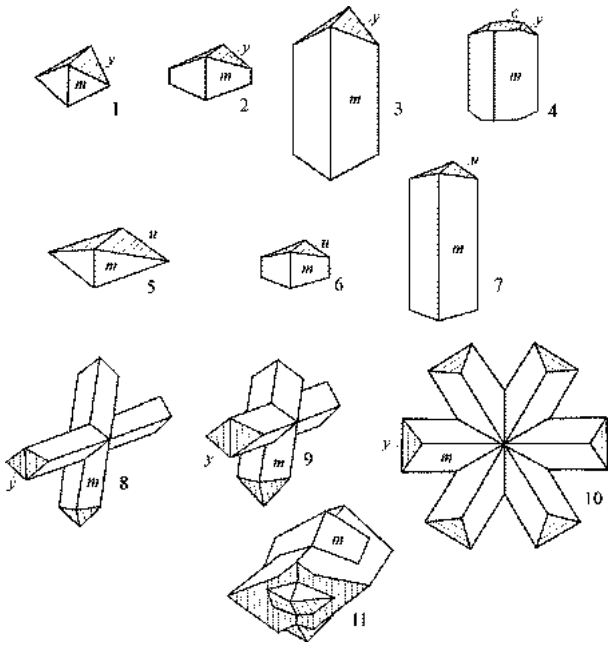


Рисунок – 4.50. Кристалло-морфология арсенопирита руд и метасоматитов Баладжальского рудного поля. Простые формы: y, u – ромбические призмы I рода, m – ромбическая призма III рода, c – пинакоид

В арсенопирите в различных количествах установлены примеси Ce, Cr, Sc, Co, Eu, Th, Hf, Sb, Ag, Sm, La, Lu, Au. Намечается закономерное уменьшение содержаний элементов-примесей Cr, Sc от кварцево-жильного типа к прожилково-вкрапленному. Концентрации Ce, Eu, Th, Hf, Sb минимальны в прожилково-вкрапленных рудах, тогда как Sm, La, Lu преимущественно накапливаются в них. Арсенопирит – основной концентратор золота в прожилково-вкрапленных рудах. Концентрации Au в нем достигают 36 г/т и более.

Таблица 4.27. Встречаемость морфологических типов кристаллов арсенопирита в рудах и метасоматитах рудного поля Баладжал

Материал пробы	N	Морфологические типы кристаллов (Рисунок 4.50)										
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Кварцевые жилы: Софийская 2	3					5	64	31				
Перспективная	7					2	36	7	2	6	3	44
Никольская	4						35	8	2	7	4	44
Перевальная	3						46			2		52
Апогаббровые березиты (прожилково-вкрапленные руды)	42	2	4	3	1		35	8		1	6	40
Березитизированное габбро	18	5	8	16	5	8	29	8			2	19
Березитизированное песчаники	4						76					24
Березиты по песчаникам	3						46	19				35

Изучение термо-ЭДС арсенопирита рудного поля показало, что минералу свойственен только электронный тип проводимости. Разброс значений термо-ЭДС лежит в пределах 10–45 мВ, но чаще 25–30 мВ. Наименьшими средними значениями термо-ЭДС отличаются арсенопириты из березитов по песчаникам и прожилково-вкрапленные руды (Таблица 4.28). Тогда как максимальные средние значения характерны для кристаллов из березитизированного габбро. Арсенопириты различных кварцевых жил имеют одинаковые средние значения величины термо-ЭДС. Изменений величины термо-ЭДС арсенопирита с глубиной не установлено.

Основная масса видимого золота рудного поля связана с кварцевыми жилами, где оно образует неправильные мелкие выделения в интерстициях зерен

кварца, в микротрещинах, на стенках полостей выщелачивания сульфидов. Часто оно образует пылеватые скопления в кварце. Иногда наблюдается обрастание кристаллов пирита золотом. Размеры золотин кварцевых жил колеблются от сотых долей до 0,5–1,0 мм (Таблица 4.29). Иногда отмечаются небольшие самородки размером до 1–3 см (жила Ивановская). С глубиной размер золотин уменьшается.

Таблица 4.28. Термоэлектрические свойства арсенопирита Баладжальского рудного поля

Материал пробы	Кол-во замеров	Значение термо-ЭДС, мВ		
		От	До	Среднее
Кварцевые жилы: Перспективная	650	-15	-35	-27
Андреевская	200	-10	-35	-27
Перевальная	200	-15	-35	-28
Апогаббровые березиты (прожилково-вкрапленные руды)	1247	-10	-35	-26
Березитизированное габбро	360	-15	-45	-31
Березитизированное песчаники	240	-10	-35	-28
Березиты по песчаникам	180	-10	-45	-20

Таблица 4.29. Распределение золота по крупности из 5 объединенных проб кварца ряда жил Баладжальского месторождения (Куликов, 1941ф)

Среднее содержание золота, г/т	Размер частиц золота в руде, мм	Золото	
		%	Кумулят. %
38,43	Больше 0,18	12,24	12,24
	0,11–0,18	8,58	20,82
	0,18–0,084	28,44	49,26
	0,084–0,063	12,28	61,54
	Меньше 0,074	38,46	100,0

Золото прожилково-вкрапленных руд так же образует выделения неправильной формы в интерстициях кварца и сульфидов, в микротрещинах. Часто наблюдается обрастание золотом кристаллов пирита и арсенопирита. Размер золотин прожилково-вкрапленных руд лежит в пределах от сотых долей до 2 мм (Таблица 4.30).

Форма золотин разнообразная, чаще всего неправильных очертаний с неровной поверхностью, с причудливыми ответвлениями или изогнутые

проволочкоподобные образования, чешуйки, крючковатые индивиды с прихотливыми зазубренными краями. Нередко наблюдаются ноздреватые, амебовидные, дендритовидные, губчатые и другие формы. Часто отмечаются раскристаллизованные образования с неясно выраженными гранями куба, покрытыми штриховками послойного роста. Очень редко встречаются кубические кристаллы со слабо развитой гранью октаэдра. Цвет золота золотисто-желтый, от светло- до ярко-желтого. Иногда наблюдается зеленоватый оттенок.

Таблица 4.30. Гранулометрический анализ золотин прожилково-вкрапленных руд Баладжальского рудного поля (по данным Казахского филиала института «ГИНАлмаззолото», 1988ф)

Класс, мм	Выход, %	Содержание золота, г/т
–2–1	39,22	2,2
–1–0,63	19,11	3,2
–0,63–0,315	18,14	10,9
–0,135–0,16	9,8	5,0
–0,16–0,1	4,39	6,29
–0,1–0,074	2,75	6,2
–0,074	6,59	5,0
ИТОГО	100,0	4,7

Микрозондовый анализ золотин из разных жил рудного поля показал разброс значений пробы от 809 до 942 ‰. При этом проба краевых частей золотин выше, чем ядерная. Золото из кварцевых жил, локализованных в песчано-сланцевой толще, имеет пробу ниже, чем в жилах, локализованных в габброидном штоке.

Содержание серебра в золотинках лежит в пределах от 4,36 до 19,17 %. При этом в ядерных частях золотинок его несколько больше чем в краевых. Максимальные содержания серебра выявлены в золотинках кварцевых жил, локализованных в песчано-сланцевых толщах. Отношение серебра к золоту лежит в пределах от 1:4 до 1:16.

В рудном поле проявлены геохимические ореолы Ba, Cu, Pb, Zn, Au, As, W, Ni, Co, V, Li, Sr. Морфология аномалий элементов отвечает струйчатой, линзовидной и редко линейно-пластовой конфигурациям. В северо-восточной части рудного поля, где господствует малосульфидные кварцевые жилы среди

березитов закартированы слабоконтрастные ореолы Cu, Pb, As, Ba, W, Ni редко Zn.

Прожилково-вкрапленная пирит-арсенопиритовая продуктивная минерализация на месторождении уверенно отличается от вмещающих пород повышенными концентрациями As, W, Zn, Pb, Li, Sr, Ba. При этом процедура факторного анализа (R-метод с вращением факторов методом варимакс) позволила выявить аномальную структуру геохимического поля этого типа минерализации (Рисунок 4.51).

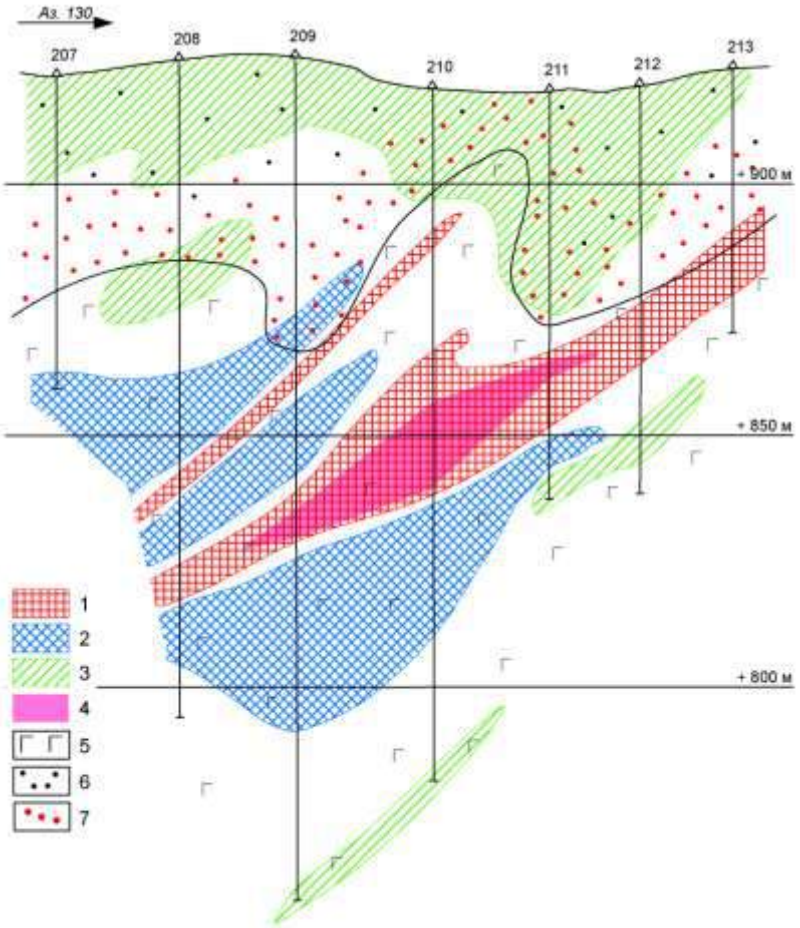


Рисунок – 4.51. Аномальная структура геохимического поля по разведочной линии IX месторождения Баладжал. 1–3 – геохимические ассоциации: 1 – As+W+Au; 2 – Zn+Pb+Li+Sr+Ba; 3 – Cr+Ni+V; 4 – прожилково-вкрапленное рудное тело с содержанием Au > 3 г/т; 5 – габбро и разноформационные апогаббровые метасоматиты; 6 – вмещающие черносланцевые толщи карбона; 7 – контактовые роговики

В ранге рудного тела геохимическая ассоциация As, W, Au (ядерная зона концентрирования) фиксирует участки развития продуктивной пирит-

арсенопиритовой с золотом прожилково-вкрапленной минерализации. Ассоциация Zn, Pb, Li, Sr, Ba (зона транзита) отражает области развития безрудных березитов. Геохимическая ассоциация Cr, Ni, V (фронтальная зона концентрирования) пространственно совпадает с участками распространения внешних зон березитовой колонки с хлоритом и метасоматическим пиритом II.

В черносланцевых толщах карбона рудно-метасоматитическая зональность проявилась менее контрастно. Здесь проявились пропилиты и лиственито-березиты, которые сопровождают вкрапленные, прожилково-вкрапленные, штокверковые и жильные структурно-морфологические типы оруденения.

В пределах рудного поля Миалы пропилиты представлены двумя фациями – альбит-эпидотовой и эпидотовой. При этом образования альбит-эпидотовой фации пропилитов фиксируют нижнюю часть гидротермально-метасоматической колонные, а эпидотовая фация – среднюю (Рисунок 4.52).

Околорудные березиты проявлены кварц-карбонат-серицитовой фацией. Тела этих метасоматитов контролируются трещинами скола и зонами повышенной трещиноватости. В нижней части гидротермально-метасоматической колонны в березитах установлен призматический апатит, в центральной – турмалин. В березитах закономерно меняется от нижних частей колонны к верхним состав шунгитовых выделений. Так, в нижних частях колонны преобладают серицит-шунгитовые выделения, в центральных – кварц-серицит-шунгитовые, а в верхних – кварц-шунгитовые. Так же закономерно меняется мощность кварцевых жил и прожилков в различных частях гидротермально-метасоматической колонны. В нижних частях их мощность обычно не превышает первых сантиметров, тогда как в верхних – достигают первых метров.

Основной продуктивной минерализацией в рудном поле является кварц-золото-пирит-арсенопиритовая стадия. Она проявлена на всех уровнях гидротермально-метасоматической колонны. Кроме кварц-золото-пирит-арсенопиритовой стадии минерализации, в нижней части гидротермально-метасоматической колонны проявлена кварц-карбонат-шеелитовая (Зона 22), а в верхней – кварц-золото-полиметаллическая (Зона 20).

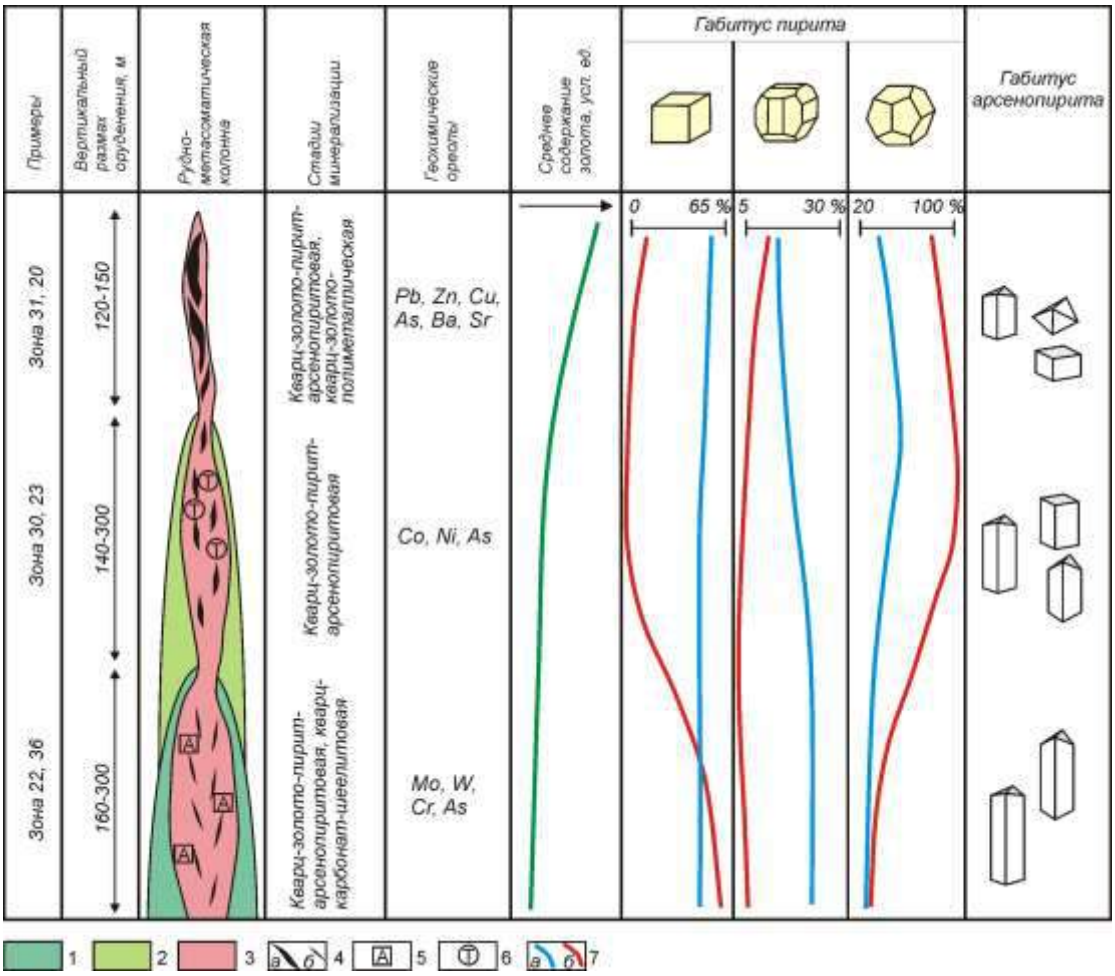


Рисунок – 4.52. Модель рудно-метасоматической и геохимической зональности рудного поля Миалы. 1–2 – пропилиты: 1– альбит-эпидотовые; 2 – эпидотовые; 3 – кварц-карбонат-серицитовые березиты; 4 – кварцевые жилы (а) и прожилки (б); участки развития: 5 – апатита, 6 – турмалина; 7 – габитус пирита из березитов (а) и кварцевых жил и прожилков (б)

Пирит – самый распространенный сульфидный минерал в кварцево-жильных и прожилково-вкрапленных рудных телах и околорудных метасоматитах рудного поля. Его максимальные концентрации установлены в кварцевых жилах (до 5 кг/т в жилах Зоны 25), где он тяготеет к призальбандовым частям.

Кристалломорфологический анализ пирита показал, что на кристаллах присутствуют четыре простые формы (Рисунок 4.53): куб (100), пентагондодекаэрд (210), октаэдр (111), дидодекаэдр (321). При этом самыми распространенными и габитусными являются грани куба и пентагондодекаэдра. Морфологические особенности кристаллов пирита меняются закономерно как по

падению, так и вкрест простирания кварцево-жильного и прожилково-вкрапленного оруденения (Рисунок 4.53, 4.54).

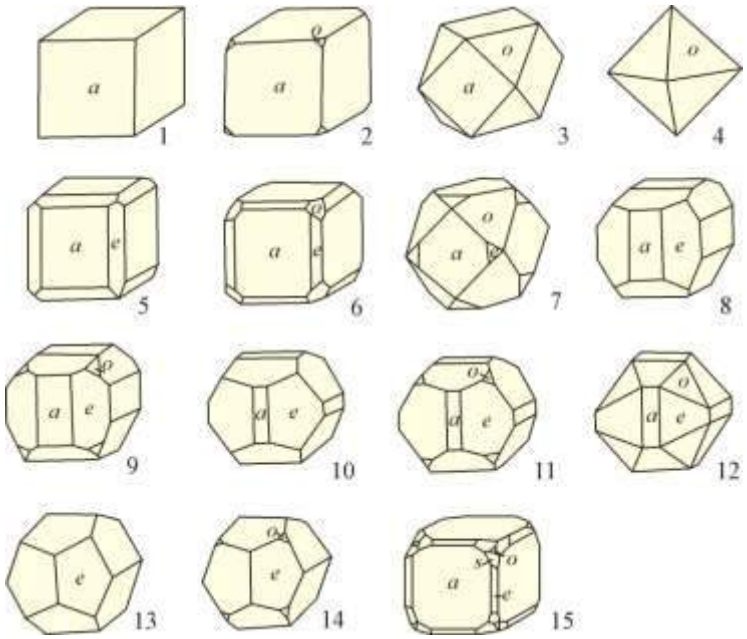


Рисунок – 4.53. Кристалломорфологические особенности пирита рудного поля Миалы. Грани: а – куб, е – пентагондодекаэдр, о – октаэдр, s – дидодекаэдр

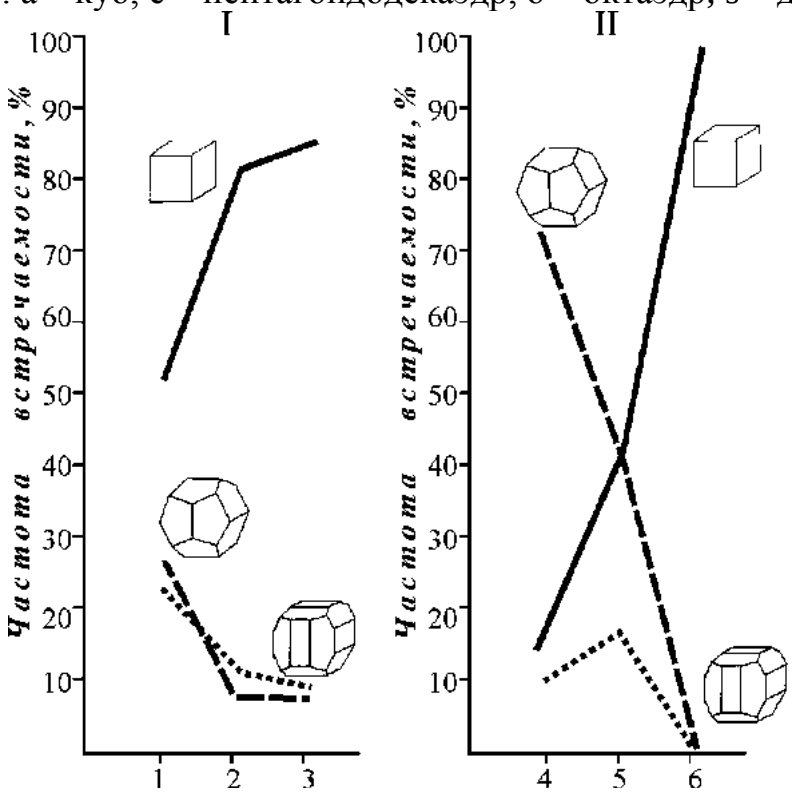


Рисунок – 4.54. Кристалломорфологические особенности пирита зоны 20 (I) и зоны 22 (II) рудного поля Миалы. 1 – кварцево-жильные руды, 2 – березиты по песчаникам, 3 – березитизированные песчаники (внешняя зона), 4 – прожилково-вкрапленные руды, 5 – березиты по алевролитам, 6 – внешняя зона березитов

Исследования показали, что рудогенные пириты кварцевых жил и прожилков характеризуются только дырочным типом проводимости с разбросом значений от +20 до +70 мВ. С глубиной прожилково-вкрапленного типа руд (Зона 22) намечается незначительное уменьшение абсолютных значений величины термо-ЭДС.

В пиритах в различных количествах выявлены примеси Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Mn, Ti, Zr, Ag, Sb, Sn, As, W, Ga, Bi, Y, Yb, Ba, Au. При этом установлено, что пириты рудоносных зон отличаются от пиритов околорудных березитизированных пород повышенными концентрациями Au, As, Sb, Ag, Zn, W, Ti и пониженными содержаниями Cu, Pb, Co, Ni, Mn. Значение мультипликативного коэффициента (Cu*Zn)/(Co*Ni) для рудогенных пиритов закономерно меняется с 0,3 (зона 22) до 16 (зона 20) по восстанию рудно-метасоматической колонны.

Вторым по распространенности сульфидным минералом рудного поля является арсенопирит. Он встречается в кварцевых жилах, прожилково-вкрапленных рудах, околорудных березитах во внутренних частях метасоматических колонок. Концентрация его в пробах протолочках изменяется от долей до 78 г/т (кварц Зоны 22). Отношение пирита к арсенопириту в пределах рудного поля меняется в незначительных пределах 1,2:1 – 3:1. Намечается некоторое увеличение количества арсенопирита с глубиной прожилково-вкрапленных руд.

Выделено 12 морфологических типов кристаллов арсенопирита (Рисунок 4.55). При этом необходимо отметить, что в подавляющем большинстве случаев, как в прожилково-вкрапленных, так и кварцево-жильных рудах, присутствует только один морфологический тип кристаллов – 6-ой с различными коэффициентами удлинения. Остальные морфологические типы кристаллов встречаются эпизодически. Следует отметить, что на уровне развития кварцево-жильных тел в пределах рудного поля так же установлены

короткопризматические кристаллы, тогда как в прожилково-вкрапленных только призматические.

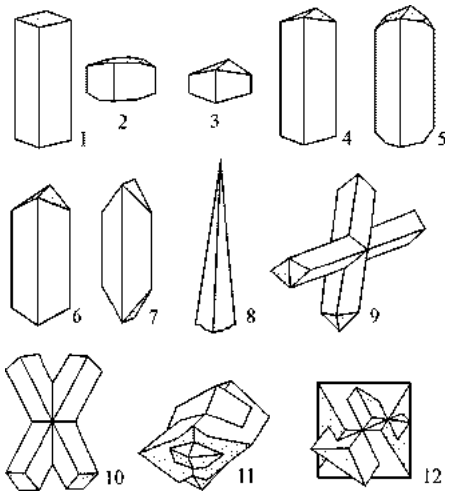


Рисунок – 4.55. Кристалломорфологические особенности арсенопирита рудного поля Миалы

В качестве примесей в арсенопирите рудного поля постоянно присутствуют Cu, Pb, Zn, Sb, Ba, Au, Mo, V, Ni, Co. Наибольшие концентрации наблюдаются у сурьмы и золота. При этом содержания золота достигают 100–200 г/т. Так же следует отметить почти полное отсутствие Ag в сравнении с арсенопиритами других рудных полей, что вероятно отражает уровень эрозионного среза.

Основная масса видимого золота в пределах рудного поля связана с кварцевыми жилами и прожилками. В прожилково-вкрапленных рудах, в нижних частях гидротермально-метасоматической колонны, оно находится в связанном субмикроскопическом состоянии в пирите и арсенопирите, тогда как в верхних частях (Зоны 31, 20) – свободное. Размер таких золотин кварцевых жил и прожилков меняется от 0,01 до 0,75 мм, реже 1–3 мм. При этом чаще встречаются золотины размером 0,1–0,25 мм. Форма золотин разнообразная – каплевидная, комковидная, пластинчатая, проволочковидная, амебовидная, губчатая, лапчатая, дендритовидная. На золотинах часто отмечаются отпечатки граней кварца и пирита. Цвет золота от бледно-желтого до ярко-желтого, реже красноватое. Проба золота лежит в пределах 840–920 ‰ (Груздева и др., 1985ф, Левин и др., 1983ф). Проведенные нами микрозондовые исследования золотин зоны 22 показали, что

основной примесью является серебро. Его доля составляет 12,6–16,3 % (Ананьев, Коробейников, 2009).

В рудном поле, в ранге рудных участков, проявлены геохимические ассоциации As-Ag-Au-(W), Li-Sr-Sn и Mo-Co-Ni-(Sb). Ядерная зона концентрирования, представленная ассоциацией As-Ag-Au-(W), отражает участки развития прожилково-вкрапленной и вкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализации. Зона транзита (ассоциация Li-Sr-Sn) окаймляет ядерную зону концентрирования и представлена околорудными метасоматитами березит-лиственитовой формации. Фронтальная зона концентрирования отражена в ассоциации Mo-Co-Ni-(Sb), а в минеральном отношении фиксирует участки развития метасоматического пирита II в слабоизмененных вмещающих черносланцевых отложениях карбона (Рисунок 4.56).

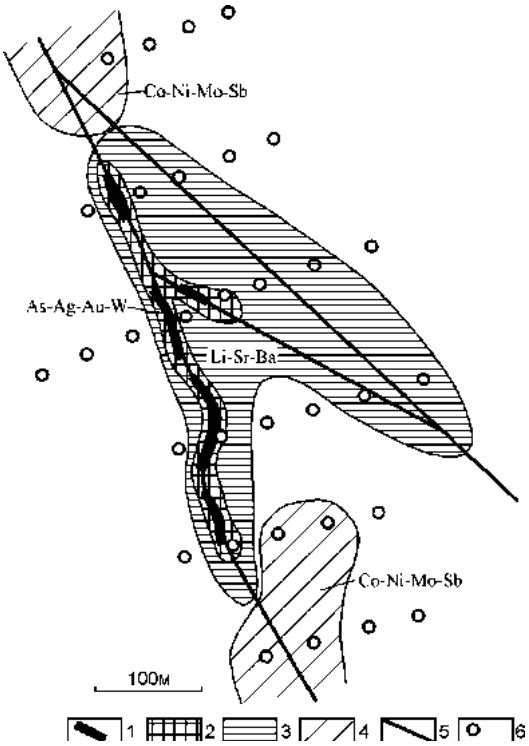


Рисунок – 4.56. Аномальная структура первичного геохимического поля рудного участка зоны №22 месторождения Миалы (план): 1– рудные тела, 2 – ядерная зона концентрирования, 3 – зона транзита, 4 – фронтальная зона концентрирования, 5 – разломы, 6 – буровые скважины

В ранге рудного тела ядерная зона концентрирования фиксируется ассоциацией As-Ag-Au-W, зона транзита – Li-Sr-Zr-Ba-Be, а фронтальная зона концентрирования ассоциацией – Cu-Co-Ni-Mo-V (Рисунок 4.57).

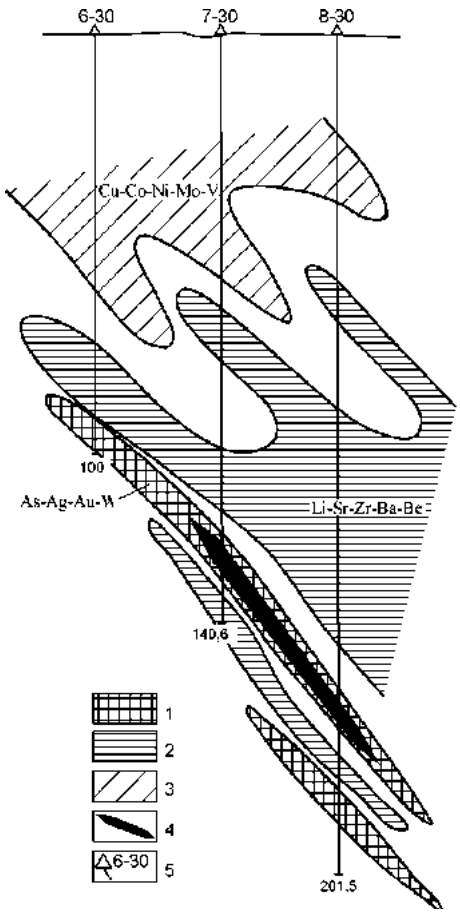


Рисунок – 4.57. Аномальная структура первичного геохимического поля рудного тела зоны № 30 месторождения Миалы (разрез): 1 – ядерная зона концентрирования, 2 – зона транзита, 3 – фронтальная зона концентрирования, 4 – рудное тело, 5 – буровые скважины

Другим представителем золоторудных полей в черносланцевых толщах является **Бакырчикское рудное поле** (Рисунок 4.58). Рудное поле приурочено к широтной Кызыловской зоне смятия и надвигов. Основная рудолокализующая структура, по сейсмическим данным, прослеживается по падению на 5…5,5 км до глубины 3 км (Глубинное строение…, 2002). Мощность зоны лежит в пределах 15…300 м.

В поперечном строении Кызыловской зоны смятия установлена структурная зональность (от лежачего бока к висячему): подзона кливажного течения, развальцевания, перетирания, гофрировки и максимальной дислоцированности пород (20…40 м); подзона будинажа и тектонических окатышей (45…50 м); подзона глыбового дробления и грубого будинажа (80…150 м); подзона блоковых перемещений по хрупким разрывам (50…100 м) (Глубинное строение…, 2002).

Все выделенные элементы структурной зональности соответствуют VII–VIII тектонофациям мезозоны (Нарсеев и др., 2001).

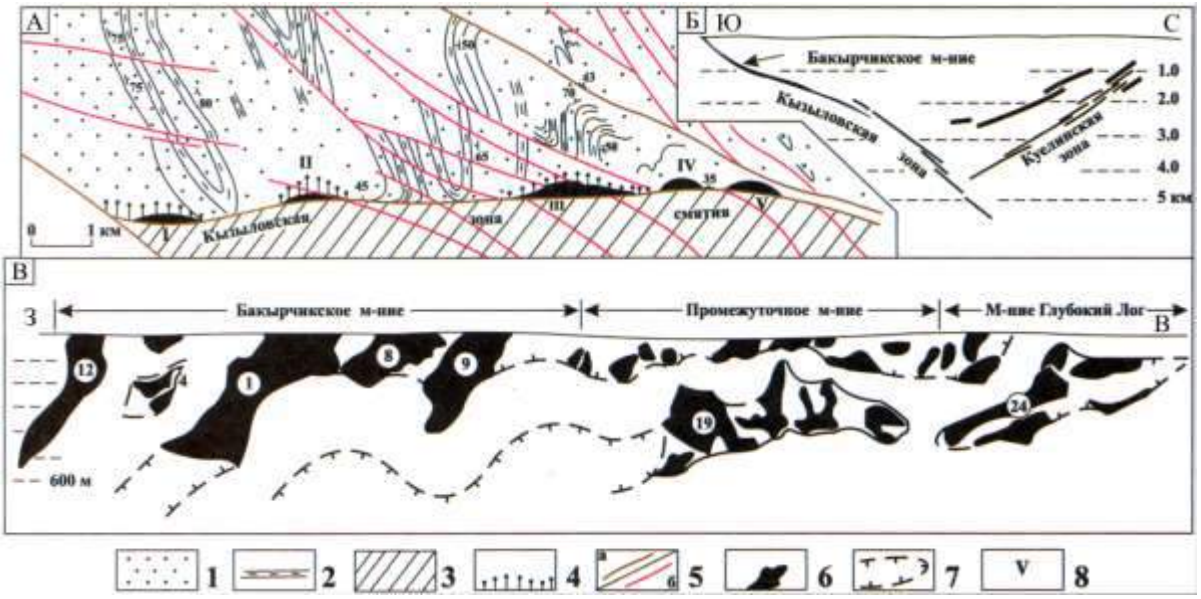


Рисунок – 4.58. Геолого-структурная схема (А), поперечный сейсмический разрез (Б) и продольная проекция (В) рудных тел месторождений Бакырчикского рудного поля на вертикальную плоскость (по Т.М. Жаутикову). 1–3 – углеродисто-терригенный молассовый комплекс (C_2): 1 – полимиктовые песчаники; 2 – известковистые и углисто-глинистые алевролиты; 3 – алевролиты и песчаники лежачего бока (C_{1-2}); 4 – пластическая деформация пород в зоне смятия; 5 – надвиги (а) и разломы (б); 6 – рудные тела и их номера в продольной проекции; 7 – предполагаемый контур лентовидных рудных залежей; 8 – месторождения: I – Большевик; II – Холодный Ключ; III – Бакырчик; IV – Промежуточный; V – Глубокий Лог

Метасоматическая модель рудного поля приведена на Рисунок – 4.59. Здесь, углеродисто-каолинит-гидрослюдистые метасоматиты проявились на верхних горизонтах, углеродисто-серицитолитовые преобразования распространены по всему разрезу, однако максимально проявлены в центральной части, серицит-флогопит-карбонатная с апатитом и турмалином метасоматическая ассоциация занимает нижние уровни (Рафаилович, Мизерная, Дьячков, 2011). При этом Старова и др. (1982ф) отмечают уменьшение интенсивности окварцевания пород с запада на восток от 1 и 12 рудных тел к участкам Промежуточный и Глубокий Лог. В этом же направлении отмечается увеличение с глубиной доли магнезиально-железистых карбонатов в рудах и возрастает относительная доля свободного золота. С глубин 800 м и более появляются руды существенно

карбонатного (без углеродистого) типа со свободным золотом. Такие безуглеродистые существенно карбонатные руды описаны в регионе на Суздальском золоторудном месторождении (Бегаев и др., 1995; Нарсеев, 2002; Ковалев и др., 2012).

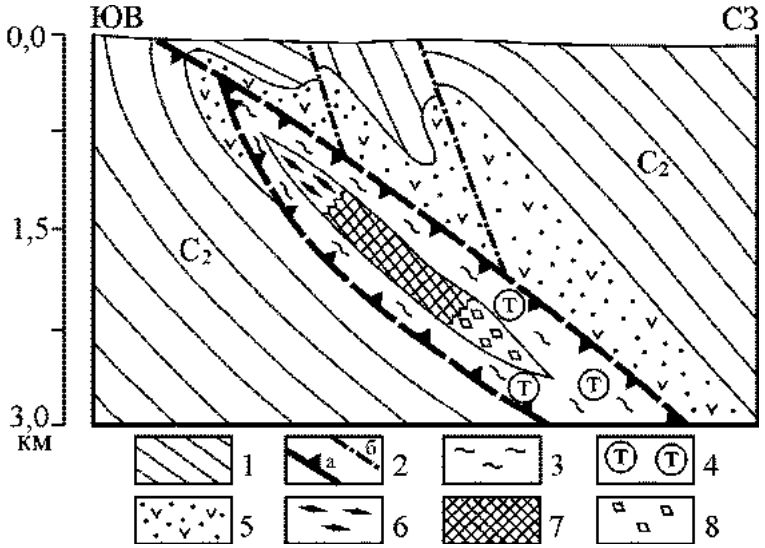


Рисунок – 4.59. Модель метасоматической зональности Бакырчикского рудного поля (Рафаилович, Мизерная, Дьячков, 2011). 1 – углеродисто-терригенные породы карбона; 2 – разрывные структуры: а – надвиги, б – оперяющие разломы; 3 – серицитизация; 4 –турмалинизация; 5 – хлорит-альбитовые изменения; 6 – 8 – гидротермальные изменения в главной рудной залежи: 6 – углеродисто-каолинит-гидрослюдистые, 7 – углеродисто-серицитолитовые, 8 – серицит-флогопит-карбонатные

В надрудной и верхнерудной зонах развиты альбитовые и альбит-хлоритовые изменения вмещающих терригенных пород буконьской свиты.

Рудные минералы слагают пять парагенетических ассоциаций: раннюю мельниковит-пирит-пирротин-марказитовую; собственно рудные: золото-пирит-арсенопиритовую, золото-кварц-полиметаллическую и золото-кварц-карбонат-шеелит-халькопиритовую; позднюю кварц-карбонат-антимонит-блеклорудную (Старова, 1971; Старова и др., 1982, Нарсеев и др., 2001; Глубинное строение…, 2002; Рафаилович и др., 2010). Рудные парагенетические ассоциации занимают определенное положение в разрезе и находят отражение в геохимической зональности (Рисунок 4.60): золото-пирит-арсенопиритовая имеет «транзитное» развитие, ранняя мельниковит-пирит-пирротин-марказитовая и золото-кварц-карбонат-шеелит-халькопиритовая фиксируются на нижних горизонтах, а золото-

кварц-полиметаллическая и поздняя кварц-карбонат-антимонит-блеклорудная тяготеют к средним и верхним горизонтам.

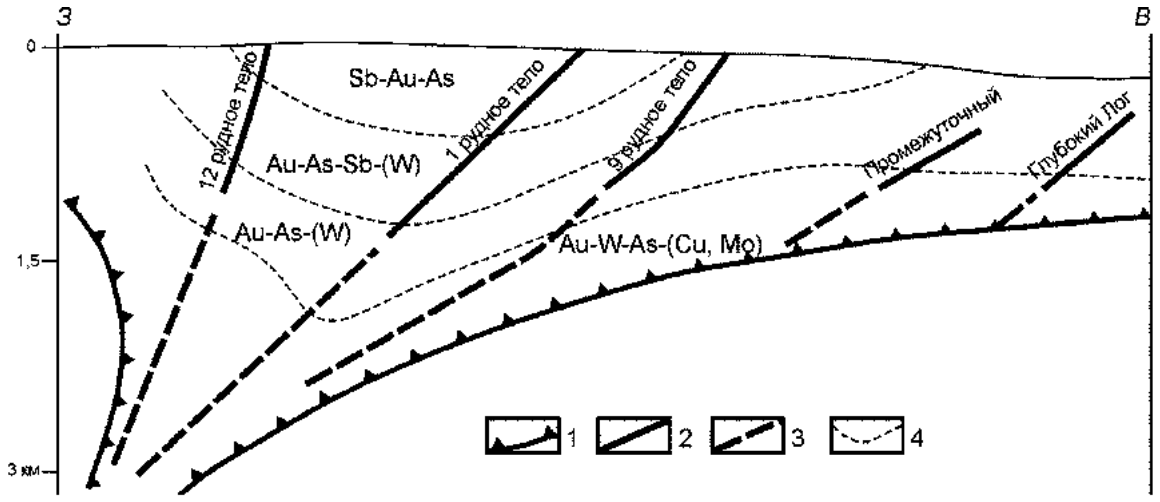


Рисунок – 4.60. Схема вертикальной геохимической зональности Бакырчикского рудного поля (по Старовой и др., 1982ф). 1 – контур рудного пучка в проекции на вертикальную плоскость; 2 – 3 – осевые линии рудных тел: 2 – установленных, 3 – предполагаемых; 4 – геохимические зоны

Минералогическая зональность рудного поля высоко дифференцированная с проявлениями телескопирования и частичного переотложения минералов. По восстанию рудной зоны с глубин 1200…1500 м до дневной поверхности выделяются следующие зональные ряды (Рафаилович и др., 2011): пирротин + арсенопирит + пирит → пирит + арсенопирит → пирит + никелин + герсдорфит → халькопирит + шеелит + айкинит + молибденит → халькопирит + сфалерит → теннантит + галенит → антимонит + тетраэдрит + самородная сурьма.

Ведущая роль в балансе золота принадлежит пирит-арсенопиритовой ассоциации. На верхних горизонтах рудных тел отношение пирита к арсенопириту 3,5:1 – 4:1, на глубоких горизонтах ведущая роль принадлежит арсенопириту и показатель пирит-арсенопиритового отношения меняется на 1:3 – 1:5. Так же закономерно изменяется соотношение пирита и арсенопирита с запада на восток рудного поля – от 2,5:1 (Большевик) до 1:2,5 (Глубокий Лог).

По данным М.М. Старовой и др., (1982ф), И.З. Исакович и др., (1988), В.Б. Чекваидзе и др., (2002), М.С. Рафаиловича и др. (2011) в стволовой зоне Бакырчикского месторождения преобладают кристаллы пирита

пентагондодекаэдрического, куб-пентагондодекаэдрического и куб-октаэдрического габитусов, тогда как во фронтальной и тыловой зонах наибольшим распространением пользуются кристаллы кубического габитуса.

Термоэлектрические свойства рудогенного пирита, на уровне современного эрозионного среза, закономерно меняется с запада на восток: в западной части преобладают пириты с дырочной проводимостью, в восточной – смешанный электронно-дырочный (Рисунок 4.61).

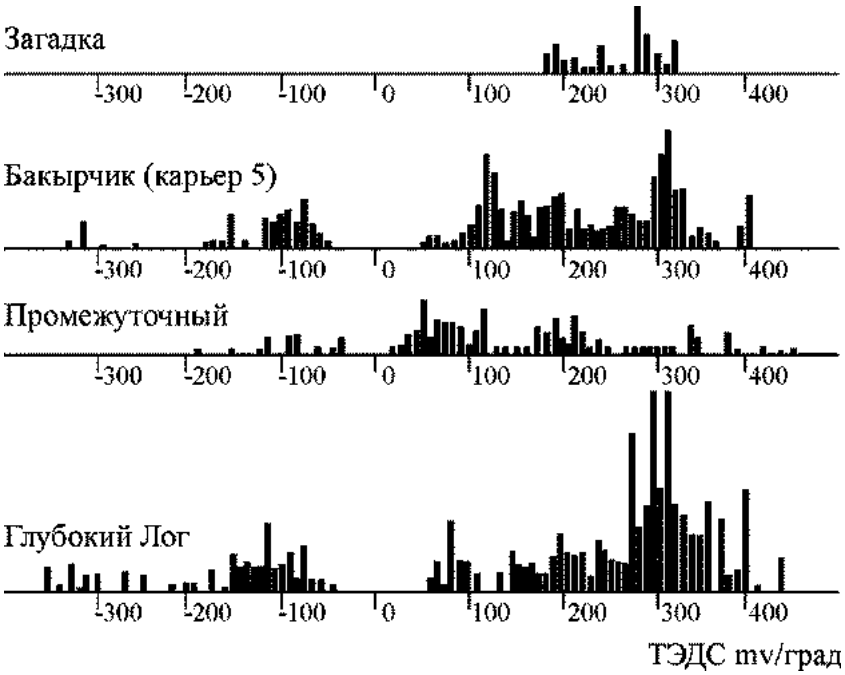


Рисунок – 4.61. Термо-ЭДС рудогенных пиритов (III) золоторудных месторождений и проявлений Бакырчикского рудного поля (по В.Д. Борцову и др., 1972ф)

В пиритах в различных концентрациях выявлены примеси меди, свинца, цинка, мышьяка, сурьмы, кобальта, никеля, серебра, золота, вольфрама, селена, теллура (Таблица 4.31).

Геохимические особенности пирита тесно связаны с их генезисом. Так, осадочно-диагенетические пириты (I) глобулярной и фрамбоидальной морфологии, характеризуются пониженными содержаниями элементов примесей. Для метасоматических пиритов (II) свойственен кубический габитус кристаллов. Они обогащены свинцом, кобальтом, никелем, вольфрамом. Габитус кристаллов рудогенных пиритов (III) чаще пентагондодекаэдрический, куб-

пентагондодекаэдрический. Для таких выделений отмечается наибольшее количество мышьяка, сурьмы, серебра и золота. Концентрации селена и теллура в рудогенных пиритах закономерно меняется с глубиной. Для первого рудного тела отношение Se/Te меняется с 31 на горизонте -100 м до 1 на горизонте +330 м (В.Д. Борцов и др., 1972ф). Золотоносность рудогенного пирита III закономерно увеличивается с западной части рудного поля к восточной (Таблица 4.32).

Таблица 4.31. Средневзвешенные содержания элементов-примесей в пиритах различного габитуса из руд месторождений и рудопроявлений Бакырчикского рудного поля (по Старовой и др., 1982 ф)

Месторожде-ние, рудопроявле-ние	Типы пиритов	Число проб	Содержание примесей, г/т											
			Cu	Pb	Zn	As	Sb	Co	Ni	Ag	Au	W	Se	Te
Загадка	Диагенетический (I)	8	125	17	24	210	2	9	118	0,11	5	7	3	–
	Метасоматический (II)	32	125	75	85	500	18	22	40	0,55	65	35	42	5
Бакырчик	Диагенетический (I)	55	50	25	160	275	18	11	38	0,73	20	8	6	1
	Метасоматический (II)	45	71	248	20	475	150	30	56	0,24	25	34	53	2,2
	Рудогенный (III)	89	128	41	46	934	150	12	38	0,76	153	5	93	53
Промежуточ-ное	Диагенетический (I)	5	20	42	2	115	20	1	2	0,04	5	–	–	–
	Метасоматический (II)	18	55	75	92	380	12	5	25	0,10	10	2	9	5
	Рудогенный (III)	10	48	53	56	730	31	6	14	0,43	180	1	100	33
Глубокий Лог	Диагенетический (I)	7	28	25	27	185	17	8	27	0,55	17	4	–	–
	Метасоматический (II)	48	65	286	51	260	22	10	26	0,11	68	25	37	4
	Рудогенный (III)	26	84	50	90	825	40	23	23	0,61	194	4	5	0,1
Сарбас	Метасоматический (II)	14	15	35	110	400	50	17	37	0,06	10	–	–	–
	Рудогенный (III)	5	12	17	95	100	25	15	25	0,08	125	–	72	25

Таблица 4.32. Золотоносность пирита III и арсенопирита Бакырчикского рудного поля (по Старовой и др., 1982ф)

Месторождение	Содержание Au в пирите III, г/т	Содержание Au в арсенопирите, г/т
Глубокий Лог	100–800	200–2000
Промежуточный	150–300	200–1600
Бакырчик	80–300	150–1800
Загадка	30–200	40–270
Большевик	50–170	25–500

Для арсенопирита характерны игольчатые, призматические, короткопризматические и пикообразные кристаллы, их двойники и тройники

прорастания. С запада на восток рудного поля намечается смена призматических и короткопризматических кристаллов на игольчатые и пикообразные.

Кристаллы арсенопирита рудного поля обладают только электронным типом проводимости (Рисунок 4.62). При этом абсолютные величины значений термо-ЭДС меняются незначительно и лежат в пределах от -50 до -250 мВ.

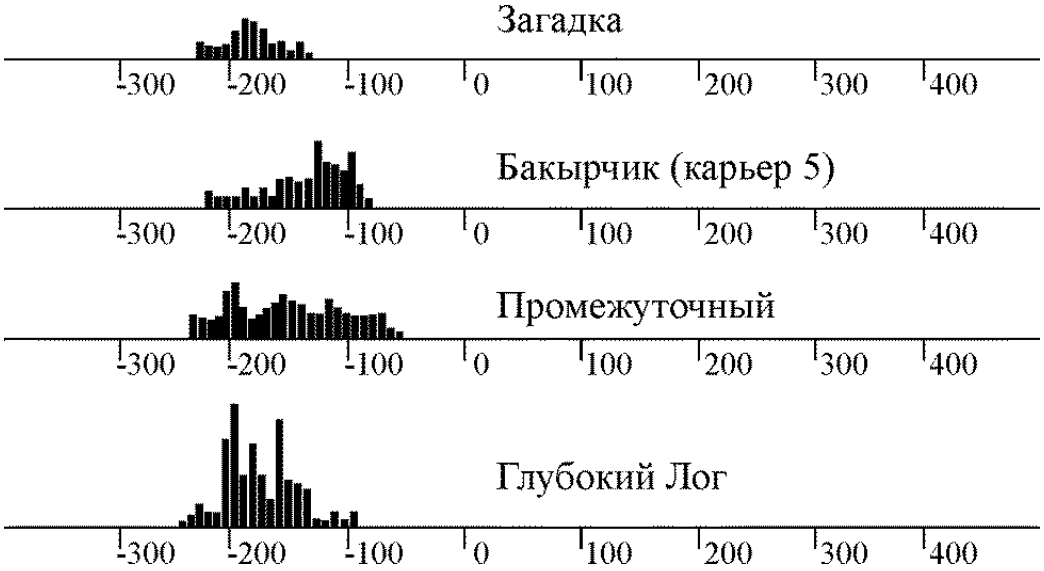


Рисунок – 5.62. Термо-ЭДС арсенопирита золоторудных месторождений и проявлений Бакырчикского рудного поля (по В.Д. Борцову и др., 1972ф)

В качестве примесей в арсенопиритах рудного поля постоянно присутствуют медь, свинец, цинк, мышьяк, сурьма, кобальт, никель, серебро, золото, вольфрам, селен, теллур (Таблица 4.32). При этом игольчатые кристаллы, как правило, содержат большие концентрации примесей чем призматические. Отмечается общее снижение суммы примесей с запада на восток рудного поля. Содержание примесей в арсенопиритах с глубиной меняется. Значение коэффициента зональности Ag·Pb·Co/Zn·Cu·Ni закономерно уменьшается с 2 до 0,002 в интервале глубин 0 – 500 м. Золотоносность арсенопирита закономерно увеличивается с западной части рудного поля к восточной (Таблица 4.33). При этом, концентрации золота в различных морфологических типах кристаллов арсенопирита различна – наиболее обогащены золотом оказываются игольчато-призматические кристаллы в сравнении с таблитчатыми (Ковалев, Калинин, Наумов и др., 2011).

Таблица 4.33. Средние содержания элементов-примесей в арсенопиритах из руд месторождений Бакырчикского рудного поля (по Старовой и др., 1982 ф)

Месторождение	Число проб	Содержание примесей, г/т											
		Cu	Pb	Zn	Sb	Co	Ni	Ag	Au	Sn	W	Se	Te
Призматические кристаллы													
Загадка	4	35	50	320	100	3	75	0,06	250	0,5	10	–	–
Бакырчик	71	30	14	42	184	7	42	0,23	217	–	6	32	6,2
Промежуточное	5	33	19	119	116	13	32	0,45	240	0,1	6	25	3,0
Глубокий Лог	6	104	48	45	30	12	47	1,00	280	–	–	15	1,8
Игольчатые кристаллы													
Бакырчик	45	70	150	100	160	28	135	0,70	550	1,6	–	30	6,0
Промежуточное	12	30	46	15	258	10	44	0,34	217	1,2	2,5	20	5,0
Глубокий Лог	5	28	51	29	26	25	48	0,44	290	–	4	–	1,0
Сарбас	3	30	27	35	250	4	12	0,80	150	0,5	–	40	14,0

Исследования изотопного состава серы рудогенного пирита III и арсенопирита показали, что величина показателя $\delta^{34}S$ лежит в пределах от -5,8 до -0,3 ‰ (Заири Н.М., Яновский В.М., 1979 ф; Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Наумов Е.А. и др., 2011). При этом фиксируется утяжеление изотопного состава серы пирита и арсенопирита с глубиной рудных тел месторождения Бакырчик (Рисунок 4.63).

Приведенные данные по изотопному составу серы сульфидов указывают на ее мантийный источник с частичным заимствованием коровой серы. Появление более легких изотопов $\delta^{34}S$ на верхних горизонтах, свидетельствует о фракционировании серы при повышенных показателях фугитивности кислорода.

Главным рудным компонентом Бакырчикского рудного поля, в настоящее время, является золото. Минерал имеет комковидную, дендритовидную, амебообразную, пленочную формы (Рисунок 4.64). Размер золотин, как правило, не превышает 6–8 мкм. Чаще встречаются выделения самородного золота в микропрожилках и микротрещинах в пирите и арсенопирите. В подчиненном количестве отмечаются выделения золота в ассоциации с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, блеклой рудой, на контактах кристаллов сульфидов. Пробы такого тонкого золота по нашим данным лежат в пределах от 684 до 925 ‰. С глубиной рудных тел пробы золота меняются волнообразно (Рисунок 4.65). А.А. Абдуллин, В.Н. Матвиенко, В.А. Нарсеев (2000) в рудах месторождения

Бакырчик и Большевик, кроме свободного кристаллического золота, установили его коллоидную и ионную формы.

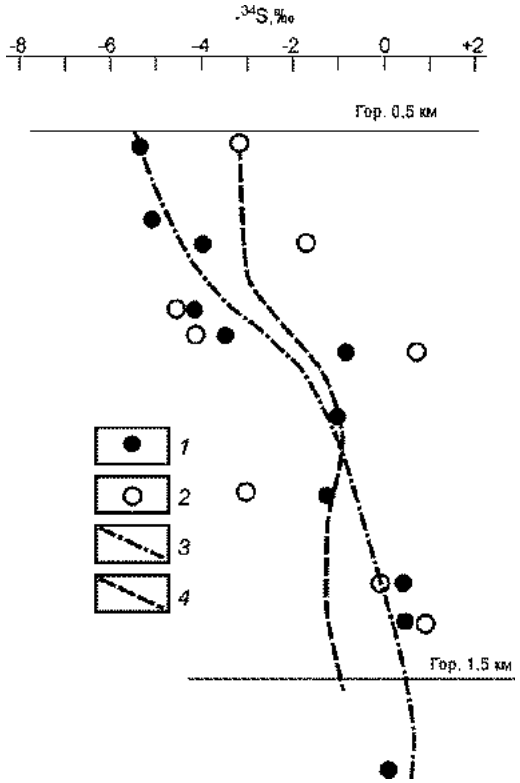


Рисунок – 4.63. Характер изменения изотопного состава серы пирита и арсенопирита по падению рудно-метасоматической зоны месторождения Бакырчик (по Н. М. Заири, В. М. Яновскому, 1979ф). 1 – средние значения δ^{34}S пирита III по горизонтам месторождения; 2 – средние значения δ^{34}S арсенопирита; 3 – тренд распределения значений δ^{34}S пирита III по месторождению; 4 – тренд распределения значений δ^{34}S арсенопирита

Совместно с золотом установлены выделения самородного серебра (Рисунок 4.66). Минерал образует ковкие пластинчатые выделения, листочки, чешуйки, розетки размером 5–15 мкм в микротрещинах арсенопирита и пирита.

Кроме самородного золота, в пирите и арсенопирите 9-го рудного тела нами установлены следующие рудные минеральные микрофазы: галенит, сфалерит, тетраэдрит, халькостибит, антимонит, касситерит, вольфрамит, ксенотим, монацит, самородные золото и серебро и настуран (Ананьев, Бабкин, Поцелуев, 2012). Выявленные минералы, за исключением настурана, описаны рядом авторов в рудах месторождения (Абдуллин, Матвиенко, Нарсеев, 2000; Марченко, 2010; Ковалев, Калинин, Наумов и др., 2011). Настуран выявлен впервые.

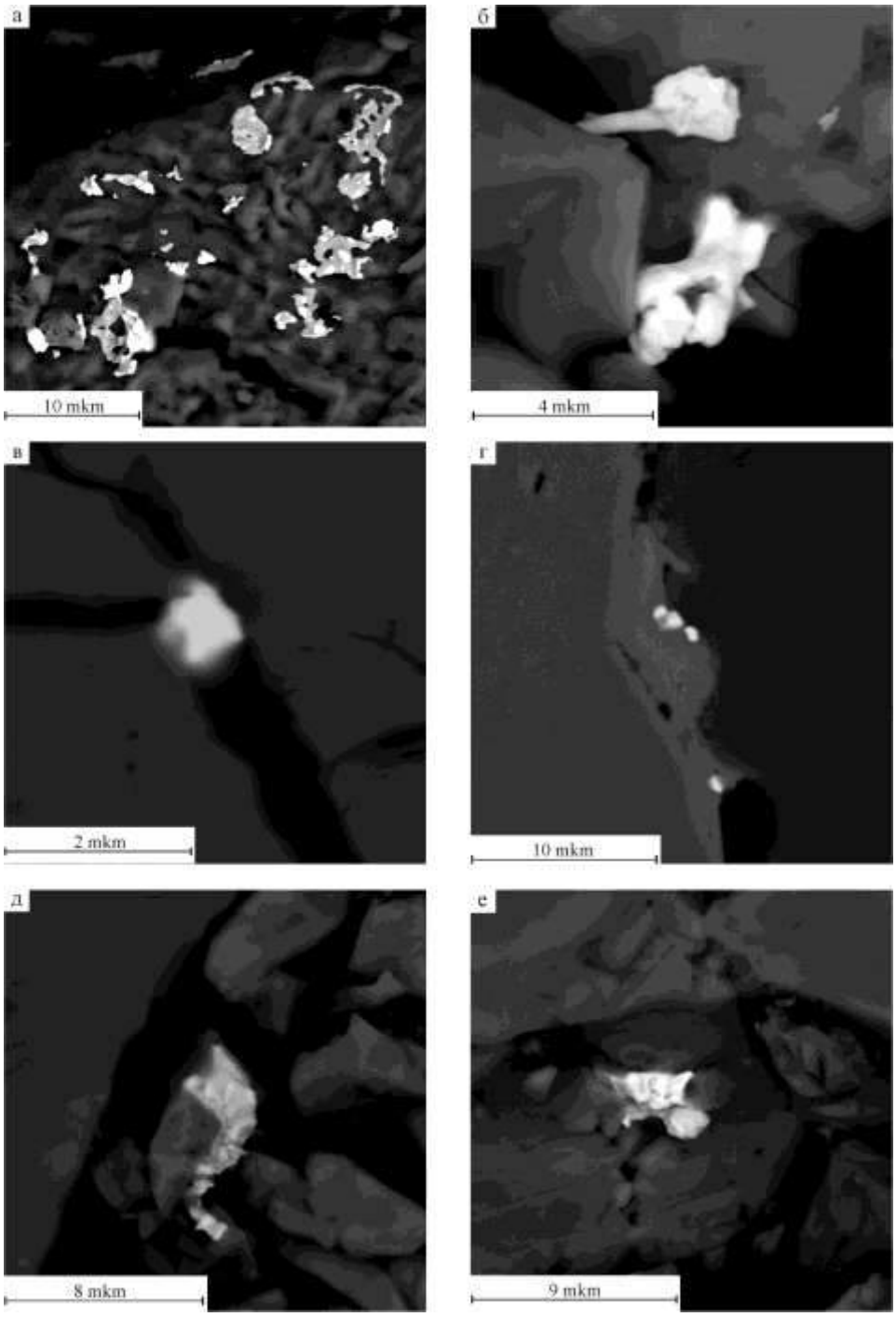


Рисунок – 4.64. Золото 9-го рудного тела месторождения Бакырчик (электронный микроскоп MIRA LM, аналитик Н.С. Карманов): а – тонкопленочные агрегаты золота (белое) с дырчато-петельчатой поверхностью в пирите (темно-серое); б – фрагменты шестоватых кристаллов золота (белое) в пирите; в – комковатое золото (белое) в микроприжилке вюртцита (темно-серое) в арсенопирите (серое); г – выделения самородного золота (белое) на границе пирита (темно-серое) и тетраэдрита (серое); д – пластинчатые кристаллы золота (белое) в арсенопирите (серое); е – выделения золота (белое) неправильной формы в арсенопирите (темно-серое)

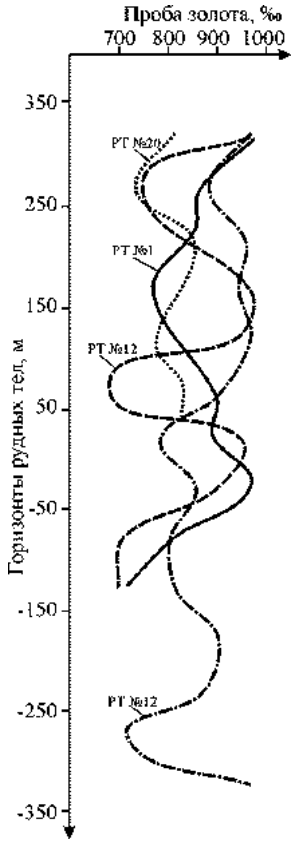


Рисунок – 4.65. Распределение средних значений пробы золота по горизонтам основных рудных тел месторождения Бакырчик

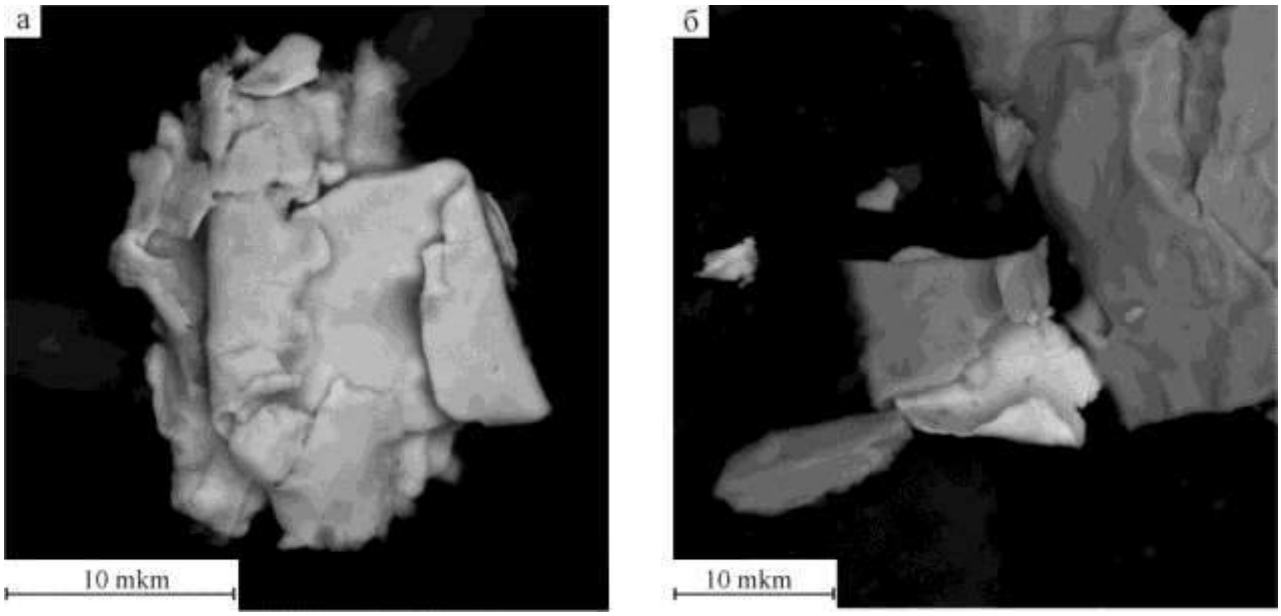


Рисунок – 4.66. Пластинчатые выделения серебра (светло-серое) из арсенопирита (а) и пирита (б) (электронный микроскоп MIRA LM, аналитик Н.С. Карманов)

Минерал имеет характерные почковидные и натечные агрегаты, размер которых не превышает 3х3 мкм (Рисунок 4.67, 4.68).

Следует отметить, что концентрации урана в рудах месторождения (по данным ISP–MS определений) лежат в пределах 0,4 – 2,5 г/т, что близко к кларковым показателям.

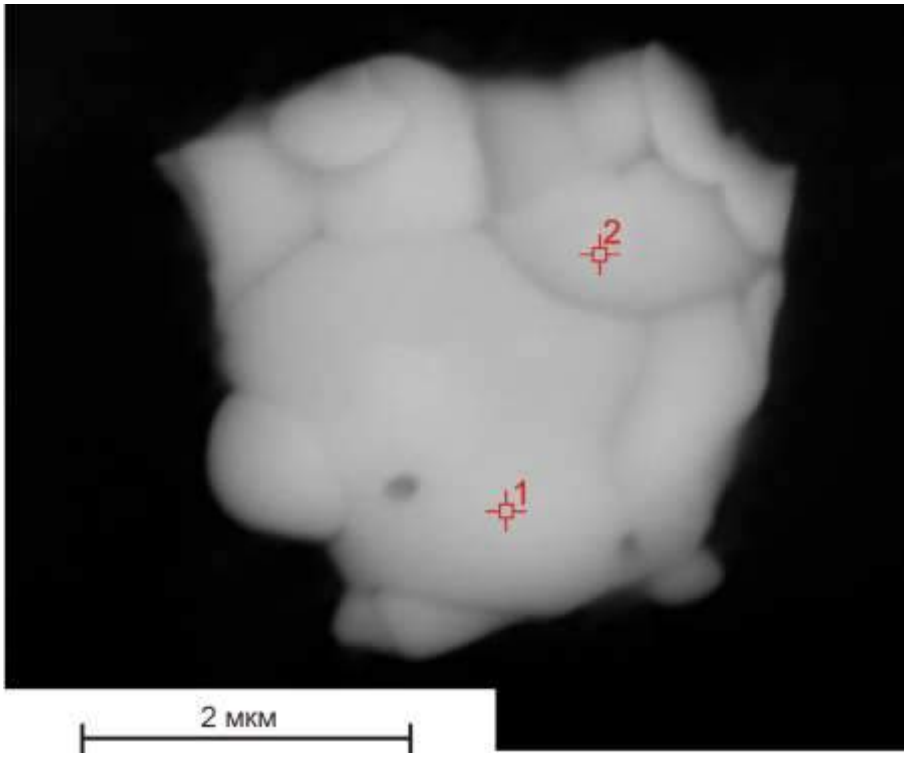


Рисунок – 4.67. Зерно настурана из арсенопирита. 1–2 – места, в которых измерен энергодисперсионный спектр (электронный микроскоп MIRA LM, аналитик Н.С. Карманов)

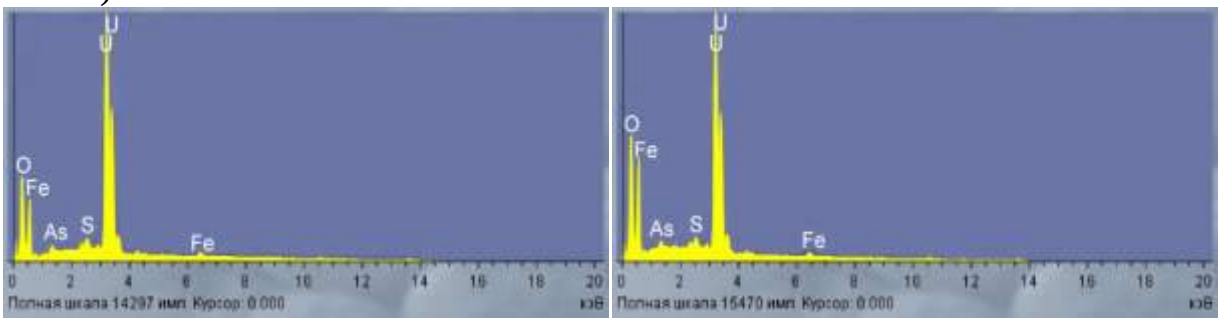


Рисунок – 4.68. Энергодисперсионные спектры настурана в точках 1 и 2 (Рисунок 4.67)

Эти данные показываю, что даже при кларковых концентрациях, уран на месторождении Бакырчик образует собственные минеральные фазы, что по мнению И.Н. Томсон и О.П. Поляковой (1994) может свидетельствовать об аномальных условиях формирования этого крупного рудного объекта. С другой стороны, это может указывать на вероятность проявления урановой минерализации на глубоких горизонтах.

Урановая минерализация отмечается и в других месторождениях золота в черносланцевых толщах. Так, на месторождении Мурунтау, она установлена в корневой части месторождения в ассоциации с молибденом и ванадием (Золоторудное месторождение …, 1998; Образцов, 2001; Рафаилович и др., 2011), Кедровом и Оленьем на Енисейском кряже (Мельников, 1992 и др.).

Совмещение золотой и урановой минерализации может быть обусловлено следующими факторами: совмещением разноформационного и полихронного оруденения в пределах одних рудоконтролирующих структур; комплексной металлоносностью рудообразующих флюидов (Поцелуев, 2008).

В данном случае формирование рудной минерализации, включающей собственные минералы Au, Ag, U, As, Pb, Zn, Sb, РЗЭ и др., вероятно происходило из единого комплексного металлоносного флюида.

До недавнего времени, дискуссионным считалось нахождение минералов платиновой группы в рудах месторождений Западной Калбы в целом, и в Бакырчикском рудном поле в частности. Публикации данных о повышенных концентрациях платиноидов (Коробейников, 1999, 2006; Ананьев, Коробейников 2009) не находили должной поддержки научной общественности. Однако, специальная исследовательская работа Л.Г. Марченко (2010), поставила окончательную точку в этой научной дискуссии.

И так, наши исследования показали повышенные концентрации Pt (8 – 541 мг/т) и Pd (1 – 510 мг/т) в ряде месторождений Кызыловский зоны смятия, а Л.Г. Марченко установила, что основными минеральными формами платины и палладия являются наноминералы куперит платиновый (PtS_2), куперит палладиевый (PdS_2), сперрилит ($PtAs_2$), палладоарсенид ($PdAs_2$), самородная платина (Pt), поликсен (Pt(Fe)), платарсит ($Pt(AsS)_2$), эрлихманит OsS_2 и др.

Кроме этого установлено (Марченко, 2010), что благородные металлы в рудах месторождений Кызыловской зоны смятия находятся не только в тесной ассоциации с сульфидами, но и с углеродистым веществом, концентрируясь в фуллереноподобных наноформных структурах (Рисунок 4.69).

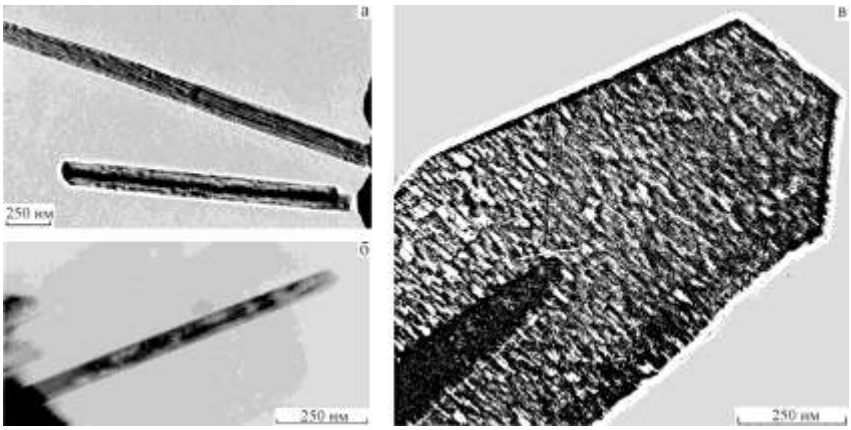


Рисунок – 4.69. Углеродистые нанотрубки и наночастицы Бакырчика и Большевика (по Л.Г. Марченко, 2010): а – две нанотрубки, игольчатые нанокристаллы с гранями диаметром до 100 нм заполненные биллингслеитом (Ag_7AsS_6) и сперрилитом ($PtAs_2$) из нанослоя пирита месторождения Бакырчик; б – нанотрубка диаметром до 80 нм, заполненная сперрилитом ($PtAs_2$) и теннантитом в шунгите рудной зоны месторождения Большевик; в – наноструктурированный кристалл с фуллереноподобной структурой перерастающий в ограненную нанотрубку заполненный наночастицами петровскита (AgAuS) из нанослоя пирита месторождения Бакырчик

Углеродистое вещество Бакырчикского рудного района описано рядом исследователей (Марченко, 1978, 1980, 1981, 2010; Заири, Яновский, 1979ф; Глебашев, Игнатьев, Ковязин, 1989; Мизерная, 2001, 2010; и др.). Согласно представлениям этих авторов углеродистое вещество в породах и рудах представлено тремя типами. Первый тип («первично осадочный») – представлен мелкими пылевидными выделениями и растительным детритом в неизмененных терригенных осадочных горных породах. Второй тип («диагенетический») – представлен нитеобразными выделениями и пленками в слабометаморфизованных и ороговикованных осадочных породах не подвергшихся процессам метасоматической проработки. Третий тип («миграционный») встречается в подвергшихся тектонической и гидротермальной переработке осадочных горных породах, динамометаморфитах, зонах разрывных нарушений и надвиговых структурах в виде черных комковатых непрозрачных выделений, линз, брекчий и микробрекчий в ассоциации с метасоматическим кварцем, мусковитом, пиритом и арсенопиритом. По составу первый и второй тип углеродистого вещества соответствуют сапропелиту, кериту и низшему

антраксолиту. Миграционное углеродистое вещество по своим характеристикам отвечает высшему антраксолиту и шунгиту.

Традиционным методом диагностики и оценки степени метаморфизации УВ веществ в горных породах и рудах служит термический анализ (Веселовский, 1955; Радченко, Каперина, 1960; Блюман и др., 1970; Аронскинд, Паняк, 1973; Годлевский и др., 1971; Биске, 1982). В основе этого метода лежит тот факт, что при нагревании на воздухе (или в присутствии кислорода в инертном газе) УВ подвергается окислению с сильным экзотермическим эффектом и пропорциональной потерей массы вследствие диссипации образующегося при окислении углекислого газа. При этом температуры начала и максимума выгорания УВ увеличиваются с ростом степени его предварительной метаморфизации (карбонизации).

В результате проведенных нами исследований алевропсаммитов, углеродистых березитов и руд Западной Калбы было зарегистрировано УВ, весьма широко варьирующее по степени метаморфизации (Рисунок 4.70, табл. 4.34).

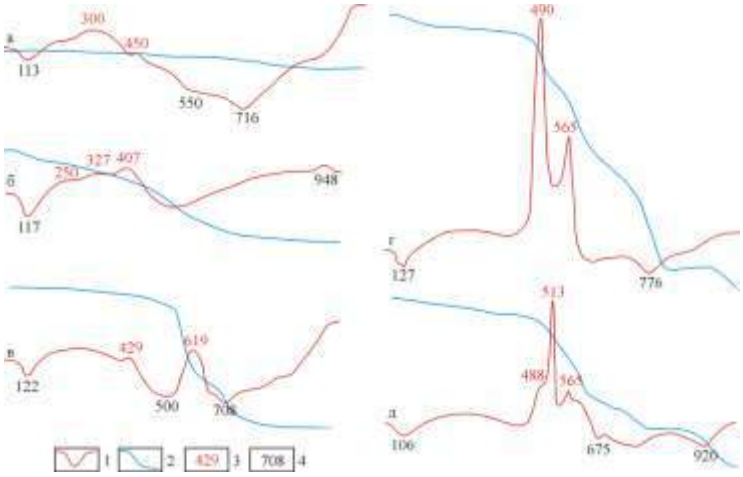


Рисунок – 4.70. Некоторые данные термического анализа ороговикованных алевролитов рудопроявления Бижан (а), алевропесчаников рудопроявления Дальний-1 (б), алевролитов месторождения Джумба (в), апопесчано-сланцевых березитов с УВ рудопроявления Дальний-1 (г), золото-сульфидно-углеродистых руд месторождения Бакырчик (д) (дериватограф DTG-60A/60AH Shimadzu). 1 – кривая нагревания; 2 – кривая потери веса; 3 – температура экстремумов (°С) выгорания углеродистого вещества; 4 – температура экстремумов (°С) термических изменений породообразующих минералов

Полученные данные свидетельствуют о том, что в ороговикованных алевропесчаниках из рудопроявления Бижан проявляется до трех экзотермических эффектов с максимумами при 280–300, 310–340 и 450°С. На кривых нагревания измененных алевропесчаников с участка Дальний, из рудопроявления Миалы и месторождения Джумба к упомянутым выше экстремумам добавляется еще два экзотермических пика при 480 и 615–635°С. С переходом от неизмененных и ороговикованных алевропсаммитов к апопесчано-сланцевым березитам картина нагревания существенно изменяется. Во-первых, экзотермические пики становятся более узкими и интенсивными, а во-вторых, их температурные отметки не опускаются ниже 425°С, а в случае с золото-сульфидно-углеродистыми рудами на кривых нагревания регистрируются узкие интенсивные пики, начиная с температуры 475°С. При этом основные пики имеют отметки от 515 до 620°С. Всем упомянутым экзотермическим эффектам отвечает пропорциональная их интенсивности потеря веса. Таким образом, установлено, что в направлении возрастания рудной минерализации в породах и рудах Западной Калбы происходит увеличение интенсивности и высокотемпературности пиков выгорания углеродистого вещества.

Основываясь на диаграмме термической устойчивости (Силаев и др., 2009), можно сделать вывод о том, что углеродистое вещество, присутствующие в породах и рудах, характеризуется весьма значительной неоднородностью по степени метаморфизации, варьируя от практически неметаморфизованного гумино-сапропелиевого органического вещества, свойственного для слабо измененных осадочных пород, до высокометаморфизованных миграционных битумов – антраксолитов, сопровождающих гидротермальную минерализацию. При этом обнаруживается, что изменение степени метаморфизации углеродистого вещества в ряду пород и руд Западной Калбы происходит не хаотично, а вполне упорядоченно. Так, в алевропсаммитах диагностируется углеродистое вещество, варьирующее от гумино-сапропелита до высшего керита, а в черных сланцах и особенно золото-сульфидно-углеродистых рудах степень метаморфизации углеродистого вещества не опускается ниже уровня асфальтита-керита, достигая

во многих образцах уровня высшего керита-антраксолита. Таким образом, в пределах Западной Калбы при переходе от неизмененных пород к сульфидизированным апопесчано-сланцевым березитам с углеродистым веществом и особенно золото-сульфидно-углеродистым рудам степень метаморфизации углеродистого вещества скачкообразно возрастает, что является доказательством достаточно длительного воздействия на миграционное углеродистое вещество высокотемпературного процесса.

Таблица 4.34. Данные термического анализа пород и руд Западной Калбы

№ п/п	№ обр	Т,°С, начала термоокис-ления	Т, °С, окончания термоокисления	Температурный размах	Т, °С, экзотермического экстремума	Т°С начала потери веса
1	Б-15-28	280	500	220	250, 327, 407	250
2	Б-15-63	455	650	195	270, 480, 615	355
3	Б-15-68	547	665	118	350, 618	550
4	Б-15-70	402	535	133	490, 565	430
5	Б-15-100	465	550	85	502	485
6	9-Б-80	450	585	135	504, 540, 566, 607	490
7	134Д	440	565	125	488, 513, 565	475
8	147Т	450	665	215	488, 517, 572, 602	480
9	154Д	455	630	175	475, 620	510
10	9-Б-40	250	400	150	300, 450	250
11	9-Б-43	200	425	125	280	235
12	9-Б-50	220	400	180	314	250
13	9-Б-55	195	405	210	340	200
14	20-30-45	400	665	265	419, 467, 515, 632	400
15	20-30-150	380	675	295	463, 606, 630	425
16	20-30-155	400	650	250	425, 475, 509, 566, 590	410
17	9-Д-58	415	670	255	429, 619	425
18	9-Д-124	400	640	240	426, 460, 600	475
19	9-Д-125	425	625	200	481, 510, 552, 584	475

Примечание. Алевропесчаники (1–3) и апопесчано-сланцевые березиты с УВ (4, 5) с участка Дальний-1; золото-сульфидно-углеродистые руды месторождения Бакырчик (6–9); алевропесчаники рудопроявления Бижан (10–13); алевропесчаники (14, 15) и апопесчано-сланцевые березиты с УВ (16) месторождения Миалы; алевролиты (17) и золото-сульфидно-углеродистых руды (18, 19) месторождения Джумба

Изотопные исследования углерода (Заири, Яновский, 1979ф) углеродистого вещества показало, что первый и второй тип рассеянного органического вещества характеризуются значениями $\delta^{13}C$ от -32 до -14 ‰, при среднем значении -22 ‰, что свидетельствует о его первично осадочно-биогенном происхождении. Синбатно ведет себя величина $\delta^{13}C$ диагенетического карбоната, значения

которой лежит в пределах от -10 до -2,5‰, что указывает на возможность формирования диагенетических карбонатов за счет окисления рассеянного органического вещества.

Наши исследования изотопного состава $\delta^{13}C$ шунгит-антраксолитовых выделений (миграционное органическое вещество) показали, что величина $\delta^{13}C$ лежит в пределах от -19 до -10, при среднем значении -14‰. Такие значения изотопного состава углерода близки к таковым средним значениям в хондритах (Е.В. Скляров и др., 2001). В то же время величина значений $\delta^{13}C$ кальцита кварц-карбонатных с сульфидами прожилков (Заири, Яновский, 1979ф) лежит в пределах от -9,8 до -3‰ при среднем -6‰, что так же близко к мантийным значениям (Хефс, 1983).

Для золоторудных месторождений Кызыловской зоны смятия свойственны контрастные (As, Sb, W), малоконтрастные (Mo, Cu, Pb, Ag, Co) и слабоконтрастные (Sn, Bi, Ni, V) геохимические ореолы (Рафаилович, 2009). При этом широко распространены следующие элементные ассоциации: «сквозная рудная» Au-As (отвечает золото-пирит-арсенопиритовой минеральной ассоциации), верхнерудно-надрудная Au-Sb-As (соответствует кварц-карботнат-антимонит-блеклорудной минеральной ассоциации), среднерудная Cu-Pb-Zn (отвечает полиметаллически-блеклорудной минеральной ассоциации), нижнерудная W-Cu-Mo (соответствует халькопирит-шеелитовой минеральной ассоциации) и средне-нижнерудная As-Ni-Co (отвечает ранней пирит-пирротин-марказитовой минеральной ассоциации).

Модель осевой зональности руд и эндогенных ореолов Бакырчика сводится к следующему (снизу вверх): V, Ni, Co, Cr → Sn, Zr, Cu, Mo, W → As, Au → Zn, Pb, Ag →Sr, Ba → Sb, Hg (Новожилов, Гаврилов, 1999). В рудах наиболее значимые прямые парные коэффициенты корреляции золота установлены с As, Ag, W, Cu и обратные с V и Mo (Нарсеев и др., 2001). При этом отмечается, что рассчитанные коэффициенты геохимической зональности малоконтрастны. Это свидетельствует о слабодифференцированном отложении компонентов оруденения и предполагает возможность прогнозирования оруденения на значительную глубину.

На рудопроявлении Дальний-1, расположенном в Бакырчикском рудном поле в надвиговой тектонической структуре среди углеродистых песчано-сланцевых отложений карбона, факторным анализом геохимических данных сколковых проб, отобранных по разведочным скважинам колонкового бурения, установлены следующие ассоциации элементов: Au-As-W-Sb (ядерная зона концентрирования), которая отвечает участкам проявления продуктивной золото-пирит-арсенопиритовой и кварц-антимонитовой минеральных ассоциаций, Cu-Li-Sr-Ba (зона транзита), которая соответствует кварц-карбонатным зонам березитов и Ni-Cr-Co-V (фронтальная зона концентрирования), которая фиксирует пиритизированные внешние зоны березитов-лиственитов. В.Б. Чекваидзе и С.А. Миляев (2009) отмечают, что и в надрудном пространстве, на современном уровне эрозионного среза, развиты широкие ореолы хлоритизации пород, которые в геохимическом поле проявляются положительными аномалиями Co, Ni, Cr (Рисунок 4.71).

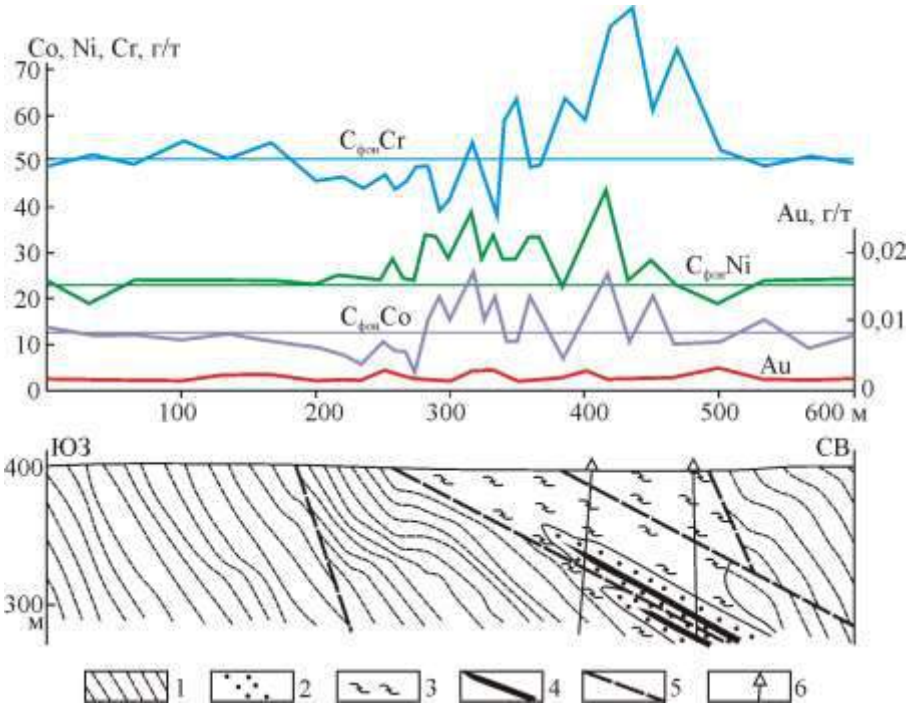


Рисунок – 4.73. Распределение содержаний сидерофильных элементов над слепыми рудными телами Участка Дальний (Чекваидзе, Миляев, 2009): 1 – углеродистая песчано-сланцевая толща C_1; 2 – серицитизация; 3 – пятнисто-прожилковая альбит-хлоритовая минерализация; 4 – рудные тела; 5 – тектонические нарушения; 6 – скважины

В Боко-Васильевском рудном поле обособились три основных рудоносных блока – Северо-Западный, Промежуточный и Юго-Восточный. В юго-восточном блоке размещены жильно-штокверковые золото-кварцево-сульфидные руды в зонах кварц-карбонатных фаций лиственитов-березитов на верхних горизонтах и штокверковые золото-сульфидные в апосерпентинитовых лиственитах на нижних горизонтах (месторождения Старое Боко, Боко, Колорадо). В промежуточном и северо-западном блоках распространены вкрапленные и прожилково-вкрапленные золото-пирит-арсенопиритовые рудные тела с подчиненным количеством кварцево-жильных и штокверковых проявлений в пропилитах и лиственитах среди углеродистых пород молассовой формации (месторождение Васильевское, рудопроявления Карьерное и Озерное). Ранние пропилиты полевошпат-кальцит-эпидотовых фаций сопровождают разрывы и зоны милонитизации и образуют здесь вытянутые площадные тела неправильной формы, протяженностью 6-8 км и шириной до 1,5 км. Околорудные листвениты-березиты проявились здесь как в пределах зоны глубинного Боконского разлома, так и на удалении от этой рудоконтролирующей структуры в толще вулканитов даубайской подсвиты вокруг многочисленных мелких золотоносных кварцевых жил. Мощность ореолов лиственитов-березитов обычно не превышает 120-150 м.

В вертикальном разрезе взаимоотношения различных типов метасоматитов и руд выглядит следующим образом: в корневой части рудно-метасоматической колонны развиты пропилитовые метасоматиты среди базальт-андезитов и апоперидотитовых серпентинитов, габбро-диоритов, альбитофиров, углеродистых сланцев с убогими вкрапленными пирит-арсенопиритовыми сульфидными рудами (Коробейников, Масленников, 1994). В средней части развиты серицит-фуксит-брейнерит-кварцевые листвениты с прожилково-вкрапленными и штокверковыми кварцево-сульфидными рудами (Рисунок 4.72). Во фронтальной части колонны преобладают брейнерит-доломит-кальцитовые листвениты, сопровождающие кварцевые жилы и прожилки.

Для рудного поля установлено уменьшение отношения $HCO_3^-/Cl^-+SO_4^{2-}$ с 21,2 до 0,8 по восстанию рудно-метасоматической колонны в газово-жидких

включениях в кварце. В этом же направлении уменьшается общая минерализация газово-жидких включений, pH, концентрация ионов Mg^{2+} и NH_4^+ (Таблица 4.35). Это, в определенной мере, отражает дифференциацию гидротермальных растворов по мере их продвижения и разгрузки, а также, в меньшей степени, различия в составе вмещающих пород.

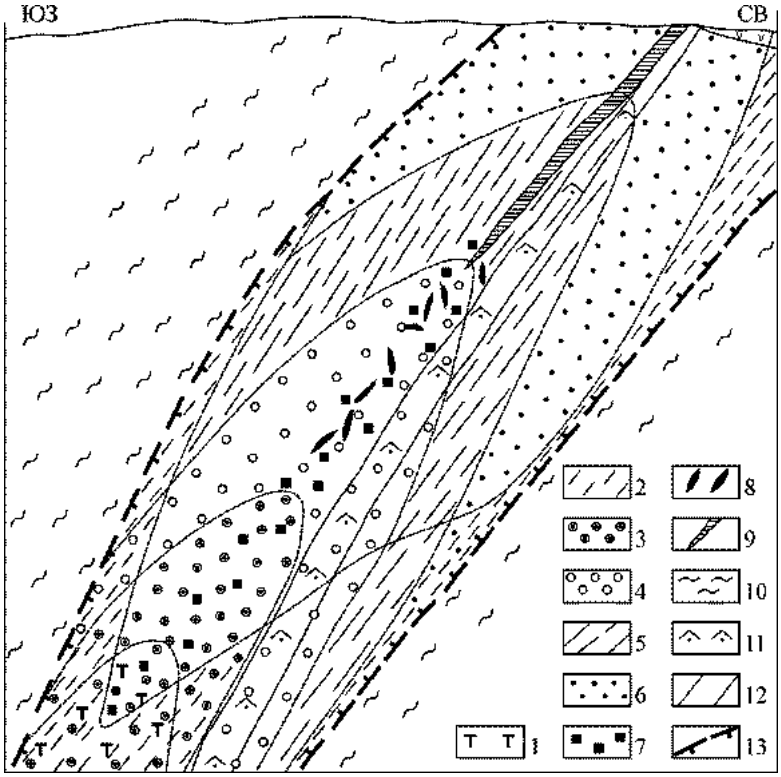


Рисунок – 4.72. Модель рудно-метасоматической зональности Боко-Васильевского рудного поля (по Коробейникову, Масленникову, 1994): 1 – апоперидотитовые серпентиниты; 2 – апопорфиритовые, апосланцевые пропилиты; 3 – апосерпентинитовые лиственитыы; 4–6 – метасоматиты березит-лиственитовой формации: 4 – кварцево-серицит-фуксит-карбонатные; 5 – хлорит-пирит-карбонатные; 6 – кальцит-доломитовые; 7 – вкрапленные золото-пирит-арсенопиритовые руды; 8 – кварцево-золото-сульфидные штокверки; 9 – кварцево-золото-сульфидные жилы; 10 – углеродистые алевролиты, аргиллиты, песчаники C_2; 11 – порфириты альбитизированные и лиственитизированные; 12 – границы метасоматических зон; 13 – контуры рудно-метасоматической колонны

Самыми распространенными рудными минералами Боко-Васильевского рудного поля являются пирит и арсенопирит. Соотношения пирита и арсенопирита с глубиной закономерно меняется с 2:1 на уровне кварцевых жил до 7:1 на уровне вкрапленных руд.

Таблица 4.35. Состав газово-жидких включений кварца Боко-Васильевского рудного поля по результатам изучения водных вытяжек (лаборатория геологии золота ТПИ)

№ проб	pH	Содержание ионов, мг.экв/л									Аддитивные коэффициенты			Участок, жила
		K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	NH_4^+	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	CO_3^{2-}	K^+/Na^+	$HCO_3^-/HCO_3^-+Cl^-$	$SO_4^{2-}/SO_4^{2-}+Cl^-$	
Б-1519	8,2	1,39	3,59	0	1,30	0,50	5,52	0,32	0,16	2,56	0,39	0,94	0,33	Озерный
Б-1161	8,2	2,53	0,19	0,20	2,60	0,04	4,24	0,16	0,03	1,28	13,31	0,96	0,16	Васильевский
Б-1122	8,2	0,37	0,37	0,51	0,16	0,08	0,72	0	0,19	0	1	1	1	Васильевский
Б-1109	6,9	0,48	0,45	0,10	0,20	0,19	0,49	0,08	0,33	0	1,06	0,86	0,8	Васильевский
Б-1299	8,2	0,61	0,43	0	5,00	0,07	6,05	0	0	2,77	1,41	1	–	Васильевский
Б-1548	8,2	0,14	0,28	0,47	0,30	0,03	1,36	0,16	0,30	0	0,5	0,86	0,65	Колорадо
Б-1466	7,9	0,39	0,18	0,96	0	0,06	0,40	0,08	0,75	0	2,16	0,83	0,91	шх.Красная
Б-1472	7,7	0,83	0,15	0	0	0	0,48	0	0,17	0	5,53	1	1	ж.Гора Смеха
Б-1476	7,7	0,40	0,16	0,30	0	0,02	0,71	0,08	0,21	0	2,5	0,89	0,72	ж. Александровская
Б-1477	7,7	0,11	0,30	0,23	0,03	0	0,32	0	0,17	0	0,36	1	1	ж. Александровская
Б-1423	6,5	0,48	0,22	0,10	0	0,14	0	0	0	0	2,18	–	–	ж.Сакеневская
Б-1427	8,1	0,87	0,36	0,30	0	0	1,12	0,08	0,25	0,16	2,35	0,93	0,78	ж.Ивановская
Б-1379	7,5	0,37	0,33	0,60	0,12	0	0,40	0,16	0,34	0	1,12	0,71	0,68	ж.Гористая-2
Б-1564	6,7	0,15	0,16	0,20	0	0,01	0,37	0,16	0,25	0	0,94	0,70	0,61	ж. Акдынгек
Б-1562	7,5	0,14	0,18	0,55	0,05	0,06	0,32	0	0,29	0	0,77	1	1	ж.Жолпан-Тюбе

В пределах рудного поля выделено 4 основные генерации пирита: осадочно-метаморфогенный, метасоматический, рудный и пострудный.

Осадочно-метаморфогенный пирит-I проявляется в участках не подверженных метасоматическим и рудным преобразованиям в черносланцевой толще в виде тонкозернистых выделений, нередко параллельно слоистости пород, стяжений, дробовидных выделений и желваков. Для него характерны признаки метаколлоидных образований: фрамбоидальная неравномерно зернистая структура агрегатов, колломорфная реликтовая структура. В зернах пирита обычно встречаются включения вмещающих пород, карбоната, рутила. Форма кристаллов такого пирита кубическая.

Пирит-II образовывался на ранней гидротермально-матасоматической стадии и проявляется в настоящее время во внешних зонах рудно-метасоматических колонок. Он образует тонкую вкрапленность идиоморфных кристаллов, агрегативных скоплений или неправильно ограненных зерен. Грани кристаллов такого пирита блестящие. Габитус кристаллов кубический, куб-пентагондодекаэдрический и пентагондодекаэдрический. Содержания золота в таком пирите лежат в пределах от 0,9 до 24 г/т (Гаврилов, 1968ф; Наливаев 1984ф).

Рудный пирит-III формировался собственно в рудный этап совместно с другими сульфидами в жильным, штокверковом, прожилково-вкрапленном и вкрапленном типах минерализаций. Для такого пирита из прожилково-вкрапленного и вкрапленного типов минерализации характерно преобладание пентагондодекаэдрических кристаллов над кубическими и высокие (более 1%) примеси мышьяка. Размер кристаллов лежит в пределах от 0,05 до 2–3 мм. Содержания золота в таком пирите от 13 до 170 г/т (Алекторова и др., 1979ф; Наливаев, 1984).

Для пирита-III из штокверкого типа минерализации характерны куб-пентагондодекаэдрические, кубические и пентагондодекаэдрические кристаллы размером 0,2–1,2 мм. Содержания золота в пирите лежит в пределах от 30 до 129 г/т (Алекторова и др., 1979ф; Наливаев, 1984).

Характерной особенностью пирита-III из кварцевых жил является преобладание пентагондодекаэдрических кристаллов над кубическими и низкая золотоносность – от 3до 30 г/т (Борцов и др., 1972ф; Алекторова и др., 1979ф; Наливаев, 1984).

Пострудный пирит-IV образовывался в заключительный этап формирования рудного поля в секущих маломощных кальцитовых прожилках. Для кристаллов этой генерации характерны кубический габитус, блестящие грани кристаллов с послойной штриховкой, размер кристаллов 0,05– 0,2 мм. Золотоносность такого пирита весьма низкая – 0,1–12 г/т (Борцов и др., 1972; Алекторова и др., 1979ф).

При изучении пирита рудного поля выделено 11 морфологических типов кристаллов (Рисунок 4.73). Установлено, что на кристаллах пирита присутствуют в основном две простые формы – (100) и (210). Очень редко в комбинациях встречаются слаборазвитые грани октаэдр (111). Главными морфологическими типами являются кристаллы 1, 4, 8 и 10 типов (Рисунок 4.73).

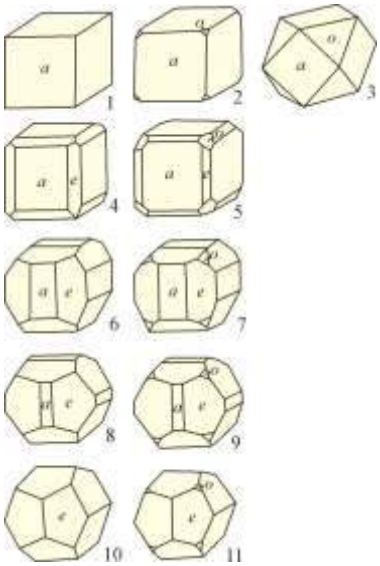


Рисунок – 5.73. Кристалломорфология пирита Боко-Васильевского рудного поля. Грани: а – куб (100), е – пентагондодекаэдр (210), о – октаэдр (111)

Характерной особенностью рудогенного пирита III из кварцевых жил является преобладание кристаллов с одновременно развитыми гранями гексаэдра (100) и пентагондодекаэдра (210). Кристаллы в форме куба, или куба со слабо развитой гранью октаэдра встречаются редко (Рисунок 4.74). С глубиной для кварцево-жильного типа намечается увеличение доли кристаллов

пентагондодекаэдрического и уменьшение кубического габитусов (Рисунок 4.75–4.76).

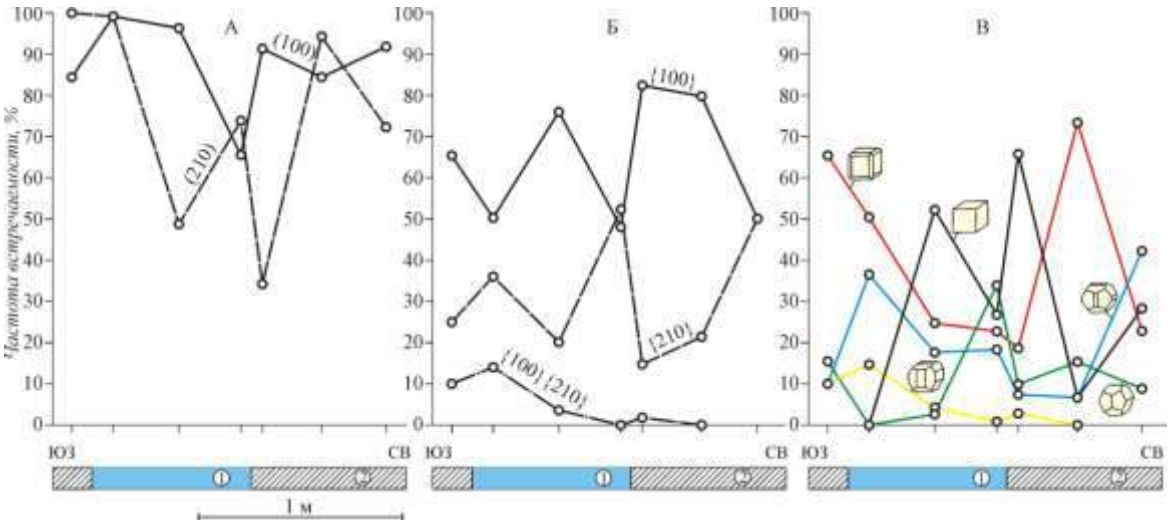


Рисунок – 4.74. Изменение частоты встречаемости граней в комбинациях (А), габитусов (Б) и морфологических типов (В) кристаллов пирита в крест простирания жилы Гористой-2: 1 – кварцевая жила; 2 – околорудные березиты

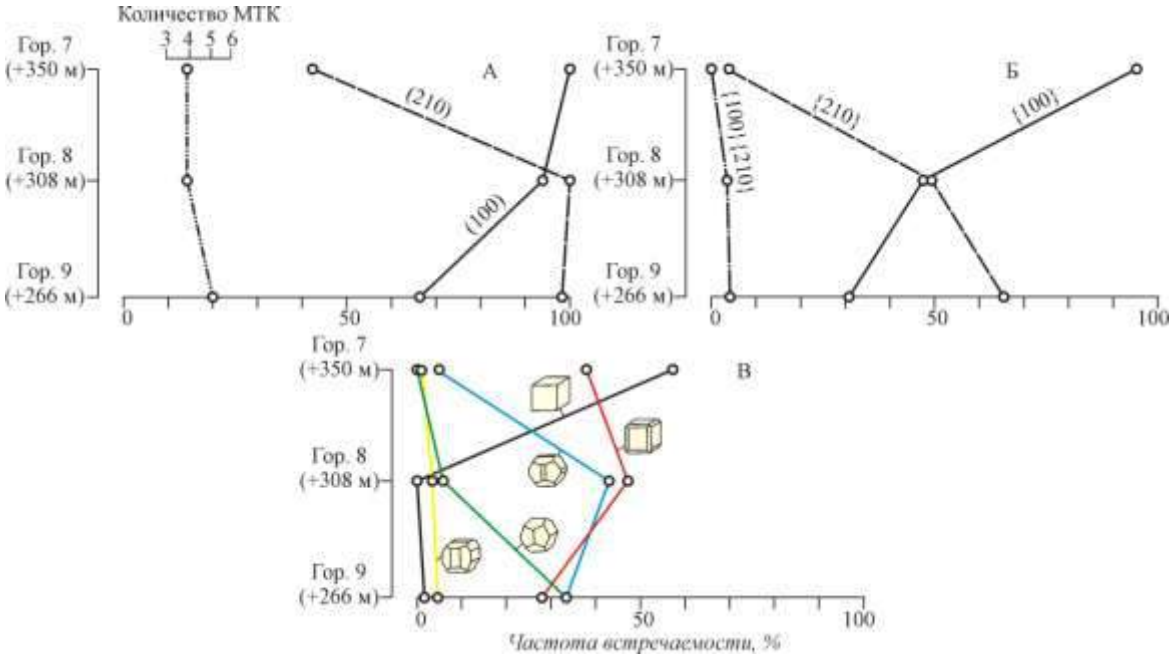


Рисунок – 4.75. Изменение частоты встречаемости граней в комбинациях (А), габитусов (Б) и морфологических типов (В) кристаллов пирита с глубиной кварцево-жильного типа руд. Участок Васильевский. 2–е рудное тело

Для пиритов штокверкого типа оруденения характерен кубический габитус кристаллов. При этом с глубиной намечается некоторое снижение количества кубических кристаллов в пользу пентагондодекаэдрических и увеличение общего ассортимента морфологических типов (Рисунок 4.77–4.78).

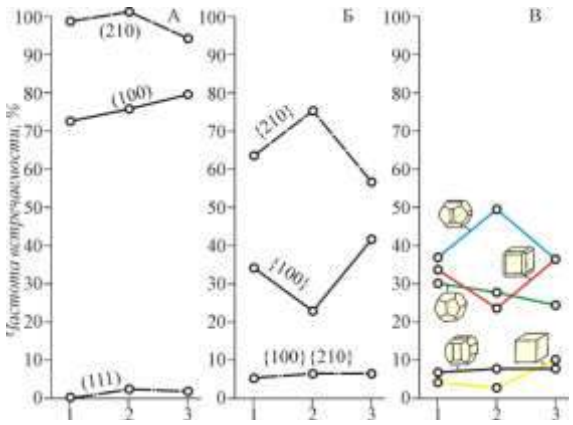


Рисунок – 4.76. Изменение частоты встречаемости граней в комбинациях (А), габитусов (Б) и морфологических типов (В) кристаллов пирита в кварцево-жильном типе руд по простиранию рудной зоны. Участки: 1 – Васильевский; 2 – Колорадо; 3 – Боконский

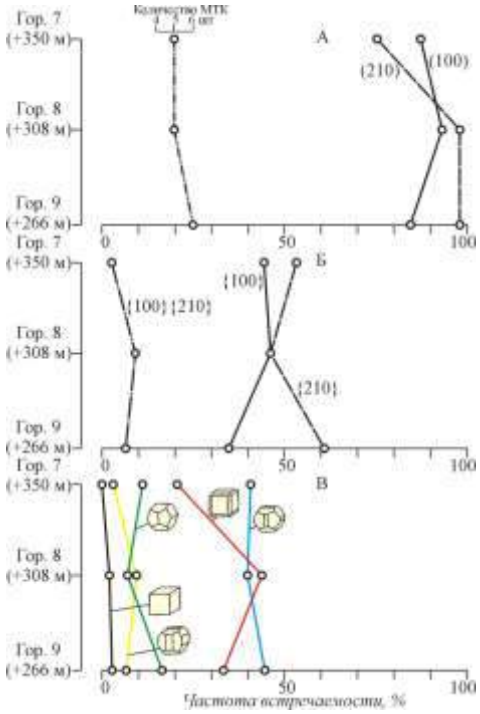


Рисунок – 4.77. Изменение частоты встречаемости граней в комбинациях (А), габитусов (Б) и морфологических типов (В) кристаллов пирита с глубиной штокверкого типа руд. Участок Васильевский

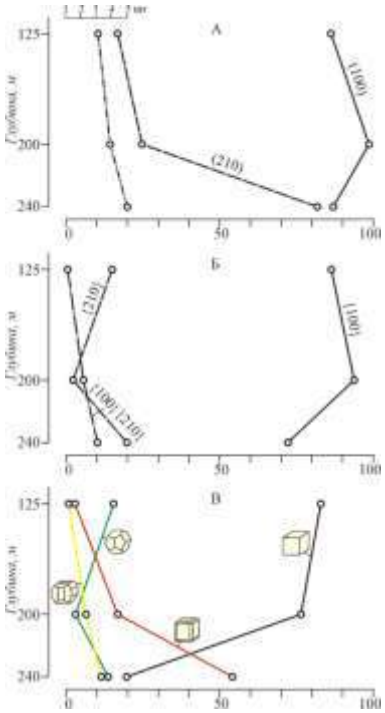


Рисунок – 4.79. Изменение частоты встречаемости граней в комбинациях (А), габитусов (Б) и морфологических типов (В) кристаллов пирита с глубиной штокверкого типа руд. Участок Карьерный

Для пиритов прожилково-вкрапленного и вкрапленного типа оруденения участков Карьерный и Озерный свойственны кубический и пентагондодекаэдрический габитусы. С глубиной намечаются следующие

характерные особенности: увеличение общего ассортимента кристаллов и кристаллов кубического габитуса и уменьшение доли грани (210) и пентагондодекаэдрического габитуса (Рисунок 4.79).

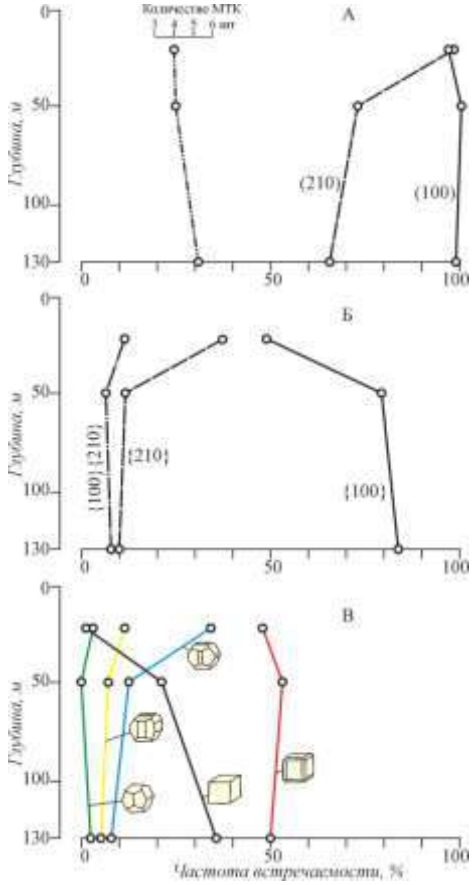


Рисунок – 4.79. Изменение частоты встречаемости граней в комбинациях (А), габитусов (Б) и морфологических типов (В) кристаллов пирита с глубиной прожилково-вкрапленного типа руд. Участок Озерный

В пиритах рудного поля в разных концентрациях установлены примеси As, Sb, Zn, Pb, Ag, Cu, Bi, Sn, Co, Ni, Cr, V, Au. В рудных пиритах III отмечается увеличение концентраций As, Sb, Pb, Ag, Zn и снижение Co и Ni по мере увеличения степени метасоматической проработки (Рисунок 4.80).

С глубиной для кварцево-жильного типа оруденения выявляются достаточно четкие различия в спектре и содержаниях элементов примесей. В пиритах из корневых частей накапливаются Ni, Co, As, Cr, W; в пиритах средних уровней развития жильного типа оруденения фиксируются Pb, Cu, Zn; в верхних частях кварцевых жил – Ag и Sb (Коробейников, Нарсеев, Пшеничкин и др., 1993).

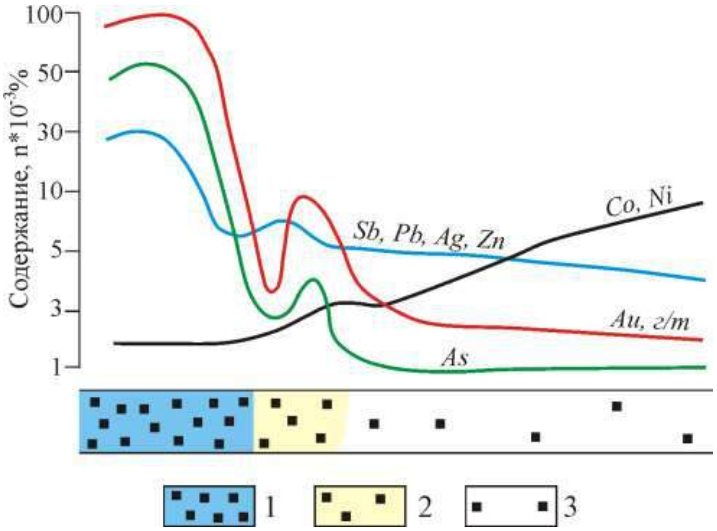


Рисунок – 4.80. Изменение содержаний элементов-примесей в пиритах в крест простирания рудного тела месторождения Васильевского (Коробейников, Масленников, 1994):1 – рудная зона прожилково-вкрапленных руд золото-пирит-арсенопиритовой ассоциации; 2 – березиты внутренней зоны метасоматической колонки; 3 – метасоматиты внешней зоны метасоматической колонки

Изучение термо-ЭДС пиритов из различных морфологических типов руд показало, что минерал обладает дырочным и смешанным (электронно-дырочным) типами проводимости. При этом рудогенный пирит-III из прожилково-вкрапленных руд участка Озерный обладает дырочным типом проводимости с высокими средними значениями термо-ЭДС. В штокверковых рудах (участок Васильевский) преобладают пириты с дырочным типом проводимости (92%). А пириты из кварцевых жил характеризуются еще большей степенью (14–35%) развития кристаллов с электронным типом проводимости (Таблица 4.36).

Таблица 4.36. Термоэлектрические особенности рудогенного пирита III Боко-Васильевского рудного поля

№ п/п	Морфологический тип оруденения	Участок	Кол-во замеров	Тип проводимости	термо-ЭДС			%
					от	до	Среднее	
1	Прожилково-вкрапленный	Озерный	76	p	30	85	68	100
2	Штокверковый	Васильевский	230	p n	5 5	45 30	28 16	92 8
3	Кварцево-жильный	Колорадо	50	p n	5 15	100 55	41 34	86 14
4	Кварцево-жильный	Боконский	152	p n	5 5	100 55	46 19	65 35

В рудном поле закономерно меняется изотопный состав серы пирита. Коробейниковым, Овчинниковым, Масленниковым и др. (1990) установлено закономерное утяжеление изотопов серы по восстанию рудно-метасоматической колонны. При этом, блок рудного поля, содержащий убогую вкрапленную золото-пирит-арсенопиритовую минерализацию в пропилитах и лиственитах (корневая часть рудно-метасоматической колонны) характеризуется значением $\delta^{34}S$ от -6,04 до -13,74‰, блок вмещающий прожилково-вкрапленные богатые золото-пирит-арсенопиритовые руды в лиственитах-березитах (средне-нижнерудная часть колонны) характеризуется значением $\delta^{34}S$ от -2,83 до +0,80 ‰, для блока с кварцево-жильной и штокверковой минерализацией (среднерудная часть палеогидротермально-метасоматической колонны) в березитах и лиственитах зафиксированы показатели $\delta^{34}S$ от +2,02 до +4,09 ‰, а для блока с кварцево-жильной минерализацией в лиственитах (верхняя часть колонны) показатель $\delta^{34}S$ лежит в пределах от +2,20 до +11,59 ‰ (Рисунок 4.81).

Арсенопирит в пределах рудного поля установлен во всех морфологических типах оруденения. Для вкрапленного, прожилково-вкрапленного и штокверкого типа оруденения характерны короткопризматические, удлиненные и игольчатые кристаллы, двойники и тройники. Кристаллы представлены хорошо развитыми гранями ромбических призм первого рода или ромбических пирамид. Грани пинакоида, ромбических призм второго рода развиты слабо. Размер кристаллов варьирует в значительных пределах, но не превышает 0,2 мм по длинной оси. Часто обнаруживаются раздробленные кристаллы, а микротрещинки заполнены мелкозернистым кварцем.

Арсенопирит из кварцевых жил встречается в виде зернистых масс, короткопризматических кристаллов или их сростков. Редко встречаются удлиненнопризматические кристаллы. Размеры кристаллов такого арсенопирита достигают 1–2 мм и более.

Изотопные исследования состава серы арсенопирита Васильевского участка показали значения $\delta^{34}S$ в пределах от +0,02 до +3,43‰, что близко к мантийным показателям (Наливаев, 1984ф).

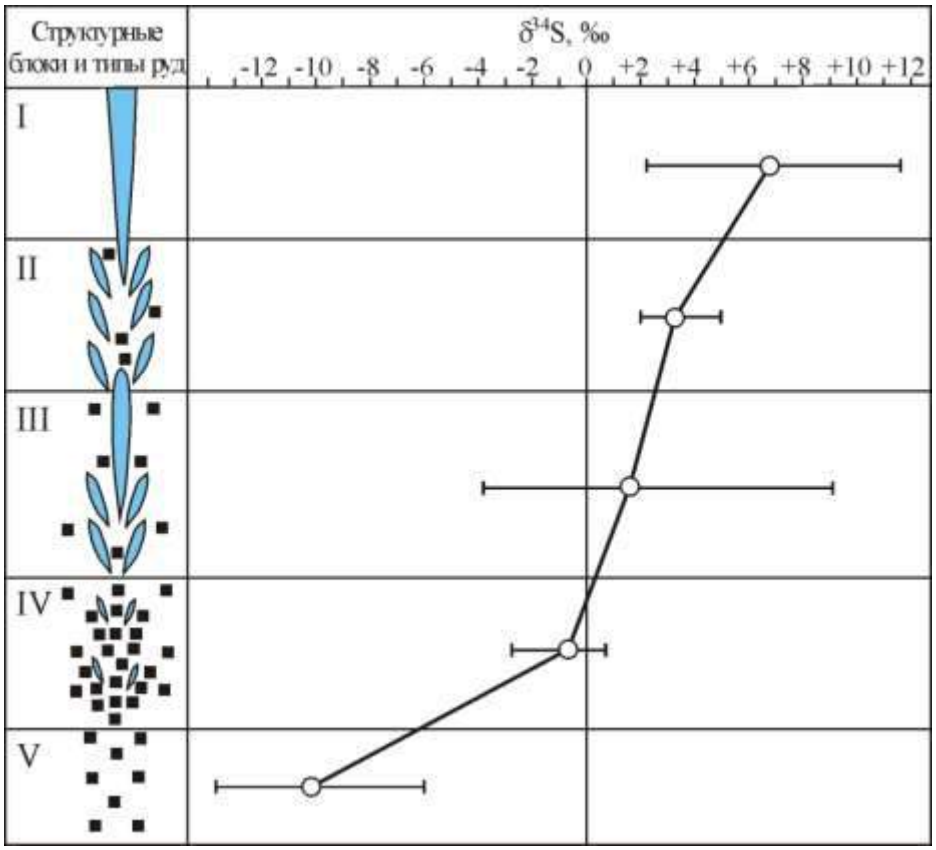


Рисунок – 4.81. Модель изотопно-геохимической зональности $\delta^{34}S$ рудогенного пирита III генерации Боко-Васильевского рудного поля (по Коробейникову, Масленникову, 1994). I–V – структурные блоки с различными типами руд: I – блок с золото-кварцево-сульфидными жилами; II – блок с жильно-штокверковыми золото-кварцево-сульфидными рудами; III – блок с жильно-штокверковым золото-кварцево-сульфидным оруденением; IV – блок с прожилково-вкрапленными золото-пирит-арсенопиритовыми рудами; V - блок с убогими вкрапленными золото-пирит-арсенопиритовыми рудами. Сплошной линией показан тренд $\delta^{34}S$ пирита III для структурных блоков с разным уровнем эрозионного среза

Золотоносность арсенопирита из вкрапленного, прожилково-вкрапленного, штокверкового и кварцево-жильного типов минерализаций различна. По данным рада исследователей (Герман, 1968ф; Гаврилов, 1969ф; Алекторова, 1979ф) наиболее золотоносными являются удлиненнопризматические, удлиненнопирамидальные и игольчатые кристаллы. Они содержат от 114 до 349 г/т золота. Арсенопирит кварцевых жил менее золотоносен – он содержит от 64 до 118 г/т Au.

В Боко-Васильевском рудном поле видимое золото встречается только в кварцевых жилах. Размер золотин колеблется от долей до 1,5–2,0 мм. Выделения

самородного золота приурочены к тонким трещинам, интерстициям в кварцевых зернах. Для золота характерна тесная пространственная связь с сульфидными минералами, с которыми оно образует срастания, чаще всего с пиритом, арсенопиритом и галенитом. Форма золотин самая разнообразная: в виде проволочек, пластинок, чешуек, зерен, листочков, комочков неправильных очертаний, но чаще всего образует ноздреватые дендритовидные выделения. Изредка наблюдаются кристаллоподобные образования, на которых диагностируются грани гексаэдра и ромбододекаэдра. Цвет золотин обычно ярко-желтый, желтый, матово-желтый (Таблица 4.37).

Таблица 4.37. Золото из проб-протолочек кварца и березитов жил Боко-Васильевского месторождения (лаборатория геологии золота ТПИ)

№ пробы	Жила	Размер золотин, мм	Форма, цвет
Б-1559	Жолпак-Тюбе-2	0,25-0,3	Удлиненные, проволочкоподобные; поверхность шероховатая, бугристая; в красной рубашке
Б-1565	Андынгек	0,02-0,5	Комковатое, губчатое; слабо-зеленоватое или с красноватой пленкой
Б-1393	Гористая-2	0,3-0,6	Ноздреватое, дендритовидное; ярко-желтое, блестящее
Б-1383	Гористая-2 (березит)	0,05-0,5	Ноздреватое, дендритовидное; ярко-желтое, блестящее
Б-1397	Комсомольская	0,06-0,8	Ноздреватое, скелетное, комковатое; ярко-желтое, желтое
Б-1399	Комсомольская (березит)	0,02-0,05	Скелетное; желтое
Б-1423	Сакеневская	0,05-0,3	Шаровидное, ноздреватое; желтое
Б-1472	Гора Смеха	0,3-0,75	Лапчатое, сложной формы, комковидное; желтое, блестящее
Б-1476	Александровская	0,1-0,5	Губчатое, сложной формы; матово-желтое
Б-1475	Александровская (березит)	0,05-0,85	Губчатое, сложной формы; матово-желтое
Б-1443	Красная	0,05-0,2	Ноздреватое, сложной формы; желтое

Проба золота лежит в пределах от 845 до 872‰. Установлено увеличение пробы золота с глубиной для рудного тела №2 Васильевского месторождения с 850 на горизонте 183 м до 862‰ на горизонте 263 м. В золоте установлены примеси Ag (до 14 %), As (до 0,006 %), Cu (до 0,008 %), Pb (до 0,009 %), Fe (до 0,006 %).

Для прожилково-вкрапленного и вкрапленного типа минерализации характерно очень мелкое (1–10 мкм) золото. Оно представлено одиночными или групповыми вкраплениями преимущественно в пирите и арсенопирите и приурочено к краевым частям кристаллов, микротрещинам, интерстициям. Форма золотин овальная, проволочковидная, амебообразная.

В Боко-Васильевском рудном поле геохимические ореолы представлены Ba, Sb, Hg, Cu, Pb, Zn, Bi, Au, Ag, Se, Te, As, W, Ni, Co, V, Cr, Ti, Mo, Be (по А.Ф. Коробейникову и др., 1989). Морфология конкретных аномалий этих элементов отвечает субпластовой, линзовидной, струйчатой, секущей линейно-пластовой конфигурациям. Господствуют субпослойные и секущие типы ореолов. Нередко отдельные геохимические аномалии прослеживаются непрерывно из блока в блок этой структурно-формационной зоны на 1–6 км через разделяющие их дизъюнктивы (Рисунок 4.82). В верхних частях структурных блоков рудного поля, где развиты кварцево-сульфидные продуктивные жилы в березитах-лиственитах, выявлены ореолы Pb, W, Ni, Co, Ti, Mo, Be. Эти геохимические ореолы размещаются в верхней и средних частях рудовмещающего разреза рудного поля в 100–300 м от эрозионной поверхности. Внизу этого разреза в Центральном блоке отмечены аномалии первого порядка As, W, Ni, Co, Cr, Ti, Mo, Be. Отдельные слабоконтрастные аномалии Ba, Sb, Se, Te проявились в верхней части данного разреза.

В соседнем промежуточном структурном блоке того же рудного поля выявлены контрастные ореолы Ba, Ag, Cu, Pb, Bi, As, Sb в верхней части разреза, где развиты кварцево-жильные руды в лиственитах. Здесь вскрыты отрицательные и пониженные геохимические аномалии первого порядка. В них Ti, Cr, V, Ni, Co имеют концентрации в 5–10 раз ниже фоновых значений. Ореолы Cu, Bi, Pb, Ag здесь линейно-прерывистые и окружают главные жильные зоны. На уровне развития штокверковых кварцево-золото-сульфидных руд ореолы As, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cr, Ti линзовидной и линейно-пластовой форм шириной в десятки метров и протяженностью в сотни метров – первые километры. Однако на разных горизонтах их контрастность проявлена неодинаково: на нижних более

контрастными оказались ореолы As, Co, Ni, Ti, Cr, V, причем самые яркие ореолы As выявлены на глубинах 500–700 м от поверхности. Все это позволяет предполагать наличие на глубоких горизонтах богатых вкрапленных золото-сульфидных руд.

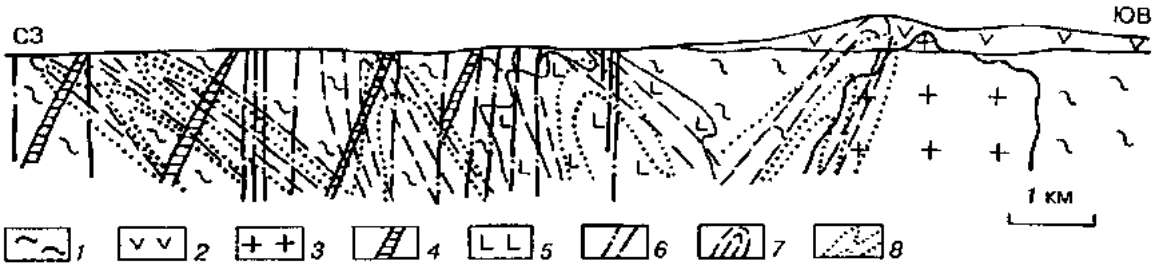


Рисунок – 4.82. Эндогенные геохимические аномалии золота и мышьяка в черносланцевых толщах карбона Боко-Васильевского рудного поля Западной Калбы (продольный вертикальный разрез через рудную зону, упрощенный вариант) (Коробейников и др., 1989): 1 – углеродистые аргиллиты, алевролиты, песчаники среднего карбона; 2 – основные эффузивы, андезиты C_3; 3 – диориты, плагиограниты альбитизированные, березитизированные габбро-плагиогранитовой верхнепалеозойской (C_3-P) формации; 4 – дайки диоритов, плагиогранитов, альбитофиров C_3-P; 5 – тела серпентинизированных дунитов, перидотитов; 6 – дизъюнктивы II–III порядков; 7 – положительные геохимические ореолы золота; 8 – положительные геохимические ореолы мышьяка

Северо-западный структурный блок рудного поля характеризуется развитием вкрапленных золото-пирит-арсенопиритовых руд в углеродистых сланцах и контрастных протяженных ореолов As. Эти ореолы группируются на верхнем и нижнем горизонтах. На верхнем горизонте выявлены также контрастные ореолы Ba и Pb. Протяженность ореолов - сотни метров и даже 1-2 км. Эти геохимические данные свидетельствуют о максимальном эрозионном вскрытии данного структурного блока и о перспективах вскрытия в нем прожилково-вкрапленных типов руд.

Рудное поле Эспе разбито Западно-Калбинским глубинным разломом на две части: западную и восточную. В западном структурном блоке сосредоточены золоторудные месторождение Октябрьское и рудопроявления Свита жил 17-х, зоны Широтная, Гористая, Перевальная. Восточный структурный блок охватывает группу золотоносных участков Костобе Северное, Центральное и Южное.

В западном и восточном структурных блоках локализованы различные структурно-морфологические типы рудных тел. В западном блоке, среди отложений прибрежно-морской молассовой формации C_{2-3}, в разрывных нарушениях, тяготеющих к флексурообразным изгибам крыльев складок второго порядка, развито кварцево-жильное оруденение с двумя продуктивными парагенетическими ассоциациями (золото-пирит-арсенопиритовая и золото-полиметаллическая) со свободным золотом в кварцевых жилах, свитах кварцевых жил и линейных штокверках, сопровождаемых березитами кварц-карбонат-серицитовой с альбитом фации (Рисунок 4.83). Отдельные кварцевые жилы выдержаны как по простиранию, так и по падению. Мощность околорудных изменений у них не превышает 4–10 м. На нижних горизонтах наблюдается «расхвостование» одиночных жил и их переход в линейные штокверки (Рисунок 4.84).

В восточном блоке в отложениях морской флишоидной формации C_1, в зонах разрывных нарушений, оперяющих Западно-Калбинский глубинный разлом, проявилась одна продуктивная парагенетическая ассоциация – золото-пирит-арсенопиритовая. Она формирует прожилково-вкрапленные руды со связанным микроскопическим золотом, сопровождаемые редкими маломощными стержневыми кварцевыми жилами в зонах кварц-карбонат-серицитовых фаций березитов, во внешних зонах которых проявлены эпидот-альбитовые с кальцитом фации пропилитов. Мощность таких метасоматических колонок достигает в отдельных случаях 60 м.

Ранние щелочные кварц-полевошпатовые автометасоматиты в пределах рудного поля установлены только в восточном структурном блоке в дайках плагиогранит-порфиров, микродиоритов и спессартитов кунушского комплекса.

Различные типы руд в рудном поле характеризуются различной золотоносностью. Пирит-арсенопиритовая ассоциация богата связанным тонкодисперсным (в сульфидах до 90 %) и свободным (в кварце до 10 %) золотом. Эта продуктивная минерализация распространена как в восточной, так и в западной частях рудного поля. Продуктивная золото-полиметаллическая

ассоциация распространена только в западной части рудного поля, где проявлен жильный и штокверковый морфологические типы руд. Золото в этой ассоциации свободное в кварце до 80 % и связанное в сульфидах до 20 %. При этом золотоносность сульфидов с глубиной рудоносных структур возрастает. Для западной части рудного поля характерно телескопированное положение выявленных продуктивных минеральных ассоциаций.

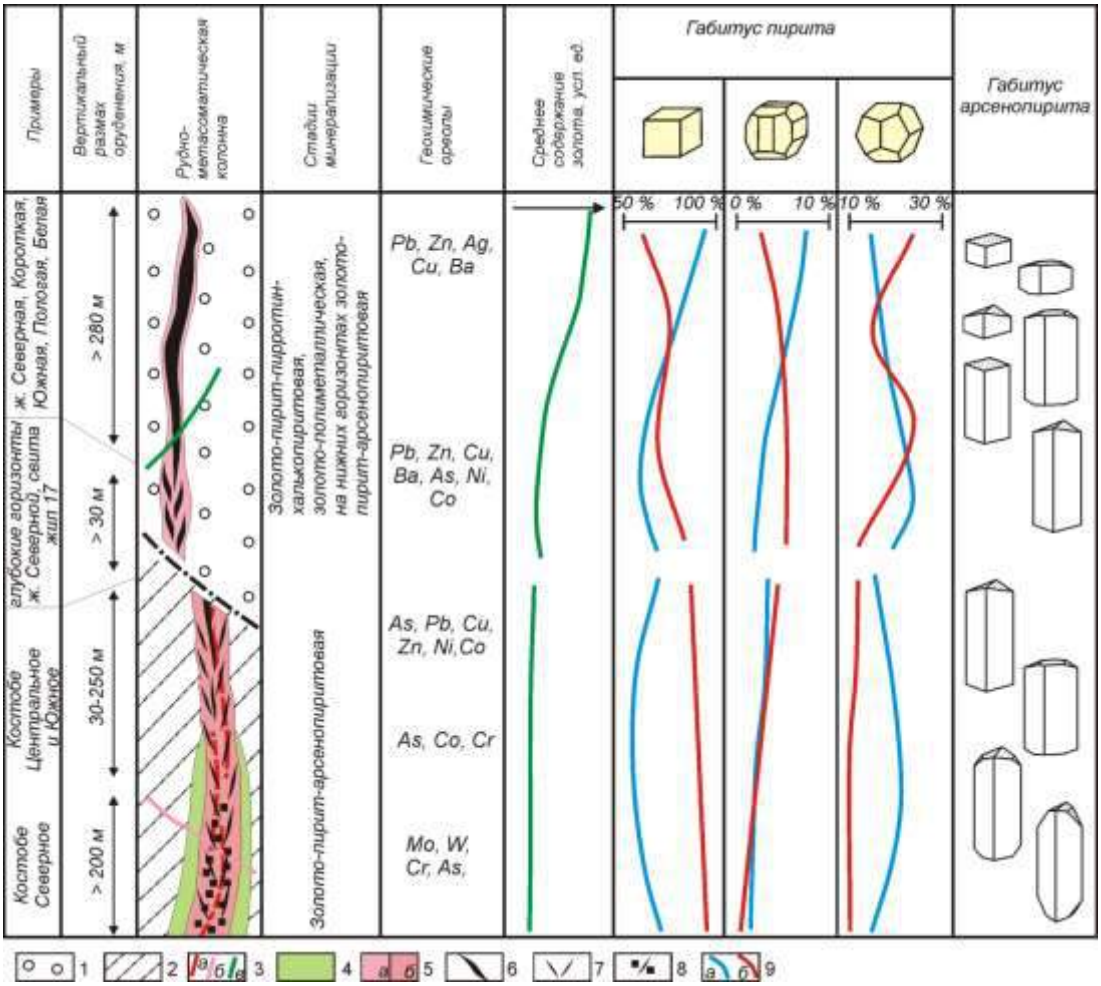


Рисунок – 4.83. Модель рудно-метасоматической и геохимической зональности рудного поля Эспе. 1–2 – вмещающие черносланцевые толщи карбона: 1 – буконьской свиты ($C_{2\text{-}3}$bk); 2 – калбинской свиты C_1v; 3 – дайки: а–б – альбитизированные и березитизированные кунушского комплекса (C_3–P_1): а – плагиогранит-порфиры, б –микродиорит-лампрофиры, в – долериты (Т); 4 – пропилиты (эпидот-альбитовая фация с кальцитом); 5 – лиственито-березиты, фации: а – кварц-карбонат-серицитовая с альбитом; б – кварц-карбонат-серицитовая; 6 – 8 – руды: 6 – кварцево-золото-сульфидные жилы; 7 – кварцево-золото-сульфидные штокверки; 8 – прожилково-вкрапленные золото-пирит-арсенопиритовые руды; 9 – габитус пирита: а – из березитов и б – кварцевых жил и прожилков

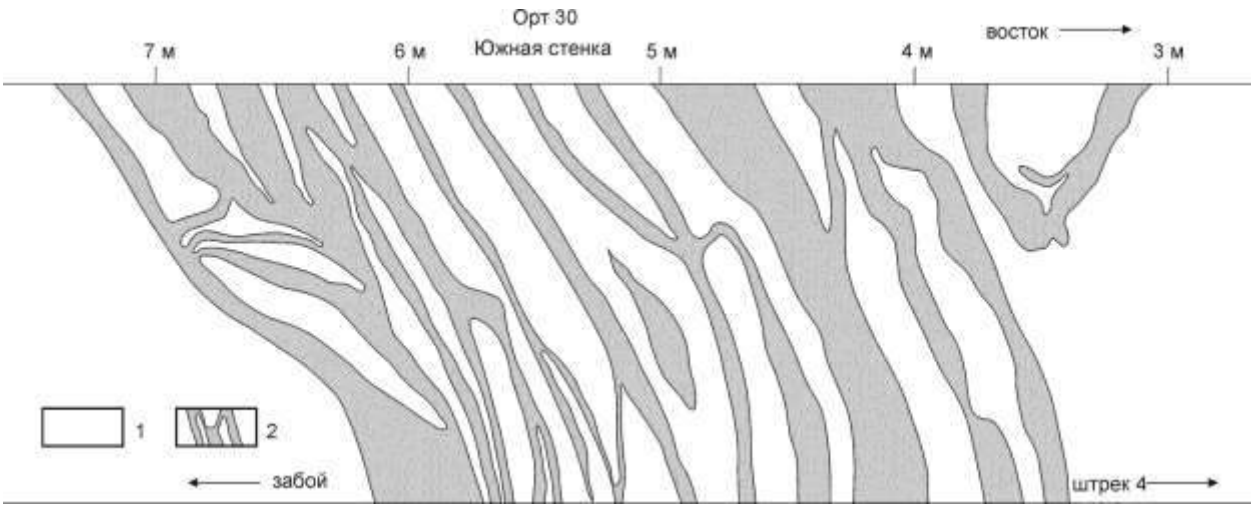


Рисунок – 4.84. Переход жилы Северной в штокверк. Месторождение Октябрьское. Горизонт 280 м. Орт 30. Южная стенка. 1 – перемятые алевролиты; 2 – кварцевый штокверк

На Октябрьском месторождении отчетливо проявлена минералогическая зональность, обусловленная различным пространственным размещением продуктивных минеральных ассоциаций (Рисунок 4.85). В общем виде, в меридиональной структуре, эта зональность представляется следующим образом:

1. Южный участок (жилы Белая, Пологая, Ненадежная, Особая) – кварц, пирит, арсенопирит (±магнетит). Сульфидов не более 2 %. Средняя проба самородного золота – 820 ‰;

2. Центральный участок (жилы Короткая, Южная, Сестра) – кварц, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит (±халькопирит). Сульфидов не более 2%. Средняя проба самородного золота – 835 ‰;

3. Северный участок (жилы Северная, Аммональная, Интересная) – кварц, пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, блеклая руда (±галенит). Сульфидов не более 2%. Средняя проба самородного золота – 864 ‰.

В пределах рудного поля установлено 4 основные генерации пирита: диагенетический-метаморфогенный (I), метасоматический (II), рудный (III) и пострудный (IV).

Диагенетический-метаморфогенный пирит распространен в песчано-сланцевых отложениях карбона за пределами рудных полей и проявляется в виде тонкозернистых агрегатов, нередко подчеркивая слоистость пород, или

выделяется в виде желваков и стяжений. Для него характерна фрамбоидальная, неравномернозернистая, колломорфная структура. Зерна пирита часто содержат включения вмещающих пород. При региональном метаморфизме скрытокристаллические агрегаты диагенетического пирита претерпевают перекристаллизацию – появляются кубические кристаллы. Часто можно наблюдать, особенно на участке Северное Костобе, разворачивание таких крупных кристаллов осью симметрии третьего порядка ортогонально к слоистости пород (Пшеничкин, Ананьев, 1999). В гидротермальном процессе пирит I не устойчив – подвергается коррозии, обрастает или замещается пиритом II и III.

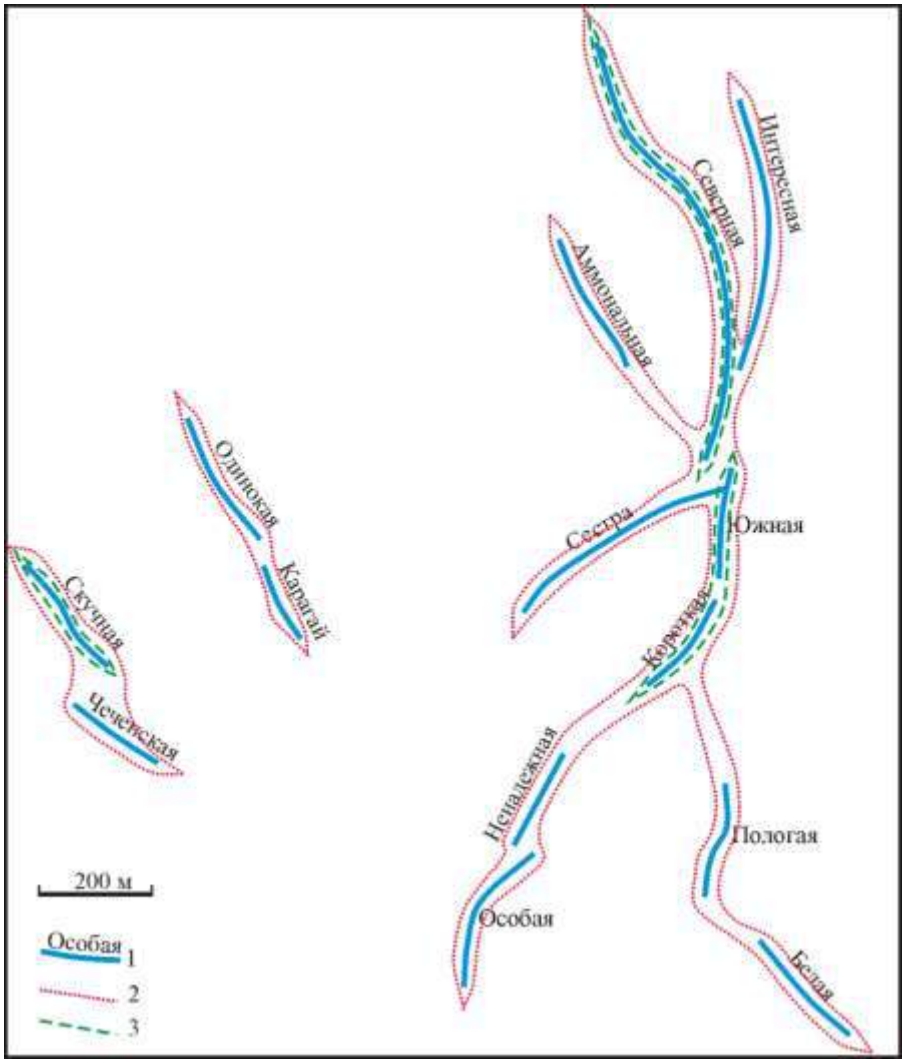


Рисунок – 4.85. Схема развития отложений различных минеральных ассоциаций в кварцевых жилах месторождения Октябрьское: 1 – кварцевые жилы и их названия; 2 – ранняя продуктивная золото-пирит-арсенопиритовая ассоциация; 3– поздняя продуктивная золото-полиметаллическая ассоциация

Метасоматический пирит достаточно широко распространен во внешних и промежуточных зонах лиственитов-березитов и проявляется в виде тонкой неравномерной вкрапленности кубических, куб-пентагондодекаэдрических, пентагондодекаэдрических кристаллов. Размер кристаллов пирита II чаще от 0,01 до 1мм, реже до 2–2,5мм. Содержания золота в таком пирите колеблется от 0,2 до 0,8 г/т.

Рудный пирит III встречается во всех структурно-морфологических типах руд, внутренних зонах лиственитов-березитов и проявляется в виде неравномерной вкрапленности чаще кубических и пентагондодекаэдрических кристаллов. В кварцевых жилах достаточно часто встречаются зернистые и сливные агрегаты минерала. Размер кристаллов от 0,1 до 1 мм и более. В ассоциации с пиритом III постоянно встречается арсенопирит, реже халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, золото. Содержания золота в пирите III колеблется от 0,1 до 16 г/т.

Пострудный пирит IV формируется на заключительных этапах формирования рудных месторождений и встречается в кварц-кальцитовых и кальцитовых прожилках, которые секут все ранее образованные минеральные ассоциации. Кристаллы его обычно не превышают 1 мм и представлены хорошо образованными кубиками с блестящими гранями, покрытыми тонкой послойной штриховкой роста.

В пределах рудного поля выделено 13 морфологических типов кристаллов (Рисунок 4.86).

Наиболее богатыми морфологическими типами кристаллов пирита оказались кварцевые жилы, штокверки и сопровождающие их березиты, а так же прожилково-вкрапленные руды (Рисунок 4.87–4.88).

Кристалломорфологический анализ пирита в крест простирания кварцево-жильного типа оруденения показал, что количество морфологических типов уменьшается от кварцевых жил к внешним зонам околожильных метасоматитов. В этом же направлении увеличивается количество граней кубов и сокращается количество граней пентагондодекаэдра и октаэдра (Рисунок 5.87). С глубиной

кварцево-жильного типа оруденения намечается увеличение доли кубических кристаллов пирита в жилах и ее уменьшение в околожильных березитах. Кристаллы куб-пентагондодекаэдрического и пентагондодекаэдрического габитусов проявляют обратные тенденции.

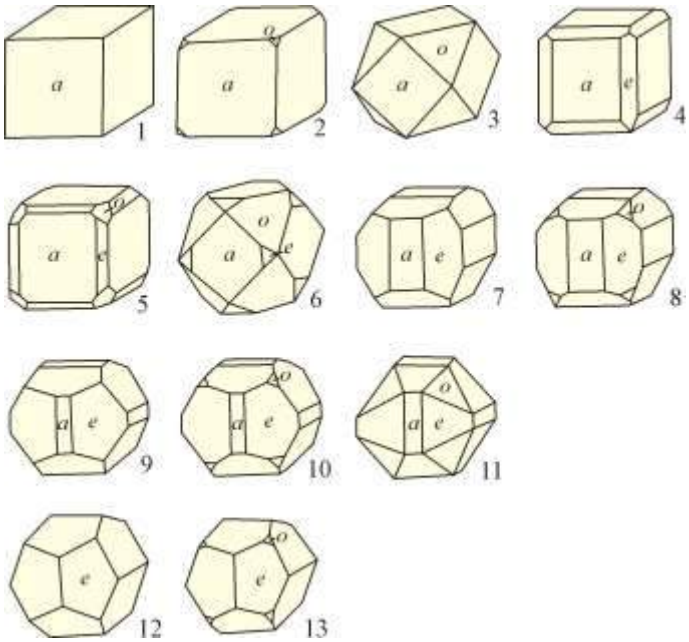


Рисунок – 4.86. Кристалломорфологические особенности пирита рудного поля Эспе. Грани: а – куб (100), е – пентагондодекаэдр (210), о – октаэдр (111)

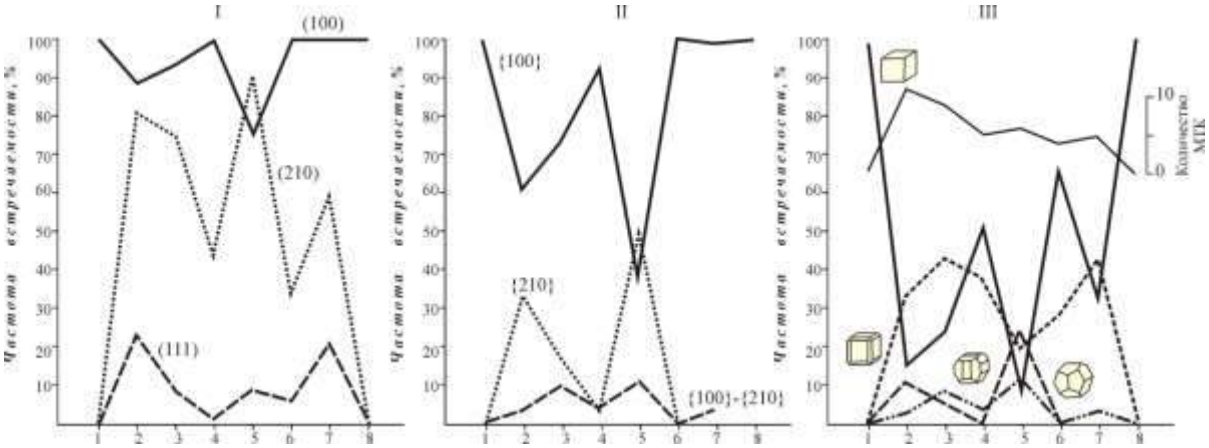


Рисунок – 4.87. Частота встречаемости граней в комбинациях (I), габитусов (II) и морфологических типов (III) пирита в рудах, метасоматитах, неизмененных породах в крест простирания жилы Северной месторождения Октябрьского: 1 – кальцитовые прожилки, 2 – жила Северная, 3 – тектониты, 4 – березиты (внутренняя зона), 5 – березитизированные алевролиты, 6 – березитизированные песчаники, 7 – березитизированные конгломераты, 8 – неизмененные породы

Для прожилково-вкрапленного и вкрапленного типа руд восточной части рудного поля так же характерно преобладание кубических кристаллов – частота встречаемости грани (100) составляет 90–100 %, а грани (210) не превышает 50%. Изучение морфологических особенностей кристаллов в разрезе рудно-метасоматической зоны показало преобладание пиритов кубического габитуса во всех типах пород, метасоматитов и руд. В зонах метасоматической проработки, окварцевания и минерализации в комбинациях появляются грани (210), редко (111) и (321). Кристаллы пентагондодекаэдрического габитуса появляются только в участках повышенной золотоносности (Рисунок 4.89).

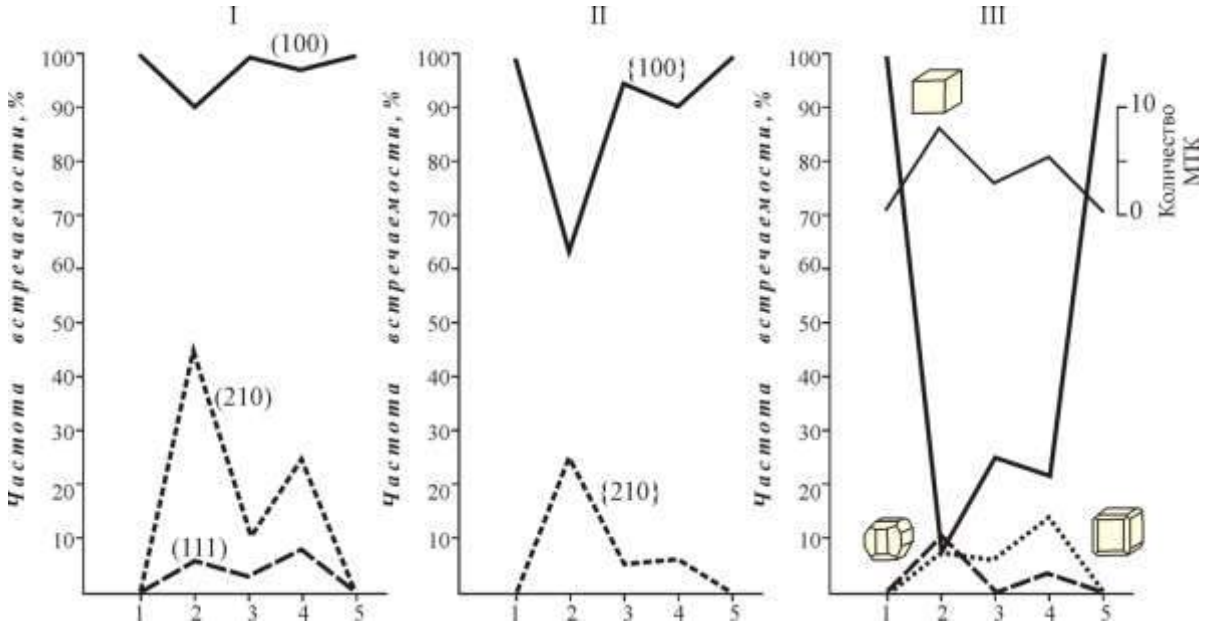


Рисунок – 4.88. Частота встречаемости граней в комбинациях (I), габитусов (II) и морфологических типов (III) пирита в рудах, метасоматитах, неизмененных породах в крест простирания рудной зоны месторождения Северное Костобе:
1 – кальцитовые прожилки, 2 – прожилково-вкрапленные и вкрапленные руды, 3 – березитизированные алевролиты, 4 – березитизированные песчаники, 5 – неизмененные породы

В пиритах рудного поля выявлены примеси Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Mn, Ti, Zr, Ag, Sb, Sn, As, W, Ga, Bi, Y, Yb, Ba, Au. Установлено, что пириты разных генераций характеризуются различными средними содержаниями Cu, Pb, Zn, Co, Ni, As, Ag, Sb, Au и изотопным составом серы $\delta^{34}S$ (Рисунок 4.90–4.91).

Для рудного пирита III из околожильных березитов характерно снижение концентраций As, Au, Sb, Cu, Zn и увеличение Co, Ni, Pb по мере снижения

степени метасоматической проработки выхода во вмещающие породы. С глубиной для этой генерации пирита из кварцевых жил установлено увеличение концентраций Cu, Pb, Co, отчасти As и снижение Sb. Значение мультипликативного коэффициента Sb^3/Cu*Pb*Co закономерно снижается с 312 на горизонте +240 м до 0,76 на горизонте +60 м (Рисунок 4.92).

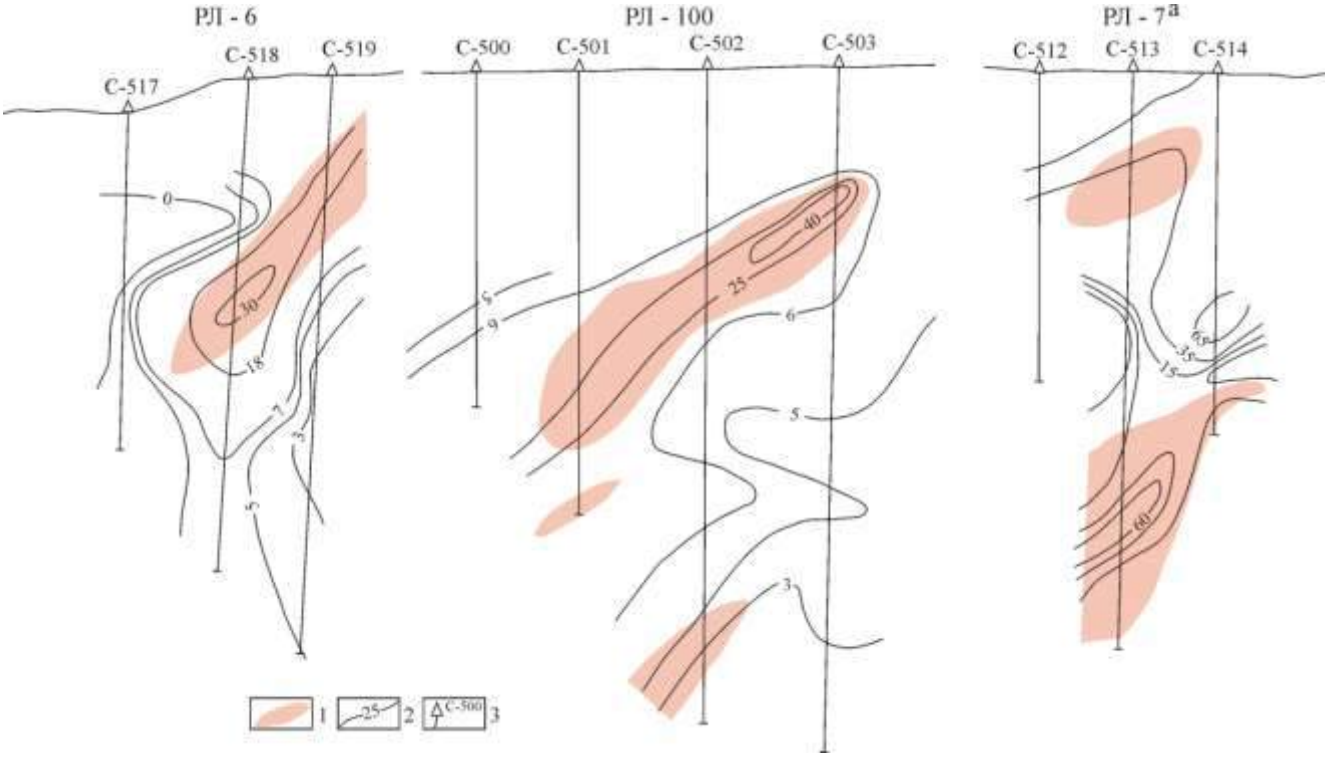


Рисунок – 4.89. Характер распределения пентагондодекаэдрических кристаллов пирита на участке Северное Костобе: 1 – геохимический ореол золота с содержанием > 0,3 г/т; 2 – изолинии распределения пентагондодекаэдрических кристаллов пирита, %; 3 – буровые скважины и их номера

В пиритах околожильных березитов распределение элементов примесей с глубиной иное. Для таких пиритов характерно снижение концентраций Cu, Zn, Co, Ni, Ag, Sb с глубиной и увеличение содержаний Pb (Рисунок 4.93).

Для пиритов прожилково-вкрапленного и вкрапленного типа оруденения восточной части рудного поля наблюдается снижение средних содержаний Pb, Ag и увеличение концентраций Zn, Co, Cr, Au с глубиной рудно-метасоматических зон (Рисунок 4.94).

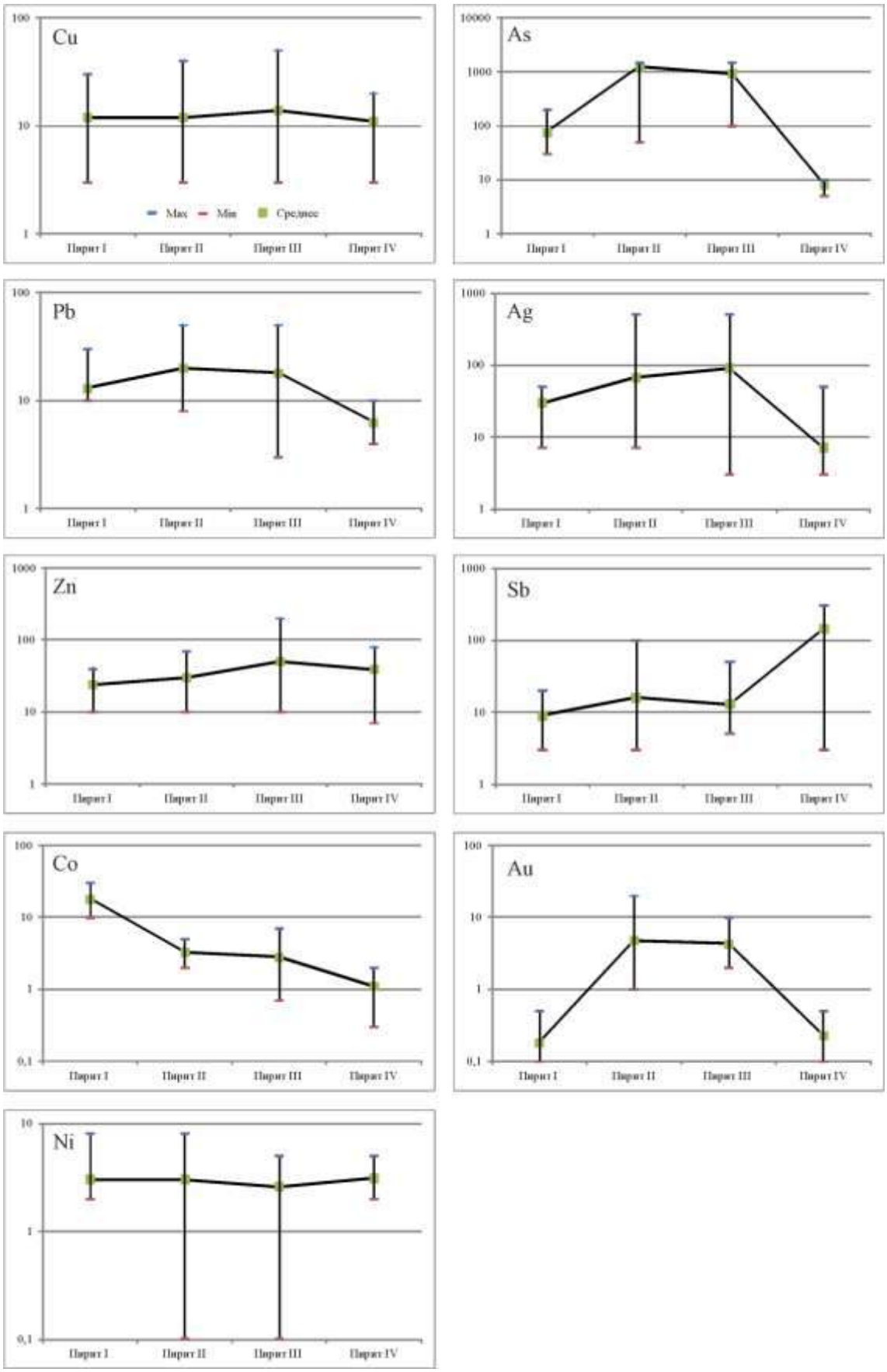


Рисунок – 4.90. Параметры распределения некоторых элементов примесей (г/т) в пиритах разных генераций Октябрьского месторождения

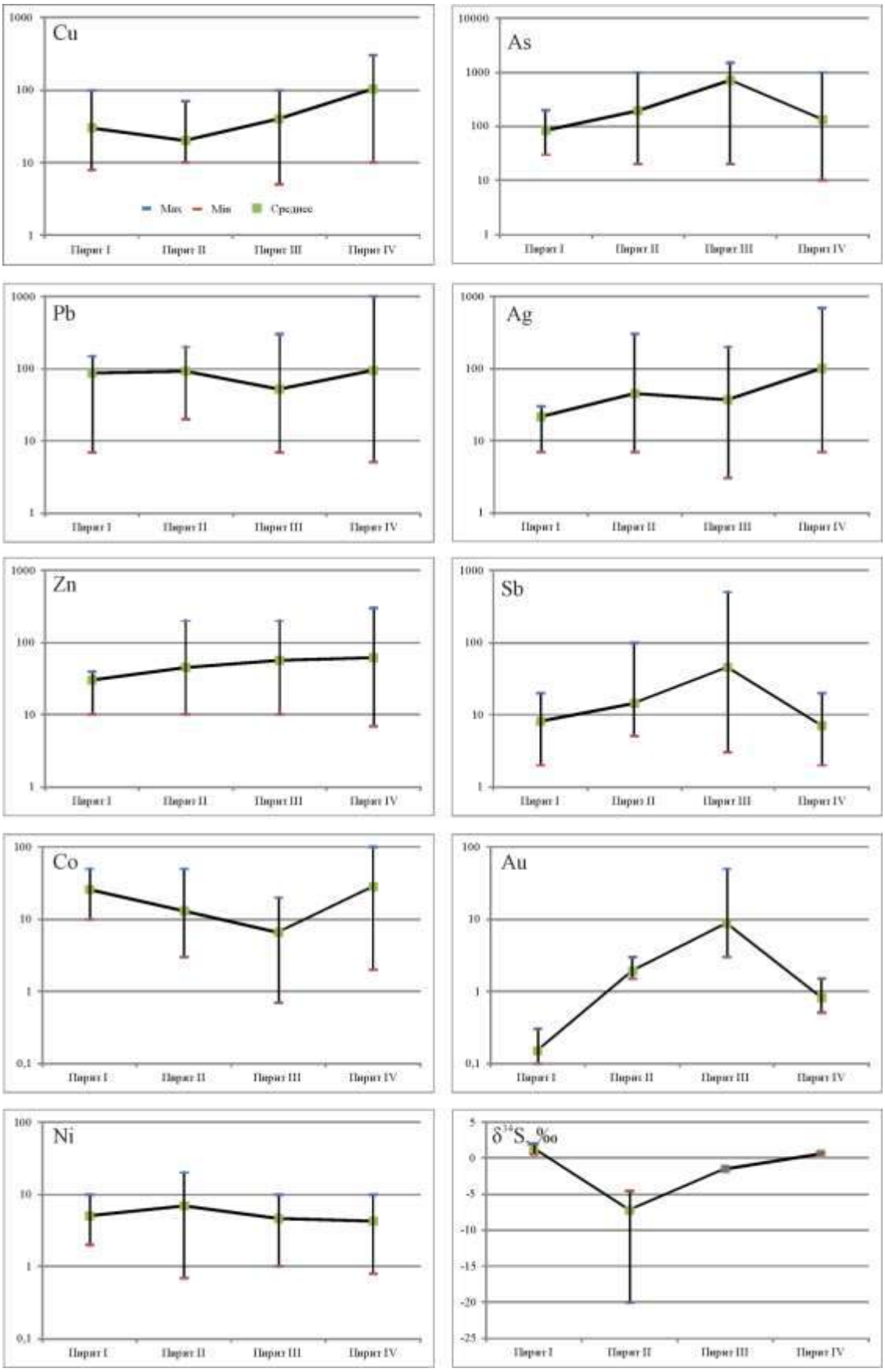


Рисунок – 4.91. Параметры распределения некоторых элементов примесей (г/т) и изотопного состава серы $\delta^{34}S$ (‰) в пиритах разных генераций месторождения Костобе

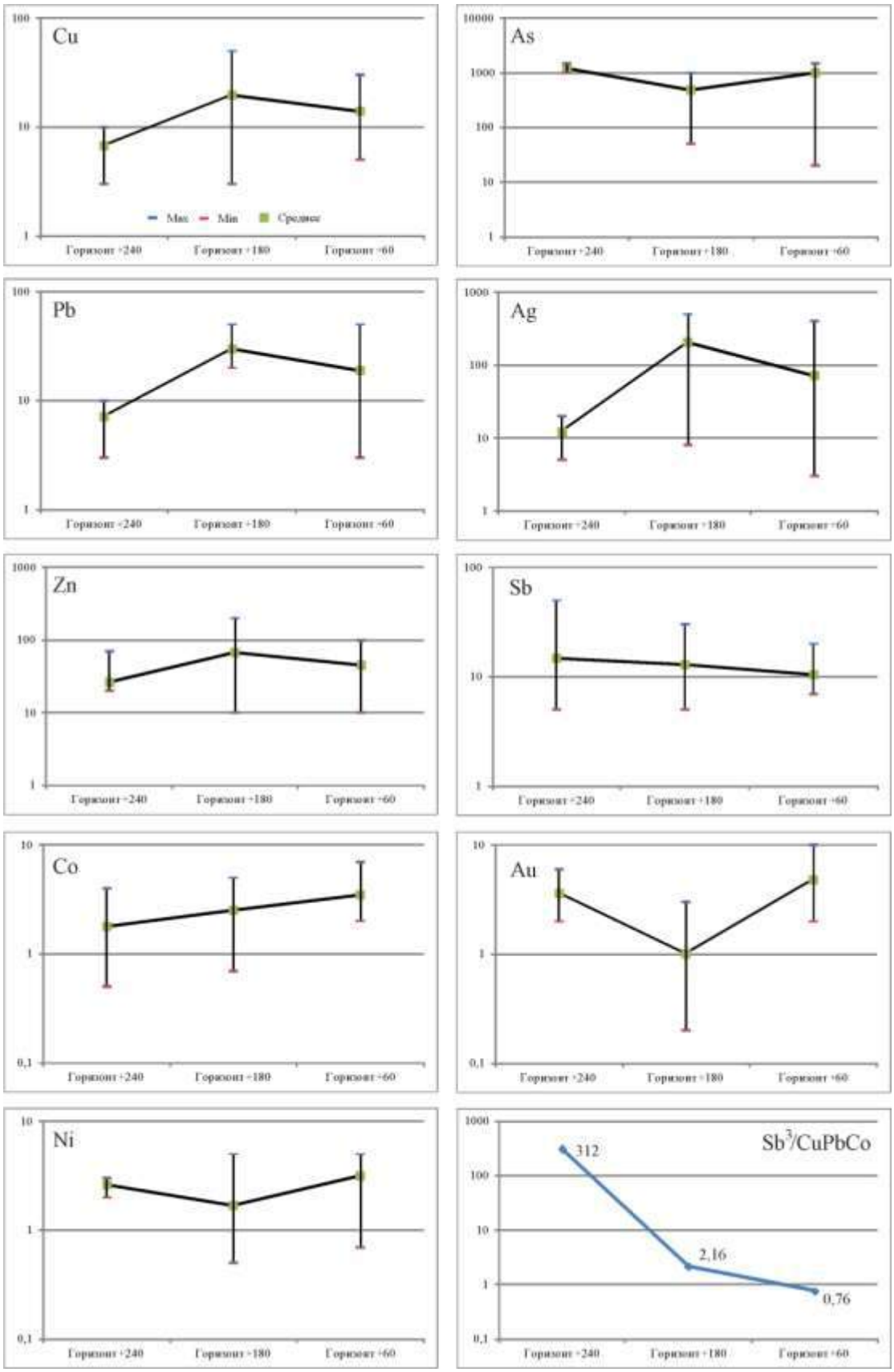


Рисунок – 4.92. Изменение концентраций некоторых элементов примесей (г/т) и значения коэффициента Sb^3/Cu*Pb*Co в пиритах из ж. Северной с глубиной

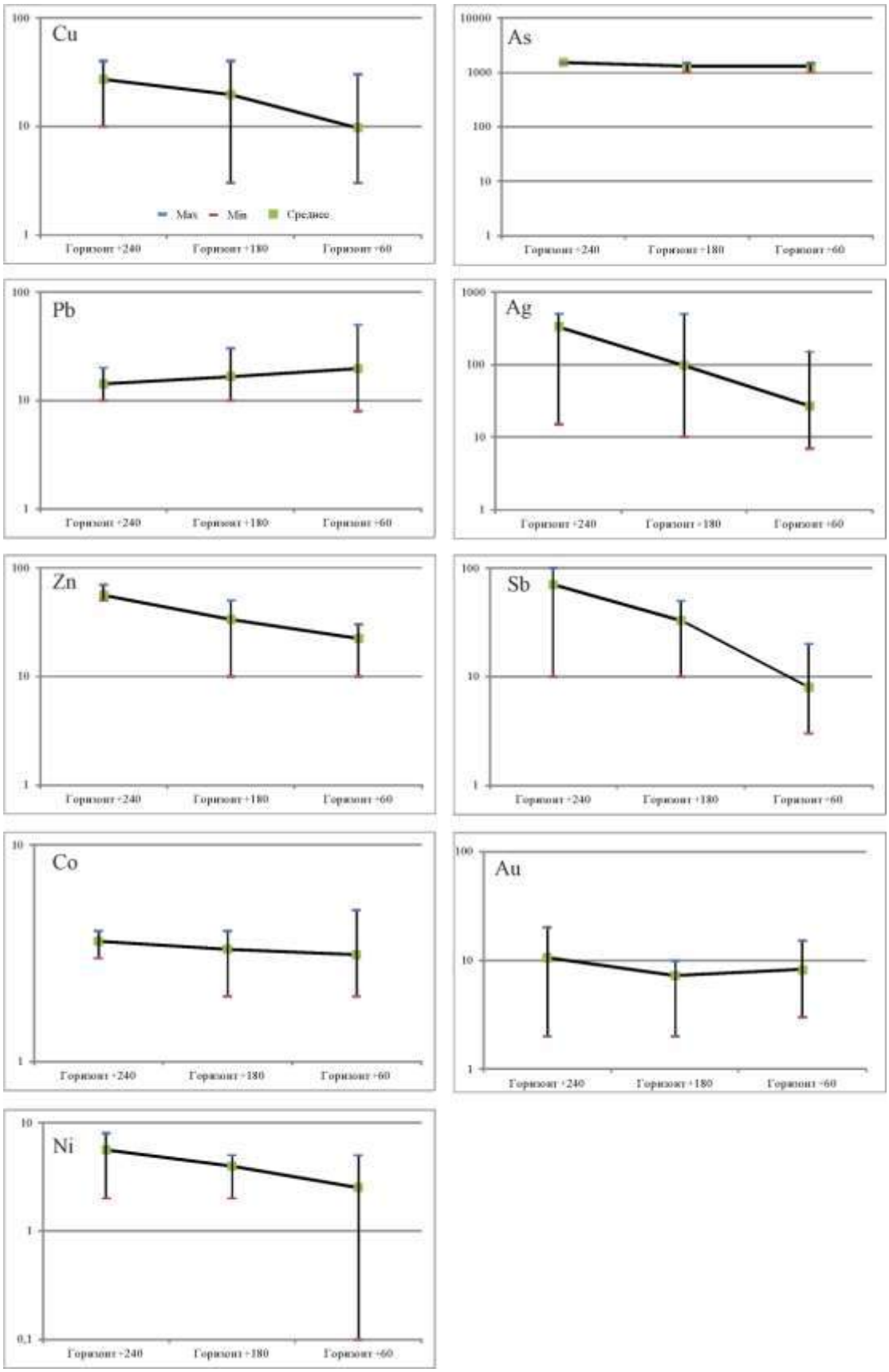


Рисунок – 4.93. Изменение концентраций некоторых элементов примесей (г/т) в пиритах из околожильных березитов ж. Северной с глубиной

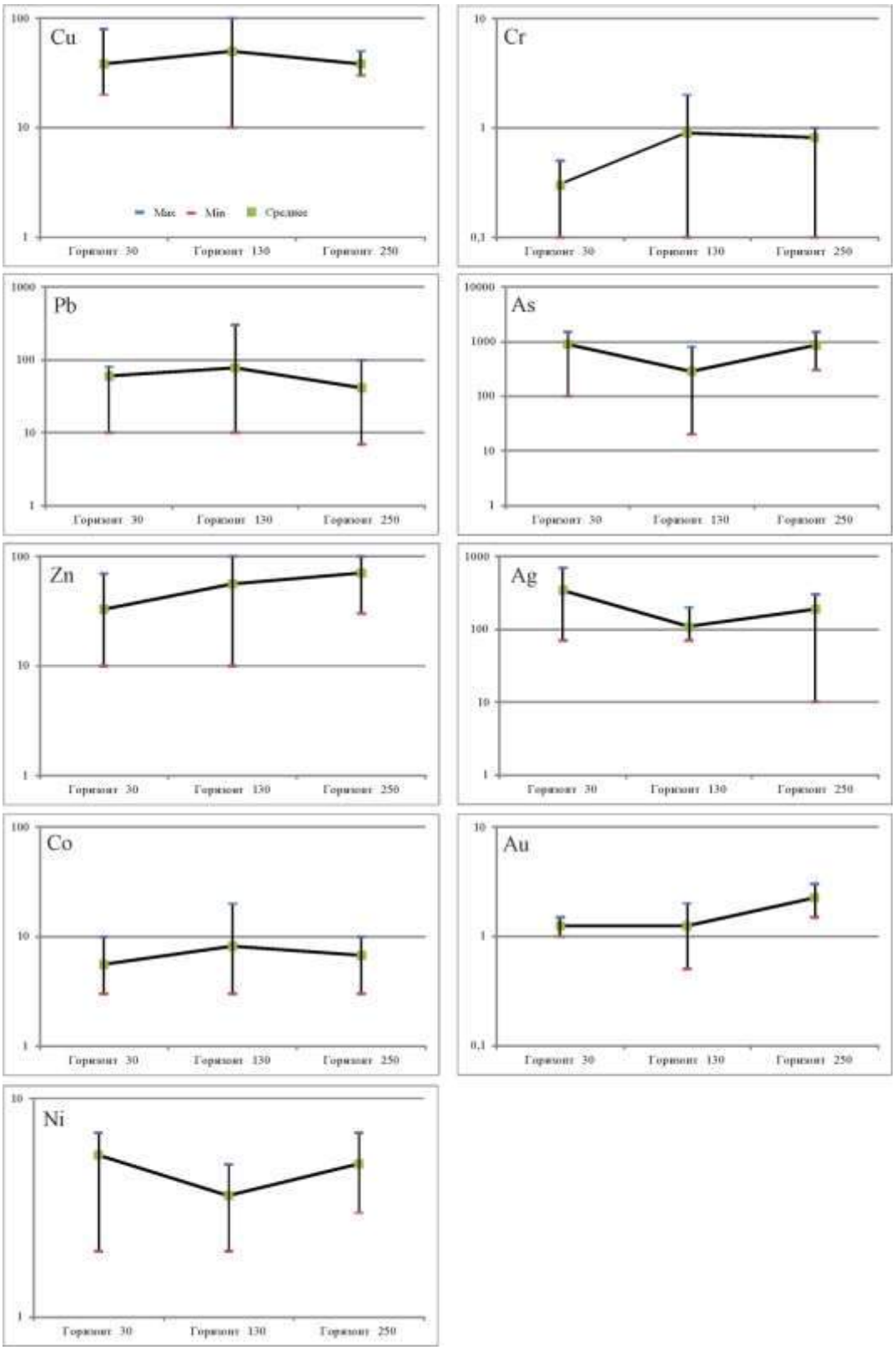


Рисунок – 4.94. Изменение концентраций некоторых элементов примесей (г/т) в пиритах рудно-метасоматических зон участка Костобе Северное с глубиной

Пириты рудного поля обладают электронным, дырочным и смещенным типом проводимости. При этом разные генерации пирита различаются как по

типу проводимости так и по абсолютной величине термо-ЭДС (Рисунок 4.95). Установлено, что диагенетический-метаморфогенный пирит обладает смешанным типом проводимости при разбросе от –20 до +25, при этом величина средних значений электронного типа – 10-15 mV, а дырочного – 10-15 mV. Доля пиритов с электронным типом проводимости составляет 45-55% (Рисунок 4.95).

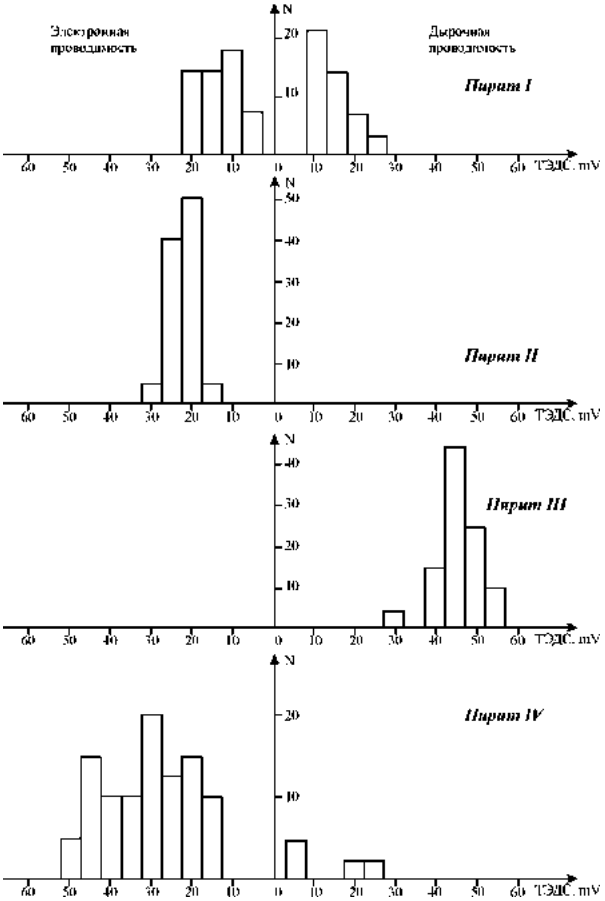


Рисунок – 4.95. Гистограммы величин термо-ЭДС разных генераций пирита

Метасоматический пирит II обладает только электронным типом проводимости при абсолютных величинах от 15 до 30 mV. Среднее значение величины термо-ЭДС таких пиритов колеблется в пределах 20-25 mV. Напротив, рудный пирит III характеризуется только дырочным типом проводимости при абсолютных значениях от 30 до 55 mV. Величина средних значений термо-ЭДС колеблется в пределах 35-50 mV. Для рудных пиритов III установлено снижение средних значений величины термо-ЭДС на 5 мВ на каждые 200 метров глубины прожилково-вкрапленного типа минерализации. Пострудный пирит IV обладает смешанным типом проводимости при абсолютных значениях от –50 до +25 mV.

Величина средних значений термо-ЭДС электронной проводимости составляет 25-35 mV, а дырочной – 10-20 мВ. Доля электронной проводимости таких пиритов составляет 94 %.

Исследования изотопного состава серы рудного пирита III показал, что кварцево-жильный тип оруденения характеризуется достаточно «легкими» значениями $\delta^{34}S$ – от -15,73 до -10,08 ‰, тогда как для прожилково-вкрапленного типа значения этого параметра 0,43–0,76 ‰ (Таблица 4.38).

Таблица 4.38. Изотопный состав серы рудогенного пирита III рудного поля Эспе

Место отбора пробы	Характеристика материала пробы	$\delta^{34}S$, ‰	±λ, ‰
Месторождение Октябрьское	Сростки кристаллов пирита III из кварцевых прожилков в алевролитах. Скв. 13, гл. 125 м.	-10,08	0,35
Рудопроявление «Свита жил 17»	Сростки кристаллов пирита III из кварцево-сульфидных прожилков в углеродистых алевролитах	-15,73	0,35
Месторождение «Костобе Северное»	Сростки кристаллов пирита III из кварцево-сульфидных прожилков. Скв. 511, гл. 175,5 м.	0,76	0,42
Месторождение «Костобе Северное»	Сростки кристаллов пирита III из кварцево-сульфидных прожилков. Скв. 514, гл. 106 м.	0,43	0,42

Арсенопирит – второй по встречаемости сульфидный минерал вкрапленного, прожилково-вкрапленного и кварцево-жильного типов минерализации. Однако его выделения более локальны. Концентрация минерала в рудах лежит в пределах от 0,2 до 1%. Отношение пирита к арсенопириту составляет 1,3:1–2:1 и с глубиной увеличивается с одновременным ростом количество обоих минералов.

Во вкрапленном и прожилково-вкрапленном типах минерализации арсенопирит представлен удлиненно призматическими и игольчатыми кристаллами. Размеры кристаллов не превышают 0,1 мм по удлинению и 0,01 мм в поперечнике. Кристаллы часто раздроблены, искривлены, в них не наблюдается зонального строения и следов перекристаллизации.

В кварцево-жильном и штокверковом типе оруденения арсенопирит встречается в виде идиоморфных коротко- и среднепризматических, редко

удлиненно призматических кристаллов, двойников или незакономерных сростков с образованием зернистых масс с размерами кристаллов – от 0,1 до 2 мм.

Арсенопириты постоянно содержат Au, Cu, Pb, Zn, Co, Ni, V, Ga, Y, Yb, Sr, Te, Hg. Уровень накопления разных элементов неодинаков. Для прожилково-вкрапленного типа оруденения с глубиной установлены незначительные увеличения содержаний примесей Au, Co, Ni, Zn.

На сегодняшний день золото является единственным ценным компонентом рудного поля. На Октябрьском месторождении свободное золото встречается в кварцевых жилах и прожилках, где оно образует неправильные мелкие выделения и рассеяно в виде мельчайшей вкрапленности. Часто устанавливается четкая приуроченность золота к контакту крупно- и мелкозернистого кварца, или к включениям вмещающих пород, где оно локализуется в виде прерывистых цепочек шириной 0,25-0,3 мм и длиной до 10–15 мм. Нередко оно располагается вдоль тонких маломощных трещинок в жильном кварце, между гребенчатым кварцем в центральных частях жил, или образует самостоятельные прожилки. Взаимоотношений свободного золота с сульфидами почти не наблюдается. Редко отмечаются отдельные золотинки в ассоциации с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, блеклой рудой.

Форма золотин самая разнообразная – изометричная, комковатая, пластинчатая, чешуйчатая, проволочковидная, крючковатая, губчатая, ноздреватая, дендритовидная. Кристаллы золота почти не встречаются. Очень редко наблюдаются золотины с неясно и неравномерно развитыми гранями, которые можно диагностировать как грани гексаэдра, ромбододекаэдра (Таблица 4.38).

Размер золотин лежит в пределах от сотых до десятых долей мм, реже достигает первых мм, цвет – ярко-желтый, бледновато-желтый, иногда матово-желтый (Таблица 4.39, Рисунок – 4.96).

Пробы золота лежат в пределах от 765 (жила Южная) до 858 ‰ (жила Белая). Установлено увеличение пробы золота жилы Северной с глубиной от 814 на поверхности до 871 ‰ на горизонте +60 м, а также увеличение пробы золота в

зоне Магистральной (жилы Северная, Южная, Короткая, Пологая, Белая) с севера на юг (Таблица 4.40).

Таблица 4.39. Золото из проб-протолочек кварцевых жил месторождения Эспе (лаборатория геологии золота ТПИ)

Жила	Число проб	Размер золотин, мм	Форма, цвет
Белая	2	0,05-0,4	Губчатое, изометричное, уплощенное; бледно-желтое, желтое, блестящее, реже красноватое
Пологая	2	0,05-0,15	Дендритовидное, ноздреватое; желтое, слабо зеленоватое
Ненадежная	1	0,01-0,3	Ноздреватое, амебовидное, уплощенное; матово-желтое
Короткая	3	0,05-0,3	Уплощенное, дендритовидное, амебовидное; ярко-желтое, блестящее, реже матово-желтое
Северная	11	0,05-0,7	Дендритовидное, амебовидное, комковатое, ноздреватое, губчатое, иногда проволочкоподобное; ярко-желтое, желтое, бледно-желтое, иногда с красноватым оттенком, блестящее
Скучная	2	0,05-0,3	Комковидное, дендритовидное, губчатое; бледно-желтое блестящее
Чеченская	2	0,1-0,2	Амебовидное, дендритовидное; желтое, бледно-желтое, блестящее
Интересная	3	0,1-0,3	Губчатое, дендритовидное, комковидное; желтое, блестящее
Аммональная	2	0,05-0,1	Дендритовидное; желтое, блестящее
Свита жил 17-х	3	0,1-0,6	Объемное, изометричное, удлиненное; ярко-желтое, желтое
Зона Широтная	3	0,05-0,2	Губчатое, крючковатое, комковидное; желтое, бледно-желтое

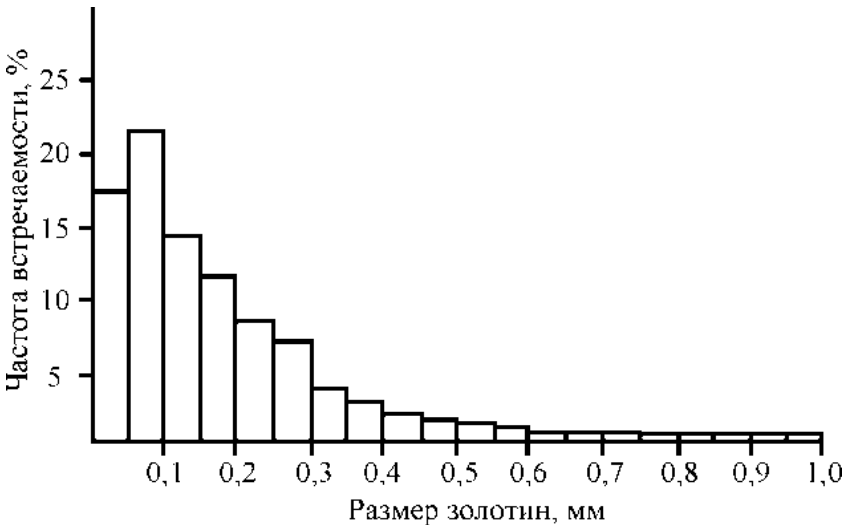


Рисунок – 4.96. Гистограмма распределения размера золотин из кварцевых проб-протолочек месторождения Эспе

Таблица 5.40. Проба самородного золота кварцевых жил месторождения Эспе (по результатам микрозондового анализа, институт геологии Якутского филиала СО РАН , микрозонд JXA-50A, аналитик Попова)

Жила	Число определений	Минимальное значение	Максимальное значение	Среднее значение
Северная, поверхность горизонт +60 м.	 12 22	 787 841	 826 911	 814 871
Южная, поверхность	4	735	810	765
Короткая, поверхность	8	828	855	849
Пологая, поверхность	12	799	878	844
Белая, поверхность	7	819	887	858

Микрозондовым анализом в золотинах месторождения изучены концентрации Au, Ag, Hg, Cu (лаборатория ИГиГ СО АН СССР, г. Новосибирск) (Рисунок 4.97).

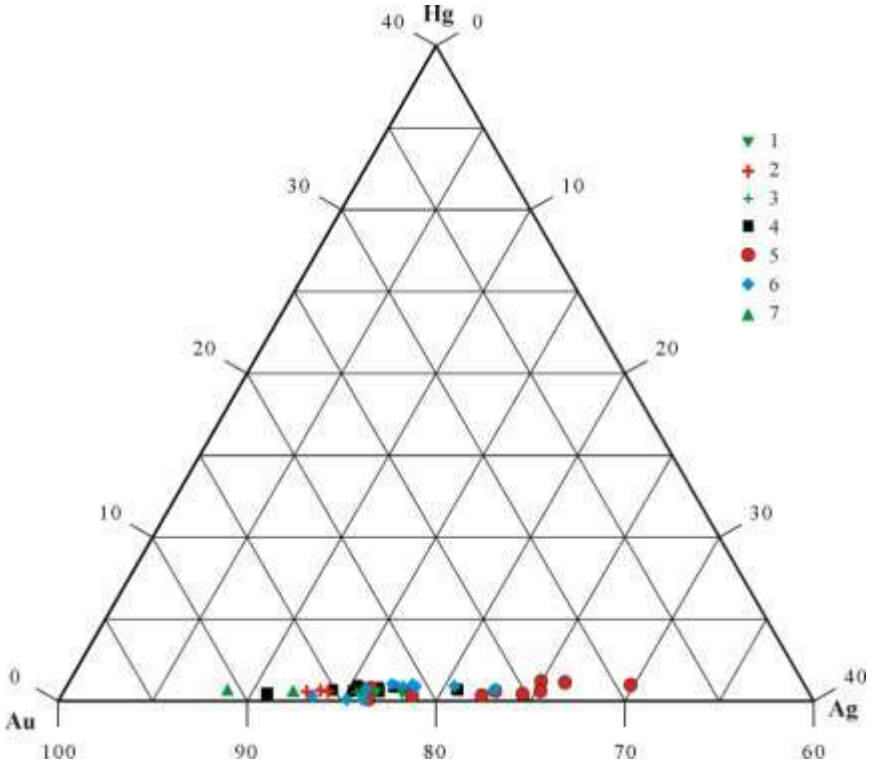


Рисунок – 4.97. Трехкомпонентная диаграмма Au–Ag–Hg для самородного золота кварцевых жил и штокверков Октябрьского месторождения: 1 – жила Ненадежная; 2 – жила Пологая; 3 – жила Белая; 4 – жила Северная; 5 – жила Южная; 6 – штокверк «Свита жил 17-х»; 7 – южный фланг зоны Магистральной

Как видно из приведенных данных, во всех золотинах, отобранных из разных кварцевых жил, отмечаются близкие концентрации примесей серебра и ртути. Пробы золота лежат в пределах от 679 до 869. Для всех изученных золотин характерными геохимическими показателями являются низкие концентрации

меди и повышенные до 1,27% содержания ртути, постоянное присутствие которой, скорее всего, свидетельствует в пользу участия глубинных флюидов в формировании кварцевых жил. При этом максимум концентраций ртути в золотинах отмечается на северном фланге месторождения и совпадает с местами проявления полиметаллической стадии оруденения.

Кварцево-жильные месторождения рудного поля Эспе контрастно проявлены в геохимических ореолах As, Ba, Zn, Co, Cu, Ag, Mo. При этом установлено зональное распределение некоторых микроэлементов в кварцевых жилах и околожильных березитах. Для верхних частей жильных тел и околожильных березитов свойственны повышенные концентрации Ag, Zn, Pb, для средних – Zn, As, Ba, Pb, Cu, для корневых – Ni, Co, Mo. Значения коэффициента зональности Кз=$\frac{Ba*Zn}{Co*Cu}$, отражающего отношение верхнерудных-надрудных элементов к рудным-нижнерудным, закономерно уменьшается с 12 до 1,5 по падению кварцевой жилы Северной с горизонта 100 до горизонта 340 м.

На прожилково-вкрапленном месторождении Северное Костобе, аномальная структура геохимического поля ранга рудного тела (Рисунок 4.98) представлена ядерной зоной концентрирования (геохимическая ассоциация As, W, Au, Sb отражающая участки проявления продуктивной золото-пирит-арсенопиритовой минерализации), зоной транзита (ассоциация Cu, Co, Li, Sr, - Ba, которая отражает участки проявления кварц-карбонат серицитовых березитов с убогой вкрапленностью пирита) и зоной фронтального концентрирования (с характерными высокими значениями ассоциации Ni, Cr, которая в минералогическом отношении отражает внешние зоны березитовых гидротермалитов с убогой вкрапленностью метасоматического пирита II).

4.1.8. Обобщенная модель золото-концентрирующей магмо-рудно-метасоматической системы Западной Калбы

Закономерное пространственное положение интрузивных тел кунушского габбро-плагиогранитного комплекса, метасоматических образований и

разнотипного золотого оруденения позволило разработать обобщенную модель магмо-рудно-метасоматической системы Западной Калбы (Рисунок 4.99).

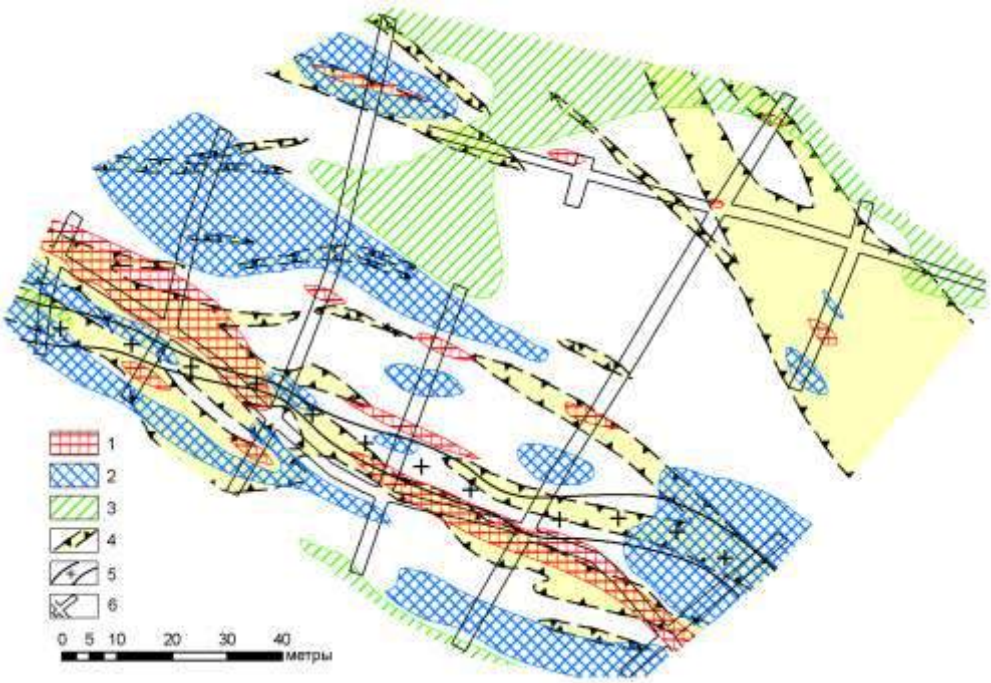


Рисунок – 4.98. Аномальная структура геохимического поля ранга рудного тела месторождения Северное Костобе (горизонт 30 м): 1 – ядерная зона концентрирования (As, W, Au, Sb); 2 – зона транзита (Cu, Co, Li, Sr, - Ba); 3 – фронтальная зона концентрирования (Ni, Cr); 4 – зоны гидротермально измененных пород с содержанием Au > 0,3 г/т; 5 – дайка плагиогранит-порфиров; 6 – подземные гонные выработки горизонта 30 м

В корневой части такой магмо-рудно-метасоматической системы в штоках габброидов, диоритов и плагиогранитов кунушского комплекса развиты альбит-амфиболовые метадиориты, кварц-полевошпатовые (фация кварц-полевошпатовая), пропилитовые (фация актинолит-эпидот-альбитовая) и лиственит-березитовые (фация кварц-карбонат-мусковит-серицитовая с альбитом) метасоматиты. Золотое оруденение представлено преимущественно линзообразными телами вкрапленных сульфидных руд золото-березитового минерального типа среди пород эндоконтактовых зон и контролируется пологими контракционными трещинами. Для этого уровня характерны вынос редкоземельных элементов и слабоконтрастные ореолы As, Mo, Cu, Pb, Zn, Ti, Cr и Ni. Здесь в подчиненном значении золотое оруденение связано с непротяженными кварцевыми жилами и сопровождающими их березитами

(кварц-золото-березитовый минеральный тип). Такие жилы развивались как в поперечных контракционных, так и в трещинах скола и отрыва в интрузивных телах и во вмещающих интенсивно ороговикованных черносланцевых толщах.

В нижней части магмо-рудно-метасоматической системы располагаются рудные поля в ороговикованных черносланцевых толщах карбона, прорванных преимущественно дайками плагиогранитов кунушского комплекса. Для этого уровня развития магмо-рудно-метасоматической системы свойственно: развитие аподайковых кварц-полевошпатовых (кварц-альбитовая фация) метасоматитов, апопесчано-сланцевых и апоандезито-базальтовых пропилитов (полевошпат-кальцит-эпидотовая фация) и лиственито-березитов (фации кварц-карбонатная, кварц-карбонат-серицитовая и кварц-карбонат-серицитовая с фукситом). Золотое оруденение представлено непротяженными простыми и сложно ветвящимися кварцевыми жилами, линейными кварц-карбонатными штокверками золото-кварц-березитового минерального типа. На этом уровне в подчиненном количестве проявлено прожилково-вкрапленное и вкрапленное золото-углеродисто-сульфидное оруденение, которое фиксируется контрастными ореолами As, Cu, Pb, W, Ni, Zn, Co и отдельными слабоконтрастными ореолами Ba, Sb, Se, Te.

В средней части системы располагаются рудные поля в слабо ороговикованных и неороговикованных черносланцевых толщах карбона, прорванных пестрыми дайками кунушского комплекса. Для этого уровня характерно развитие аподайковых и апопесчано-сланцевых эпидот-альбитовых и эпидотовых пропилитов и кварц-карбонат-серицитовых березитов. Золотое оруденение представлено преимущественно прожилково-вкрапленными и вкрапленными золото-углеродисто-сульфидными рудами, при подчиненном количестве жильных и штокверковых тел кварц-золото-березитового и золото-кварцевого минерального типов. Здесь установлено перераспределение редкоземельных элементов и Zn, фиксация Sb. На этом уровне оруденение сопровождается контрастными ореолами As, Zn, Sb, W, Li, Ba. Этот уровень развития магмо-рудно-метасоматической системы является самым продуктивным.

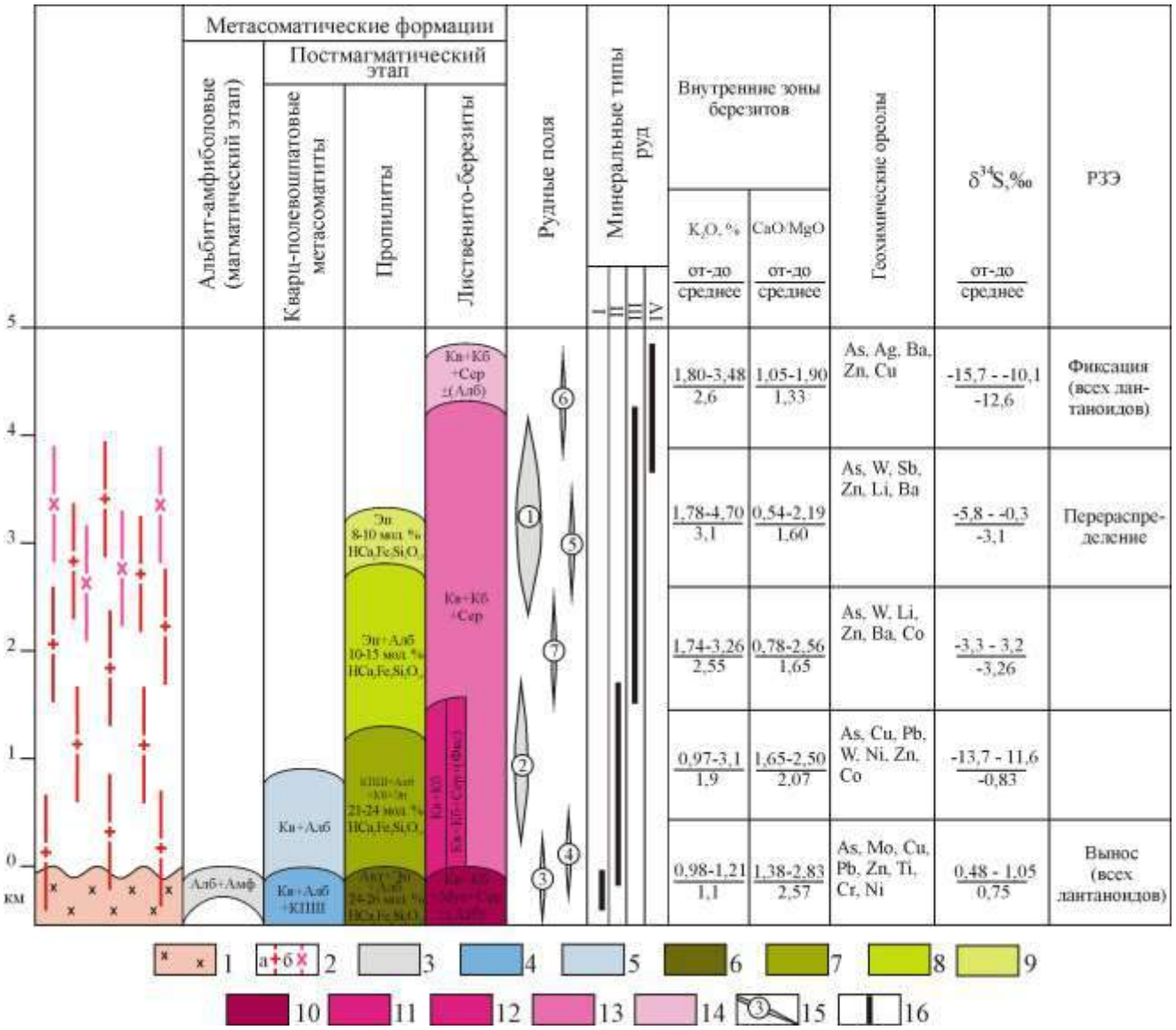


Рисунок – 4.99. Обобщенная модель магмо-рудно-метасоматической системы Западной Калбы: 1 – штоки габбро-плагиогранитной формации (C_3); 2 – дайки той же формации: а – плагиогранит порфиров; б – микродиоритов, лампрофиров; 3 – альбит-амфиболовые метасоматиты магматического этапа; 4–5 – фации кварц-полевошпатовых постмагматических метасоматитов: 4 – кварц-полевошпатовая; 5 – кварц-альбитовая; 6 – 9 – фации постмагматических пропилитов: 6 – актинолит-эпидот-альбитовая; 7 – полевошпат-кальцит-эпидотовая; 8 – эпидот-альбитовая; 9 – эпидотовая; 10-14 – фации постмагматических лиственито-березитов: 10 – кварц-карбонат-мусковит-серицитовая с альбитом; 11 – кварц-карбонатная; 12 – кварц-карбонатная с фукситом; 13 – кварц-карбонат-серицитовая; 14 – кварц-карбонат-серицитовая с альбитом; 15 – рудные поля: 1 – Бакырчикское, 2 – Боко-Васильевское, 3 – Баладжальское, 4 – Акжальское, 5 – Миалинское, 6 – Эспинское, 7 – Джумбинское; 16 – минеральные типы руд (по А.Ф. Коробейникову, В.В. Масленникову, 1994): I – золото-березитовый, II – золото-кварц-березитовый, III – золото-углеродисто-сульфидный, IV – золото-кварцевый

В верхней части магмо-рудно-метасоматической системы располагаются рудные поля в черносланцевых толщах, в которых на современном уровне эрозионного среза не проявлены интрузии кунушского комплекса. Для них характерно развитие кварц-карбонат-серицитовых с альбитом лиственито-березитов. Золотое оруденение преимущественно представлено стволовыми непротяженными убого сульфидными кварцевыми жилами, линейными штокверками при подчиненном значении золото-углеродисто-сульфидного прожилково-вкрапленного оруденения. В березитах этого уровня установлена фиксация лантаноидов. Кварцево-жильное оруденение сопровождается контрастными ореолами As, Ag, Ba, Zn, Cu.

Закономерно в магмо-рудно-метасоматической колонне ведут себя некоторые петрогенные компоненты. Так, по восстанию колонны во внутренних зонах березитов закономерно увеличивается количество K_2O и растет магнезиальность карбонатов (Рисунок 4.99). С учетом мнения (В.Н. Сазонов, В.А. Коротеев, 2009), эти показатели могут быть использованы в качестве критерия оценки уровня эрозионного среза вновь вскрываемых объектов региона.

В отдельных рудных полях проявлена структурно-морфологическая зональность золотого оруденения, выраженная в закономерном вертикальном размещении (снизу вверх) вкрапленных → прожилково-вкрапленных → штокверковых → кварцево-жильных тел.

Структурно-морфологическая зональность золотого оруденения подтверждается минералого-геохимической зональностью. Так, для большинства рудных полей установлено увеличение доли пентагондодекаэдрического габитуса рудогенного пирита III, увеличение доли электронной проводимости с глубиной как для кварцево-жильного и штокверкого типа оруденения, так и для прожилко-вкрапленного и вкрапленного. С глубиной в рудогенных пиритах березитов, сопровождающих кварцевые жилы, уменьшаются концентрации Cu, Ag, Sb и увеличиваются Ni, Co, Pb. Для прожилково-вкрапленного и вкрапленного типа оруденения в пирите III с глубиной уменьшаются содержания Ag, Cu, Sb и увеличиваются примеси Cr, Co, Ni, Au.

Для арсенопирита характерны игольчатые, удлиненнопризматические и длиннопризматические у вкрапленного и прожилково-вкрапленного типа оруденения, тогда как для кварцево-жильного и штокверкого обычны короткопризматические кристаллы и их сростки. Более крупные кристаллы пирита и арсенопирита характерны для кварцевых жил.

Накопленные данные по изотопии серы $\delta^{34}S$ сульфидов свидетельствуют о ее мантийном источнике с частичным заимствованием коровой. При этом, следует отметить облегчение изотопного состава серы пирита ведущих минеральных типов руд по восстанию единой магмо-рудно-метасоматической системы: для корневых частей этот показатель лежит в пределах 0,48 – 1,05 ‰, для нижних – 2,2 – 11,59 ‰, для средних – 0,2 – -5,8‰, для верхних – -10,08 – -15,73‰.

Изотопные характеристики углеродистого вещества $\delta^{13}C$ указывают на его различные источники: осадочно-биогенный и мантийный.

Закономерно меняются свойства самородного золота. Для кварцево-жильного типа оруденения характерно присутствие свободного видимого золота. Его проба лежит в пределах от 680 до 950‰ (Рисунок 4.100).

В штокверковом типе оруденения золото видимое и преимущественно свободное. Проба таких золотин лежит в пределах от 750 до 970‰. В прожилково-вкрапленном и вкрапленном типе минерализации встречается золото только микроскопическое связанное золото с сульфидами и фуллереноподобными наноформными структурами и углеродистыми нанотрубками. Здесь золото самое высокопробное – от 780 до 990‰.

4.2. Закономерности формирования и размещения золото-концентрирующих систем Алтае-Саянской складчатой области

В пределах Алтае-Саянской складчатой области золотоносные рудно-метасоматические системы формировались в вулканогенно-осадочных толщах протерозой-фанерозойского возраста (Олимпиадинское, Саралинское, Коммунаровское и др.), в интрузивных массивах (Центральное, Балахчинское, Федотовское, Комсомольское и др.) и в приконтактовых карбонатных блоках

гранитоидных интрузивов (Ольховско-Чибижекское, Синюхинское, Майско-Лебедское, Казское, Тарданское и др.). Несомненно такой неоднородный субстрат существенно повлиял на заложение и внутреннее устройство конкретных рудно-метасоматических зон, золоторудных полей и месторождений.

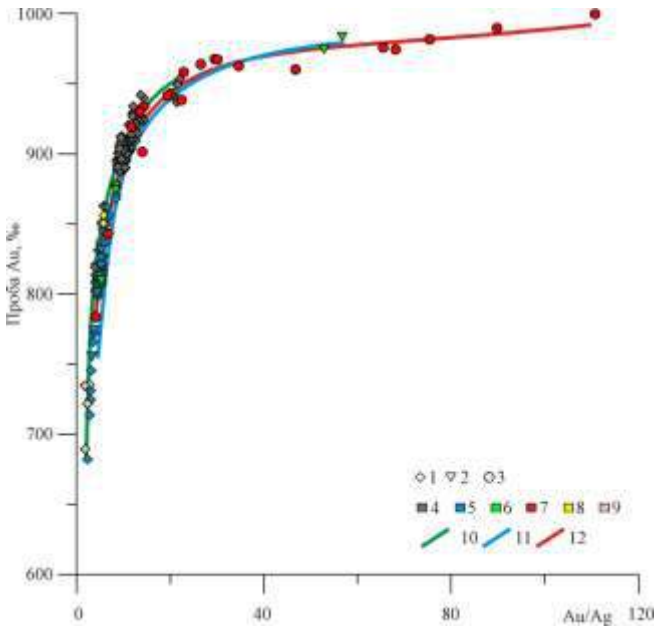


Рисунок – 4.100. Пробы самородного золота и Au/Ag отношения для различных структурно-морфологических типов руд Западной Калбы (с использованием данных Марченко, 2010; Нарсеева и др., 2001; Абдулина и др., 1986; Алекторовой и др., 1979). 1–3 – структурно-морфологические типы руд: 1 – жильный, 2 – штокверковый, 3 – прожилково-вкрапленный и вкрапленный; 4-9 – рудные поля: 4 – Баладжал, 5 – Эспе, 6 – Миалы, 7 – Кызыловское, 8 – Боко-Васильевское, 9 – Акжальское; 10, 11 – линии тренда пробы самородного золота в различных структурно-морфологических типах руд: 10 – жильного, 11 – штокверкого; 12 – прожилково-вкрапленного и вкрапленного

4.2.1. Золоторудные поля в вулканогенно-осадочных толщах протерозоя-фанерозоя

Такие рудные поля и месторождения достаточно широко распространены в пределах южного складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты. Сформировавшиеся в такой геологической обстановке интрузивно-рудно-метасоматические зоны-колонны несут кварцево-жильное, штокверковое и прожилково-вкрапленное золотое оруденение промышленного значения. Из них

Коммунаровское, Саралинское, Олимпиадинское рудные объекты занимают самое низкое положение в протерозой-фанерозойском разрезе рудовмещающих складчатых структур. Саралинское, Октябрьское, Западно-Калбинские, рудно-метасоматические рудообразующие системы были заложены в офиолитовых поясах фанерозоя. Всё это сказалось на формировании золотых и комплексных золото-платиноидных руд кварцево-жильного, штокверкового, прожилково-вкрапленного типов. Они возникли среди крупных метасоматических зон березит-лиственитового состава среди черносланцевых горизонтов.

Олимпиадинское рудное поле

Рудный район находится в центральной части Енисейского кряжа среди интенсивно дислоцированных рифейских кристаллических сланцев, прорванных гранитоидами Татарско-Аяхтинского и Тейского комплексов (Ли, 1974; Ли; Шохина, 1986; Генкин и др., 1994; Горяйнов, 1994, Новожилов, Гаврилов, 1999). Золоторудное поле расположено в зоне сочленения Центрального и Панимбинского антиклинориев. Оно занимает юго-западное крыло Центрального антиклинория и входит в состав Татарско-Ишимбинской тектонической зоны (Ли, 2003, Сазонов и др., 2010).

Рудное поле располагается в области влияния магматогенной куполовидной структуры, осложняющей региональное магматогенное сводовое поднятие. Рудовмещающая неоднородная толща рифея разделена на три литологических горизонта (снизу вверх): 1) кварц-слюдистых (иногда с гранатом) сланцев; 2) кварц-карбонат-слюдистых сланцев с линзами мраморизованных известняков; 3) кварц-слюдисто-углеродистых сланцев и образует Медвежинскую гребневидную антиклиналь, Иннокентьевскую и Чиримбинскую синклинали (Рисунок 4.101). Основное золото-вольфрам-сурьмяные, золото-сурьмяные, золото-вольфрамовое оруденение локализовано в среднем горизонте и приурочено к крупной Медвежинской антиклинали, осложненной складками более высоких порядков вплоть до гофрировки и плойчатости (Ли и др., 1984, 1990). Рудовмещающие породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой (средняя и верхняя пачки)

и эпидот-амфиболитовой (нижняя пачка) фациях (Звягина, 1989). Содержания углерода в верхней пачки составляет 0,1–3 мас. % (Новожилов, Гаврилов, 1999).

Основными рудоконтролирующими оказались разрывы субширотного, субмеридиального и северо-восточного простирания, а также зоны межслоевых срывов и отслоений.

Золотое оруденение приурочено к замкам складок. Форма рудных тел отвечает субсогласным седловидным, линзовидным и пластообразным залежам. Руды представлены кристаллическими и гипергенными рыхлыми телами. Первичные золото-сульфидные вкрапленные руды представлены метасоматитами березитового типа, обогащенными сульфидами до 3–5 %. Минеральный состав их представлен: карбонаты 30…40 %, кварц 30–35 %, биотит, мусковит, серицит 13–18 %, хлорит, цоизит, каолинит с вкраплениями пирротина, арсенопирита, пирита, реже галенита, халькопирита, блеклой руды, сфалерита, пентландита, джемсонита, висмутина, молибденита, виоларита, шеелита, бурнонита, кубанита, ульманита, гудмундита, ауристибита, киновари, золота, самородной сурьмы. Золото-I кварц-сульфидной ассоциации свободное, в сульфидах высокопробное (910–997 ‰), с содержанием Hg до 0,2–2,5 %. Основным концентратором ультратонкого золота служит игольчатый арсенопирит, содержащий до 40–1843 г/т Au. Золото II из золото-антимонитовой ассоциации имеет пробы 647–757 ‰ и содержит 15–23 % Ag и 8,9–12,9 % Hg (Генкин и др., 1994; Прокофьев и др., 1994). С поздними сурьмяными минералами нередко ассоциирует крупное золото, переотложенное из ранних продуктивных комплексов (Новожилов, Гаврилов, 1989). Окисленные руды представляют собой преимущественно пестроцветные, буро-коричневые алевритистые образования. Содержания золота в них в среднем в 1,5–2 раза выше, чем в первичных. Их минеральный состав – кварц (65–80 %), гидратированные калиевые слюды (14–35 %), глинистые минералы (не более 6 %), рудные минералы (около 5 %). Среди последних преобладают окислы и гидроокислы железа, марганца и сурьмы. Золото в окисленных рудах свободное, легко извлекаемое размером от 0,04 до 1,5 мм. Для него характерно повышенные (до 9,5 %) концентрации ртути (Новожилов, Гаврилов, 1999).

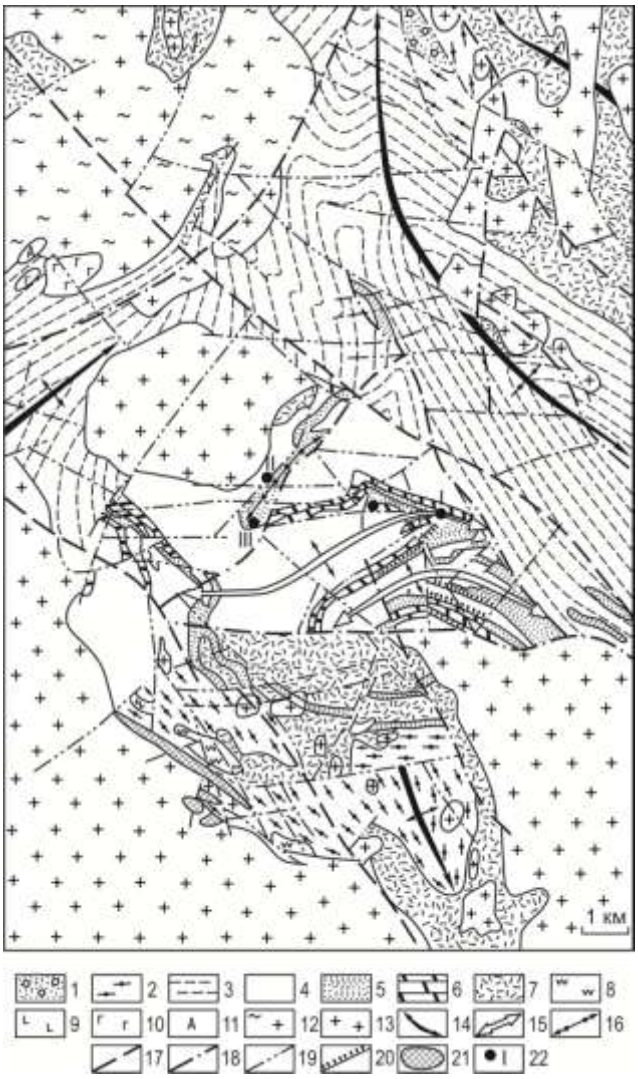


Рисунок – 4.101. Геолого-структурная схема Олимпиадинского рудного поля (по Л.В. Ли). 1 − конгломераты, гравелиты, песчаники; 2–5 − сланцы: 2 − кварц-мусковитовые, кварц-хлорит (хлоритоид)-мусковитовые, кварц-хлорит-серицитовые, 3 − кварц-слюдистые, ставролит-кварц-слюдистые с гранатом и ставролит-андалузит-кварц-биотитовые, 4 − кварц-слюдистые и кварц-полевошпат-слюдистые с гранатом, 5 − углеродистые-кварц-слюдистые; 6 − кварц-карбонат-слюдистые сланцы с пластами известняков; 7 − роговики гранат-ставролит-кварц-слюдистые силлиманит-гранат-кварц-биотитовые, кордиерит-полевошпат-кварцевые, биотит-кварцевые, хлоритоид-кварц-мусковитовые и кварц-мусковитовые; 8 − кварциты метасоматические; 9 − пироксениты; 10 − долериты; 11 – ортоамфиболиты; 12 − гнейсограниты мигматит-гранитовой формации; 13 − гранитоиды батолитовой формации; 14 − складки первого порядка первого этапа деформации; 15 − складки первого порядка второго этапа деформации; 16 − реликты складок второго и третьего порядков первого этапа деформации - изоклинальные («дожатые») складки; 17–19 – разломы: 17 − первого порядка, 18 − второго порядка, 19 − третьего и четвертого порядков; 20 − зоны межпластового скольжения: 21 − залежи магнетитовых руд; 22 − золоторудные месторождения: I − Олимпиадинское, II − Оленье, III – Тырадинское

Восточный участок находится в призамковой части периклинального замыкания Медвежинской антиклинали. Главное рудное тело локализовано в замковой части и имеет седловидную форму с раздувом в пришарнирной части (Рисунок 4.102). В вертикальных сечениях выделяются рудные столбы с раздувом вверху главного рудного тела. Все рудные тела западного участка приурочены к лежачим складкам, осложненными продольными разрывами (Рисунок 4.103).

С поверхности и вдоль разрывов первичные руды окислены с образованием линейных кор выветривания, проникающих на глубину до 400 м. Окисленные руды наиболее обогащены золотом.

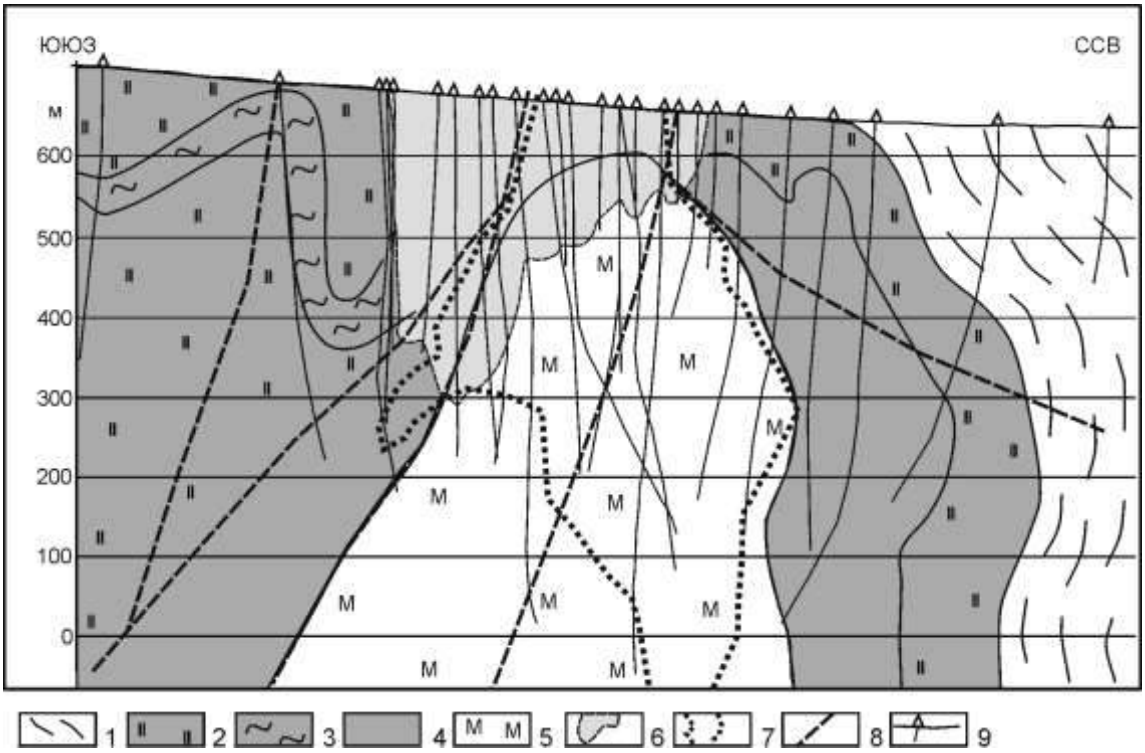


Рисунок – 4.102. Геологический разрез через Главное рудное тело Олимпиадинского месторождения по разведочной линии 25 (по материалам ЗАО «Полюс»). 1 – слюдисто-кварцевые сланцы; 2 – углеродистые кварцево-мусковитовые сланцы; 3 – то же, с хлоритоидом; 4 – углеродистые мусковит-карбонатно-кварцевые сланцы и метасоматиты; 5 – слюдисто-карбонатно-кварцевые метасоматиты; 6 – контур линейной коры выветривания; 7 – контур рудного тела; 8 – основные разрывы; 9 – разведочные скважины

В рудах постоянно присутствует шеелит, который приурочен преимущественно к предрудной клиноцоизит-мусковит-кварцевой, скарновой, тремолитовой, грейзеновой, арсенопирит-турмалин-кварцевой ассоциациям

(Баранова и др., 1997). Среднее содержание вольфрама в первичных золотых рудах составляет 55,8 г/т, в окисленных – возрастает до 543,4 г/т.

Сурьмяная минерализация распространена локально и пространственно совмещена с ранней арсенопирит-пирротиновой. Антимонит и бертьерит относятся к поздним образованиям. Они слагают маломощные до 3–5 см прожилки, линзочки, гнёзда, мелкие вкрапления, дендриты.

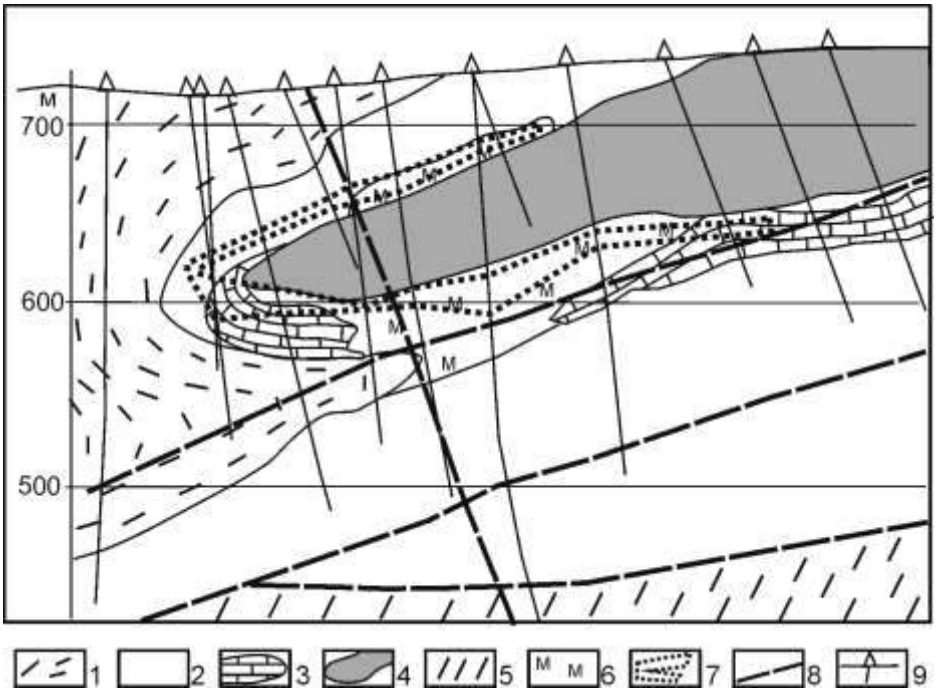


Рисунок – 4.103. Геологический разрез по разведочной линии 8 через Западный участок Олимпиадинского месторождения (по материалам ЗАО «Полюс»). 1 – слюдисто-кварцевые сланцы нижней пачки; 2 – карбонатно-слюдисто-кварцевые сланцы; 3 – мраморизованные известняки; 4 – углеродистые кварцево-мусковитовые сланцы; 5 – слюдисто-кварцевые сланцы верхней пачки; 6 – слюдисто-карбонатно-кварцевые метасоматиты; 7 – контур рудного тела; 8 – основные разрывы; 9 – разведочные скважины

Особенности рудно-метасоматической зональности и минеральных комплексов золоторудного поля. Среди метасоматически преобразованных пород выделяют три возрастные группы (Новожилов, Гаврилов, 1999). К ранней группе отнесены высокотемпературные грейзеновые, кварц-турмалиновые, скарноидные, кварц-полевошпат-клиноцоизит-биотитовые (пропилитоидные) метасоматиты. Тела этих метасоматитов сосредоточены в западной части

месторождения, и связаны со становлением Тырадинской интрузии гранитоидов. Эти метасоматиты не несут рудной минерализации и, лишь в контакте с более поздними метасоматитами слабо золотоносны.

Ко второй группе отнесены метасоматиты березитового типа. Метасоматические преобразования заключаются в перекристаллизации исходных пород, замещении биотита, хлорита и полевых шпатов исходных пород кварц-карбонат-мусковит-серицитовым агрегатом, рутилизации ильменита. В зависимости от степени преобразования пород различают кварц-карбонатные (с реликтовым биотитом), мусковит серицит-кварц-карбонатные березиты, а так же переходные разности. При этом в северном крыле Медвежинской антиклинали преобладают мусковит(серицит)-кварц-карбонатные, а в южном – кварц-карбонатных (с реликтовым биотитом). Березитоидными изменениями подвержены и кварц-слюдисто-углеродистые сланцы. Такие изменения сопровождаются почти полным выносом углеродистого вещества с образованием светло-серых тонкозернистых кварц-карбонатных метасоматитов с примесью серицита и хлорита.

К третьей поздней группе отнесены метасоматиты проявившиеся в виде гнездового окварцевания и слабой серицитизации существенно карбонатных пород, наложившихся локально с сопряженной сурьмяной минерализацией.

С.В. Горяйнов (1994) отмечает одновременное проявление замещения метасоматитами динамометаморфитов и тектонизации метасоматитов с тенденцией к снижению степени тектонизации от ранних метасоматитов к поздним. Он приходит к выводу о том, что постгранитные дислокации, сформировавшие тырадинский комплекс, являются не пострудными, а до- и синрудными.

Абсолютный возраст слюдисто-кварц-карбонатных метасоматитов (березитов), образованных непосредственно перед отложением ранней продуктивной минерализации, составляет 794 млн. лет, а поздней кварц-бертьерит-антимонитовой ассоциации – 609 млн. лет (Новожилов, Гаврилов, 1999). Значительный временной перерыв между золотым и сурьмяным

оруденением свидетельствует о весьма длительном, пульсационном развитии магматогенно-флюидной системы с одной стороны, и о длительном развитии рудоносных структур с другой.

Таким образом, установлен длительный полистадийный характер рудообразующего процесса, в котором выделено пять последовательных минеральных стадий (Баранова и др., 1997): эндогенные дорудная (480–380°С), раннерудная (380–280°С); позднерудная (280–220°С); пострудная (230–200°С) и гипергенная. В дорудную стадию формировались мусковит-(серицит)-кварц-карбонатные, мусковит-кварц-цоизитовые метасоматиты с кварцевыми, кварц-кальцитовыми, кальцитовыми гнездами и прожилками с шеелитом. В раннерудную стадию отложилась вкрапленная золото-арсенопирит-пирротиновая и прожилково-вкрапленная полисульфидная минерализация. Завершился рудный процесс с позднерудной золото-шеелит-бертьерит-антимонитовой минерализацией. Эндогенный процесс завершился формированием пострудных кварц-кальцит-флюоритовых с киноварью (Новожилов, Гаврилов, 1999) прожилков.

С учетом разновозрастной золоторудной и золото-сурьмяной минерализаций можно констатировать, что формирование метасоматитов с комплексным прожилково-вкрапленным золотым и золото-сурьмяным оруденением происходило в два этапа – первый при завершении складчатого режима, второй – в условиях наложенного рифтогенеза.

В первичных прожилково-вкрапленных сульфидных рудах золото содержится в пределах 2–12 г/т, а в окисленных разностях – до 25 и более г/т. Сульфидные минералы несут промышленно важное количество Au, Ag: арсенопирит – 225 г/т Au, 20 г/т Ag, пирит – 9,2 г/т Au, 6 г/т Ag, пирротин – 11,2 г/т Au, 50 г/т Ag; антимонит – 5,1 г/т Au, 14 г/т Ag (Рисунок 4.104).

Закономерности распределения редкоземельных элементов в метасоматитах разных этапов достаточно близки (Афанасьева и др., 1997). В целом следует отметить, что все метасоматиты унаследуют тренды распределения РЗЭ в гранитоидах татарско-аяхтинского комплекса. При этом для измененных пород

характерно преобладание легких лантаноидов над средними и тяжелыми и средних над тяжелыми. Особенности распределения РЗЭ в шеелитах месторождения указывают на возможности их образования из гранитоидных флюидов.

Отмечаются повышенные концентрации Pt и Pd в первичных и окисленных рудах месторождения (Коробейников, 1999, 2006).

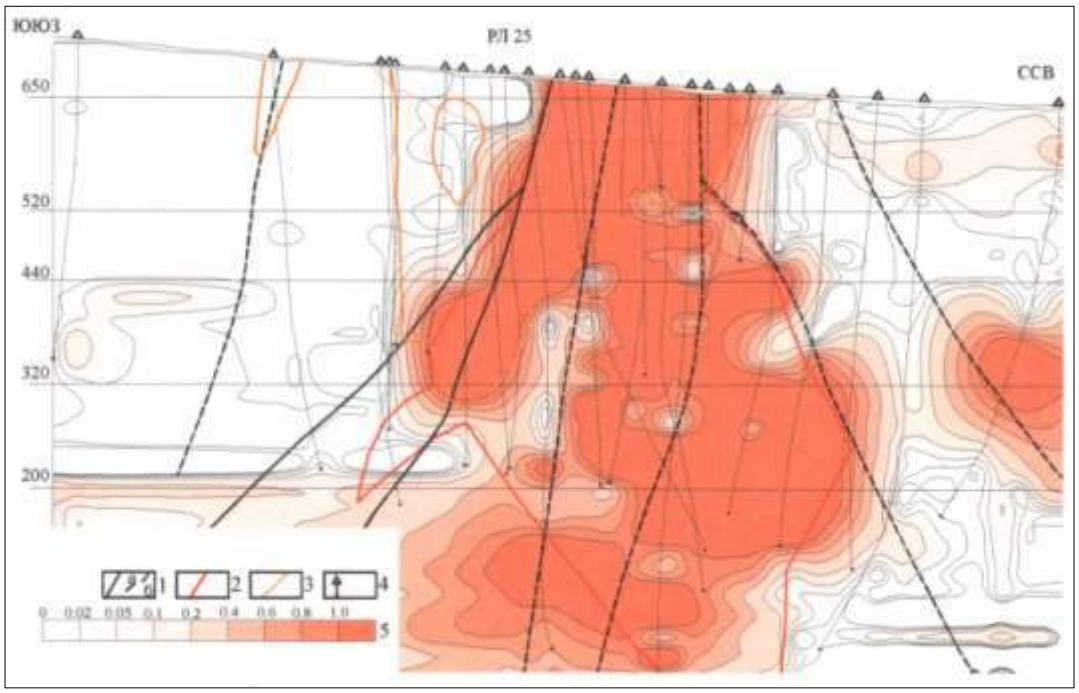


Рисунок – 4.104. Распределение Au в плоскости разреза Олимпиадинского месторождения (построено по материалам ЗАО «Полюс»). 1 − разрывы: а − установленные, б − предполагаемые; 2 − контур рудного тела; 3 − контур коры выветривания; 4 − скважины детальной разведки; 5 − изолинии Au в г/т

Геохимическая зональность Олимпиадинского месторождения. В.Г. Ворошиловым (2007, 2011), по данным геохимического опробования керна разведочных скважин и карьера Главного рудного, установлено ярко выраженное концентрическое строение аномальной геохимической структуры Главного рудного тела (Рисунок 4.105). В вертикальном разрезе аномальная структура геохимического поля имеет колоколообразную форму с накоплением Au, As, Sb, в меньшей мере Ag, W, в центральной части блока. Эти элементы фиксируют тела с промышленным оруденением.

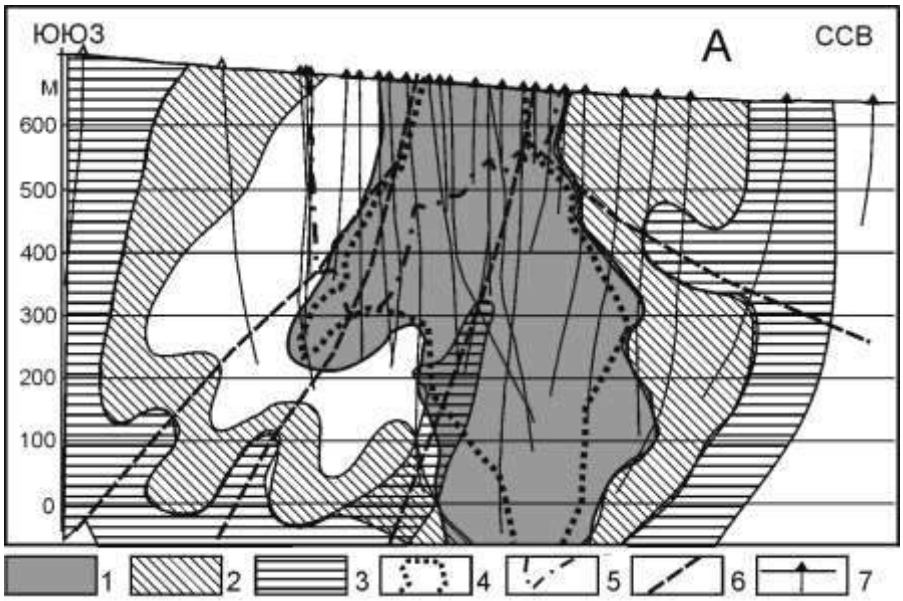


Рисунок – 4.105. Структура аномального геохимического поля в вертикальном разрезе через Главное рудное тело Олимпиадинского месторождения по разведочной линии 25 (по В.Г. Ворошилову, 2011). Геохимические ассоциации: 1 – Au, As, Sb, Mn, Ag, Cu, W; 2 – Ba, Mn; 3 – Ti, Cr, V; 4 – контур рудного тела; 5 – линейная кора выветривания; 6 – разрывы; 7 – разведочные скважины

Рудное тело окаймляется аномалиями Ba и Mn иногда с повышенными содержаниями Ag, Cu, Zn. Подрудная составляющая аномальной структуры сложена Cr, Ni, V.

В горизонтальной плоскости структура аномального геохимического поля имеет подобное строение (Рисунок 4.106).

В общем контуре Главного рудного тела обособились локальные рудные столбы, оконтуренные концентрически зональными АСГП (Рисунок 5.108). В их центральных частях сконцентрированы Au, As, Sb; менее золотоносная промежуточная зона характеризуется корреляцией Au и As с Mn; фронтальная часть аномальной структуры фиксируется Ba, V, Mn.

Золотоносная кора выветривания отличается на порядок более высокими, чем в первичных рудах, содержаниями Sb, W.

Итак, рудоподводящие структуры и внешняя периферия рудных тел месторождения фиксируются ассоциацией Ni, Cr, V; во внутренней зоне концентрируется Au, As, Sb, в меньшей степени Ag, Cu, W , а околорудные

слюдисто-карбонатно-кварцевые метасоматиты отличаются накоплением Mn и Ba.

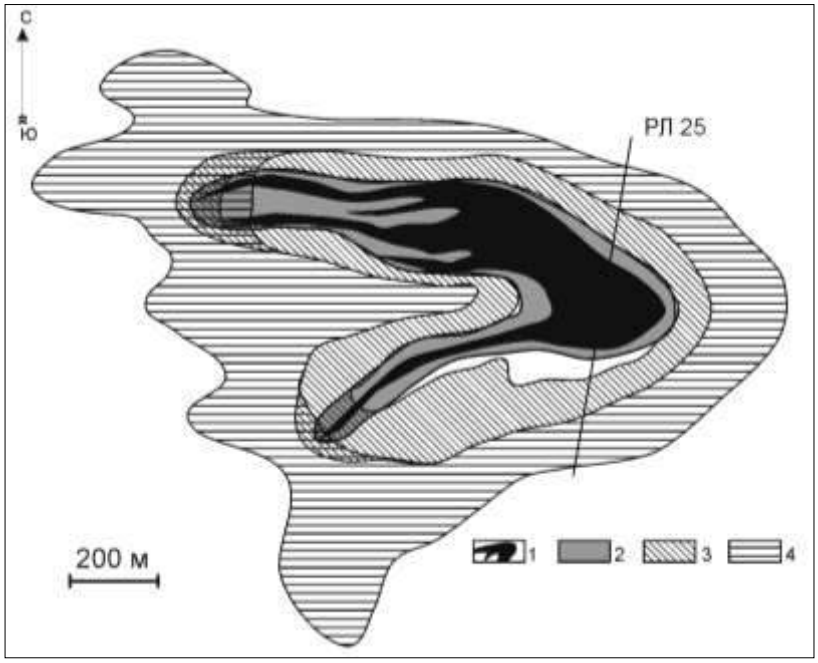


Рисунок – 4.106. Распределение геохимических ассоциаций в горизонтальном сечении Главного рудного тела (горизонт +620) (по В.Г. Ворошилову, 2011). 1 – контур рудного тела; геохимические ассоциации: 2 – Au, As, Sb, Mn, Ag, Cu, W, Pb; 3 – Ba, Mn; 4 – Ni, Cr, V

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют в пользу гранитоидно-гидротермального происхождения золотого оруденения. Несомненно, что гидротермальный процесс начинался с образования гранат-пироксен-цоизитовых скарноидов, затем развивались серицит-кварц-гранат-альбитовые и кварц-мусковит-альбит-биотит-эпидотовые пропилитовые метасоматиты, несущие шеелитовую убогозолотоносную минерализацию.

Наиболее золотоносными оказались березиты, сформированные последовательно в периоды становления Татарско-Аяхтинского и Тейского гранитоидных комплексов в момент завершения складчатости и последующего наложенного континентального рифтогенеза. А преобладание в газовой фазе рудного флюида CH_4 и (или) N_2 (Баранова и др., 1997), повышенные концентрации Pt и Pd в рудах указывают на участие глубинных дериватов в формировании уникального золоторудного месторождения.

Саралинское рудное поле

Саралинский золотоносный район и рудное поле расположены в северной части Кузнецкого Алатау. К настоящему времени наиболее крупные коренные кварцево-золото-сульфидные жилы Ивановская, Андреевская, Каскадная и россыпные месторождения района отработаны.

Геотектонические и минерагенические особенности Саралинского золоторудного поля определяются его размещением в рифтогенной структуре рифея – нижнего палеозоя, на южном выклинивании Среднетерсинского ультрамафитового массива Мартайгинского офиолитового пояса среди рифей-кембрийских вулканогенно-осадочных толщ, насыщенных черносланцевыми горизонтами (Рисунок 4.107).

Рудное поле находится в антиклинорной зоне салаирид. Данная структурно-формационная зона выполнена рифейскими-нижнекембрийскими карбонатно-терригенно-вулканогенными толщами суммарной мощностью 8–10 км. Пликативные структуры представлены узкими линейными складками субмеридионального простирания с погружающимися на север осями. Центральная и западная части площади сложены породами раннего и среднего кембрия, которые на востоке отделены от отложений верхнего протерозоя крупным дизъюнктивом (Рисунок 4.108). Восточнее обе метаморфические толщи утыкаются в эффузивно-осадочные образования нижнего девона рифтогенной впадины Кузнецкого Алатау.

Рудовмещающие вулканогенные и осадочные породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации и прорваны штоками, дайками долерит-диабазов, габбро-диабазов. Эти магматиты образовали мощный дайковый пояс протяженностью на север свыше 20 км (Рисунок 4.107, 4.108). Характерна мелкоблоковая структура рудного поля, созданная разнонаправленными разрывами (Рисунок 4.108).

Рудовмещающие углеродисто-кремнистые, углеродисто-туфогенно-глинистые сланцы, слагающие продуктивные горизонты, входят в состав разреза

вулканогенно-осадочных толщ кембрия мощностью 5–6 км. Породы слагают антиклинальную структуру с осью, погружающуюся на север под углом 30 ° к горизонту. Эта антиформная структура разбита сетью разрывов север-северо-западного, северо-восточного и широтного простирания. Разрывы субмеридионального направления контролировали размещение дайковых поясов и рудных участков кварц-золото-сульфидных жил. К тектоническим зонам северо-восточного простирания приурочены штоки габбро-диабазов, плагиогранитов, тела серпентинизированных ультрамафитов и кварц-альбитовых метасоматитов.

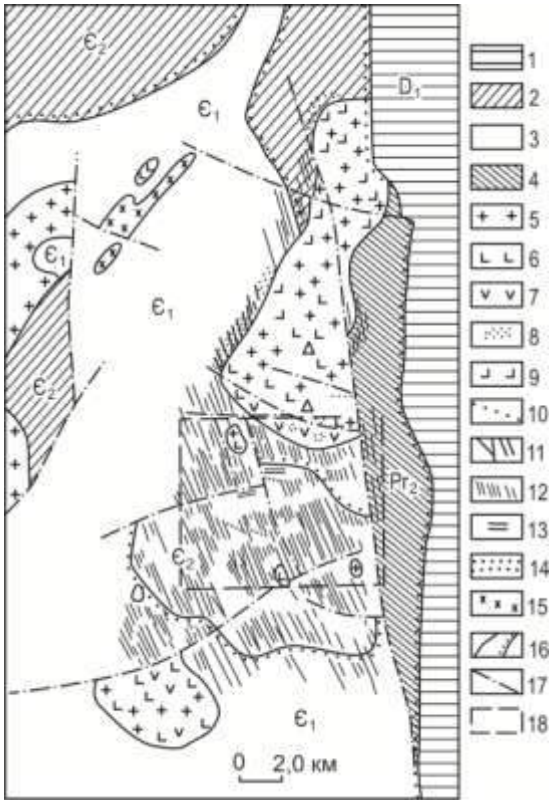


Рисунок – 4.107. Схема геологического строения Саралинского золотоносного района в Кузнецком Алатау (по В.М. Ляхницкому, Г.А.Пономареву). 1–4 − отложения нижнедевонские (7), среднекембрийские (2), нижнекембрийские (3), средне-верхнепротерозойские (4); 5 − габбро-диориты, диориты, гранодиориты, плагиограниты, Є $_3$–O; 6 − габбро-диабазы, габбро-диориты, Є$_3$; 7 − метасоматические «плагиограниты», 8 − метасоматические «горнблендиты», альбититы; 9 − эндоконтактовые гибридные габбро, габбро-диориты, диориты; 10 − дайки кварцевых порфиров, ортофиров, D; 11 − габбро-диабазы, диабазы, габбро-диориты, лампрофиры, порфириты, долериты дайковые, Є$_3$–D; 12, 13 − жилы: 12 − пегматитов, аплитов, 13 − кварц-золото-сульфидные; 14 − скарны известковые; 15 − гипербазиты; 16 − геологические границы (а) и стратиграфические несогласия (б); 17 − разрывы; 18 − границы рудного поля

Рисунок – 4.108. Схема геологического строения Саралинского рудного поля (по А.М. Сазонову, Е.А. Звягиной). 1 – девонские отложения маматской и матарикской свит; 2–10 – кембрийский: образования андреевской и саралинской свит: 2 – субщелочные метариолиты, трахириодациты, трахириолиты, 3 – метадациты, 4 – псефитовые туфы риолита и дацита; 5 – метаандезиты; 6 – известняки, 7 – углеродизированные тектоносланцы вулканитов кислого и среднего составов; 8 – известковые полимиктовые песчаники; 9 – метабазальты с подчиненными пластами метаандезитов и подушечных лав среднего состава, 10 – туфы основного и среднего состава; 11 – известняки главстановской свиты; 12–14 – диорит-гранодиорит-гранитная интрузия: 12 – граниты и гранодиориты, 13 – лейкократовые тоналиты, 14 – лейкократовые диориты; 15–16 – габбро-плагиогранитная интрузия: 15 – плагиограниты, 16 – уралитовые габбро; 17–20 – дайки: 17 – габбро-долериты, долериты; 18 – калишпатизированные габбро-долериты, 19 – микродиориты, микротоналиты, спессартиты, 20 – гранит-порфиры, микрограниты, аплиты, пегматиты; 21 – золотоносные кварцевые жилы; 22 – известковые скарны; 23 – участок развития золото-серебряного штокверкового оруденения; 24 – границы литолого-стратиграфических подразделений и магматических комплексов; 25 – границы крупных несогласий; 26 – границы интрузивных фаз; 27 – дизъюнктивы

Рудоконтролирующими структурами явились: субширотные трещины отслоения углеродистых сланцев и эффузивов; разрывы северо-западного простирания, оперяющие крупные субмеридиональные разломы II порядка; диагональные дизъюнктивы. Наиболее рудоносными оказались субширотные

разрывные структуры (Рисунок 4.108, 4.109). Дайки долерит-диабазов, габбро-диабазов образуют скопления-пучки субмеридионального направления, входящие в общий субмеридиональный дайковый пояс регионального значения (Рисунок 4.107). В дайковом поясе падение отдельных дайковых тел западное под углами 70…80° при мощности даек от первых метров до 170 м и протяженности в несколько километров. Количество дайковых тел составляет 35–40 % от общего объема пород рудного поля. Типичны дайки габбро-диабазов симметрично-зонального строения (Коробейников, Черняев, Черняева, 1981; Коробейников, Черняева, 1987). Отдельные дайковые тела и особенно габбро-диабазовые штоки подвержены щелочному автометасоматозу с возникновением субщелочных тел монцонит-эссекситового состава (Черняев, Черняева, 1983). Интрузивные штоки, сложенные габбро-диабазами, порфиритами, лампрофирами когтахского комплекса ($Є_3$) и диоритами, плагиогранитами мартайгинского ($Є_3$) (Государственная …, 2005). Особенность этих интрузивов – пестрота петрографического состава и наличие сопровождающих известковых скарнов, послескарновых площадных кварц-альбитовых и калишпатовых, околотрещинных тремолитовых, гидробиотитовых метасоматитов и поздней синрудной березитизации-лиственитизации.

Продуктивные кварц-золото-сульфидные жилы располагаются на участках максимальной плотности дайковых тел (в дайковых пучках) и залегают в субширотных, реже диагональных трещинах скола и отслоения на контакте углеродистых сланцев с вулканитами-порфиритами. Большинство даек – дорудные (В.И. Баженов, 1964). В местах пересечения даек жилами в их контактовых частях появляются просечки жильного кварца, карбонатов со следами лиственитизации. Обычная мощность продуктивных жил составляет 0,5–3 м при протяженности 0,5–2 км.

Жильные зоны включают кварц-золото-пирит-пирротиновые и кварц-золото-полисульфидные жилы, линзы. Они содержат 3–9% сульфидов, теллуридов, сульфосолей − пирит, арсенопирит, пирротин, блеклая руда, халькопирит, сфалерит, галенит, реже бурнонит, буланжерит, бенжаминит, тетрадимит,

теллуровисмутит, виттихенит, пираргирит, штернбергит, шеелит, золото, серебро. Золото свободное мелкое размером 0,01–0,1 мм, редко до 2 мм; пробы 780–911 ‰. На глубинных выклиниваниях сходящихся Андреевской и Каскадной жил (горизонт штольни 22) установлены убогосульфидные вкрапленные (пирит, арсенопирит и пирротин) руды (Рисунок 4.109). Здесь тонкодисперсное золото находится в пирите и арсенопирите.

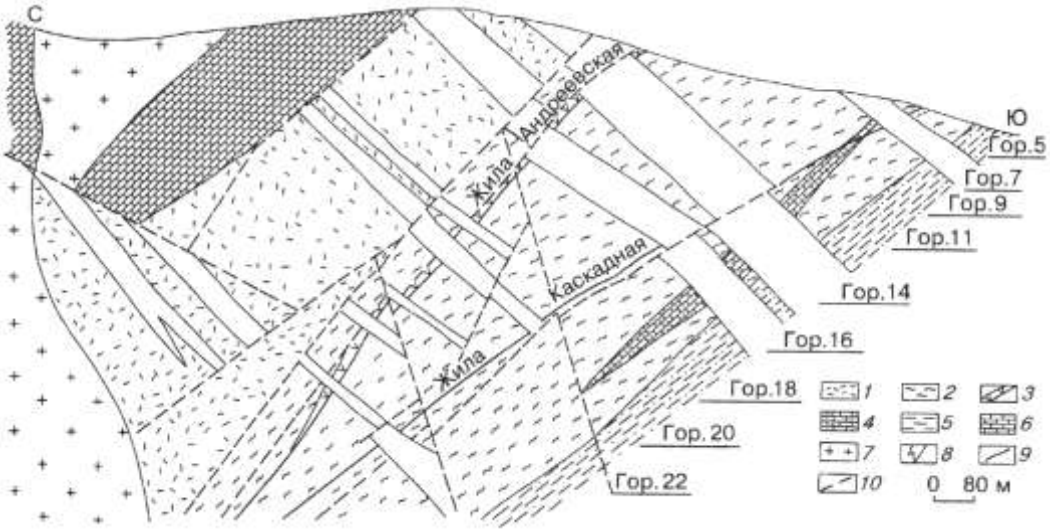


Рисунок – 4.109. Геологический разрез жил Андреевской и Каскадной (разведочный профиль II–II по материалам Саралинской ГРП составил А.Ф. Коробейников, 1959). 1 – нерасчлененные кислые эффузивы, риолиты, прослои туфов различного состава; 2 – туфобрекчии, туфоконгломераты, сланцы, туфосланцы, дациты, базальты, андезиты, углеродизированные милониты; 3 – субвулканические порфириты; 4 – черные известняки; 5 – туффиты, туфосланцы, базальтовые и андезитобазальтовые порфириты; 6 – мраморизованные известняки; 7 – плагиограниты; 8 – дайки габбро-диабазов; 9 – кварцевые жилы; 10 – разломы

Рудная ассоциация формировалась в четыре стадии гидротермального процесса: 1) березит-лиственитовую околожильную с пиритом и арсенопиритом; 2) кварц-золото-пирит-арсенопирит-пирротиновую; 3) кварц-золото-полисульфидную; 4) кварц-анкерит-кальцитовую (Коробейников и др., 1986).

Рудно-метасоматическая зональность Саралинского рудного поля.

В рудном поле продуктивные кварц-золото-сульфидные жилы в зонах лиственитизации обособились в отдельные полосы и рудные участки (Рисунок 4.110). Для отдельных рудоносных участков установлены кварцевые жилы с

ранней убогозолотоносной альбит-шеелитовой минерализацией, или совмещённой с ранней убогозолотоносной пирит-пирротиновой ассоциацией, либо жил с продуктивной золото-полисульфидной минерализацией, залегающих в крупных зонах интенсивной пропилитизации-лиственитизации среди вулканогенно-терригенного разреза с горизонтами углеродистых сланцев (Коробейников и др., 1983, 1986).

Наиболее перспективные рудоносные площади представлены ассоциацией дорудных долеритовых и габбро-диабазовых даек, тел гидротермальных пропилитов-лиственитов или березитов с кварцево-золоторудными жилами с сульфидными минеральными комплексами. В других случаях, например, в западных площадях рудного поля, проявлены локальные зоны пропилитов с ранними убогозолотоносными кварц-альбит-шеелитовыми жилами, а в центральных и северных блоках – наиболее продуктивные жильные зоны на участках, ограниченных дизъюнктивами.

В результате в структурных блоках рудного поля сформировалась рудно-метасоматическая зональность, представленная отдельными зонами метасоматитов с золотоносными кварцевыми жилами, образующих рудные пучки. Следовательно, Саралинская золотоносная структура обусловлена совокупностью разноминеральных метасоматитов с отдельными кварцевыми жилами, образующими крупные рудно-метасоматические зоны (Рисунок 4.110, 4.111) (Коробейников, 2006, 2008; Коробейников и др., 1986,1987).

Рассматриваемая эндогенная зональность представляет собой «многокорневую» объемную фигуру конического типа (по терминологии П.Ф. Иванкина (1970)), количество «корней» которой определяется числом дайковых пучков на участке.

Метасоматическая зональность отдельных структурных блоков выразилась в закономерной смене по вертикали разноминеральных фаций пропилитов, березитов-лиственитов. В общей гидротермальной рудно-метасоматической колонне, протяженностью на глубину до 1200 м, обособились прикорневая, рудная и надрудная зоны. В прикорневых частях дайковых пучков и рудно-

метасоматических колонн размещается зона альбитизации пород с кварц-альбитовыми жилами с редким шеелитом и убогим спорадическим содержанием золота до 1 г/т. Вверх по восстанию (300–800 м выше) зона альбитизации сменяется зоной калишпатизации, а затем (300–600 м выше) зоной гидробиотитизации, тремолитизации пород и, наконец, березит-лиственитовыми ассоциациями с богатыми золотом кварц-золото-сульфидными жилами верхней части палеогидротермальной колонны. В этой колонне по восстанию дайковых пучков интенсивность альбитизации, калишпатизации пород постепенно затухает и сменяется фациями метасоматитов эпидот-тремолит-гидробиотит-хлоритового состава (пропилиты), затем кварц-серицит (фуксит)-карбонат-пиритового состава (лиственит) с золотоносными кварц-золото-сульфидными жилами.

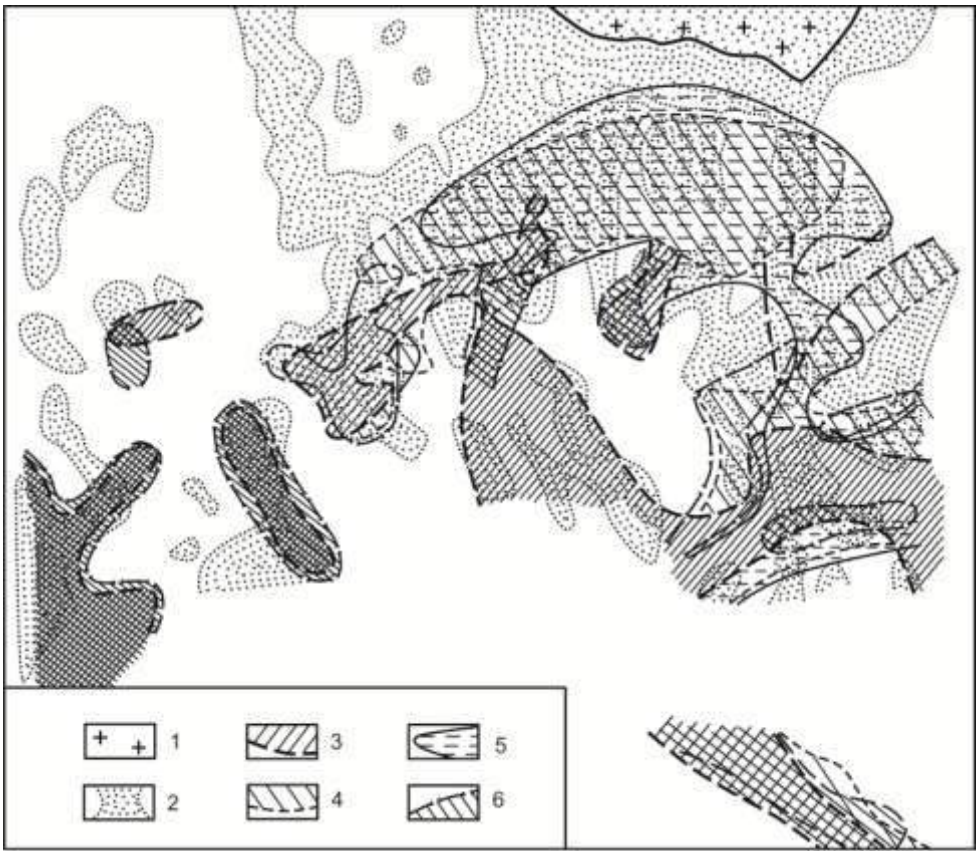


Рисунок – 4.110. Рудно-метасоматическая зональность Саралинского золоторудного поля (Коробейников и др., 1986). 1 – диориты, гранодиориты, плагиограниты Араратского массива, Є$_3$-О; 2–6 – поля: 2 – штоков, даек габбро-диабазов, габбро-долеритов Є$_1$; 3 – метасоматических альбититов, альбитизированных габбро-диабазов; 4 – калишпатизированных габбро-диабазов; 5 – кварц-золото-сульфидных жил с околорудными березитами-лиственитами; 6 – кварц-альбит-шеелитовых нижнерудных жил

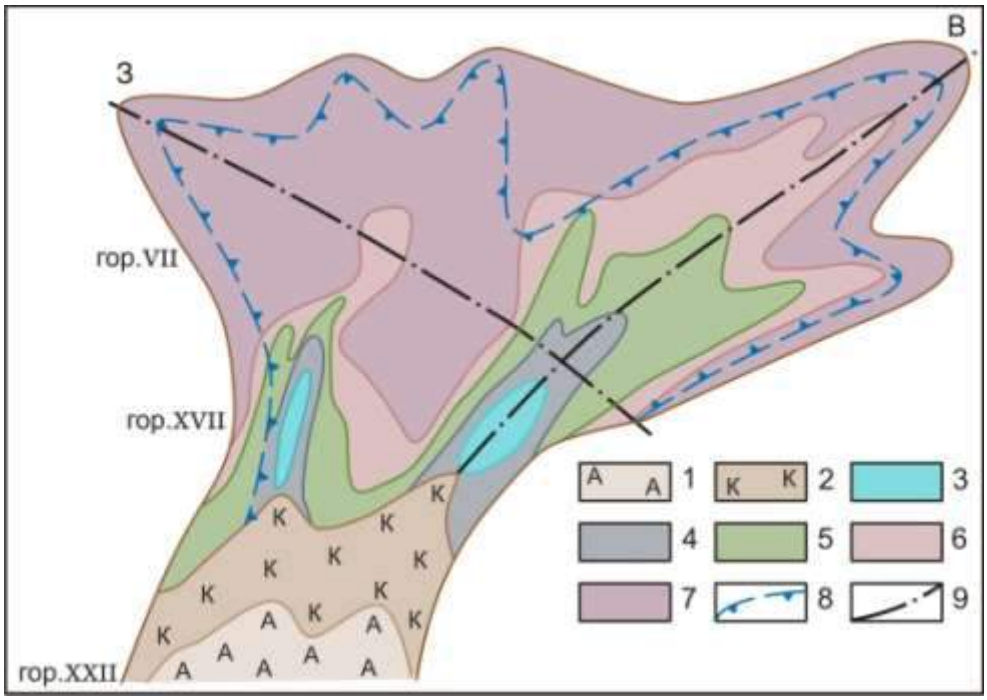


Рисунок – 4.111. Модель рудно-метасоматической зональности Каскадной жилы Саралинского рудного поля (по А.Ф. Коробейникову). 1–7 − метасоматиты: 1 − кварц-альбитовые площадные (480−300 °С), 2 − калишпатовые площадные (460−300 °С), 3 − тремолитовые околотрещинные (390−260 °С), 4 − гидробиотитовые околотрещинные (380−240 °С), 5 − хлоритовые (360−180 °С), 6 − кварц-серицитовые (320−200 °С), 7 − кальцит-доломитовые (260−180 °С); 8 − контур кварц-золото-сульфидных жильных тел; 9 − разрывные контролирующие нарушения

Наиболее продуктивные рудные жилы центрального и северо-восточного блоков рудного поля сложены кварцем, карбонатами с умеренным количеством сульфидов до 3–9% от общего жильного выполнения на верхних и средних горизонтах рудно-метасоматической колонны (600–800 м по вертикали). На нижних уровнях отмечается сокращение количества сульфидов до 3%.

Формирование отдельных рудно-метасоматических зон-колонн первоначально происходило метасоматическим путем с возникновением полосчатых и книжных текстур кварцевых жил (смена кварцевых и углеродистых агрегатов) в лежачем боку нижних и средних горизонтов колонны за счёт обособления реликтовых агрегатов графита и других минералов боковых пород (В.И. Баженов, 1964, 1973).

По восстанию такие метасоматические кварцевые жилы сменяются кварцевыми жилами или линзами выполнения открытых трещинных полостей.

При этом в крупных жильных зонах распространены «пережимы» рудных тел, обусловленные постепенным выклиниванием жил при сокращении мощности околожильных лиственитов. Обогащенные сульфидами и золотом блоки кварцевых жил, заключенные между пережимами, составляют рудные столбы. Они располагаются кулисообразно относительно друг друга в жилах сколовых трещин среди углеродистых сланцев. Содержания сульфидов и золота сокращаются от центра к периферии рудных столбов.

Минералогическими показателями разной продуктивности на золото оказались сульфиды разного состава: пирротин как показатель убого золотоносных жил и ассоциация сфалерит+галенит+халькопирит как показатель богатых золотом жил.

В пределах рудного поля минералы-индикаторы разных минеральных ассоциаций кварцевых жил распределены закономерно. В западном и юго-западном структурных блоках, где эрозионный срез рудно-метасоматических зон максимален в кварцевых жилах распространены существенно пирит-пирротиновые с железистым сфалеритом ассоциации. Напротив, в центральном и северо-восточном структурных блоках проявился минеральный парагенезис с галенитом, халькопиритом, пиритом, арсенопиритом, маложелезистым сфалеритом, редкими теллуридами, золотом, серебром. Кварцево-карбонатные, как послерудные ассоциации, проявляются во всех типах кварцево-рудных жил рудного поля.

Для отдельных кварцево-золото-сульфидных жил и жильных зон (Каскадное, Андреевское, Ивановское, Бобровое и др.) также свойственна рудно-метасоматическая зональность. Она проявляется в отдельных рудных телах и в рудных столбах (Коробейников и др., 1993; Пириты золоторудных..., 1993). Такая зональность отчетливо проявилась в минеральном составе околожильных метасоматитов на участках отдельных кварцевых жил и рудных столбов.

Зональность околожильных площадных и локальных метасоматитов выразилась в смене по восстанию рудных зон ранних щелочных метасоматитов (альбитовых и микроклиновых) в нижних частях общей рудно-метасоматической

колонны тремолит-гидробиотитовыми и, затем, березит-лиственитовыми минеральными комплексами. Наиболее полные метасоматические колонки проявились в жильных зонах на участках кварцево-золото-сульфидных жил с богатым золотым оруденением, то есть в рудных столбах Каскадного, Андреевского, Ивановского, Боброво го месторождений. Здесь околожильные метасоматиты, возникшие на месте углеродистых сланцев, порфиритов, сложены кварц-серицит(фуксит)-анкерит(доломит)-кальцит-хлорит-пиритовым агрегатом. На нижних горизонтах этих объектов распространены кварцевые, кварц-термолит-гидробиотит-хлоритовые или кварц-альбитовые субфации пропилитов. В верхних частях размещаются существенно карбонатные фации лиственитов.

Мощности отдельных рудно-метасоматических колонн составляют от 0,5–1 до 3–17 м при протяженности по вертикали до 0,8–1 км (жильные зоны Андреевская – Каскадная). Рудовмещающие структуры этих зон по простиранию достигают 2–3 км.

Обобщенная рудная зональность Андреевской и Каскадной жил представлена следующими ассоциациями (снизу вверх): кварц-пирротиновой, кварц-пирит-арсенопиритовой, кварц-золото-галенит-сфалеритовой (с редкими теллуридами Cu, Ag, Au) и затем кварц-анкерит-кальцит-пиритовой.

В Каскадной кварцево-жильной зоне максимальное количество сульфидов размещалось на 8-ом и 14-ом горизонтах. С глубиной возрастали значения отношений арсенопирита к сфалериту, пирротина к халькопириту. Уменьшалось отношение сфалерита к пирротину, а количество галенита с глубиной сокращалось.

На Андреевском месторождении максимальное количество сульфидов отмечалось на 16-м горизонте, а повышенные количества пирротина – на 12-ом, халькопирита – на 14-ом горизонтах. Количество сфалерита в жиле резко возросло на 16-ом горизонте и ниже, а галенита – сократилось.

Особенности распределения сульфидов в рудных жилах и в рудном поле. Сульфиды в кварц-золоторудных жилах и в рудном поле размещаются закономерно. Самыми распространенными во всех жильных образованиях являются пирит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит. Пирит

проявляется в 3-х генерациях (Пшеничкин, 1981, 1985, 1989; Пшеничкин, Коробейников, Мацюшевский, 1976):

I – диагенетический, метаморфогенный в углеродистых сланцах;

II – метасоматический в лиственитах-березитах;

III – рудогенный (рудный) в жилах.

Пирит I в углеродистых сланцах находится в форме мелкой сыпи мелких кристаллов кубического габитуса размером 0,1–2 мм. Размещается послойно вдоль кливажных трещин или в виде линзовидных скоплений размером 1–3 см в поперечнике и до 12 см в длину. Содержание золота в таком пирите не превышает 0,04–1 г/т.

Пирит II околожильных лиственитов-березитов имеет кубический габитус кристаллов и слагает до 7–10 % от общего объема метасоматических тел. Распределение его в околожильных метасоматитах равномерное и лишь в приконтактовых зонах (до 0,1–0,2 м от жилы) количество его резко возрастает до 15–20 %. Этот пирит II содержит до 1–4 г/т Au, а также Cu, Pb, Zn, As и характеризуется смешанным (p–n) типом термо-ЭДС.

Пирит III золотоносных кварцевых жил отличается преобладающим кубическим {100} и пентагондодекаэдрическим {210} габитусами кристаллов. Доля октаэдрических {111}, куб-октаэдрических {100}+{111}, куб-пентагондодекаэдрических {100}+{210} форм не превышает 20 % от общего количества пирита в жилах. Показана эволюция форм кристаллов пирита III в пространстве и во времени (Рисунок 4.112, 5.113) (Пириты …, 1993). Во времени это выразилось в сокращении частоты встречаемости кристаллов кубического облика и в возрастании количества пентагондодекаэдрических форм от ранних минеральных комплексов к поздним. Содержания золота в пирите III достигают 10–250 г/т, при среднем значении 39 г/т.

Для Каскадной и Андреевской жил установлена горизонтальная и вертикальная зональность в распределении различных морфологических типов кристаллов пирита III. В крест простирания кварц-золото-сульфидных жил наблюдается сокращение ассортимента кристаллов, в том числе

пентагондодекаэдрического габитуса при возрастании доли кубического при переходе от собственно кварцевого ядра во вмещающие лиственниты (Рисунок 4.114).

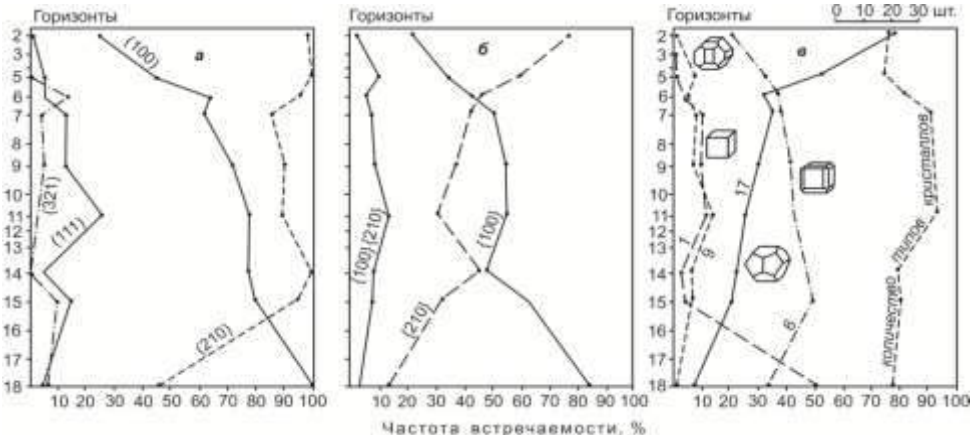


Рисунок – 4.112. Изменение встречаемости граней в комбинациях (а), габитусов (б) и морфологических типов кристаллов (в) пирита с глубиной месторождения Каскадное. Габитусы: {100} – кубический, {210} – пентагондодекаэдрический, {100}{210} – куб-пентагондодекаэдрический

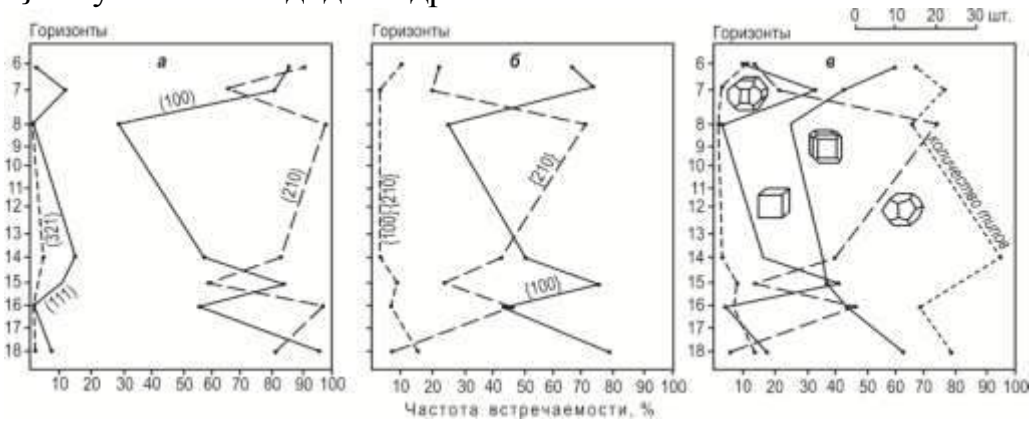


Рисунок – 4.113. Изменение встречаемости граней в комбинациях (а), габитусов (б) и морфологических типов кристаллов (в) пирита с глубиной Андреевского месторождения

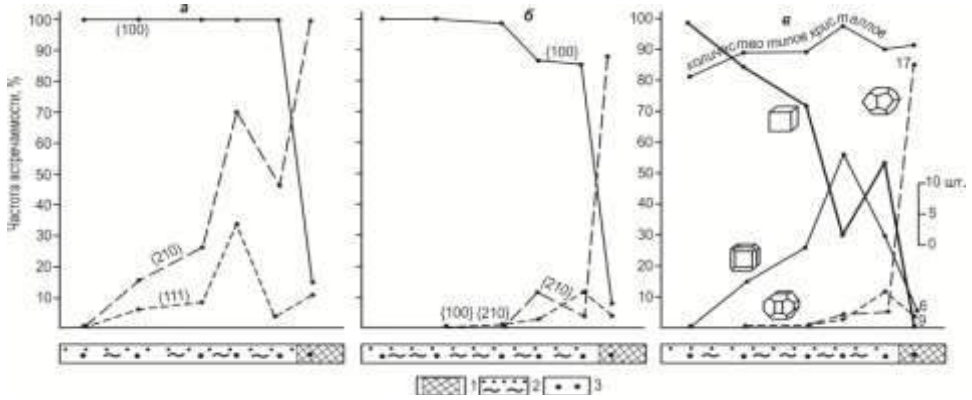


Рисунок – 4.114. Изменение частот встречаемости граней (а), габитусов (б) и морфологических типов кристаллов (в) пирита III вкрест простирания жилы Андреевской. 1 – кварцевая жила, 2 – околожильные лиственниты, 3 – точки отбора проб

По падению рудных тел выявлена волнообразная смена пентагондодекаэдрических форм кристаллов на кубические с амплитудой в 400–600 м. Также волнообразно изменяются значения термо-ЭДС пирита в каждой рудной зоне (Рисунок 4.115) Индивиды пентагондодекаэдрических кристаллов свойственны рудным столбам, а на удалении от них на 1–5 м обнаруживаются лишь кубические кристаллы пирита III.

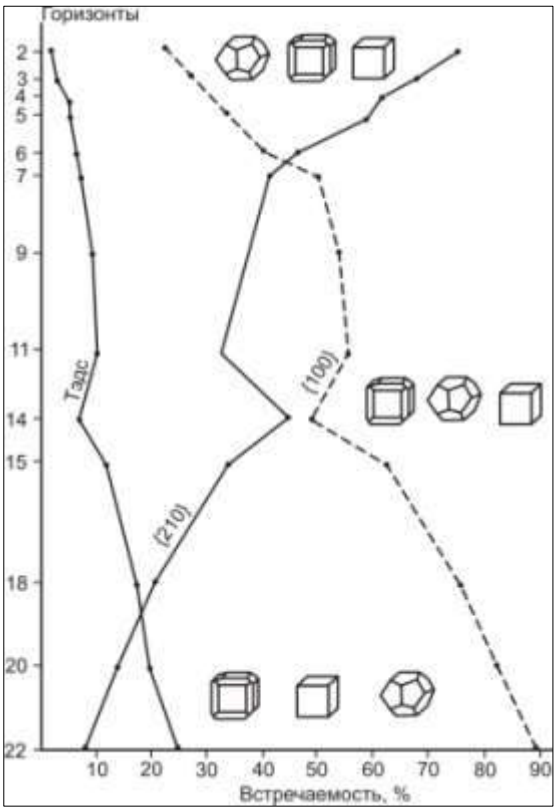


Рисунок – 4.115. Изменение типоморфных особенностей рудогенного пирита III с глубиной кварц-золото-сульфидного месторождения Каскадное. ТЭДС − доля пирита с электронным типом проводимости; габитус кристаллов: {210} − пентагондодекаэдрический, {100} – кубический

Для пиритов рудного поля характерны примеси Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Bi, Sb, As, Te, Ni, Co, V, Ti, Cr, Mn, Mo, Be, W (Пириты …, 1993). С глубиной по падению рудно-метасоматических колонн сокращаются содержания Pb, Ag, Mn, Ni, V и возрастают количества Cr, Mo. Во внешней зоне каждой метасоматической колонны с глубиной убывают содержания Ba, Ag, Pb, Be и возрастает количество Cr (Рисунок 4.116).

Для внешней зоны метасоматической колонки ряд зональности элементов представлен Ba-Ag-Sb-Be-Pb-Cu-Zn-Bi-Ni-Co-Mo-W-V-Cr. Ряд зональности элементов внутренней зоны колонки составили Ba-Ag-Sb-As-Cu-Pb-Zn-Bi-Te-Ni-Co-V-Ti.

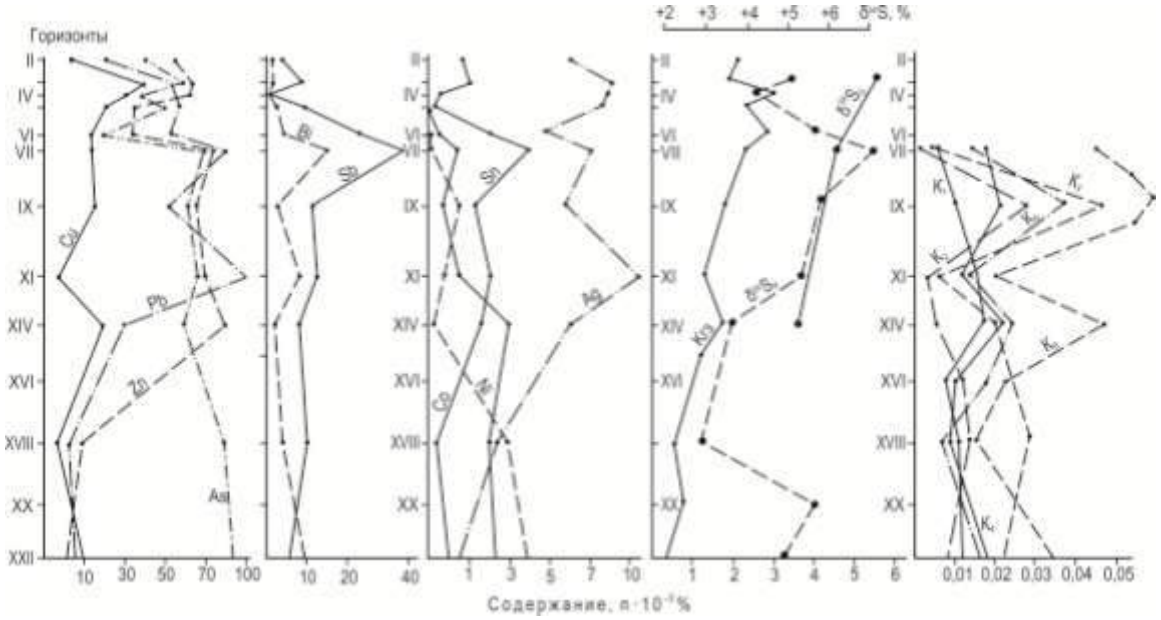


Рисунок – 4.116. Изменение содержаний элементов-примесей, аддитивного геохимического показателя ($К_{ГЗ}$), изотопного состава серы в пирите III и мультипликативных геохимических показателей из метасоматических колонок ($К_1$–$К_3$ – внутренней зоны, $К_4$–$К_6$ − внешней зоны) Каскадного месторождения (Пириты …, 1993).

$$K_{ГЗ}=\frac{Pb+Zn+Bi+Ag}{As+Sn+CO+Ni};\ K_1,\ K_4=\frac{Ba\cdot Ag}{V\cdot Cr};\ K_3,K_5=\frac{Pb\cdot Ag\cdot Cu\cdot Zn}{V\cdot Ni\cdot Cr\cdot Be};\ K_2,\ K_6=\frac{Pb\cdot Ag\cdot Cu}{V\cdot Ni\cdot Cr}$$

Для околожильных лиственитов-березитов наиболее показательными для выявления геохимической зональности оказались мультипликативные коэффициенты (Коробейников, Пшеничкин, 1985, 1988; Пириты..., 1993): $К_1$=Ba·Ag/V·Cr, $К_2$=Pb·Ag·Cu/V·Ni·Cr, $К_3$=Pb·Zn·Cu·Ag/V·Ni·Cr·Be, значения которых изменяются от 1 до 0, 007 на 800 м по падению Каскадной и Андреевской промышленных жил (Рисунок 4.116).

Выявленная геохимическая зональность рудного поля отражает неодинаковые условия протекания рудно-метасоматических процессов в отдельных пространственно разобщенных тектонических структурах, что и обусловило формирование отдельных золоторудных участков.

Коммунаровский рудный район

Коммунаровский рудный район располагается в пределах Июсской структурно-формационной зоны Кузнецкого Алатау (Алабин, Калинин, 1999) и состоит из трёх структурных блоков, включающих золоторудные поля на севере

Знаменитинское, Кузнецовское, Спасское; в центре Коммунаровское и на юге – Балахчинское, Случайное, Мало-Благодатное. Золоторудные объекты располагаются в пределах крупной структурной зоны субмеридионального простирания протяженностью свыше 40 км и шириной около 5 км. Эта зона располагается между двумя гранитоидными плутонами раннепалеозойского возраста ($Є_3$–O): Белоиюсским на востоке и Солгонским на западе (Рисунок 4.117), а ее формирование происходило в условиях активного проявления плюмтектоники, палеодиапиризма и рифтогенеза (Коробейников и др., 2012).

Июсская структурно-формационная зона имеет сложное складчато-блоковое внутреннее строение, обусловленное серией разломов север-северо-западного и восток-северо-восточного направлений среди верхнепротерозойских-нижнекембрийских вулканогенно-осадочных толщ. На севере она сочленяется с девонской рифтогенной депрессией, а на юго-востоке с Батеневским поднятием. Мощность стратифицированных верхепротерозойских, нижнее- и среднекембрийских образований составляет 10–11 км (Государственная …, 2000). Геологическую основу его составляют две разнородные толщи, отвечающие спилит-диабазовой субформации и флишоидной вулканогенно-осадочной формации (Алабин, Калинин, 1999).

Тектоническое строение региона обеспечено крупными складками салаирид восток-северо-восточного и субмеридионального простирания осей. Они осложнены складками высоких порядков восток-северо-восточного и субширотного простирания (Рисунок 4.118).

В рудном районе обнажены интрузивные породы габбро-диоритового (бюйского), габбро-диорит-гранодиоритового (мартайгинского), гранитоидного (тигертышского) и сиенитового (юлинского) комплексов (Государственная …, 2000).

В габбро-диоритовый комплекс островодужного этапа развития входят габбро-диориты, долериты, диоритовые порфириты зеленокаменного облика, слагающие субпластовые и дайковые тела, подверженные амфиболизации и альбитизации (Алабин, Калинин, 1999).

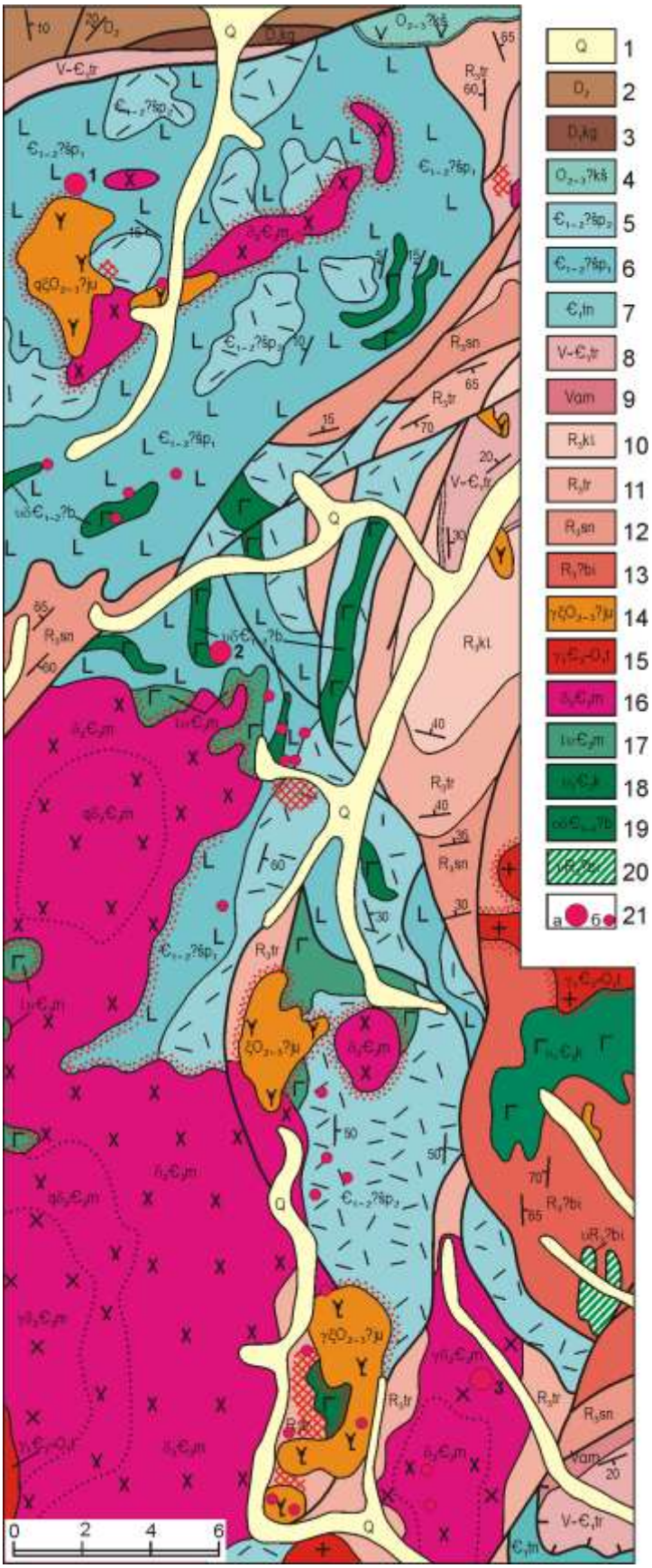


Рисунок – 4.117. Схематическая геологическая карта Коммунаровского рудного района (по «Государственная …, 2000). 1 – аллювиальные, делювиально-пролювиальные отложения квартера; 2 – стратифицированные образования среднего девона нерасчлененные (толтаковская, илеморовская, бейская свиты); 3 – трахиандезиты, трахиты, риолиты, туфы и туфобрекчии кагаевской толщи; 4 – трахиандезиты кошкулакской свиты; 5 – туфопесчаники, туфоалевролиты эффузивы и туфы кислого состава верхней шипилинской подтолщи; 6 – базальты, андезибазальты и их туфы нижней шипилинской подтолщи; 7 – светло-серые известняки тунгужульской свиты; 8 – доломиты и известковистые доломиты таржульской свиты; 9 – пестроцветные песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты амарской свиты; 10 – базальты, андезиты и их туфы, туфопесчаники, туфогравелиты кульбюрстюгской свиты; 11 – серые и темно-серые известняки тюримской свиты; 12 – туфопесчаники, туфогравелиты, туфоконгломераты, туфоалевролиты сынныгской свиты; 13 – метабазальты с прослоями кремнистых сланцев белоиюсской свиты; 14 – сиениты, граносиениты, кварцевые сиениты юлинского сиенит-граносиенитового комплекса; 15 – граниты

первой фазы тигертышского гранитоидного комплекса; 16 – гранодиориты, диориты, кварцевые диориты второй фазы мартайгинского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса; 17 – лейкогаббро первой фазы мартайгинского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса; 18 – габброиды первой фазы когтахского габбро-монцодиорит-сиенитового комплекса; 19 – габбро, габбродиориты зеленокаменно измененные бюйского габбро-диоритового комплекса; 20 – субвулканические габбро кульбюрстюгского вулканического комплекса; 21 – гидротермальные золоторудные месторождения (а) и рудопроявления (б) (цифрами на карте обозначены месторождения: 1 – Знаменитинское, 2 – Коммунаровское, 3 – Балахчинское)

Породы нижнепалеозойской габбро-диорит-гранодиоритового комплекса слагают ряд крупных батолитов и мелких штоков пестрого состава от габбро до гранитов. Апикальные части крупных интрузивов сложены породами габбро-диоритового, сиенито-диоритового и диоритового состава, а центральные – гранодиорит-плагиогранитного. Штоки гранодиоритов содержат кварцевые монцониты, монцониты, сиенит-диориты, граносиениты, габбро-монцониты. Широко проявились процессы автометасоматоза с образованием альбититов и грейзенов (Белоиюсский плутон).

Среди дайкового комплекса выделены три группы: 1) дайки диоритов (мелкозернистые диориты); 2) дайки основного-среднего состава (микродиориты, вогезиты, спессартиты, керсантиты, одиниты, сиенит-диориты, монцониты, кварцевые порфиры,); III – дайки кислого состава (гранит-аплиты, сиенит-аплиты, пегматиты). Установлена приуроченность дайковых, контактово-метасоматических и гидротермально-жильных образований к общим тектоническим трещинам с образованием единых интрузивно-рудно-метасоматических систем (Коробейников, Осипов, Чинаков, 1969).

Породы сиенитового комплекса в регионе представлены единичными небольшими штоками, дайками нордмаркитов, чаще дайками оливиновых габбро-порфиритов, диабазовых субщелочных порфиритов, эссексит-диабазов. Они рассекают породы гранитоидной формации и золотокварцевые руды.

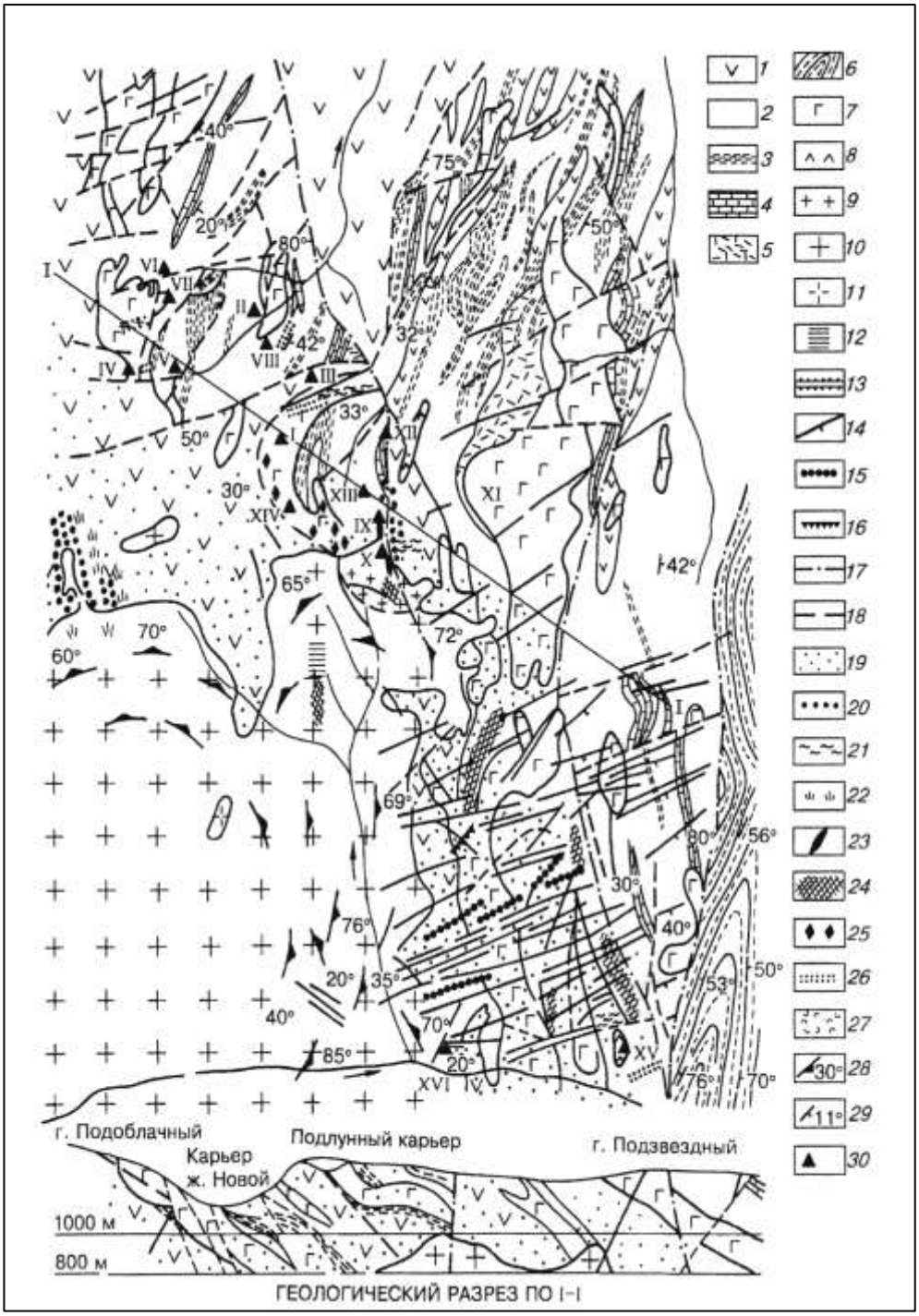


Рисунок – 4.118. Геолого-структурная схема Коммунаровского рудного поля (по А.Ф. Коробейникову и Л. Г. Осипову). 1 − диабазово-порфиритовая толща (нижний структурный ярус, PR_3): диабазовые порфириты, спилиты, их лавобрекчии с редкими прослоями кремнистых сланцев и туфов; 2 − вулканогенно-осадочная толща (верхний структурный ярус, PR_3): кератофиры, фельзиты, туфы и туфобрекчии кислого, среднего и смешанного состава, туфопесчаники, туфовые и кремнистые сланцы (3), линзы темно-серых битуминозных известняков (4), горизонты кварцевых и плагиоклазовых порфиритов (5); 6 − песчано-сланцевая сероцветная толща: алевролитовые сланцы, аркозовые песчаники, прослои и линзы кварцевых кератофиров и

кремово-серых известняков; 7,8 − габбро-диоритовый субинтрузивный комплекс (PR_3-Є): уралитизированные диорит-диабазы − жерловая фация основных эффузивов, порфировидные (7) и мелкозернистые габбро-диориты (8); 9-12 − гранодиоритовый интрузивный комплекс ($Є_3$–O): двупироксеновые, авгитовые диориты I фазы внедрения (9), гранодиориты, кварцевые диориты II фазы внедрения (10) с метасоматическими пироксен-роговообманковыми породами (12); мелкозернистые граниты и граносиениты III фазы внедрения (11); жильная фация гранодиоритового комплекса: дайки диоритовых порфиритов I (13) − первая возрастная группа даек, диоритовых и лабрадоровых порфиритов II, мелкозернистых диоритов, микродиоритов, спессартитов, вогезитов, керсантитов, сиенитодиоритов, кварцевых монцонитов, кварцевых порфиров, аплитов и пегматитов (14) − вторая возрастная группа даек; 15, 16 − габбро-сиенитовый комплекс: дайки оливиновых габбро-порфиритов (15) и субщелочных диабазовых порфиритов (16); 17 − крупные сколовые поперечные и продольные разрывы сбросо-сдвигового типа; 18 − разрывы третьего порядка; 19, 20 – контактово-метаморфические, метасоматические и гидротермальные образования: 19 − контактовые роговики (плагиоклаз-пироксеновые, плагиоклаз-амфиболовые, плагиоклаз-биотитовые и амфибол-хлоритовые), 20 − скарны (пироксеновые, пироксен-гранатовые, гранатовые и волластонитовые); 21, 22 − линейные зоны альбитизации и скаполитизации; 23 − магнетитовые линзы; 24 − актинолит-тремолитовые метасоматиты; 25 − амфибол-магнетитовая и актинолитовая прожилковая амфиболизация в габбро-диоритах и порфиритах; 26 − околорудная березитизация; 27 − околорудная карбонатизация; 28 − полосчатость и трахитоидность интрузивных пород (элементы залегания); 29 − элементы залегания пород; 30 − золоторудные месторождения и рудопроявления: I − Подлунное штокверковое месторождение, II − Масловское жильно-штокверковое месторождение (комбинированный тип), III − штокверковое месторождение Северная Зона, IV − штокверк Федоровская зона, V − штокверк жилы Новой, VI − штокверк жилы Штурмовой, VII − штокверковое месторождение Октябрьское, VIII − Январское кварцево-сульфидное месторождение, IX, X − штокверки Северной и Южной скарново-магнетитовых линз Калиостровского месторождения, XI − штокверк «Подзвездная зона», XII − штокверк Сентябрьская зона, XIII − зона Декабрьского месторождения (карбонатно-кварцево-хлоритового состава с золотом), XIV − амфибол-магнетитовая и кварцево-золоторудная прожилковая минерализация Седьмой аномалии, XV − Солгонский штокверк, XVI − жила Усть-Сыктычульская

В ореолах гранитоидных интрузий распространены известковые скарны, площадные щелочные альбит-калишпат-биотитовые автометасоматиты и локальные березиты. Совместно с гранитоидами они образуют крупные зоны магмо-рудно-метасоматических колонн в разрывных структурах региона. Гранитоиды, метасоматиты и руды локализованы в узлах наибольшего

усложнения продольных и поперечных пликативно-дизъюнктивных структур, многократного проявления магматизма, метасоматизма. Основное золотое оруденение парагенетически связано с гранитоидными интрузиями мартайгинского комплекса (Государственная …, 2000).

Минеральные ассоциаций золоторудных полей и месторождений региона. В Знаменитинском рудном поле, в северной части структурной зоны, проявилась богатая золотом кварцево-золото-сульфидно-теллуридная жильная минерализация в зонах локальной березитизации Бельского диорит-монцонитового интрузива.

В Коммунаровском рудном поле, в центральной части структурной зоны, золотое оруденение представлено кварцево-пирротиновой, золото-кварцевой, кварцево-золото-сульфидно-теллуридной, кварцево-сфалерит-галенитовой, кварцево-золото-карбонатно-хлоритовой минеральными ассоциациями жильно-штокверкового типа. Из них кварцево-пирротиновая минерализация жильно-штокверкового типа размещается в уралитизированных габбро-диоритах верхнего протерозоя. Она включает жильный кварц (до 95 % от общего объёма жил), пирротин (1–3 %), пирит с тонкими включениями халькопирита и золота) с околожильной актинолитизацией рудовмещающих пород (Коробейников, Сергеев, 1966). Золото-кварцевая основная ассоциация составляет кварцевые жилы (ж. Масловская, Подоблачная, Январская и др.) и штокверки (Подлунный и др.) в амфиболизированных габбро-диоритах, скарново-магнетитовых залежах. Рудные тела сложены кварцем (до 95 %), кальцитом (1–3 %), актинолитом (2 %), редко альбитом, пренитом, а также пиритом, халькопиритом, магнетитом (1–3 %) и золотом. Околожильный метасоматоз выразился в актинолитизации пород.

Кварцево-золото-халькопирит-теллуро-висмутовая минерализация слагает Штурмовую и Январскую жилы. Жилы сложены кварцем (90 %), кальцитом, хлоритом, пиритом, пирротином, арсенопиритом, сфалеритом, халькопиритом, блёклой рудой, теллуровисмутитом, тетрадимитом, эмплектитом, висмутином (до 8 %), золотом (до 30–250 г/т) и залегают в зонах березитов-лиственитов.

Кварцево-сфалерит-галенитовая убогозолотоносная минерализация создает единичные кварцевые жилы в поперечных тектонических трещинах, секущих ранние продуктивные на золото ассоциации. Минерализация представлена кварцем (90 %), кальцитом (5 %), пиритом, сфалеритом, блеклой рудой, галенитом, халькопиритом (3–4 %). Жилы залегают в березитизированных габбро-диоритах, диабазах.

Кварцево-золото-кальцит-хлоритовая продуктивная минерализация слагает линейные зоны в трещиноватых сланцах, габбро-диоритах и сопровождается интенсивной карбонатизацией пород.

На Калиостровском месторождении, размещенном в контактовой зоне Солгонского диорит-гранодиоритового интрузива, рудные тела представляли собой скарново-магнетитовые линзы с богатой золото-кварц-актинолитовой наложенной штокверковой минерализацией. На месторождении выявлено две скарново-магнетитовые линзы – Северная, залегающей на контакте интрузива с мраморами, и Южная в карбонатном крупном ксенолите среди эндоконтакта авгитовых диоритов этого интрузива.

Анализ схемы размещения различных типов руд в стратиграфическом разрезе (Рисунок 4.119) показал что, главные запасы руд золото-кварцевого, золото-скарново-магнетитового, золото-кварцево-актинолитового жильно-штокверкового типа, кварц-золото-халькопирит-теллуровисмутитового типа приурочены к приконтактовой зоне диабазово-порфиритовой толщи и низов вулканогенно-осадочной перекрывающей толщи. Кроме того, жильно-штокверковое золотое оруденение кварц-золото-халькопирит-теллуровисмутитового типа проявилось в субпослойных телах амфиболизированных габбро-диоритов в средней части стратиграфического разреза (Знаменитинское, Балахчинское рудные поля). И, наконец, слабо золотоносные кварцевые жилы кварц-золото-сфалерит-галенитового состава, размещенные в эндоконтакте гранодиоритового массива и в актинолитизированных габбро-диоритах приконтактовой полосы (Коммунаровское рудное поле).

Минералогическая зональность Коммунаровского золоторудного поля относительно контакта Солгонского гранитоидного интрузива проявилась в размещении разнотипных золотоносных минеральных комплексов. В непосредственном контакте развиты золотоносные скарново-магнетитовые тела (480–300°С) Калиостровского месторождения. В удаленном экзоконтакте разместились разнотемпературные (480 и 280°С) золото-кварцевые, золото-кварцево-теллуровисмутовые жилы и штокверки (Подлунный, Северная зона, Федоровский штокверки, Январская и другие жилы) (Рисунок 4.118, 4.119). На Калиостровском золото-скарновом месторождении золотоносные минеральные комплексы представлены известковыми скарнами, кварц-альбит-амфиболовыми метасоматитами, магнетитовыми линзами с богатой золотой кварцево-актинолитовой штокверковой продуктивной минерализацией. Далее на север-северо-восток они сменяются золото-кварцевыми жилами, штокверками, сложенными кварцево-золото-пирротин-актинолитовыми относительно высоко-температурными комплексами (420–280 °С), среднетемпературными кварц-золото-халькопирит-теллуровисмутовыми (320–180 °С), средне-температурными кварц-золото-халькопирит-теллуровисмутовыми (320–180 °С), кварцево-сфалерит-галенитовыми (300–160 °С), кварцево-кальцит-золото-хлоритовыми жильными ассоциациями в зонах березитизации-лиственитизации вмещающих пород (Коробейников, 1968, 1970).

Типоморфные особенности пиритов различных типов руд. А.Я. Пшеничкиным (1981, 1989) выполнены специальные исследования типоморфных свойств пиритов Коммунаровского рудного поля. Им показано, что важными типоморфными свойствами минерала являются кристалломорфология и микроэлементный состав. Установлено, что в наиболее золотоносных минеральных комплексах преобладают куб-пентагондодекаэдрические и пентагондодекаэдрические габитусы пирита. Кубические формы кристаллов свойственны преимущественно пиритам околорудных метасоматитов и наиболее глубинным высокотемпературным ассоциациям руд (Рисунок 4.120).

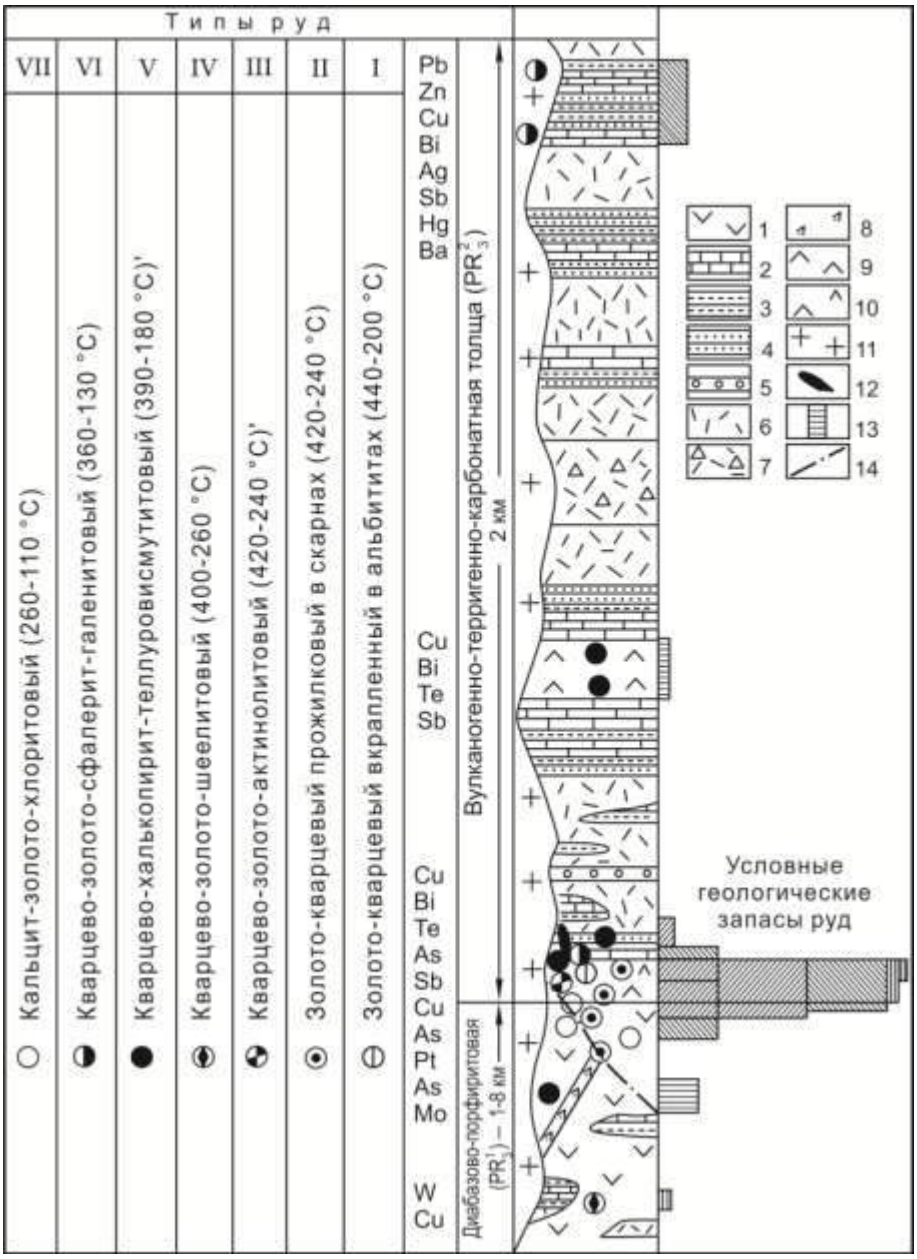


Рисунок – 4.119. Схема размещения различных типов руд в стратиграфическом разрезе Коммунаровского рудного поля (по А. Ф. Коробейникову, Л. Г. Осипову). 1–10 − породы протерозоя: 1 − диабазы, диабазовые порфириты, туфы, 2 − известняки, мраморы, 3 − сланцы углеродисто-кремнистые, 4 − туфопесчаники, 5 − туфоконгломераты, 6 − эффузивы кислого состава − кератофиры, 7 − туфобрекчии, 8 − габбро-диориты мелкозернистые лайковые, 9 − габбро-диориты порфировидные субпластовые, 10 − диоритовые порфириты зеленокаменные; 11 − габбро-диориты, диориты, монцониты, гранодиориты Солгонской интрузии, Є$_3$-О; 12 − скарново-магнетитовые линзы − Калиостровское месторождение, Девятая и Борисовская линзы; 13 − золотоносные метасоматические альбититы; 14 − разрывы

Особенности распределения элементов-примесей в пиритах разнотемпературных гидротермальных комплексов отражены на Рисунок – 4.121.

Пириты кварцево-золото-актинолитовой ассоциации, кварцево-золото-шеелитовой, кварцево-золото-теллуровисмутовой и околорудных метасоматитов несут разные концентрации Au, Cu, Pb, Ni, Co, Ag, As. При этом максимальные содержания Au, Ag, As, Cu, Pb выявлены в пиритах кварцево-золото-актинолитовой и кварцево-золото-теллуровисмутовой ассоциациях. Минимальные содержания Au, Ag, Cu, Pb, Ni, Co, As установлены в пиритах актинолитовых и березит-лиственитовых околорудных метасоматитов. Отмечаются незначительные концентрации Au, Ni, Co, Ag в пиритах кварцево-сфалерит-галенитовых жил. Напротив, для Балахчинского и Саралинского золоторудных полей отмечается высокое обогащение золотом сходной кварцево-золото-сфалерит-галенитовой минерализации.

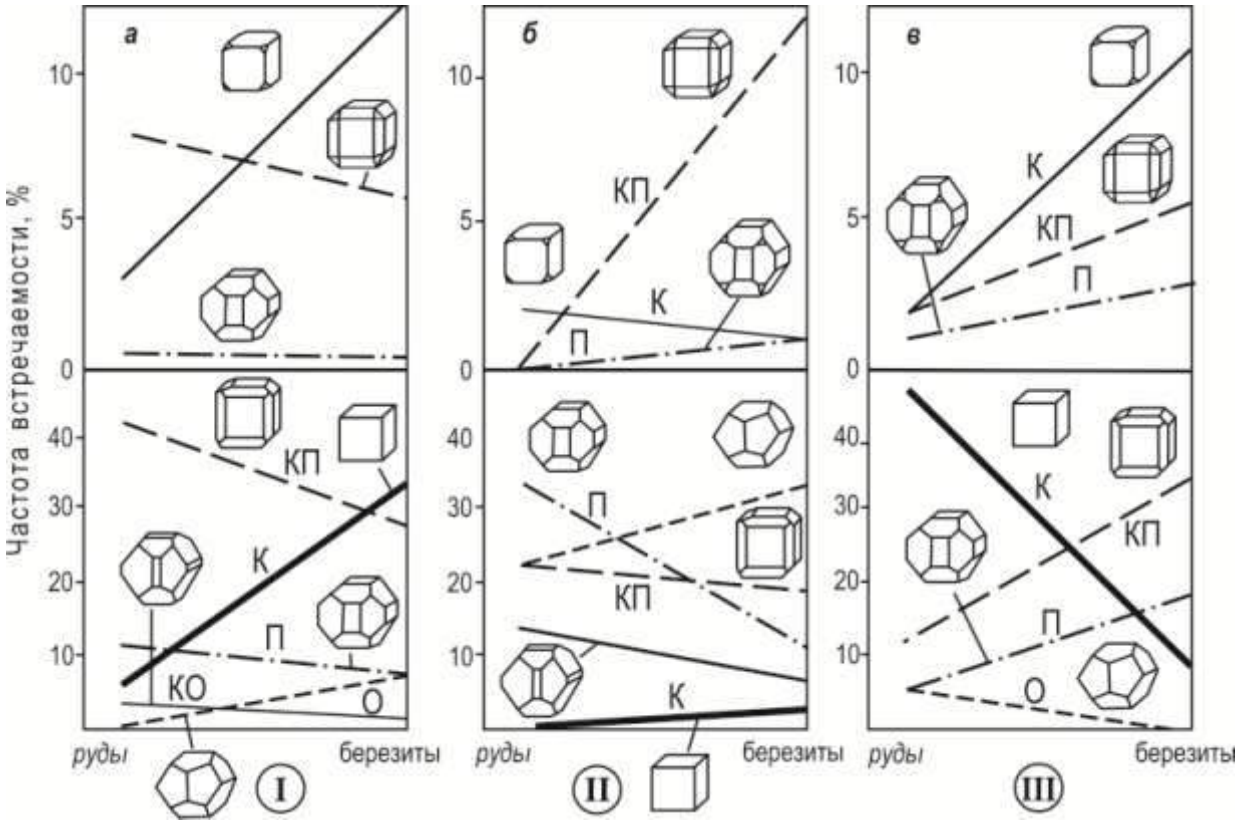


Рисунок – 4.120. Изменение встречаемости габитусов и морфологических типов кристаллов пирита разнотемпературных минеральных ассоциаций Коммунаровского рудного поля (Пшеничкин, 1981, 1989). Ассоциации: I − кварцево-золото-актинолитовая, II − кварцево-золото-шеелитовая, III − кварцево-золото-теллуровисмутитовая. Габитусы: К − кубический, КП – куб-пентагондодекаэдрический, О − октаэдрический, П − пентагондодекаэдрический, КО – куб-октаэдрический

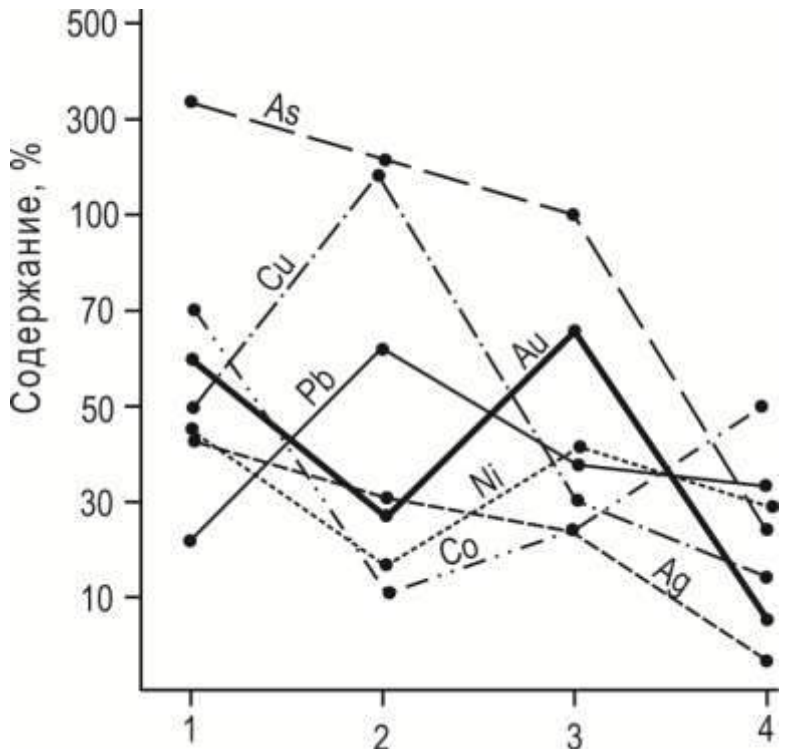


Рисунок – 4.121. Изменение содержаний элементов-примесей в пиритах разнотемпературных минеральных ассоциаций Коммунаровского рудного поля (Пшеничкин, 1981, 1989). Минеральные ассоциации: 1 – кварцево-золото-актинолитовая, 2 – кварцево-золото-шеелитовая, 3 – кварцево-золото-теллуровисмутовая, 4 – пирит из околорудных пород

Следует отметить, что содержания Au в пиритах разных типов руд и метасоматитов достигает значений 10…68 г/т, а серебра – 3…43 г/т. При этом пириты с высокой концентрацией золота несут пониженное количество серебра.

4.2.2. Золоторудные поля в гранитоидных интрузивах

В эту группу рудно-метасоматических зон-колонн включены Центральное золоторудное поле и Балахчинское кварц-золоторудное месторождение Кузнецкого Алатау. Для них свойственна приуроченность золотоносных рудно-метасоматических колонн к гранитоидным массивам нижнепалеозойского ($Є_3$–O) возраста. Интрузивы относятся к нижнепалеозойской гранитоидной формации гранитных баталитов пестрого состава (Центральнинский и Балахчинский массивы).

В золоторудных полях проявилась отчетливая рудно-метасоматическая зональность. Она обусловлена последовательным проявлением в единых крупных

разрывных структурах как ранних автометасоматических щелочных метасоматитов, так и поздних гидротермально-метасоматических березитов с сопутствующими кварцево-золото-сульфидными комплексами.

В магматический этап становления этих интрузий в контактовых зонах сформировались своеобразные альбит-роговообманковые метасоматиты. Эти образования несут все признаки магматического замещения вмещающих пород. Они в виде небольших оторочек обрамляют интрузивные тела диорит-гранодиоритов и являются типичными метадиоритами.

Продуктивная рудообразующая рудно-метасоматическая система сформировалась в послемагматический этап, когда были образованы гидротермальные площадные и локальные метасоматиты с сопряженными кварц-золото-сульфидными жильно-штокверковыми рудами.

Рудно-метасоматическая зональность в золоторудных полях проявилась в смене минеральных комплексов метасоматитов и кварцевых жил, штокверков в плоскости рудовмещающих тектонических структур. По падению отдельных рудно-метасоматических колонн кварцевые жилы сменяются мощными телами березитов. Зафиксирована приуроченность березитов и продуктивных кварцевых жил к зонам развития дорудных щелочных метасоматитов.

Вертикальная рудно-метасоматическая зональность выразилась в тяготении более высокотемпературных кварцево-жильных тел с пирит-арсенопиритовой золотоносной ассоциацией к корневым участкам палеогидротермальных колонн, а кварцево-золото-сульфосольных относительно низкотемпературных жил к верхней части общей палеогидротермальной колонны.

Центральное рудное поле

Центральное рудное поле располагается в северной части Кузнецкого Алатау в восточном висячем крыле Кузнецко-Алтайского глубинного разлома. Рудоносная площадь содержит продукты четырех структурно-вещественных комплексов.

Наиболее древними являются рифейско-раннекембрийские карбонатные отложения енисейской серии (Рисунок 4.122).

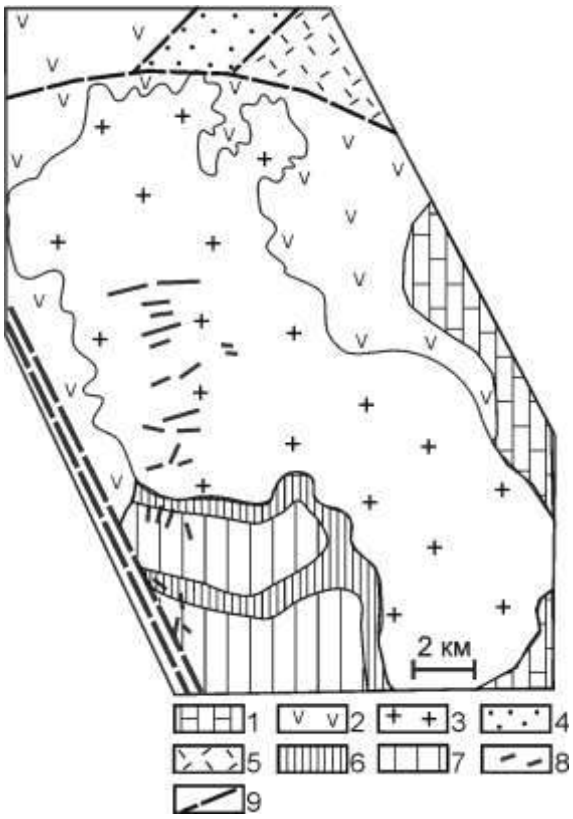


Рисунок – 4.122. Схематическая геологическая карта Центрального рудного поля (по Л.В. Алабину, 1971 с добавлениями В.Г. Ворошилова, 2011). 1 − енисейская серия, карбонатная толща; 2 − берикульский риодацит-базальт-трахибазальтовый комплекс; 3 − красногорская свита: песчаники, алевролиты; 4 − палатнинская свита: базальты, порфириты; 5 − Центральнинский массив мартайгинского комплекса: гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты; 6–7 – метасоматиты прогрессивного этапа становления гранитоидного массива: 6 – роговообманковые; 7 – альбит-роговообманковые; 8 − кварцево-золото-сульфидные жилы с березитами; 9 − Кузнецко-Алтайский глубинный разлом

В венд-раннеордовикское время в условиях задугового (междугового) бассейна на описываемой площади был накоплен берикульский риодацит-базальт-трахибазальтовый комплекс. Позднее, в коллизионных условиях был сформирован Центральнинский массив мартайгинского гранитоидного комплекса (Корреляция магматических…, 2000).

Девонские отложения, северной части площади, объединяются в две свиты − вулканогенную палатнинскую и терригенную красногорскую.

Золотое оруденение Центрального рудного поля большинство исследователей связывает со становлением гранитоидного интрузива мартайгинского комплекса.

В пределах рудного поля продукты гидротермальной деятельности, связанные со становлением Центральнинского массива, объединены в 4 формации: 1) альбит-амфиболовых метасоматитов (метадиоритов); 2) кварцево-полевошпатовых автометасоматитов; 3) эпидот-хлоритовых пропилитов и 4) березитов с сопряженными кварцево-золото-сульфидными жилами (Ворошилов, 1995).

Образование метадиоритов происходило в магматический этап под воздействием просачивающихся сквозьмагматических флюидов на вмещающие породы. С постмагматическим этапом минералообразования связаны кварцево-полевошпатовый автометасоматоз, пропилитизация, березитизация и оруденение (Ворошилов, 1995).

Метасоматическая и рудная зональность. Выделенные метасоматические образования занимают вполне определенное положение. Тела метадиоритов тяготеют к кровле интрузива, а кварц-полевошпатовые, пропилитовые метасоматиты и березиты контролируются продольной и поперечной прототектоническими системами трещин Центральнинского массива (Рисунок 4.123). Ослабленные зоны, к которым приурочен автометасоматоз, использовались в дальнейшем близнейтральными пропилитизирующими растворами. Следствием этого явилось пространственное совмещение двух формационных типов метасоматитов. Пропилитизация носила площадной характер. При этом она наиболее интенсивно проявлена вдоль зон повышенной проницаемости.

Березиты с сопряженными кварцевыми жилами тяготеют к тем же поперечным зонам трещиноватости, что и пропилиты. В метадиоритах кварцевые жилы пространственно ассоциируют с метагорнблендитами и лейкократовыми разностями метадиоритов. С выступами кровли интрузивного Центральнинского

массива пространственно ассоциируют метасоматические образования с кварцево-жильным оруденением.

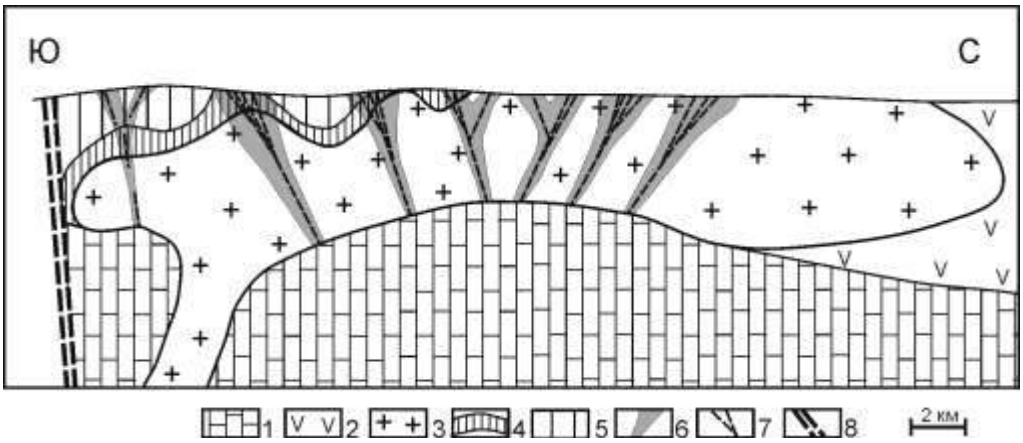


Рисунок – 4.123. Схематический геологический разрез Центрального рудного поля (В.Г. Ворошилов, 2011). 1 – карбонатные отложения енисейской серии; 2 – вулканогенная толща берикульского комплекса; 3 – Центральнинский гранитоидный массив; 4 – роговообманковые метадиориты (метагорнблендиты); 5 – альбит-роговообманковые метадиориты; 6 – зоны развития кварцево-полевошпатовых метасоматитов и пропилитов; 7 – пояса золото-кварцево-сульфидных жил с березитами; 8 – Кузнецко-Алтайский глубинный разлом

В составе кварцевых жил рудного поля описано более 60 минералов, основными из которых являются кварц, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, кальцит, халькопирит, второстепенными – теннантит, молибденит, шеелит, пирротин, магнетит, турмалин, теллуриды и сульфосоли, золото. Весь процесс рудообразования разделен на 4 стадии: кварц-пиритовую, арсенопиритовую, полисульфидную и кварц-карбонатную. Золото формировалось на протяжении всего рудного этапа, однако его наибольшее количество связано с проявлением полисульфидной стадии (Ворошилов, 1985).

Проявление минералогической зональности в рудном поле и месторождениях. В рудном поле проявилась горизонтальная минералогическая зональность (Ворошилов, 1985, Алабин, Калинин, 1999). Она заключается в изменении минерального состава золото-сульфидно-кварцевых жил и отражает различные уровни эрозионного среза отдельных кварцево-жильных пучков. Так, в меридиональном направлении с юга на север, по направлению от глубинного разлома, последовательно сменяют друг друга зоны (по характерным минералам): турмалиновая, шеелитовая, молибденит-халькопиритовая, галенит-сфалеритовая

и арсенопиритовая (Рисунок 4.124А). В этом же направлении увеличивается общее количество сульфидов в жилах с 5–8 % до 50–80 %. В этом же направлении падает степень триклинности калиевого полевого шпата пропилитов с 1,0 до 0,5, что отражает снижение температурных условий формирования этих метасоматитов (Рисунок 4.124В) по мере удаления от Кузнецко-Алтайского разлома. Подобно меняются в пространстве (Рисунок 4.124С) характер термо-ЭДС пирита, термолюминесцентные свойства жильного кварца, проба золота, отмечаются снижение температур кристаллизации кварцевых жил с 290–330 до 180–240°С, утяжеление изотопного состава серы сульфидных минералов $\delta^{34}S$ от +1,1–+4,5‰ до +6,5–+9,8‰, уменьшается количество Ni, Co, Cu и увеличиваются концентрации Ag, Pb, As, Sb в пиритах рудных жил и околорудных березитов.

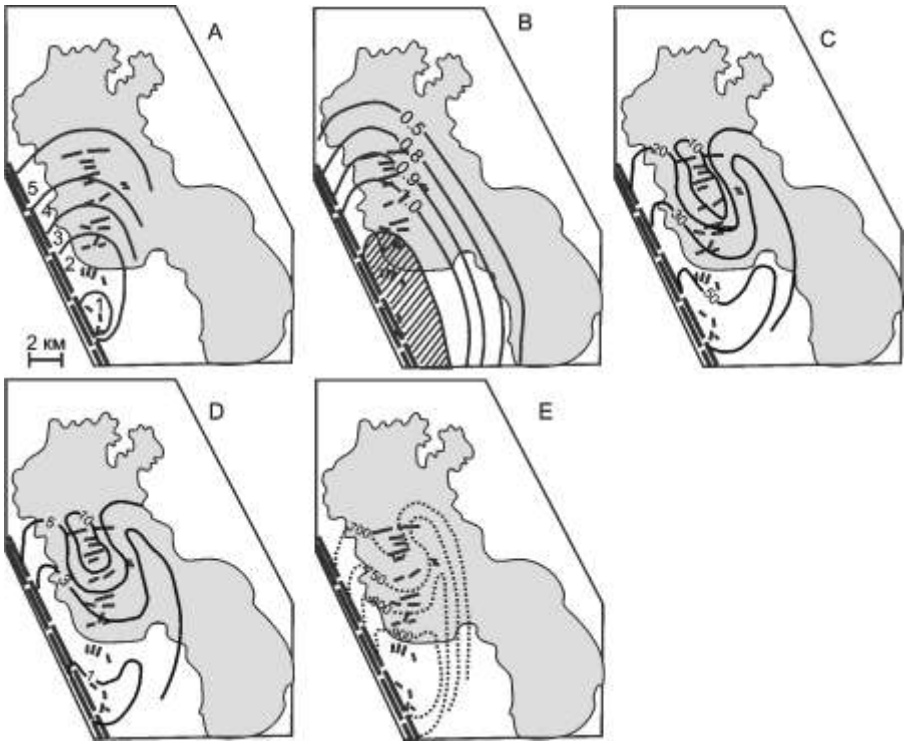


Рисунок – 4.124. Латеральная минералогическая зональность Центрального рудного поля (по В.Г. Ворошилову). А – минеральные зоны рудного поля (по типоморфным минералам): 1 – турмалиновая; 2 – шеелитовая; 3 – молибденит-халькопиритовая; 4 – галенит-сфалеритовая; 5 – арсенопиритовая (заливкой показан контур гранодиоритового массива); В – степень триклинности калишпата из зон калишпат-эпидот-хлоритовых метасоматитов (заштрихована область развития решетчатого микроклина); С – доля пиритов с электронным типом проводимости (в %) в золотоносных кварцево-сульфидных жилах; D – интенсивность естественной термолюминесценции жильного кварца (в условных единицах); Е – проба самородного золота в кварцево-сульфидных жилах

Самым распространенным рудным минералом рудного поля является пирит. Кристаллы минерала околорудных березитов и руд обладают преимущественно кубическим габитусом. Наибольшая комбинационная устойчивость обнаружена у форм (100) и (210). При этом максимальное разнообразие форм кристаллов (100), (210), (111), (321) характерно для пиритов рудных столбов, а минимальное – в березитах. Кубические формы кристаллов преобладают в жилах и в околожильных березитах (50–98 %). С глубиной на кристаллах пирита из жил происходит увеличение встречаемости в комбинациях грани (100) и сокращение грани (210). Пирит из березитов проявляет обратную зональность.

Минералогическая зональность ранга месторождения заключается в зональном размещении продуктивных минеральных ассоциаций, слабоконтрастном увеличении температур гомогенизации жильного кварца с глубиной (на 15–20 °С на 100 м), увеличением доли пирита с электронным типом проводимости при уменьшении относительной мощности внутренней зоны березитов с глубиной (Рисунок 4.125).

Геохимическая зональность рудного поля и месторождений

Факторным анализом геохимических данных выявляется ассоциация элементов Co, Ni, Cr, V. Концентрации этих элементов закономерно снижаются с юга на север по мере удаления от Кузнецко-Алтайского разлома в березитах и сульфидных минералах. Ореолы этой геохимической ассоциации образуют вытянутую в меридиональном направлении полуовальную структуру, окаймляющую области продуктивного оруденения, представленного геохимической ассоциацией Au, Pb, Zn, Cu, As, Ag, Bi (Рисунок 4.126).

В целом в пределах рудного поля выделено три зоны: фокальную, промежуточную и фронтальную (Ворошилов, 2011). Для фокальной зоны характерны относительно наиболее высокотемпературные условия минералообразования. Содержания Ti в березитах возрастают по мере приближения к Кузнецко-Алтайскому разлому. В участках промышленного оруденения околожильные березиты характеризуются повышенными концентрациями Pb, Zn, Cu, As, Ag, Au. Эта геохимическая ассоциация

характерна для промежуточной зоны. Фокальная зона локализуется на северном фланге рудного поля. Для нее характерно проявление золото-теллуровисмутиновая минерализация и соответствующие элементные ассоциации.

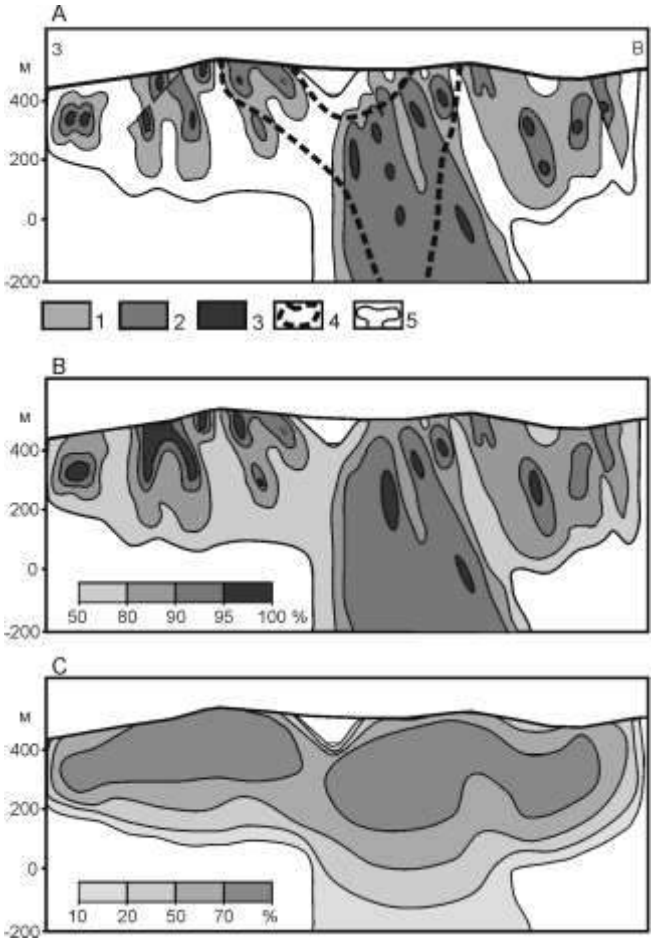


Рисунок – 4.125. Минералогическая зональность руд и березитов в плоскости золото-сульфидно-кварцевой жилы (Центральное рудное поле, жила Тысячная (по В.Г. Ворошилову). А – минеральные ассоциации золотоносной жилы: 1 – кварц + пирит; 2 – пирит + арсенопирит + кварц; 3 – пирит + арсенопирит + галенит + сфалерит + халькопирит ± пирротин; 4 – участок развития пирротина в полисульфидной ассоциации; 5 – внешний контур березитов; В – встречаемость пирита с дырочным типом проводимости (в %); С – относительная мощность внутренней (кварцево-мусковитовой) зоны в колонке березитов

Геохимичекая зональность ранга месторождения (Рисунок 4.127) характеризуется относительным накоплением в фокальной зоне в березитах и пирите жил Co, Ni, Cr. В промежуточной зоне проявлены все минеральные ассоциации руд и интенсивно накапливаются халькофильные элементы. Для березитов зоны типоморфной является ассоциация As, Ag, Cu, Pb, Zn, As. Bo

фронтальной зоне снижается интенсивность минералообразования и содержания всех элементов-индикаторов. Характерной для березитов зоны является ассоциация As, Pb, Ag, Ba (Ворошилов, 2011).

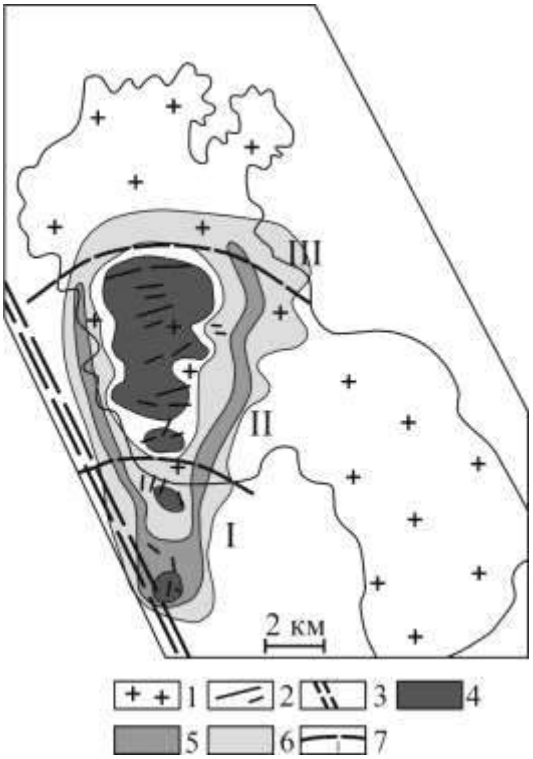


Рисунок – 4.126. Геохимическая зональность Центрального рудного поля (по В.Г. Ворошилову). А – геохимические ассоциации в березитах: 1 – контур гранодиоритового массива; 2 – основные кварцево-золото-сульфидные жилы; 3 – Кузнецко-Алтайский разлом; 4-6 − участки распространения геохимических ассоциаций: 4 – Au, Pb, Zn, Cu, As, Ag, Bi; 5 – Ba; 6 – Cr, Co, Ni; 7 – зоны АСГП: I – фокальная; II – промежуточная; III – фронтальная

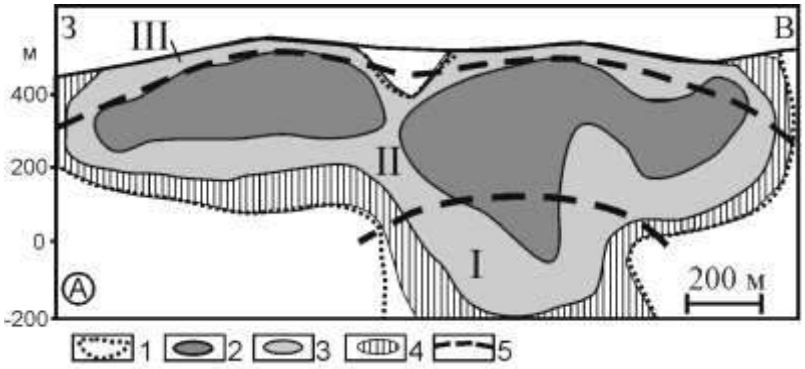


Рисунок – 4.127. Геохимическая зональность месторождения «Жила Тысячная (по В.Г. Ворошилову). А – распределение геохимических ассоциаций в березитах: 1 – контур березитового тела; 2-4 – типоморфные геохимические ассоциации: 2 – Au, Ag, Cu, Pb, Zn, 3 – As, Au, Ag, 4 – Co,Ni,Cr; 5 – зоны АСГП: I – фокальная; II – промежуточная, III – фронтальная

Геохимическая зональность ранга рудных имеет концентрически-зональное строение с накоплением Au, Pb, Zn, Cu, Ag, As, Sb в центральных частях рудных столбов, а Co, Ni, Cr – по их периферии, что свидетельствует о перекристаллизации и очищении от примесей раннего пирита при формировании позднего полиметаллического минерального парагенезиса.

Рудно-метасоматическая зональность Центрального золоторудного поля. Эндогенная рудно-метасоматическая зональность ранга рудного поля определяется сочетанием площадных калишпат-альбитовых метасоматитов с зональностью отдельных рудных участков и кварцевых жил (Рисунок 4.128). Рудное поле разделяется на три блока: Северный, Центральный и Южный.

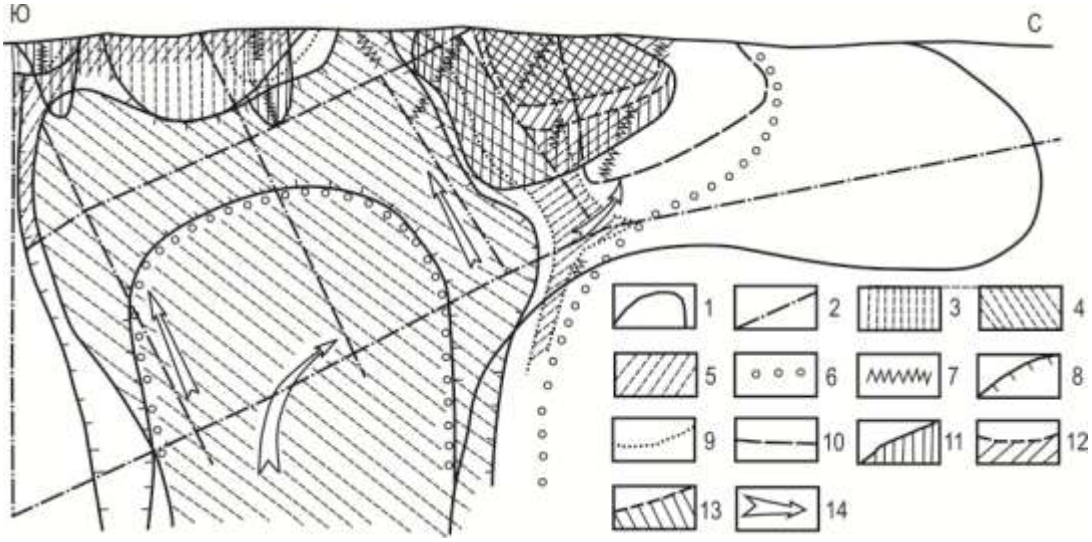


Рисунок – 4.128. Рудно-метасоматическая зональность Центрального золоторудного поля, разрез (по В.Г. Ворошилову). 1 – контур Центральнинского гранитоидного массива; 2 – региональные разрывы; 3 – амфиболовые метасоматиты; 4 – кварц-калишпатовые метасоматиты; 5 – полевошпат-эпидот-хлоритовые метасоматиты; 6 – березиты; 7 – кварц-золото-сульфидные жилы; 8 – зоны развития шеелита; 9 – зоны развития молибденита; 10 – зоны развития арсенопирита; 11 – зоны развития халькопирита; 12 – зоны развития сфалерита; 13 – зоны развития галенита; 14 – потоки рудообразующих палеогидротерм

Для Северного блока свойственны микроклин-эпидот-хлоритовые предрудные метасоматиты и околожильные березиты мощностью 1–4 м. Кварцевые жилы несут пирит-арсенопиритовую минерализацию с тонкодисперсным (0,05 мм) низкопробным (600–700 ‰) золотом. Центральный блок характеризуется кварц-микроклиновыми, реже кварц-эпидот-хлоритовыми

метасоматитами и березитами мощностью до 1–1,5 м. Кварцевые жилы содержат пирит, галенит, сфалерит, реже халькопирит, молибденит, арсенопирит, золото (0,1–3 мм) пробы 700–800 ‰. Общее количество сульфидов достигает 20%. В Южном блоке проявлены кварц-микроклиновые, кварц-микроклин-альбитовые, полевошпат-эпидот-хлоритовые метасоматиты и березиты мощностью 0,3–0,5 м. Кварцевые жилы содержат пирит, пирротин, халькопирит, шеелит. В подчиненном количестве встречаются сфалерит, молибденит, магнетит, турмалин. Золото крупное (1–3 мм), высокопробное (850–930 ‰).

Балахчинское рудное поле

Балахчинское рудное поле располагается в южной части Коммунаровско-Знаменитинского рудного района. Для рудного поля характерно двухъярусное строение. Нижний структурный комплекс представлен диабазово-порфиритовой и вулканогенно-осадочной толщами рифея, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Верхний структурный ярус сложен карбонатно-терригенными образованиями кембрия, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации.

Стратифицированные комплексы слагают Балахчинскую антиклиналь с простиранием оси на север-северо-восток (Рисунок 4.117). В ядре этой антиклинали обнажается Андатский (Балахчинский) диоритовый интрузивный массив, в пределах которого располагаются основные кварцево-жильные месторождения рудного поля.

Андатский массив сложен биотит-двупироксеновыми диоритами, сиенит-диоритами, монцонитами, реже габбро-диоритами. Его внутренняя структура концентрически-зональная (Бозин и др. 1967; Балыкин, 1977). Биотит-двупироксеновые диориты занимают ядерную часть массива, а сиенит-диориты (или монцонит-диориты) опоясывают диориты и реже образуют линзы среди диоритов. На контактах интрузива развиты безрудные магнезиальные и известковые скарны фассаит-шпинелевого и гранат-пироксенового составов с везувианом и диопсидом (виоланом). Породы массива несут следы активного

щелочного автометасоматоза − калишпатизации. В зонах катаклаза породы микроклинизированы, окварцованы, эпидотизированы. Породы интрузива рассекаются дайками диоритовых порфиритов, диабазов, сиенит-порфиров, лампрофиров, аляскитов, аплитов, мелкозернистых гранитов.

Среди разрывных нарушений выделяются: 1) разрывы, продольные с простиранием осевых линий складок близмеридионального и северо-восточного простираний, характеризуются взбросо-сдвиговыми перемещениями и являются рудоконтролирующими; 2) разрывы поперечные к главным складчатым структурам, имеют сбросовый тип перемещений и секут продольные дизъюнктивы; 3) разрывы диагонального (по отношению к складчатости) направления с незначительными сдвиговыми перемещениями, пересекают разрывы предыдущего типа и нередко вмещают кварцево-золоторудные жилы; амплитуды перемещений блоков пород десятки-сотни метров, тогда как по продольным и поперечным дизъюнктивам вертикальная амплитуда смещений достигает 1…3 км. Широко распространены зоны трещиноватости пород протяженностью с десятки километров и мощностью в сотни метров.

Кварц-золото-сульфидные жилы залегают в зонах березитизации диоритов в эндоконтактах интрузива, тяготея к куполам и замкам антиклинальных структур, осложненных разрывами и зонами трещиноватости.

Рудно-метасоматическая зональность рудного поля определяется следующими фактами:

1) в эндоконтактовых и апикальных частях Андатского интрузива проявились безрудные магнезиально-известковые контактово-метасоматические залежи, зоны микроклинизации диоритов, монцонитов и золотоносные тела березитов с богатыми кварцево-золото-сфалерит-галенит-халькопирит-телуровисмутитовыми жилами. Альбитизацией захвачены лишь небольшие участки гранитоидов, примыкающие к калишпатовым метасоматитам;

2) протяженность зон березитизации интенсивно трещиноватых диоритов, сиенит-диоритов имеют размеры в сотни метров при мощности до 25…30 м. В строении колонок березитов отчетливо выделяются три метасоматические зоны:

1) внешняя зона слабо преобразованных пород – до 20 % вновь образованных кварца, карбонатов, серицита, хлорита, пирита; 2) промежуточная зона, на 60 % сложена новообразованными карбонатами, кварцем, серицитом, пиритом и 3)внутренняя зона березитов, примыкающая к кварцево-рудной жиле, сложенная кварцем, серицитом-мусковитом и пиритом. Внутренняя зона по мощности составляет 0,5–2 м, промежуточная – 3–5 м, а внешняя − до 10–20 м. Содержание золота в березитах составляет 0,5–3 г/т, а в кварцево-рудных жилах – 8–30 г/т;

3) в рудном поле выявлена вертикальная эндогенная зональность в размещении разнотипного золото-кварцево-сульфидно-теллуридного оруденения. В нижней части рудно-метасоматической колонны, вскрытой колонковым бурением на глубине свыше 300 м, в зоне березитов проявлена кварц-золото-пирит-арсенопиритовая минеральная ассоциация. Температура декрепитации газово-жидких включений в жильном кварце вмещающего эту ассоциацию составляют 380–280° С. Далее по восстанию в зоне березитов залегают жилы кварц-пирит-сфалерит-галенит-халькопирит-висмутиновой ассоциации с богатым содержанием золота до 8–18 г/т. Жильный кварц этих продуктивных жил содержит газово-жидкие включения с декрепитационной активностью в диапазоне 320–260°С.

Самые верхние жильные тела кварцево-золото-халькопирит-галенит-теллуровисмутит-шапбахитового состава находятся в березитах в апикальной части Андатского интрузива. Декрепитация газово-жидких включений в жильном кварце составляет 280–180 °С.

Типоморфные особенности пирита в золото-кварцевых жилах и околожильных березитах. В Балахчинском рудном поле выделяются четыре генерации рудогенного пирита: пирит I кварцево-золото-пирит-арсенопиритовой ассоциации, пирит II кварцево-золото-полисульфидной основной ассоциации, пирит III секущих кварцевые жилы прожилков кварцево-карбонатного состава и пирит IV околожильных березитов (Пшеничкин, 1981; Пириты…, 1993, Пшеничкин, Ананьев, 2013).

Во всех рудных жилах (Октябрьская, Майская, Изотовская, Чапаевская) и околожильных метасоматитах-березитах господствуют кристаллы пирита кубического габитуса, составляя 66…86 % от общей массы пирита рудных тел. Пириты жил Изотовской и Чапаевской, занимающих верхнерудное положение в разрезе рудного поля отличаются преобладанием (до 55 %) кристаллов в форме {100}+{210}. Кристаллы пирита кварцевых жил чаще представлены комбинациями форм {100}+{210} и {100}+{111}, при этом грани (210) имеют подчиненное значение, а грань (111) нередко становится габитусной (Рисунок 4.129, 4.130).

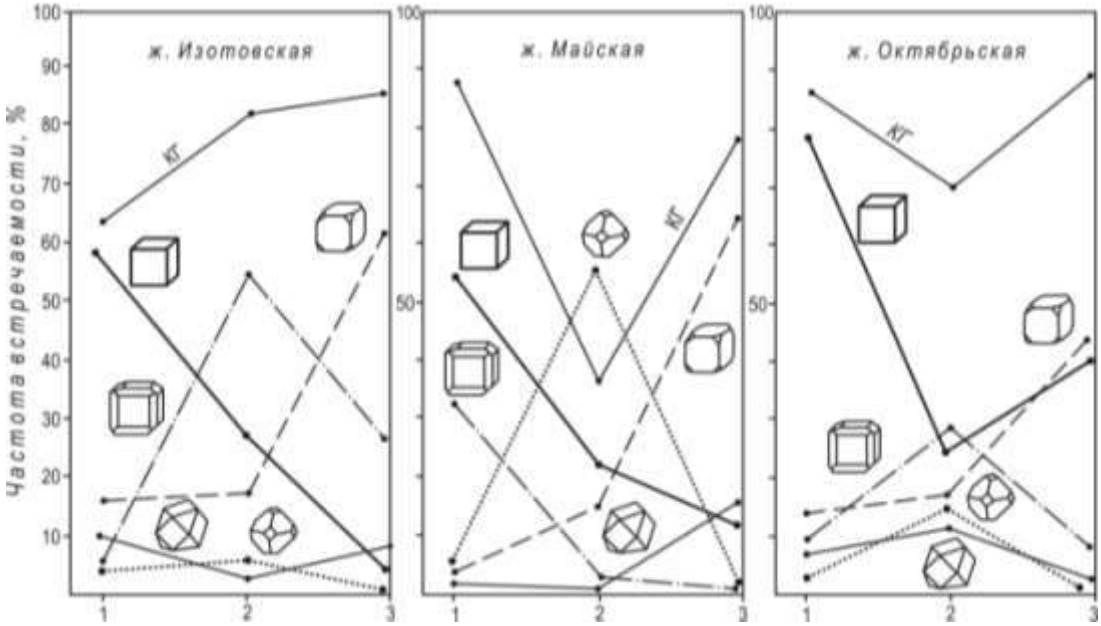


Рисунок – 4.129. Изменение встречаемости морфологических типов кристаллов пирита в жилах Балахчинского рудного поля. 1 – пирит I кварцево-золото-пирит-арсенопиритовой ассоциации; 2 – пирит II кварцево-золото-полисульфидной ассоциации; 3 – пирит околорудных березитов; КГ – кубический габитус

Пириты березитов отличаются от пиритов рудных жил кристаллами более крупных размеров преимущественно кубического габитуса. При этом количество кристаллов пирита в березитах возрастает к контактам кварцевых жил с 2 до 15 %, а кристаллы кроме основных граней (100) несут в комбинациях слаборазвитые грани (111) и (210).

С глубиной возрастает значение грани куба (100) в комбинационных формах рудогенного пирита золото-кварцевых жил в Андатском интрузиве и, напротив,

увеличивается встречаемость форм (210) и (321) в кристаллах пирита заключительного этапа рудообразования. Эта особенность отражает вертикальную минералогическую зональность кварцевых жил в рудном поле − усложнение минерального состава жил и господство сложных форм кристаллов верхнерудных жил Изотовской, Чапаевской, залегающих на верхнем горизонте Андатского массива. В жилах Майской и Октябрьской, залегающих на нижних горизонтах интрузива, упрощается минеральный состав жил и пириты приобретают преобладающий кубический габитус.

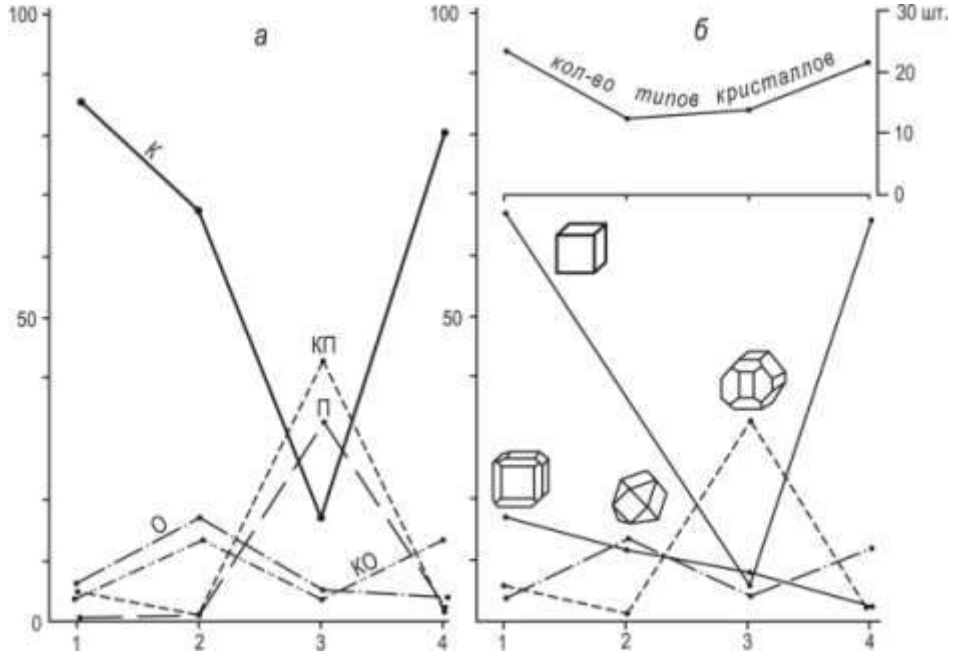


Рисунок – 4.130. Изменение частоты встречаемости габитусов (а) и морфологических типов (б) кристаллов пирита в разных генерациях пирита Балахчинского рудного поля. 1 – пирит I кварцево-золото-пирит-арсенопиритовой ассоциации; 2 – пирит II кварцево-золото-полисульфидной ассоциации; 3 – пирит III из кварц-карбонатных прожилков; 4 – пирит из березитов. Габитусы: К – кубический, П − пентагондодекаэдрический, О – октаэдрический, КП – куб-пентагондодекаэдрический, КО – куб-октаэдрический

Пириты кварцевых жил и березитов характеризуются повышенными концентрациями золота и сопутствующих элементов Ag, Pb, Zn, Cu, Bi, Te, As, Sb. Содержания золота достигают значений 0,1–20 г/т при средних значениях 6,5 г/т в пиритах жил и 1 г/т в пиритах березитов. Установлено увеличение содержаний золота в пиритах отдельных золото-кварцево-сульфидных жил с глубиной (Рисунок 4.131). Отмечается положительная корреляция содержаний Au с Cu

(+0,58) и Mn (+0,48) и отрицательная корреляционная зависимость между Au и As (−0,67). Содержания As в пиритах жил и березитов сокращается с 32 г/т (жила Октябрьская) до 8 г/т (жилы Изотовская и Чапаевская) по восстанию.

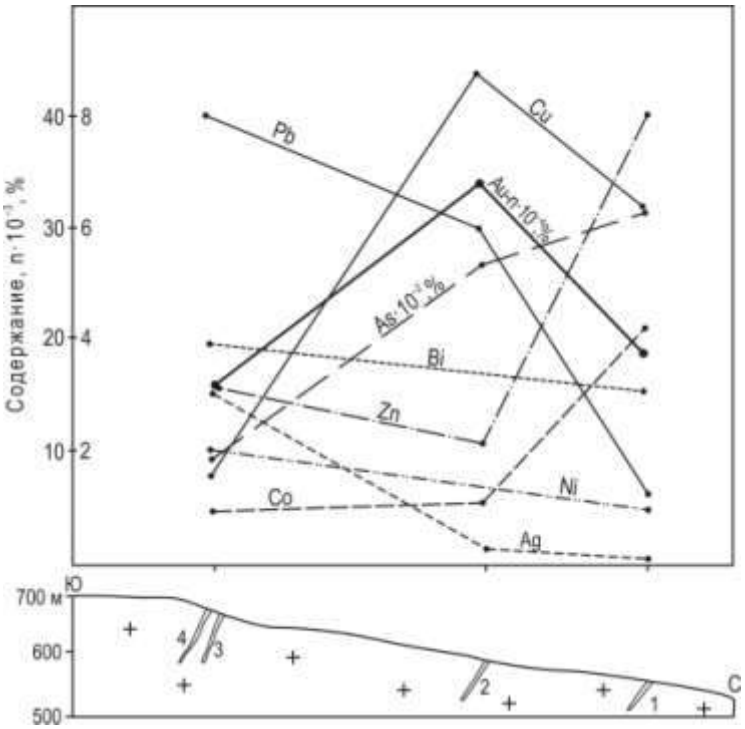


Рисунок – 4.131. Изменение содержаний элементов-примесей в пиритах в зависимости от уровня эрозионного среза кварцево-золото-полиметаллически-сульфидных жил Октябрьской (1), Майской (2), Изотовской (3) и Чапаевской (4) Балахчинского рудного поля

Отмечается закономерное снижение концентраций элементов-примесей Au, Ag, Pb, Bi, Ni, Co, Zn, Cu, As, U, Th, Ba, V, Sb в пиритах жил и березитов от рудных тел верхних горизонтов (Изотовской, Чапаевской) к нижним (Майская и Октябрьская жилы) и увеличение количества рудогенного пирита с электронной проводимостью с глубиной кварцево-золоторудных жил.

4.2.3. Скарново-золоторудные поля в контактах гранитоидов с карбонатными толщами

В эту группу золоторудных объектов со специфическими контактово-метасоматическими рудными зонами вошли Калиостровское, Ольховско-Чибижекское, Тарданское, Синюхинское, Майско-Лебедское, Казское,

Сухаринское рудные поля Алтае-Саянской складчатой области. Сюда же относятся сопоставляемые золото-скарновые месторождения Саяк IV Центрального Казахстана и Куру-Тегерек, Кичи-Сандык, Тарор Северного Тянь-Шаня.

В контактах палеозойских гранитоидных интрузий с карбонатными породами возникали рудно-метасоматические колонны двух типов: 1) магнезиально-известковоскарновые зоны в доломитовых контактах (Ольховско-Чибижекское в Восточном Саяне) и 2) известковоскарновые зоны в мраморах (Синюхинское в Горном Алтае).

Ольховско-Чибижекское рудное поле

Ольховско-Чибижекский золоторудный район Восточного Саяна размещается в Кизир-Казырской структурно-формационной зоне. Геологический разрез представлен рифейскими, венд-кембрийскими и ордовикскими вулканогенно-осадочными формациями. Многочисленные выходы гранитоидов относятся к формации нижнепалеозойских «пёстрых» батолитов (Кузнецов, 1964). Главной структурой района является Артёмовская мегаантиклиналь. К замковой части этой мегаантиклинали приурочен Шиндинский гранитоидный плутон ($Є_3$–O) Ольховского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса, с которым парагенетически связано золотое оруденение.

В северной приконтактовой зоне Шиндинского нижнепалеозойского плутона размещены золотоносные магнезиально-известковые скарны, контактово-метасоматические золото-медносульфидные залежи и кварц-золото-полисульфидные жилы и штокверки. Общая рудно-метасоматическая золотоносная зона шириной 3 км и протяженностью свыше 30 км охватывает приконтактовые части плутона в нижнекембрийских карбонатных толщах. Вдоль северного замыкания Шиндинского плутона проходит крупный Ольховский разлом, контролирующий размещение золоторудных объектов (Рисунок 4.132).

Шиндинский интрузив сложен габбро, диоритами, тоналитами, гранодиоритами, плагиогранитами, гранитами. Г.В. Поляковым с соавторами

(1965) показано трехфазное становление плутона: I − габбро, габбро-диориты, диориты; II − кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты, III − граниты, адамеллиты. На современном эрозионном срезе плутон фиксируется отдельными массивами − Ольховским, Константиновским и др.

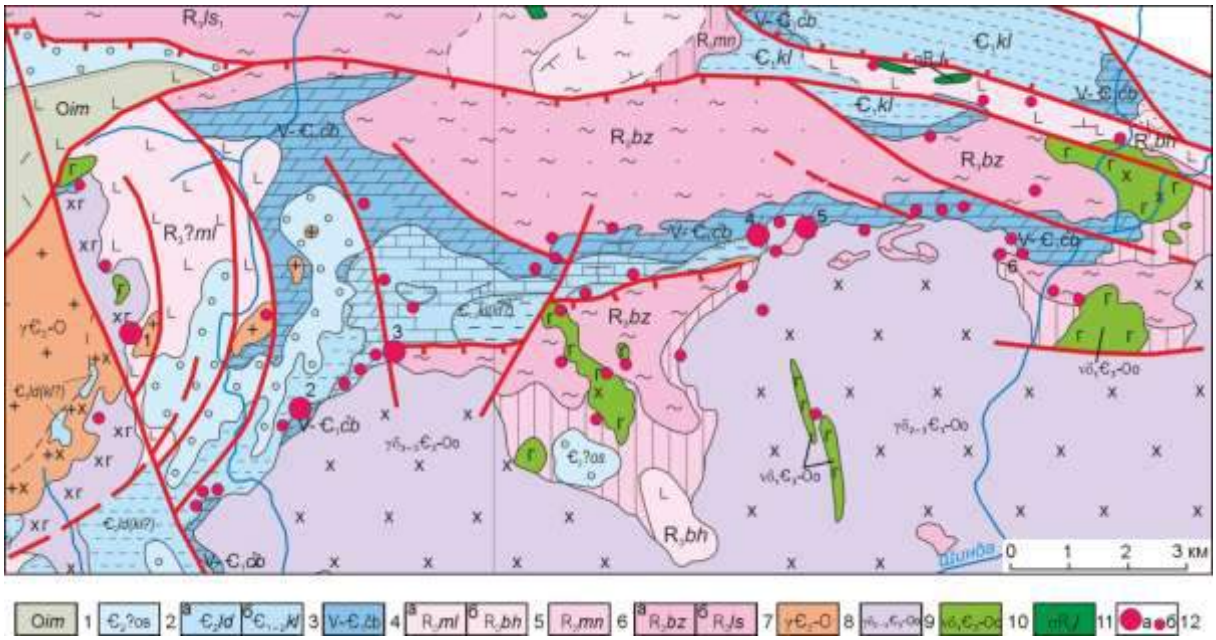


Рисунок – 4.132. Схематическая геологическая карта Ольховско-Чибижекского рудного поля (по В.В. Беззубцеву, И.Н. Дятловой, 2011). 1–7 – вулканогенно-осадочные формации: 1 – трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая (имирская свита); 2 – вулканогенно-туфогенно-терригенная (осиновская свита); 3 – терригенно-рифокарбонатная (а – лодочная, б – колпинская свиты); 4 – известково-доломитовая (чибижекская свита); 5 – метариолит-метабазальтовая (а – малиновская, б – бахтинская); 6 – черносланцево-карбонатная (манская свита); 7 – позднерифейские: а – туфогенно-терригенная молассоидная (безымянская свита), б – вулканогенно-карбонатно-сланцевая (лысанская свита); 8–11 – интрузивные комплексы: 8 –буеджульский (?) и беллыкский (?) гранитоидный; 9–10 – ольховский габбро-диорит-гранодиоритовый: 9 – вторая и третья фазы; 10 – первая фаза; 11 – лысанский дунит-клинопироксенит-габбровый; 12 – месторождения и рудопроявления золота (1 – Лысогорское, 2 – Медвежье, 3 – Ольховское, 4 – Константиновское, 5 – Торчинское, 6 – Каратавское)

Дайковые образования распространены довольно широко и представлены догранитными (микродиоритами, лампрофиры I, долериты I) и послегранитными (аплиты, долериты II, лампрофиры II, микродиориты II) телами. Все они дорудные, а лампрофиры II внутрирудные, поскольку отсекают ранние

убогозолотоносные пирит-пирротиновые метасоматические залежи от поздних секущих кварц-золото-медносульфидных жил в зонах березитов.

В экзоконтактах гранитоидов с доломитами, залегают магнезиально-известковые скарны с вкрапленными пирит-пирротин-халькопиритовыми убогозолотоносными рудами и метасоматическими золото-медносульфидно-теллуридными залежами. В тектонических трещинах скола и отрыва среди приконтактовых гранитоидов и роговиков распространены кварц-золото-сульфидные жильно-прожилковые руды (Рисунок 4.133, 4.134). Первые два типа руд относятся к скарново-золото-медносульфидной, а третьи к кварц-золото-сульфидно-березитовой формациям (Коробейников. 1999, 2006).

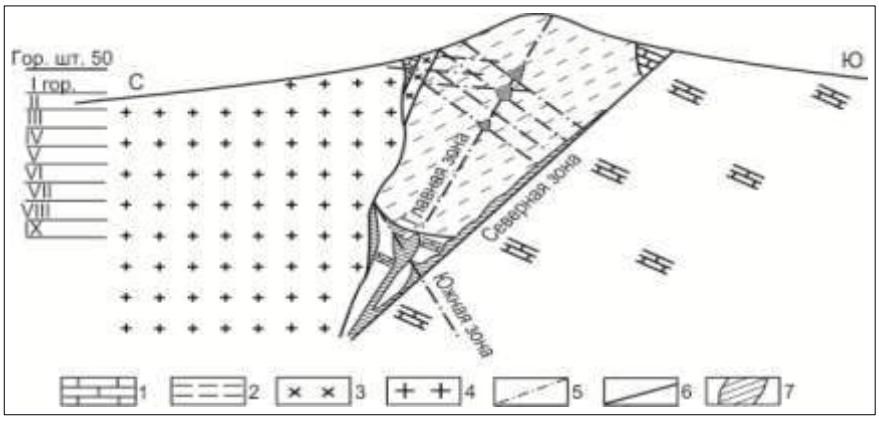


Рисунок – 4.133. Схематический геолого-структурный разрез через участок Золотой Конек Ольховского контактового золото-сульфидного месторождения (по А.Ф. Коробейникову и др.). 1 – мраморизованные известняки и доломиты, мраморы Чибижекской свиты; 2 – ороговикованные эффузивно-сланцевые породы осиновской свиты; 3 – гранодиориты, плагиограниты Ольховского комплекса; 4 – диориты I фазы Ольховской интрузии; 5 – разрывы, 6 – кварцево-золото-теллуридно-сульфидные жилы; 7 – золото-теллуридно-сульфидные залежи

В контактовых зонах интрузива магнезиально-известковые скарны, контактово-метасоматические сульфидные тела, березиты и золотые руды размещаются зонально. Выделяются: зона эндоконтактовых метасоматитов с вкрапленными и сплошными золото-медносульфидными рудными залежами и зонами жильных кварцево-золото-сульфидных руд непосредственного контакта и эндоконтакта (360–240°С); зона ближайшего экзоконтакта, включающая золотоносные скарны и метасоматические золото-сульфидные тела (320–180°С); зона удаленного экзоконтакта с прожилково-вкрапленными золото-сульфидными

ассоциациями на участках хлоритизированных, графитизированных роговиков, мраморов (280–120°С) (Рисунок 4.135). Эндоконтактовая зона составляет 0,5–1 км в интрузиве и характеризуется преимущественно жильно-штокверковыми рудами в березитизированных гранитоидах (Рисунок 5.134, 5.135). Контактовая рудоносная зона (0,05–0,2 км) сложена магнезиально-известковыми золотоносными скарнами и богатыми золотоносными метасоматическими пирротин-медносульфидными массивными залежами. Экзоконтактовая удалённая рудная зона (0,3–2 км) представлена карбонатно-хлорит-гематитовыми золотоносными комплексами в пропилитизированных-лиственитизированных роговиках и мраморах.

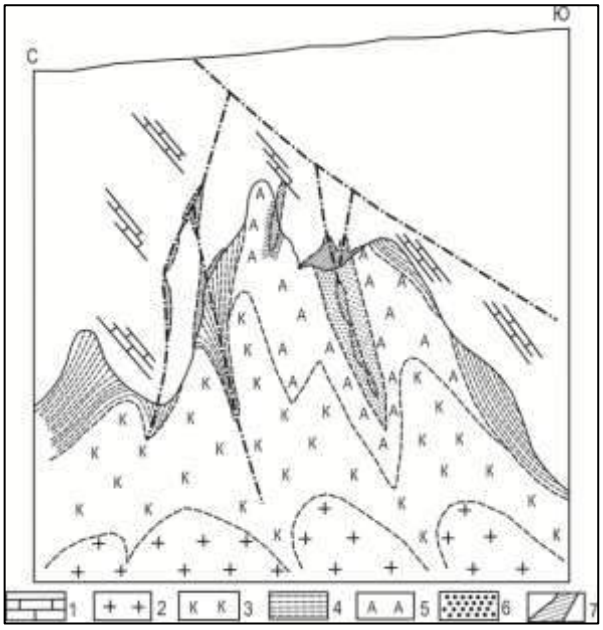


Рисунок – 4.134. Размещение различной золоторудной минерализации в контактах Ольховско-Константиновского гранитоидного массива (схематический разрез) (по А.Ф. Коробейникову и др.). 1 – контактовые мраморы и кальцифиры; 2 – гранодиориты, плагиограниты; 3 – зона калишпатизации гранитоидов; 4 – зона биотитизации гранитоидов; 5 – зона альбитизации гранитоидов; 6 – березитизированные гранитоиды; 7 – жилы кварц-золото-сульфидного состава и контактово-метасоматические золото-сульфидные залежи

Контактово-метасоматические богатые золото-сульфидные тела приурочены к средним и верхним горизонтам карбонатной и низам перекрывающей вулканогенно-сланцевой толщи нижнего кембрия. Жильно-штокверковые кварц-золото-полиметаллически-сульфидные руды размещены в березитизированных

гранитоидных выступах и роговиках, т.е. занимают более высокие горизонты стратиграфического разреза. Максимальная концентрация богатых руд совпадает с контактом карбонатной и вулканогенно-сланцевой толщ на площадях с прорывающими гранитоидными выступами (Рисунок 4.133 – 4.135). Общая вертикальная протяженность золотого оруденения оценивается в 3 км.

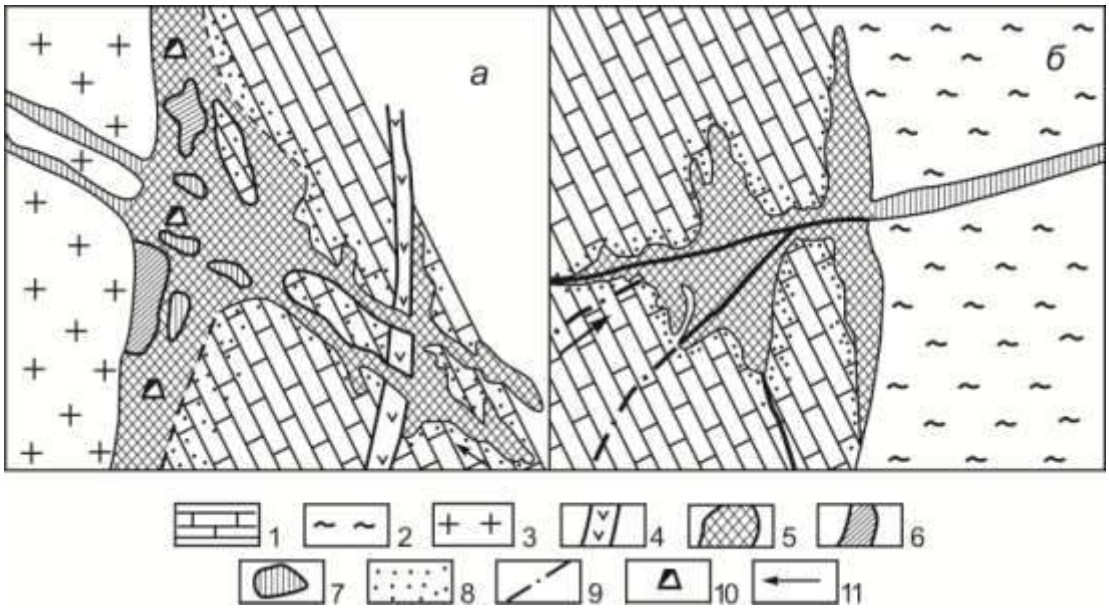


Рисунок – 4.135. Особенности проявления золото-сульфидного оруденения в контактовом ореоле гранитоидного интрузива месторождения Ольховское (по А.М. Хазагарову). Размещение различных типов руд на контактах гранитоидов с карбонатными породами Ольховского месторождения. 1 – известняки, доломиты мраморизованные; 2 – ороговикованные эффузивно-сланцевые породы; 3 – гранодиориты, плагиограниты; 4 – дайки диоритовых порфиритов добатолитовые; 5 – реликты карбонатно-пирротиновых руд I генерации (убогозолотоносные); 6 – массивные золото-сульфидные руды с пирит-пирротин-халькопирит-теллуридной минерализацией; 7 – кварцевые убого- и умеренно сульфидные руды; 8 – вкрапленные золото-сульфидные руды; 9 – разрывы; 10 – горные выработки; 11 – направление движения рудообразующих растворов

Зональное размещение свойственно и для самородного золота: в приконтактовых кварцево-сульфидных телах господствуют золотины пробы 958 ‰; золотины проб 968–688 ‰ − в приконтактовых медносульфидных залежах; золотины проб 880–578 ‰ размещаются в поздних ассоциациях карбонатно-хлорит-гематитового состава удаленного экзоконтакта. Всё это свидетельствует в пользу парагенетической связи золотого оруденения с Шиндинским гранитоидным плутоном.

В общей рудно-метасоматической колонне различные типы руд занимают определенное положение: наиболее богатые золотом контактово-метасоматические залежи залегают среди магнезиально-известковых скарнов, хлоритизированных, графитизированных мраморов. Скарны слагают внутреннюю часть гидротермальной палеоколонны; хлоритовые метасоматиты − среднюю, а графитизированные мраморы внешнюю её часть. В рудном поле обособились следующие типы золотых руд (Хазагаров, 1963, 1968; Коробейников и др., 1976, 1987): 1) убогозолотоносные вкрапленные пирит-пирротиновые в роговиках, мраморах, диоритах в контактах Ольховского массива (месторождения Ольховское, Медвежье, Константиновское); 2) богатые золотом пирротин-медносульфидно-теллуридные залежи на контактах гранитоидов со скарнированными мраморами (Ольховское, Медвежье, Константиновское месторождения); 3) кварц-золото-полиметаллически-сульфидные жилы, штокверки среди березитизированных гранитоидов, роговиков (нижние горизонты Константиновского, Медвежьего, Лысогорского месторождений, Каратавского проявления); 4) прожилково-вкрапленные золото-медносульфидные руды в серицитизированных хлоритизированных, окварцованных гранитоидах, роговиках, мраморах (Ольховское, Медвежье месторождения, Торчинское, Дистлеровское рудопроявления); 5) золотоносные карбонатно-хлорит-гематитовые зоны в мраморах и кальцифирах экзоконтактов Ольховского интрузива (Ольховское и Константиновское месторождения); 6) штокверковые кварц-золото-сульфидные зоны в березитизированных гранитоидах и роговиках.

Нами изучена рудно-метасоматическая зональность Каратавского рудопроявления в восточной части Ольховско-Чибижекского рудного поля (Ворошилов, Ананьев, 2003).

Каратавское рудопроявление локализовано в плагиогранитах северо-восточного эндоконтакта гранитоидного выступа Ольховского интрузивного комплекса. Представлено пологими жилообразными телами-зонами березитизированных плагиогранитов, роговиков, гранат-пироксен-волластонит-пьемонтитовых скарнов. Скарны не содержат существенной сульфидной

минерализации и поэтому не обогащены золотом. В раннюю послемагматическую стадию были сформированы послескарновые площадные метасоматиты биотитового, калишпатового и альбитового составов. Образованные в позднюю постмагматическую стадию березитовые тела несут убогую пирротиновую, пирит-арсенопиритовую, галенит-сфалерит-халькопирит-теллуридную минерализации. В отличие от Ольховского, Медвежьего, Константиновского месторождений здесь биотитизация гранитоидов проявилась весьма слабо и ограниченно, а альбитизация заняла место ассоциации биотитизированных пород с образованием кварц-альбитовых зон-оторочек в приконтактовой части интрузива. Альбититы несут кварцево-мусковитовые жильно-прожилковые комплексы с молибденитом и редким золотом.

Березитизация охватила значительные площади эндоконтакта интрузива, но интенсивность её проявления оказалась весьма низкой. В зонах метасоматоза хлоритовая, карбонатная и кварцево-серицитовая зоны проявлены нечётко. При этом в метасоматитах количество вновь образованных минералов не превышает 50–60 %. Иногда в зонах березитизации обнаруживаются маломощные до 5–8 см золотоносные кварцевые жилы и прожилки (Рисунок 4.136). Локальные березиты накладывались на ранее сформированные площадные метасоматиты биотитового и альбитового состава. Для фронтальных фаций березитов рудопроявления характерны редкие пирротин, пирит, арсенопирит, а в тыловой зоне иногда отмечаются пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, теллуриды Cu, Pb, Ag, самородное золото.

Проявление рудно-метасоматической зональности в рудном поле. Закономерное размещение по вертикали в единой рудно-метасоматической колонне различных типов метасоматитов и руд и обеспечило проявление в рудном поле эндогенной зональности. В основании рудно-метасоматической колонны размещены ранние площадные кварц-ортоклазовые, кварц-альбитовые и биотитовые метасоматиты. Затем по восстанию они сменяются поздними локальными мусковит-серицитовыми, березитовыми и карбонатно-хлоритовыми метасоматитами с сопутствующими прожилково-вкрапленными золото-

медносульфидными, жильно-штокверковыми кварц-сульфидными и золото-кварцевыми рудами.

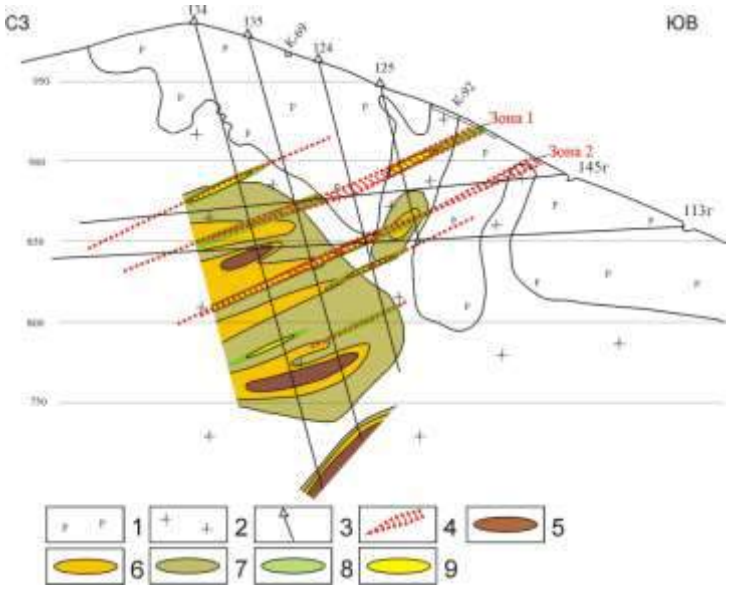


Рисунок – 4.136. Схематический геологический разрез по РЛ VIII Каратавского рудопроявления. 1 – контактовые роговики; 2 – альбитизированные и частично калишпатизированные гранитоиды; 3 – буровые скважины; 4 – рудоносные зоны; 5–7 – интенсивность биотитизации: 5 – более 5 %; 6 – 3–4 %; 7 – менее 3 %; 8–9 – зоны березитов: 8 – фронтальная; 9 – промежуточная

Рудные тела прожилково-вкрапленного, кварцево-жильного, штокверкового типов залегают на участках смены ранних площадных щелочных (ортоклаз-альбитовых) метасоматитов на локальные (березит-лиственитовые) метасоматиты стадии кислотного выщелачивания.

Зоны щелочного метасоматоза контролируют кварц-золото-пирротин-халькопиритовое жильно-штокверковое оруденение в апикальных частях отдельных выступов Шиндинского плутона. На отдельных участках устанавливается положительная корреляционная связь между интенсивностью послемагматической биотитизации и оруденением ($k_{bi\text{-}Au}$ = +0,5–+0,69). На площадях проявления такого оруденения в щелочных метасоматитах обязательно появляется интенсивное окварцевание метасоматических тел.

Отработанные богатые контактово-метасоматичекие золото-пирротин-пирит-халькопирит-борнитовые залежи Ольховского месторождения развивались на контактах гранитоидов с мраморами, сопровождались магнезиально-

известковыми скарнами, а по периферии − карбонатно-хлоритовыми и графит-карбонатными метасоматитами.

Березитовые метасоматиты сопровождают жильно-штокверковые кварц-золото-полиметаллически-сульфидные тела, секущие калишпатизированные, альбитизированные, биотитизированные участки гранитоидов. Такие рудно-метасоматические зоны, протяженностью в сотни метров первые километры и мощностью в десятки-сотни метров, распространены на всех известных рудных объектах Ольховско-Чибижекского рудного поля.

На зональное размещение разных типов оруденения в связи с изменением литологического состава рудовмещающих пород обращали внимание А.Я. Булынников (1948), Д.А. Тимофеевский (1950) и А.М. Хазагаров (1963, 1968). А.М. Хазагаров установил, что на участках карбонатных пород в пределах экзоконтактовой зоны в 50…200 м проявлены карбонатно-сульфидные или медносульфидные руды в виде жил, гнёзд, линз на пересечениях тектонических трещин (Рисунок 5.135–5.137). На контакте известняков с гранитоидами (Ольховское, Медвежье, Константиновское месторождения) возникали сульфидные залежи с повышенными содержаниями кварца до 15–20 %, халькопирита, борнита, теллуридов и золота. При переходе рудоконтролирующей трещины в алюмосиликатные породы, контактовая сульфидная залежь переходит в кварцево-сульфидную, а затем в кварцевую жилу.

На Константиновском, Ольховском месторождениях карбонатно-гематитовые руды удаленной экзозоны при приближении к контакту гранитоидов обогащаются сульфидами и переходят в сульфидные тела (Рисунок 4.133–4.135). На Медвежьем месторождении вдоль пологой рудно-метасоматической зоны серицит-кварц-сульфидные прожилково-вкрапленные кварц-сульфидные руды в серицитовых апогранодиоритовых метасоматитах и в приконтактовых мраморах сменяются сульфидными телами, а в гранитоидах − кварцевыми жилами. На Ольховском месторождении приконтактовые золото-медносульфидно-теллуридные залежи при переходе трещины в роговики сменялись кварц-сульфидными жилами и прожилковыми зонами (Рисунок 4.133). Особенно

заметно проявляется зональность оруденения в крутопадающих тектонических структурах, в которых на глубоких горизонтах в рудах преобладают ранний пирротин и карбонаты, а на средних − сульфиды полиметаллов с кварцем. При переходе в гранитоиды жила становится кварцево-сульфидной, а на верхних горизонтах существенно кварцевой.

Типоморфизм пиритов скарново-рудных тел, кварцево-золото-сульфидных жил, березитов Медвежьего, Константиновского, Лысогорского золоторудных месторождений. Пириты ранней карбонатно-золото-пирит-пирротиновой и поздней кварцево-золото-медносульфидной минерализаций Медвежьего контактово-метасоматического месторождения характеризуются максимальном количеством морфологических типов кристаллов (до 43-х) (Пириты…, 1993). Из них более разнообразные типы кристаллов свойственны пиритам кварцево-золото-медносульфидной ассоциации, а пириты ранней карбонатно-золото-пирит-пирротиновой обладают сокращенным набором разных форм кристаллов. Преобладающими формами являются кристаллы кубического и куб-пентагондодекаэдрического габитусов, несущие иногда слаборазвитые грани (111), (110), (321). Из них третья часть кристаллов представлена простыми формами − кубами, реже октаэдрами и пентагондодекаэдрами. В ранней карбонатно-золото-пирит-пирротиновой ассоциации преобладают формы {111} и {210}, а в кварцево-золото-медносульфидной {100}. В околорудных березитах, серицитовых метасоматитах наиболее устойчивыми оказались комбинации форм кристаллов пирита {100} с {111} (до 38 %).

В призальбандовых частях золоторудных тел на контактах с гранодиоритами возрастает доля кристаллов в комбинации {100}+{210}, а со стороны мраморов уменьшается встречаемость грани (321) в кубических кристаллах {100}. С глубиной рудных зон через 200…240 м изменяется набор кристаллов пирита, а так же состав и количество элементов-примесей в пиритах, с проявлением волновой зональности. В рудных столбах (горизонты IV, VI, X, XI) установлено 2-3-х кратное увеличение количества типов кристаллов за счет присутствия на них слаборазвитых граней (111), (321), (211), (210). На верхних горизонтах

месторождения (гор. I−III) и на нижних горизонтах (IX−XI) господствуют кристаллы пирита кубического, а в местах выклинивания рудных тел распространены куб-пентагондодекаэдрического габитусов (Рисунок 4.137).

Пириты Константиновского месторождения отличаются господствующими (60…75%) кубическими и куб-пентагондодекаэдрическими габитусами, при полном отсутствии кристаллов в форме октаэдра и комбинаций {100} с {111}. При этом грань (210) в комбинациях встречается почти у 100 % кристаллов (Рисунок 5.138). Отчетливо проявляется зональное размещение морфологических типов кристаллов по простиранию и падению рудных зон. В призальбандовых частях рудных тел количество типов кристаллов пирита меньше, чем в центральных, а в околорудных березитах в 2 раза меньше, чем в рудах. В сторону выклинивания рудных тел сокращается доля кристаллов кубического габитуса и возрастает куб-пентогондодекаэдрического.

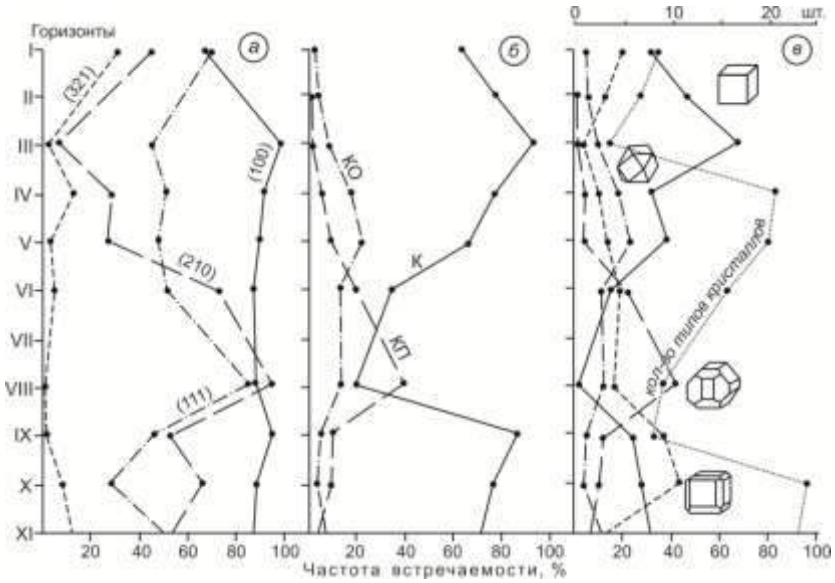


Рисунок – 4.137. Изменение частоты встречаемости граней в комбинациях (а), габитусов (б) и морфологических типов (в) кристаллов пиритов из руд с глубинной контактово-метасоматического месторождения Медвежьего (Пириты…,1993). Габитусы: К – кубический, КП – куб-пентагондодекаэдрический, КО − куб-октаэдрический

С глубиной рудных зон для разнотемпературных минеральных ассоциаций намечается волнообразное (с величиной волны 200…240 м) изменение морфологии кристаллов пирита с наибольшим разнообразием форм в рудных столбах. Количество кристаллов кубического габитуса сокращается, а куб-

пентагондодекаэдрического и пентагондодекаэдрического возрастает (Рисунок 4.138), что свидетельствует о более значительном эрозионном срезе Константиновского месторождения по сравнению с Медвежьим.

Пириты Лысогорского золоторудного месторождения характеризуются преобладанием кубического габитуса кристаллов (87 %). Кристаллы в форме кубов {100} и куб-октаэдров {100}+{111} составляют более 40 % от общего числа распространенных здесь кристаллов пирита. Наибольшая комбинационная устойчивость отмечается у кристаллов {100}+{321}. Другие грани (111), (210) в комбинациях кристаллов встречаются в 2−3 раза реже по сравнению с гранью (100). С глубиной и по простиранию рудных тел, в стороны их выклинивания, сокращается распространенность пиритов кубического габитуса {100} со слабо развитой гранью (321) в комбинациях и увеличивается количество кристаллов пирита в комбинациях с гранями (210) и (111).

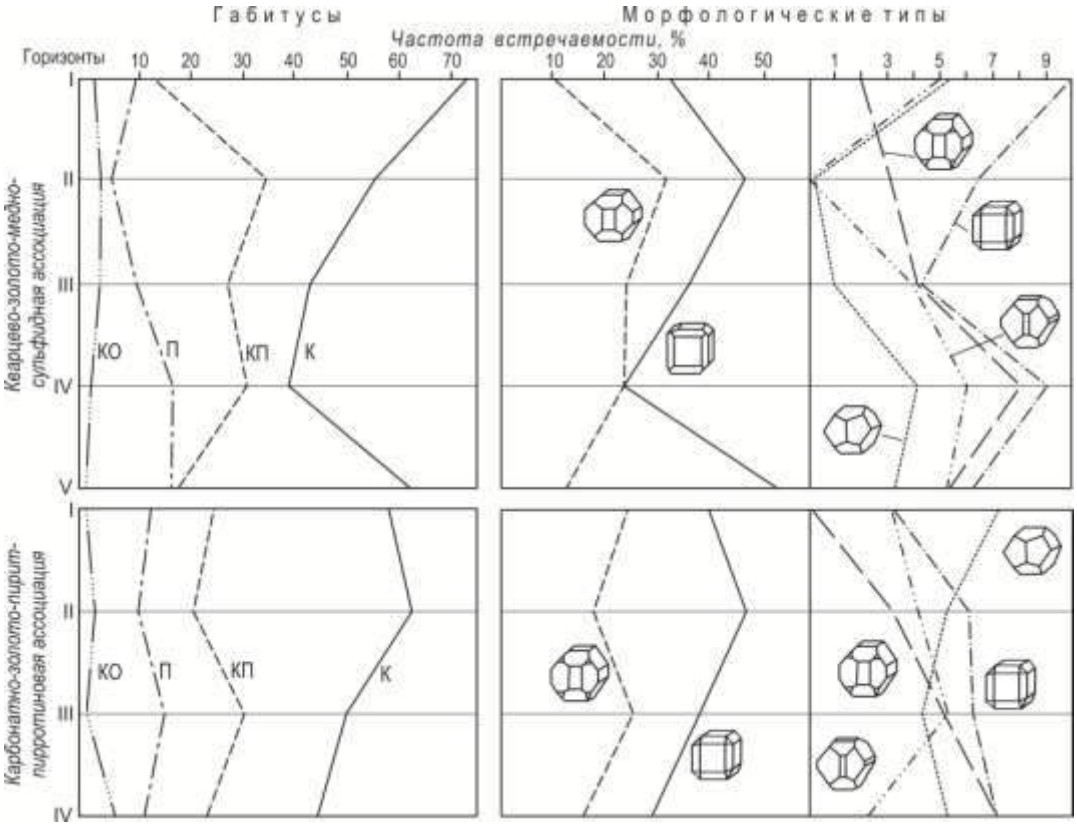


Рисунок – 4.138. Изменение встречаемости габитусов и морфологических типов кристаллов пирита разнотемпературных минеральных ассоциаций с глубиной месторождения Константиновского. Габитусы: К – кубический, КП – куб-пентагондодекаэдрический, П − пентагондодекаэдрический, КО − куб-октаэдрический

С запада на восток от Лысогорского, Медвежьего до Константиновского месторождений сокращается количество пиритов кубического габитуса, а куб-пентагондодекаэдрического и пентагондодекаэдрического увеличивается (Рисунок 4.139). Закономерно увеличивается распространенность морфологических типов кристаллов в комбинациях {100}+{210}, {100}+{210}+{111}. Все это свидетельствует об увеличении эрозионного среза отдельных структурных блоков этой крупной рудной зоны с запада на восток вдоль ее простирания.

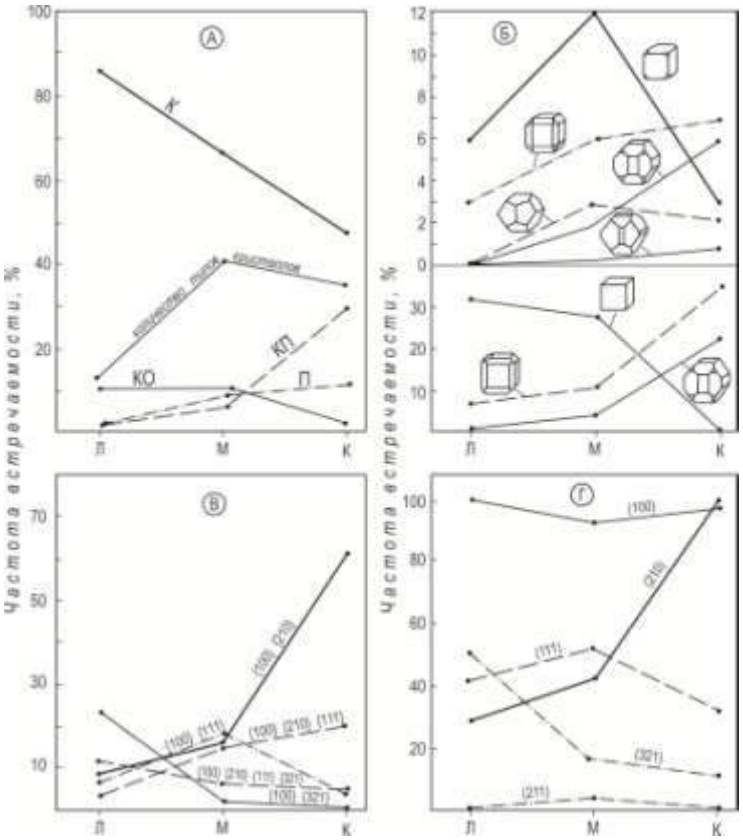


Рисунок – 4.139. Изменение встречаемости габитусов (А), морфологических типов (Б), комбинационных типов (В) и граней в комбинациях кристаллов (Г) пиритов в зависимости от уровня эрозионного среза месторождений Ольховско-Чибижекского рудного поля. Уровень эрозионного среза увеличивается от Лысогорского (Л) к Медвежьему (М) и Константиновскому (К) месторождениям. Габитусы: К – кубический, КП – куб-пентагондодекаэдрический, П − пентагондодекаэдрический, КО − куб-октаэдрический

Особенности распределения Au, Ag, Cu, Bi, Pb, Zn, Te, Cr, Ni, Co, V, Ti, W, Mo, Be, As, Sb в пиритах Медвежьего (Рисунок 4.140), Лысогорского, Константиновского (Рисунок 4.141) месторождений показали следующие закономерности (Пириты…, 1993).

Наибольшая концентрация Au выявлена в рудогенных пиритах Константиновского месторождения (47,7 г/т), а в пиритах карбонатно-золото-пирит-пирротиновой ассоциации установлено всего 10,5 г/т и 27,6 г/т Au в кварцево-золото-медно-сульфидных рудах Медвежьего месторождения. В пиритах кварцево-золото-пирит-висмутосульфидных жилах Лысогорского месторождения определены его низкие содержания от 0,1 до 9 г/т, при среднем значении 3,6 г/т. В пиритах околорудных березитов установлены также пониженные содержания металла 3,6–4,9 г/т для всех месторождений рудного поля.

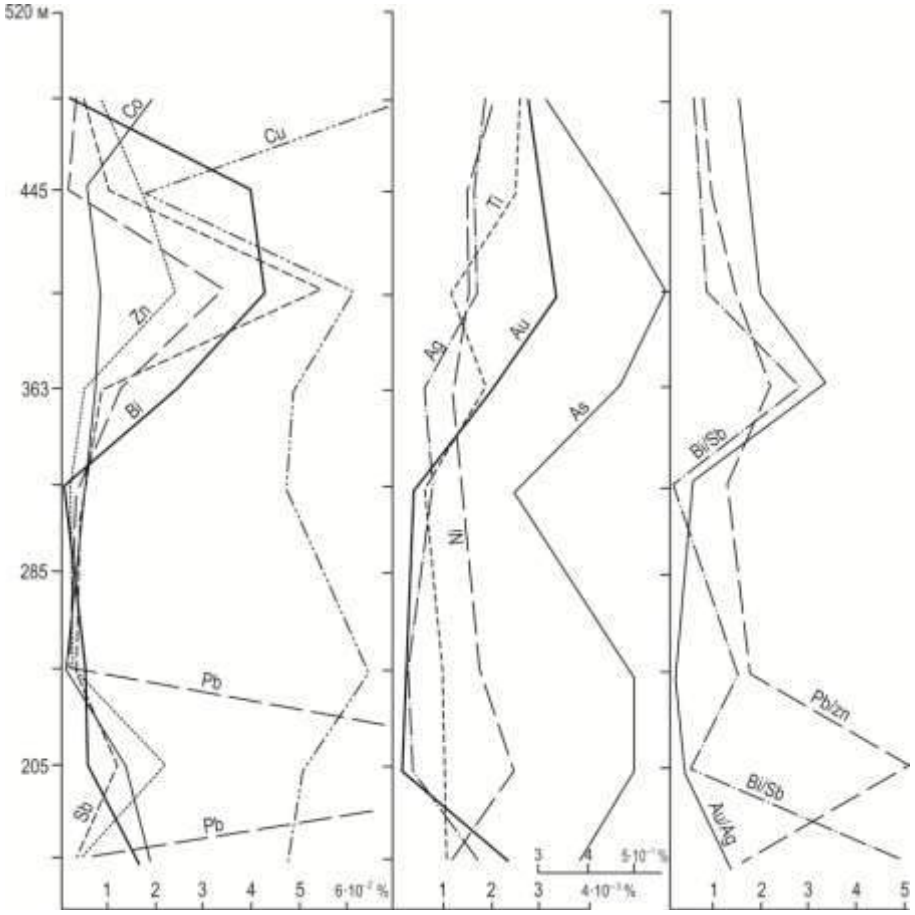


Рисунок – 4.140. Изменение средних содержаний элементов-примесей в пиритах с глубиной кварцево-золото-сульфидной ассоциации месторождения Медвежьего

С глубиной рудных зон и рудных тел установлено волнообразное распределение золота с максимальными концентрациями его в пиритах рудных столбов. Интервалы концентрации металла в пиритах также обозначены амплитудами в 200–240 м по вертикали. При этом минимальные содержания Au характерны для пиритов участков выклинивания рудных тел. Такое

волнообразное размещение содержаний свойственно и для других элементов-примесей в пиритах (Пириты…, 1993). Для Медвежьего и Константиновского месторождений выявлено возрастание содержаний Au в пиритах нижних эксплуатационных горизонтов (Рисунок 5.140).

Волнообразный характер распределения установлен и для других элементов – серебра, меди, висмута, свинца, цинка, мышьяка, сурьмы и никеля (Рисунок 4.140).

Пириты рудных тел и околорудных метасоматитов Медвежьего и Константиновского месторождений характеризуются незначительным разбросом положительных (+22 – +29 мВ) и отрицательных (-17 – -20 мВ) значений термо-ЭДС. С глубиной отдельных рудных зон и рудных тел значения термо-ЭДС и для электронной проводимости (n) пирита на этих рудных объектах изменяется волнообразно с максимумами в рудных столбах при общей тенденции увеличения с глубиной доли пирита с электронной проводимостью. Но на Медвежьем месторождении в золотых рудах преобладают пириты с дырочной проводимостью (55–67 %), а на Константиновском, напротив, господствуют пириты с электронной проводимостью (64–82 %). Пириты Лысогорского месторождения отличаются дырочной проводимостью (61–68 %) (Пириты…, 1993).

Синюхинское рудное поле

Синюхинское золото-скарновое рудное поле расположено на границе Уймено-Лебедской и Бийско-Катунской структурно-формационных зон в Горном Алтае.

В геологическом строении поля принимают участие стратифицированные образования нижнего палеозоя – еландинской ($Є_{2-3}$), усть-семинской ($Є_2$) и чойской (O_1) свит (Рисунок 4.141). Стратифицированные толщи прорваны саракокшинским плагиогранитным ($Є_2$) и синюхинским гранитоидным (O_3–S) комплексами, многочисленными дайками долеритов и базальтов урсульского (D_3) и базальтов теректинского (Mz) комплексов. Гранодиориты синюхинского комплекса отвечают гранитам I-типа, а их петролого-геохимические особенности

свидетельствуют о слабой контаминации мантийной магмой корового материала (Гусев, 2003).

Рудовмещающей толщей в рудном поле являются карбонатно-вулканогенные отложения усть-семинской свиты, в составе которой выделяются три пачки (Ворошилов, Гусев, Ананьев и др., 1997ф).

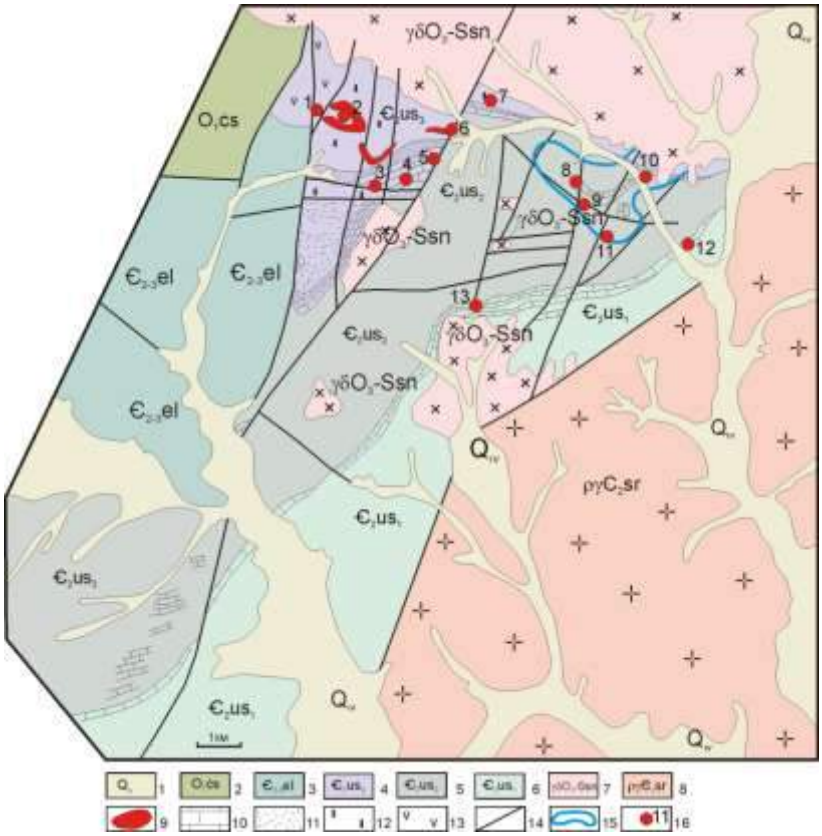


Рисунок – 4.141. Схематическая геологическая карта Синюхинского рудного поля (Ворошилов, Гусев, Ананьев и др., 1997ф). 1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – чойская свита: алевролиты, конгломераты, песчаники; 3 – еландинская свита: алевролиты, песчаники, гравелиты; 4–6 – усть-семинская свита и ее подразделения: 4 – верхняя пачка; 5 – средняя пачка; 6 – нижняя пачка; 7 – синюхинский гранитоидный комплекс; 8 – саракокшинский плагиогранитовый комплекс; 9 – скарны; 10 – известняки; 11 – туфы риолитов; 12 – базальты; 13 – андезибазальты; 14 – разломы; 15 – контур Файфановского биогермного массива; 16 – рудные участки (месторождения): 1 – Надежда, 2 – Западный, 3 – Ынныргинский, 4 – Промежуточный, 5 – Первый Рудный, 6 – Юбилейный, 7 – Рудная Сопка, 8 – Западно-Файфановский, 9 – Файфановский, 10 – Полушахтный, 11 – Черемуховая Сопка, 12 – Горбуновка, 13 – Тушкенек

Нижняя пачка, кровлей которой является горизонт известняков, формировалась в условиях спокойного тектонического режима, что

способствовало образованию выдержанных на многие километры пластов. Вулканогенно-терригенная часть разреза нижней пачки представлена андезитами, дацитами, трахиандезитами и их туфами, реже песчаниками и сланцами.

Средняя пачка имеет мощность 800–1000 м. Ее формирование происходило в условиях интенсивного прогибания территории, что способствовало накоплению мощной вулканогенно-терригенной толщи и образованию биогермных массивов, таких как Файфановский. Вулканиты, слагающие центральную часть рудного поля, являются одновозрастными с биогермными линзами Файфановского массива и имеют с ними контакты типа «срастания» и «впритык» (по Н.М. Задорожной, 1975).

Подошва верхней пачки сложена пластом известняков, прослеженным по простиранию на несколько километров. Его мощность изменяется от 155–170 м в западной части рудного поля до 100–120 м в районе участка Первого Рудного. На известняках залегает достаточно выдержанный горизонт туфов и туффитов риолитового состава мощностью 30–70 м. Риолиты перекрываются мощной (более 300 м) толщей базальтов, которая содержит несколько биогермных линз известняков мощностью до 50 м, обычно скарнированных, объединяемых в 2 сближенных рудовмещающих горизонта. С такими линзами связаны рудные тела участков Надежда, Западный, Юбилейный, Рудная Сопка. В северо-западной части рудного поля базальты перекрываются лавобрекчиями и туфами андезибазальтов.

Пликативная структура рудного поля определяется следующим (Ворошилов, Ананьев, 1999):

1) основной складчатой структурой рудного поля является моноклиналь I порядка с падением пластов пород на северо-запад под углом 20–30°. Вероятно, эта моноклиналь является частью крупной купольной структуры, связанной с формированием интрузии плагиогранитов Саракокшинского комплекса (Рисунок 4.142);

2) внедрение Югалинского массива синюхинского комплекса (северный фланг рудного плоя) привело к образованию крутого флексурного перегиба пород

и серии линейных складок II порядка с осями, субпараллельными контакту интрузива;

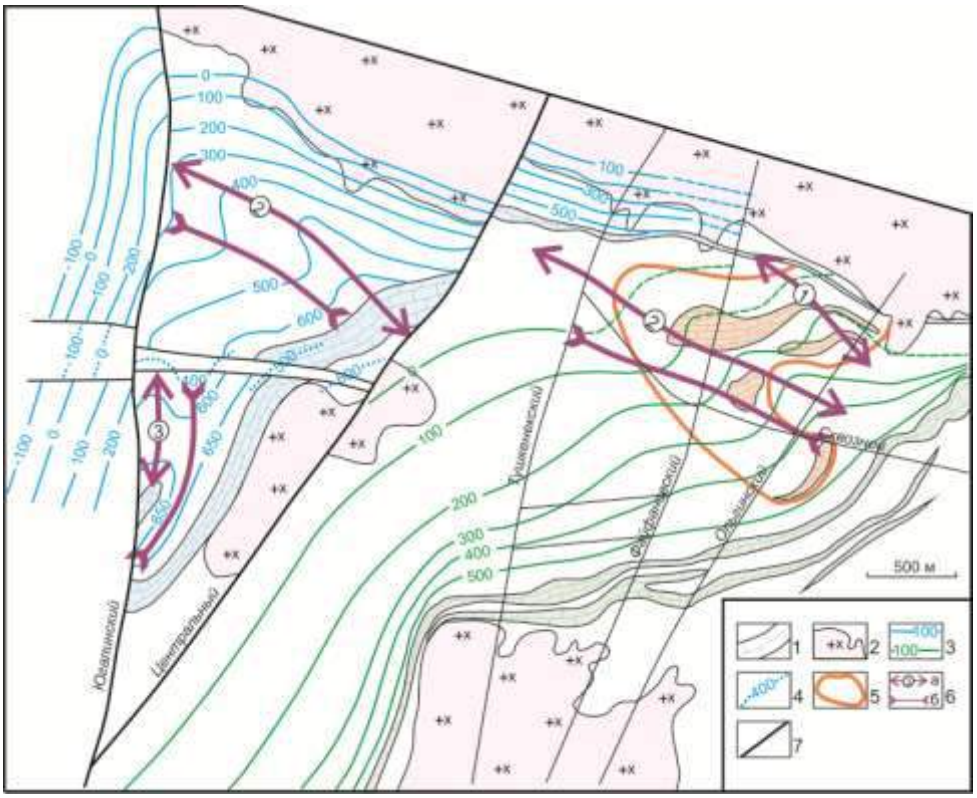


Рисунок – 4.142. Пликативные структуры Синюхинского рудного поля. 1 − выходы известняков на дневную поверхность; 2 − контуры гранитоидных массивов Синюхинского комплекса; 3 − изогипсы кровли известняков верхней и нижней пачек; 4 − изогипсы кровли верхней пачки внутри Ыныргинской грабеноподобной структуры; 5 − контур Файфановского биогермного массива; 6 − оси антиклинальных (а) и синклинальных (б) складок II-го порядка; 7 − основные разломы

3) с динамическим воздействием гранитоидной интрузии связано образование грабеноформной Ыныргинской структуры, сформировавшейся в условиях двустороннего сжатия. Об этом свидетельствуют азимуты падения ограничивающих структуру сместителей (на север и на юг, под надвинутые блоки), элементы залегания оперяющих трещин отрыва, к которым приурочены рудные тела участков Ыныргинского и Промежуточного (азимут падения 10–20°, угол падения 50–70°).

По мнению многих исследователей (Тверитинов, 1972; Щербаков, 1974; Лузгин, 1995, Ворошилов, Коротких, 2000), среди разрывных нарушений, наиболее важными являются крутопадающие разрывы субмеридионального

простирания, сколового характера − Центральный и Югалинский разломы с амплитудами перемещения блоков до 600 м. К структурам второго порядка, контролирующим оруденение рудного поля отнесены субмеридиональные и диагональные разрывы (Файфановский, Ольгинский, Карлагинский и др.) с амплитудами смещений в первые десятки метров.

В пределах рудного поля широко распространены различные по составу и характеру проявления контактово-метаморфические и метасоматические образования. Изучение их пространственно-временных взаимоотношений и сопоставление с известными классификациями метасоматитов позволяет представить процесс их формирования в следующем виде (Таблица 4.40).

Таблица 4.40. Контактово-метаморфические и гидротермально-метасоматические образования Синюхинского рудного поля

Этап	Формация
Магматический	Контактовые роговики
	Плагиоклаз-амфиболовые метадиориты
Постмагматический	Кварцево-полевошпатовые метасоматиты
	Известковые скарны
	Околоскарновые метасоматиты
	Пропилиты
	Кварцевые, серицит-кварцевые метасоматиты с сопряженным золото-сульфидным оруденением

Контактовые роговики рудного поля возникали за счет различных по составу исходных пород и наиболее интенсивно проявлены в северной части рудного поля, в экзоконтакте гранитоидов. Выделены пироксено-скаполитовые, пироксено-плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые и биотит-плагиоклазовые разновидности (Ворошилов, Гусев, Ананьев и др., 1997ф).

Образование метадиоритов связано с воздействием сквозьмагматических флюидов на вмещающие породы в магматический этап. Судя по реликтам вмещающих пород, метадиориты развивались как по интрузивным породам синюхинского комплекса, так и по вулканогенным вмещающей толщи. Макроскопически породы имеют зеленовато-серую пятнистую окраску,

линзовидно-петельчато-такситовую конституционно- и структурно-такситовую текстуры, преимущественно средне-крупнозернистую структуру. На фоне основной ткани выделяются линзообразные, жилкоподобные и неправильные такситы, придающие породе петельчатое сложение. В темноокрашенных участках наблюдается обогащение амфиболом (до 80 %), в светлоокрашенных − обеднение (до 20 %). Такие метадиориты обычно интерпретируются как результат воздействия сквозьмагматических флюидов на вмещающие породы (Коржинский, 1952; Алабин, 1971; Пономарева, 1982; Ворошилов, 1995).

Кварцево-полевошпатовые метасоматиты развивались в экзо- и эндоконтактах гранодиоритов под воздействием остывающих постмагматических флюидов и фиксируют начало регрессивного этапа метасоматоза. Наиболее типичные кварцево-полевошпатовые метасоматиты возникали вдоль тектонических нарушений и мелких трещин. Внутренние зоны представлены пегматоидными образованиями. Плагиоклаз гранитоидов нацело замещается микроклином, роговая обманка – биотитом. С вмещающими породами эти метасоматиты не имеют резких границ и постепенно сменяются околотрещинной калишпатизацией, реже альбитизацией.

В пределах рудного поля выделяют биметасоматические и инфильтрационные скарны. Биметасоматические сложены геденбергитом, диопсидом, гроссуляром, волластонитом-I; для инфильтрационных скарнов характерны волластонит-II, гранат гроссуляр-андрадитового ряда, эпидот, везувиан. Взаимоотношения кварцево-полевошпатовых метасоматитов со скарнами неоднозначны. Отмечаются многочисленные случаи их взаимного пересечения.

Околоскарновые метасоматиты. К этой группе отнесены сплошные, линзовидные и прожилковые метасоматические образования, окаймляющие скарновые тела. Их образование связывается с теми же только остывшими растворами, которые формировали скарны. Состав этих метасоматитов достаточно разнообразен. Среди них выделяются калишпат-эпидот-хлоритовые, эпидот-родонитовые, кальцит-цоизитовые, кварцево-альбитовые разности.

Пропилиты формировались вдоль тектонических трещин, залеченных эпидот-микроклин-кварцевыми и микроклин-эпидот-кальцитовыми прожилками. Новообразованными минералами в метасоматитах являются альбит, микроклин, пистацит, апатит и сфен.

Кварцевые и кварцево-серицитовые метасоматиты непосредственно сопровождают рудные тела и являются собственно околорудными. По формационной принадлежности они близки к лиственито-березитам. Кварцево-серицитовый (часто с хлоритом) парагенезис характерен для гранитоидов и даек кислого состава. По скарнам и эффузивам развивается окварцевание. Такое метасоматическое окварцевание пород сопровождается образованием кварцевых жил и прожилков с сопряженными сульфидизацией и золотым оруденением. Процесс окварцевания наиболее интенсивно проявлен в гранодиоритах, где сформировались мощные кварцевые штокверки (водораздел рек Сейка и Ашпанак в восточной части рудного поля) и пучки кварцевых жил («кварц-серицитовая залежь» в северной части рудного поля и другие).

Золотое оруденение пространственно связано со стратиформными залежами инфильтрационных известковых скарнов. Золотоносность их обусловлена наложенными процессами окварцевания и сульфидизации. Промышленные золоторудные тела концентрируются в волластонитовых, гранат-волластонитовых скарнах, где продуктивная минерализация представлена борнит-халькозиновой ассоциацией с вкрапленностью золота, нередко с теллуридами и сульфосолями.

В пределах рудного поля выявлена разноранговая рудно-метасоматическая зональность (Ворошилов, Гусев, Ананьев и др., 1997ф).

В масштабе рудного поля зональность скарнов проявляется относительно контакта интрузивов: вдоль всего экзоконтакта гранодиоритов в скарнах постоянно присутствует волластонит-I, формируя иногда мощные залежи, в том числе без наложенной сульфидной минерализации. По мере удаления от контакта интрузивов волластонит (преимущественно волластонит-II) формируется лишь в участках сопряжения разнонаправленных дизъюнктивов в местах интенсивной циркуляции растворов. С удалением от этих структур волластонитовые и

волластонит-содержащие скарны сменяются гранатовыми и далее гранат-пироксеновыми и пироксеновыми (Рисунок 4.143).

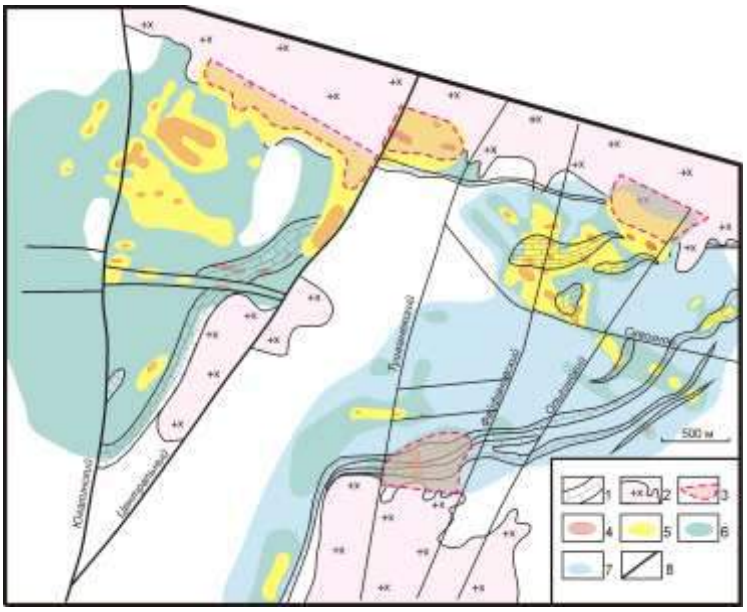


Рисунок – 4.143. Схема размещения скарновых парагенезисов в Синюхинском рудном поле. 1 – мраморизованные известняки; 2 – гранитоиды Синюхинского комплекса; 3–6 – фациальные разновидности скарнов: 3 – волластонит-содержащие скарны приконтактовой зоны (волластонит–I); 4 – гранат-волластонитовые скарны (волластонит–II); 5 – гранатовые скарны; 6 – гранат-пироксеновые скарны; 7 – околоскарновые метасоматиты; 8 – разломы

В пределах рудного поля выявлено 3 эпицентра минерализации, соответствующие ядерным зонам концентрирования этого уровня генерализации в первичном геохимическом поле: Файфановский, Первый Рудный, Западный (Рисунок 4.144–4.145). К ним приурочены наиболее богатые участки рудного поля. В аномальных структурах геохимических полей ведущая роль принадлежит ассоциации Au, Cu, Ag, Bi, Te при достаточно широком участии всего комплекса элементов-спутников оруденения: Ba, As, Sb, Pb, Zn, Co, Ni, Mo, B, V.

Рудно-метасоматическая зональность в масштабе рудных участков может быть охарактеризована на примере Западного участка (4.146–4.148), где рудоносные скарны приурочены к биогермной линзе известняков размерами около 1х1,5 км.

Ядерная зона концентрирования локализована на сопряжении Диагонального разлома и оперяющих его дизъюнктивов с шарниром антиклинальной складки и

включает в себя рудные тела участков Западный и Надежда. Оруденение локализуется преимущественно в окварцованных волластонитовых скарнах и ассоциирует с борнит-халькозиновой минерализацией.

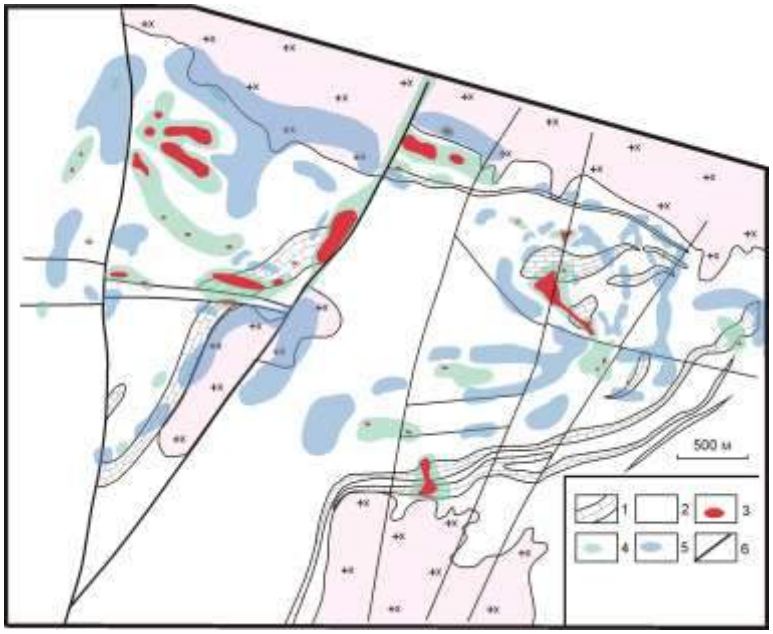


Рисунок – 4.144. Схема распространения главных минералов-спутников золота в Синюхинском рудном поле. 1 – известняки; 2 – контуры гранитоидных интрузивов; 3–5 – ореолы распространения минералов: 3 – борнита, 4 – халькопирита, 5 – магнетита; 6 – разломы

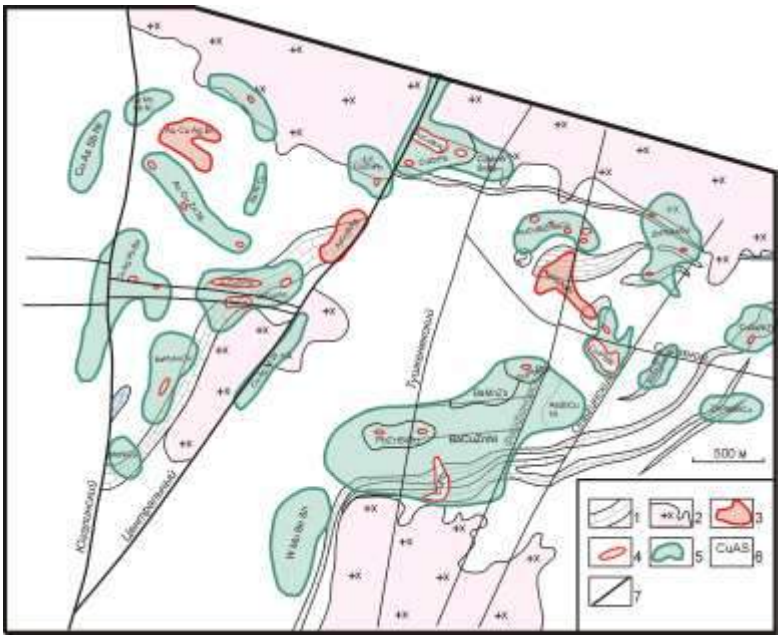


Рисунок – 4.145. Схема аномальной структуры геохимического поля Синюхинского рудного поля. 1 – горизонты известняков; 2 – контуры гранитоидных интрузивов; 3 – ядерные зоны концентрирования 1-го порядка; 4 – ядерные зоны концентрирования 2-го порядка; 5 – фронтальные зоны концентрирования; 6 – элементный состав зон; 7 – разломы

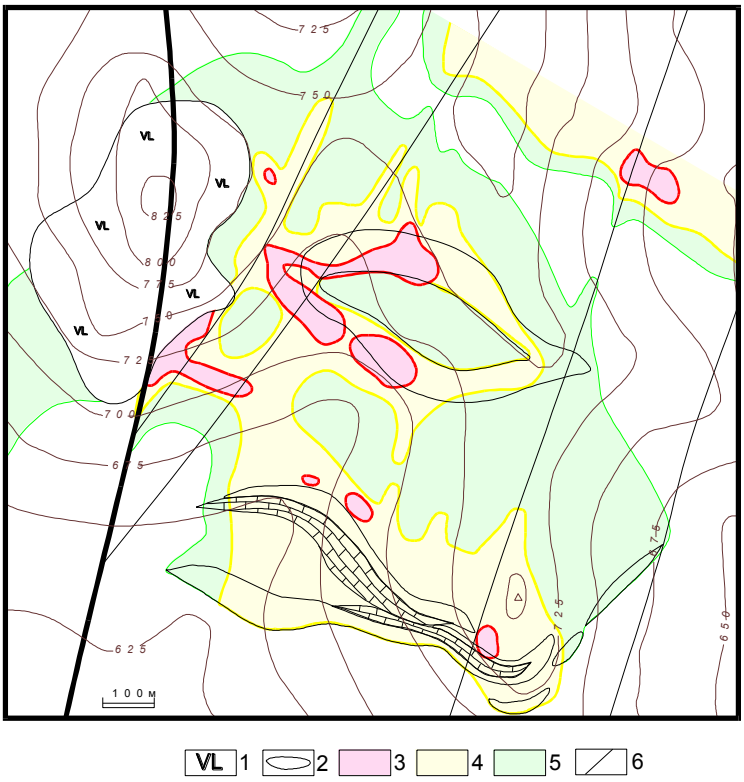


Рисунок – 4.146. Зональность состава скарнов Западного участка (проекция на горизонтальную плоскость рудовмещающего горизонта в лабрадоровых порфиритах) 1 – андезибазальты (жерловая фация); 2 – выходы скарнированного горизонта на поверхность; характерные разности скарнов: 3 – волластонитовые, гранат-волластонитовые; 4 – гранатовые; 5 – гранат-пироксеновые, пироксеновые; 6 – дизъюнктивы

Во внешней части ядерной зоны спорадически встречается вкрапленность пирита, реже магнетита. Рудные тела фиксируются в первичном геохимическом поле ассоциацией Au, Cu, Ag, Bi, Te, а ядерная зона в целом - Cu, Ag, Au, Bi, Zn, Co, Ba.

Фронтальная зона концентрирования характеризуется преобладанием гранатовых скарнов при незначительном развитии волластонитовых разностей. Сульфидная минерализация представлена, в основном, халькопиритом, борнит обычно образует редкую вкрапленность. Внешняя часть фронтальной зоны сопровождается вкрапленностью магнетита и довольно интенсивными аномалиями магнитного поля.

Для зоны транзита характерны гранат-пироксеновые разности скарнов и отсутствие рудной минерализации.

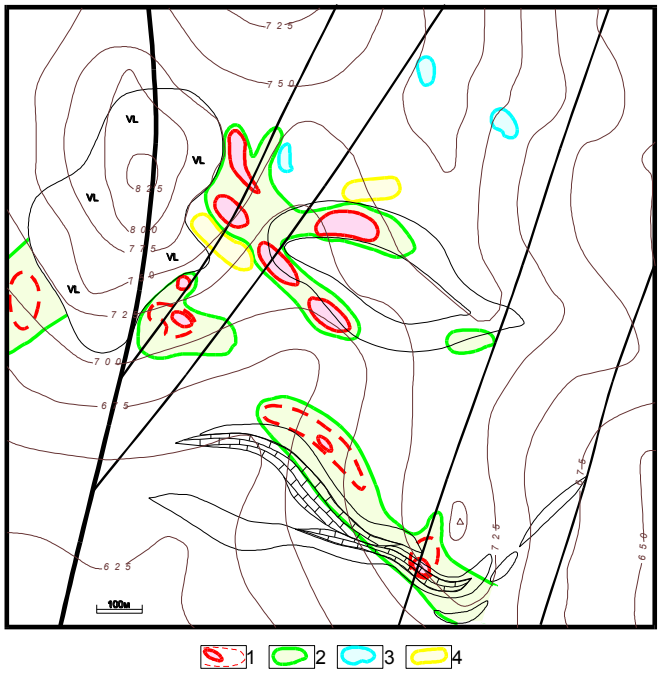


Рисунок – 4.147. Зональность распределения главных минералов-спутников золота на Западном участке. 1 – борнит+халькозин (пунктиром – редкая вкрапленность); 2 – халькопирит; 3 – магнетит; 4 – пирит

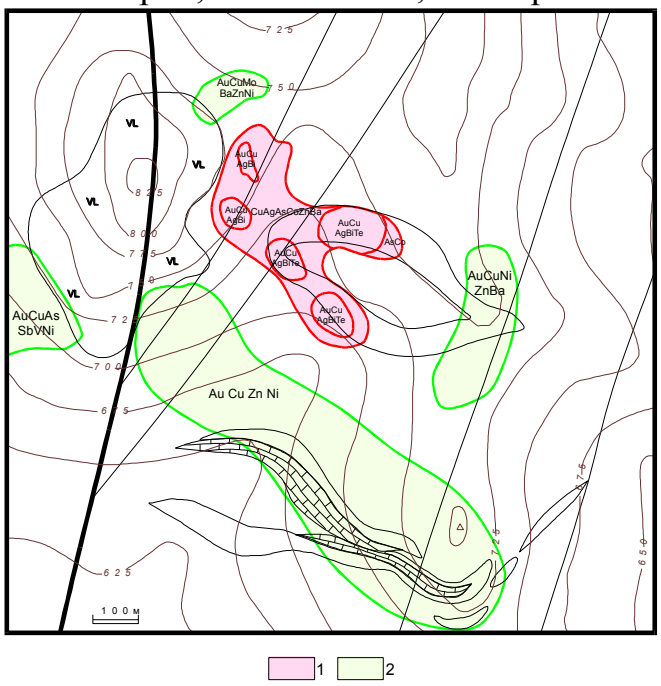


Рисунок – 4.148. Аномальная структура первичного геохимического поля Западного участка. 1 – ядерная зона концентрирования; 2 – зона фронтального концентрирования

Пространственные взаимоотношения скарновых парагенезисов и рудной минерализации в масштабе рудных тел рассмотрим на примере участка Первый Рудный (4.149–4.151).

Для скарнов и рудных тел здесь фиксируется контрастная центростремительная зональность. Эпицентры минерализации приурочены к пересечению субмеридиональными разрывами горизонта известняков.

Рисунок – 4.149. Инфильтрационная зональность скарнов в районе блока 39-C_1 (гор.+505 м, участок Первый Рудный). 1 – известняки; 2 – туфы андезитов; дайки: 3 – гранодиоритов; 4 – диабазов урсульского комплекса; 5 – диабазов теректинского комплекса; 6 – фельзитов; 7 – дизъюнктивы и их элементы залегания; фации скарнов: 8 – волластонитовая; 9 – гранатовая; 10 – гранат-пироксеновая; 11 – рудные тела

Дополнительным благоприятным фактором является наличие пологопадающих субширотных нарушений, игравших экранирующую роль. Рудные тела целиком располагаются в зоне гранат-волластонитовых скарнов и борнит-халькозиновой минерализации. На выклинивании рудных тел, с переходом к халькопиритовой ассоциации, появляются прожилки халькопирит-пиритового состава с вкрапленностью линнеита, реже пирротина. Гранат-волластонитовые скарны сменяются гранатовыми и далее – гранат-пироксеновыми. По мере удаления от рудных тел халькопиритовая минерализация сменяется халькопирит-магнетитовой и далее магнетитовой.

Самая внешняя часть ореолов характеризуется редкой вкрапленностью магнетита, реже пирита-I.

Рисунок – 4.150. Ореолы главных минералов-спутников золота в районе блока 39-C_1 (гор.+505 м, участок Первый Рудный). 1 – борнит+халькозин; 2 – халькопирит; 3 – магнетит. Остальные условные обозначения – на Рисунок – 4.149.

Ядерная зона аномальной структуры геохимического поля представлена ассоциацией Au, Cu, Ag, Bi, фронтальная – ассоциациями Cu, Sb, As, Mn (в известняках) и Cu, Mo, Ba (в вулканитах среднего состава). В околоскарновых калишпат-эпидот-хлоритовых метасоматитах вблизи рудных тел резко возрастает железистость эпидота (с18–20 до 40 мол. %). Сходный характер рудно-метасоматической зональности свойственен и другим рудным телам месторождения.

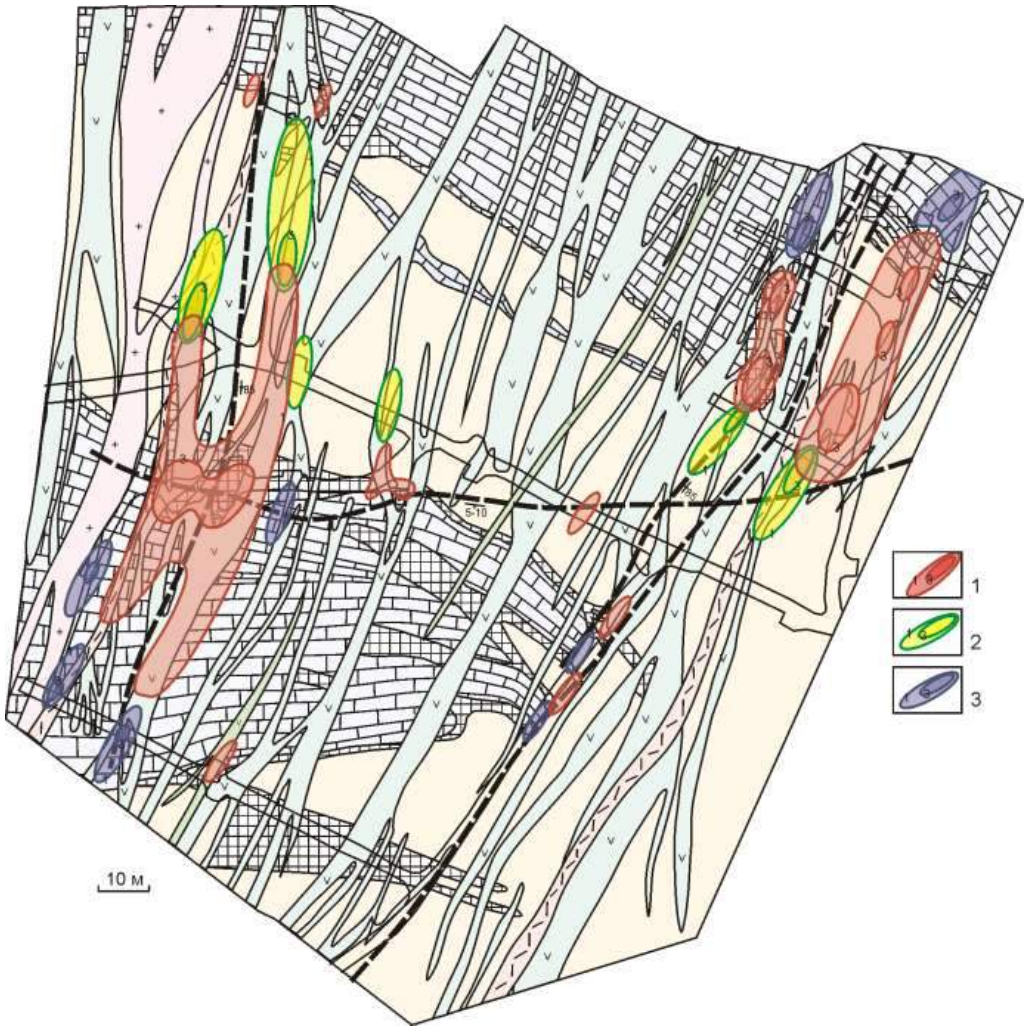


Рисунок – 4.151. Распределение геохимических ассоциаций в районе блока 39-C_1 (гор.+505 м, участок Первый Рудный). Ассоциации; 1 – Cu, Ag, Bi, Au; 2 – Mo, Ba; 3 – Mn, As, Sb. Остальные условные обозначения – на Рисунок – 4.149.

Рудная зональность находит свое отражение и в изотопном составе серы сульфидов. По данным А.И. Гусева (2003) и В.Г. Ворошилова (2011) значение показателя $\delta^{34}S$ для сульфидов рудных тел лежит в пределах от -5,1 до + 3,1 ‰. По этому показателю наиболее близкими к мантийному эталону оказываются сульфиды крупных рудных тел, образованные в условиях длительного функционирования магматогенно-гидротермальной системы. У мелких рудных тел значения $\delta^{34}S$ более тяжелые, что объясняется частичным заимствованием «породной» серы при формировании рудной минерализации.

ГЛАВА 5. УСЛОВИЯ И ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ МАНТИЙНО-КОРОВЫХ И ВНУТРИКОРОВЫХ ЗОЛОТО-КОНЦЕНТРИРУЮЩИХ СИСТЕМ

Проникновение энергии и вещества в верхние слои земной коры происходит под воздействием длительно развивающихся мантийно-коровых и внутрикоровых диапиров, возникавших благодаря деятельности глубинных термофлюидопотоков вдоль разломов земной коры и мантии. В земной коре формируются два типа рудообразующих систем − мантийные, совмещенные с внутрикоровыми и внутрикоровые, без участия мантийного вещества.

Эндогенные месторождения золота образуют взаимосвязанные интрузивные, метасоматические и рудные ассоциации, возникавшие при воздействии магмо-рудно-метасоматических систем определенного состава и уровней заложения и распада.

Золоторудные месторождения южного складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты формировались на всех этапах геологического развития орогенов и связаны со становлением интрузий габбро-плагиогранитной, гранодиорит-диорит-гранитной, щелочно-гранитной формаций протерозоя-фанерозоя [Коробейников, 1987, 2006; Гусев, 2003]. Продуктивные магматические комплексы, как правило, формировались в несколько фаз. С ранними интрузивными фазами связывается золотое, золото-платиноидное, а с поздними (завершающими) – вольфрам-молибденовое, оловянное, реже золото-висмут-теллур-вольфрам-молибденовое оруденение. В формировании таких золотых и комплексных золото-редкометалльных месторождений участвовали либо мантийные магмо-термофлюидные, либо внутрикоровые гранитоидно-метасоматические, либо совмещенные полигенно-полихронные глубинные и внутрикоровые рудообразующие системы.

5.1. Критерии выделения и факторы глубинных рудообразующих систем

В основу критериев выделения мантийных магмо-термофлюидных рудообразующих систем положены результаты анализа региональных дистанционных, глубинно-геофизических и локальных геологических и минералого-геохимических данных. Основными критериями участия глубинных флюидов при формировании интрузивно-рудно-метасоматических систем считаются следующие.

1. Признаки проявления плюмтектоники и рифтогенеза в разноуровневых золоторудных таксонах. В рудоносных таксонах широко проявлены инъективные дислокации, с признаками глубинных магматических образований различного состава – пикрит-базальтового, андезитового и долерит-лампрофир-плагиогранитного. Глубинными геофизическими методами (ГСЗ, МОВЗ, сейсмотомография) убедительно показано, что золоторудные таксоны располагаются над зонами разуплотненных пород, отражающих глубинные гранитизированные блоки земной коры, и в участках выступов и гребней фундамента, которые сопровождаются глубинным метасоматозом, высокими степенями метаморфизма и ультрамафит-мафитовыми интрузиями. Такие инъективные дислокации фиксируются в материалах дистанционных съемок сложно построенными телескопированными системами кольцевых и очаговых структур. Эти структуры отражают разноглубинные очаги распада глубинных магмо-термофлюидных систем в верхних частях литосферы на структурных, геохимических и петрофизических барьерах.

2. Наличие глубинных разломов, в том числе уходящих корнями в мантию, по которым происходит поступление глубинного вещества в верхние части земной коры. Такие разрывные нарушения отчетливо проявляются в материалах дистанционных съемок протяженными зонами линеаментов. Их уровень заложения подтверждается ступенчатым строением сейсмических границ разделов Конрада и Мохо. Например, в пределах Западно-Калбинской

металлогенической зоны Западно-Калбинский глубинный разлом отчетливо проявлен в материалах дистанционных съемок зоной линеаментов северо-западного простирания, шириной до 20 км (Ананьев и др., 2010). При этом, эта региональная структура отчетливо фиксируется в сейсмических данных в поверхностях К и М (Булин, 1969). Подобным образом проявлена Татарско-Ишимбинская зона глубинного разлома на Енисейском кряже (Сальников, 2008; Ананьев и др., 2012), Кузнецко-Алтайский глубинный разлом в Кузнецком Алатау (Коробейников и др., 2014; Тектоника…, 1973; Мегакомплексы …, 2008; Алабин, Калинин, 1999).

3. Этажное развитие интрузивных разноглубинных батолитов, сменяющихся по восстанию штоками и, наконец, свитами даек пестрого состава, сопровождаемые полями площадных и локальных метасоматитов, специализированных на благородные металлы в областях влияния палеодиапиров и глубинных термофлюидных систем. Процессы дифференциации вещества, протекающие в мантии, сопровождаются перераспределением и выносом благородных металлов из исходных пород мантии. Именно процессы мантийного метасоматоза и разуплотнения вещества мантии обеспечило формирование мантийных флюидных рудообразующих систем. О широком проявлении «мантийного» метасоматоза убедительно показано в работах О.Б. Олейникова (1998). Он считал, что глубинный метасоматоз предшествовал кимберлитообразованию в областях зарождения такого расплава. А.Ф. Коробейниковым (1981, 1985), изучавшим особенности распределения золота в ксенолитах мантийных ультрамафитов в кимберлитах Сибирской платформы, показано фракционирование золота между неизмененными и метасоматически преобразованными разностями. Его исследования показали значительный вынос благородных металлов из неизмененных пород, что свидетельствует о возможном накоплении золота в глубинных металлоносных флюидах.

4. Специфический состав биотитов интрузивных образований рудных полей, свидетельствующий о слабой контаминации коровым материалом этих интрузий и их высокой восстановительной (редуцированной) обстановкой (Гусев, 2003).

Так, на основании отношений $\overline{X}_{Mg}/\overline{X}_{Fe}$ и $\overline{X}_{F}/\overline{X}_{OH}$ в интрузивных биотитах потенциально продуктивных магматических комплексов выделено два типа глубинных сильно восстановленных магмо-рудно-метасоматических систем: 1 – золото-черносланцевых месторождений с повышенными вольфрамом и платиноидами и парагенетически связанные с сильно контаминированными и редуцированными гранитоидами (Мурунтау, Олимпиада, Сухой Лог, Бакырчик, Хоумстейк, Ашанти) и 2 –жильные золото-сульфидно-кварцевые месторождения, парагенетически связанные с гранитоидами с сильной редукцией среды (Голден Майл, Кирклэнд Лэйк, Колар, Поркьюпан, Берёзовское).

5. Фракционирование золота между ранними, поздними и флюидными фазами кристаллизующегося расплава. Такое фракционирование отражает наличие в расплавно-флюидной системе компонентов, способных переводить золото в подвижные формы и накапливать в постмагматических флюидных системах. Свидетельством такого фракционирования могут быть повышенные содержания Au: – в поздних дайковых фазах в сравнении с ранними интрузивными фазами; – в акцессорных минералах (сфен, циркон, апатит, магнетит) интрузий, особенно подвергшихся процессам автометасоматических преобразований; – в лиственито-березитах в сравнении с ранними щелочными (метадиориты, альбититы, калиштатиты) и близнейтральными метасоматитами (пропилиты). Такие особенности распределения золота установлено во всех золоторудных полях и месторождения Алтае-Саянской складчатой области (Уваров и др., 1972; Коробейников, Черняева, 1987; Коробейников, 1987; Ермоленко, 1988; Ананьев, Коробейников, 2009).

6. Наличие среди акцессорных минералов продуктивных интрузивных комплексов, околорудных метасоматитов и руд самородных элементов и карбидов. Самородные элементы, такие как C, Pt, Pd, Au, Ag, Fe, Bi и др., карбиды кремния и железа обнаруживаются практически во всех крупных золоторудных месторождениях. Их присутствие свидетельствует о распаде резко восстановленных глубинных магмо-рудно-метасоматических систем. Повышенные концентрации металлов платиновой группы, а так же их

минеральные формы в метасоматитах и рудах установлены для ряда золоторудных месторождений в углеродистых толщах Алтае-Саянской складчатой области, Патомского нагорья, Воронежского массива, Северо-Востока, Дальнего Востока (Коробейников, Масленников, 1994; Дистлер, Митрофанов, Немеров и др., 1996; Коробейников, Митрофанов, Немеров и др., 1998; Коробейников, 1999; Додин, Чернышов, Яцкевич, 2000; Развозжаева, Прокофьев, Спиридонов и др., 2002; Дистлер, Юдовская, 2003; Коробейников, 2004; Додин, Золоев, Коротеев и др., 2007; Миронов, Жмодик, Колесов и др., 2008; Ханчук, Бердников, Черепанов и др., 2009; Бердников, 2010; Марченко, 2010).

7. Повышенная золотоносность в продуктах контактовых изменений. Нередко в золоторудных полях различных формационных типов обнаруживается повышенные концентрации золота в контактово преобразованных породах, что может свидетельствовать о выносе металла из кристаллизующихся магматических расплавов в контактовые роговики и о путях миграции распадающихся глубинных сквозьмагматических флюидов. Такие повышенные концентрации золота с $К_н^{Au}$= 1,2–1,4 характерны для многих раннепалеозойских интрузий Алтае-Саянской (Солгонский, Ольховский, Копто-Байсютский и др. массивы) складчатой системы и позднепалеозойских Западной Калбы (Бижанский, Акжальский и др.).

8. Протяженные, сложно построенные рудно-метасоматические зоны-колонны. Вертикальная протяженность таких рудно-метасоматических зон-колонн превышает 3,5 км (Мурунтау, Нежданинское, Олимпиада, Бакырчик и др.). Как правило, в таких протяженных колоннах в нижних их частях отмечаются площадные кварц-полевошпатовые, флогопитовые метасоматиты, пропилиты с вкрапленными и прожилково-вкрапленными большеобъемными скоплениями золотых руд. В средней и верхней частях отмечаются грейзены, березиты-листвениты с сопряженным кварцево-жильными и штокверковыми рудами. Для формирования таких протяженных рудно-метасоматических систем необходим

весьма внушительный по объему энерго-массоперенос, который может быть обеспечен энергией и веществом мантийных плюмов.

9. Смена состава газово-жидких включений, указывающих на восстановительные условия минералообразования (H_2, CO, CH_4, NH_4) на окислительные (CO_2, O_2, H_2O) по восстанию палео-рудно-метасоматических зон-колонн. Такие изменения показаны разными авторами для ряда золоторудных и золотосодержащих полей и месторождений региона – Олимпиадинского (Баранова и др., 1997), Саралинского (Коробейников А.Ф., 1979), Боко-Васильевского (Ананьев, Коробейников, 2009), Сухой Лог (Лаверов и др., 2000), Герфед (Гибшер и др., 2011), Калгутинского (Поцелуев и др., 2008) и др.

10. Изотопно-геохимические показатели, определяющие глубинные источники вещества.

Из геохимических критериев глубинности магматических систем ведущее положение занимают изотопы стронция и неодима наряду с содержанием радиогенного свинца, которые позволяют устанавливать источники генерации и потенциальной рудоносности различных магм. На основе этих показателей расшифрована история становления и глубинные источники вещества магматических комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса (Коваленко, Ярмолюк, Андреева и др., 2006) в целом. А.И. Гусевым (2003) для некоторых магматических комплексов Горного Алтая, показаны их глубинные мантийные источники (деплетированный, умеренно деплетированный, обогащенный, смешанный) (Рисунок 5.1). Различные источники вещества отразились в металлогенической специализации магм, а разнородный состав рудной фазы обязан флюидному режиму развития магматических очагов.

Другими геохимическими критериями глубинности магмо-рудно-метасоматических систем, часто использующихся при геологических построениях, являются отношения некоторых иммобильных элементов – La/Nb, La/Sm и Th/Ta. Так, для золотообогащенных колчеданных месторождений Рудного Алтая, на основании закономерностей распределения La, Nb и Sm в кислых вулканитах мельничной, крюковской, каменевской и пихтовской свит,

А.И. Гусевым (2009) показано, что рудная минерализация в Лениногорском, Зыряновском и Змеиногорском рудных районах парагенетически ассоциирует с наиболее кислыми вулканическими дифференциатами (мельничная и крюковская свиты), которые являются производными мантийного источника с различным соотношением мантийного и корового вещества.

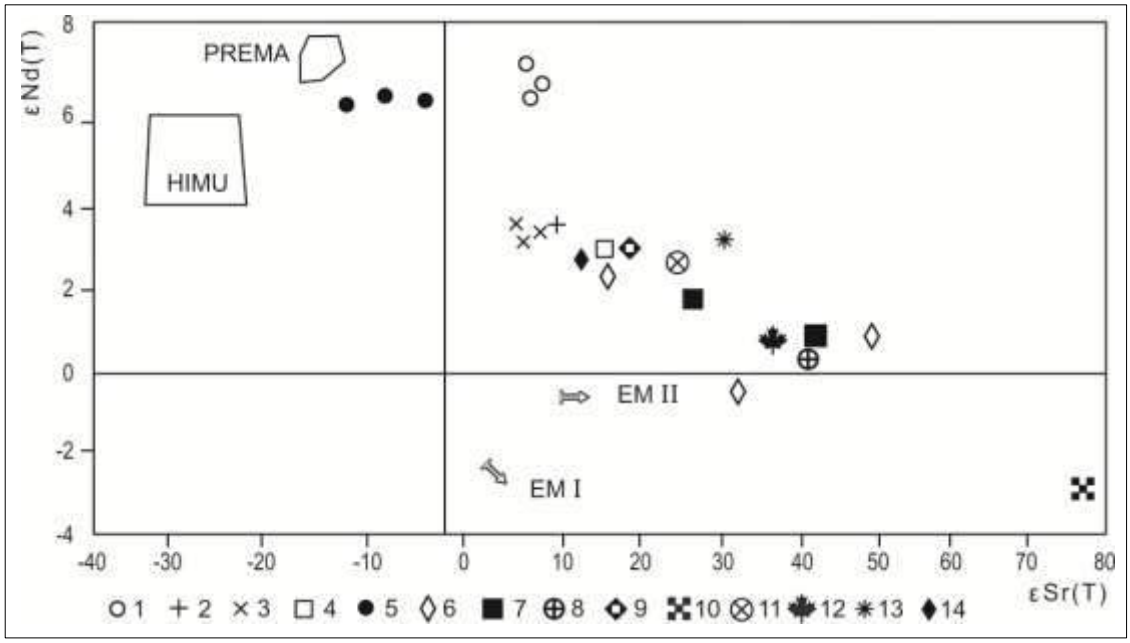


Рисунок – 5.1. Диаграмма ε(Sr)t – ε(Nd)t по Зиндлеру и Харту [Zinndler, Hart, 1986] для интрузивных пород Горного Алтая (по А.И. Гусеву, 2003). 1 − плагиограниты Саракокшинского массива ($Є_3$); 2 − гранодиориты каракудюрского комплекса (D); 3 − тоналиты Синюхинского массива (D_{1-2}); 4 − лейкограниты Турочакского массива (D_2); 5 − пироксениты, сиениты, карбонатиты комплекса эдельвейс; 6 − гранодиориты усть-беловского комплекса (D_3); 7 − граниты Белокурихинского массива (P_2-T_1); 8 − лейкограниты Бабырганского массива (T_1); 9 − гранодиориты змеиногорского комплекса (D_3); 10 − сподуменовые граниты Алахинского массива (J_1); 11 − граниты Киндерлинского массива (D_3);12 − граниты боровлянского комплекса (D_3-C_1); 13 − граниты кубадринского комплекса (D_1); 14 − гранодиориты каракудюрского комплекса (D_1)

А для интрузивных пород кунушского габбро-плагиогранитного комплекса Западной Калбы, с которым парагенетически связано золотое с платиноидами оруденение региона, на основании распределения La, Nb, Sm, Nd, Th и Ta, показано, что источником энергии и вещества для формирования этого комплекса могла служить мантия (Куйбида и др., 2009; Коробейников и др., 2012).

Наиболее часто в качестве индикаторов источника рудного вещества используют стабильные изотопы S и C. Для золоторудных месторождений

южного складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты показано (Рисунок 5.2), что тяжелый изотоп серы продуктивных минеральных ассоциаций заимствован как из мантийных так и коровых источников (Дистлер, Митрофанов, Немеров и др., 1996; Алабин, Калинин, 1999; Гамянин и др., 2001, 2003; Гусев, 2003; Константинов, Косовец, 2008; Константинов и др., 2009; Ковалев, Калинин, Наумов и др., 2011; и др.).

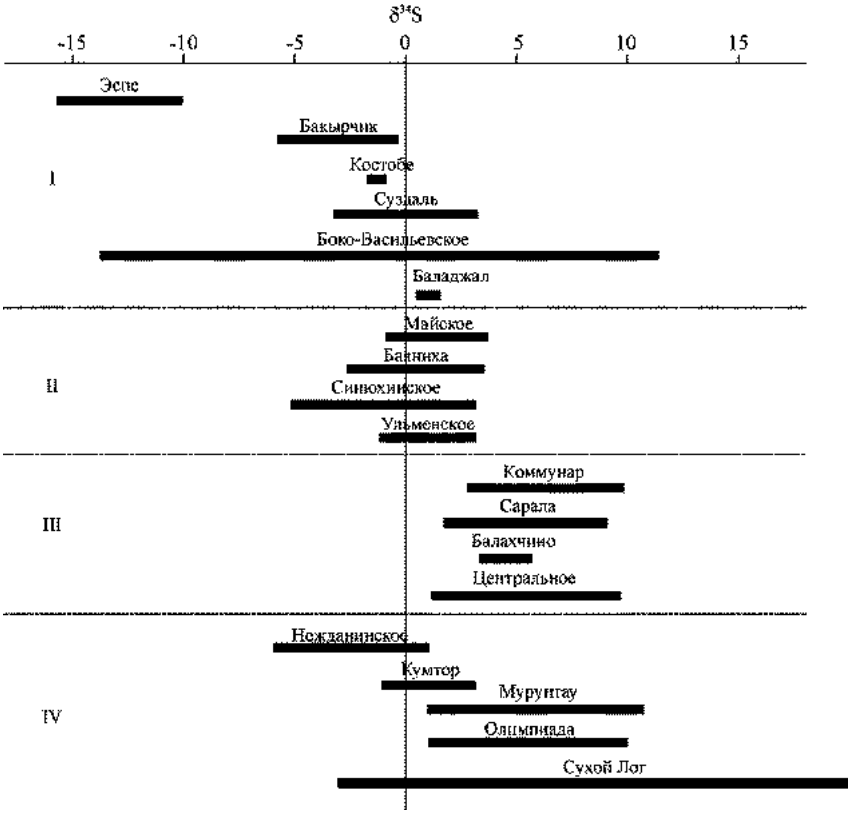


Рисунок – 5.2. Значение тяжелого изотопа серы в сульфидах ряда золоторудных полях и месторождениях (составлена с использованием данных Заири и др., 1977, 1979ф, 1986; Ковалев и др., 2011; Гусев , 2003; Ворошилов и др., 1997ф; Алабин и др., 1999; Гамянин и др., 2000; Кряжев, 2002). I – кварцево-жильные, прожилково-вкрапленные и вкрапленные объекты в черносланцевых толщах Западной Калбы; II – золото-скарновые объекты Горного Алтая; III – кварцево-жильные и штокверковые золоторудные объекты Кузнецкого Алатау; IV– золоторудные месторождения мирового класса в терригенных толщах

Таковы же источники углерода углеродистого вещества и карбонатов метасоматитов в рудах и околорудно-измененных породах золоторудных месторождений, локализованных в пределах Кызыловской зоны смятия (Заири, Яновский, 1979ф; Марченко, 1978, 1981, 2010; Мизерная, 2001, 2010; Нарсеев и др., 2001; и др.).

5.2. Условия формирования внутрикоровых золото-концентрирующих систем

Значительный энерго-массоперенос в верхние слои земной коры происходит под воздействием длительно развивающихся мантийно-коровых и коровых диапиров, являющихся следствием функционирования глубинных термофлюидных потоков в зонах развития глубинных разломов, уходящих своими корнями мантию. Такой энерго-массоперенос формирует в верхних частях земной коры два типа рудообразующих систем – мантийный магмо-термофлюидодинамический, совмещенный с внутрикоровым гранитоидно-рудно-метасоматическим и внутрикоровый гранитоидно-рудно-метасоматический, без видимого участия мантийного вещества.

Такие внутрикоровые гранитоидно-рудно-метасоматические системы формировались в связи со становлением крупных гранитоидных интрузий в условиях рифтогенных прогибов, преимущественно на коре континентального типа. Как правило, такие внутрикоровые гранитоидно-рудно-метаосматические системы сопровождаются контактово-метасоматическими и гидротермально-метасоматическими процессами. Следствием развития и последующего распада таких систем являются средние и мелкие золоторудные и комплексные месторождения.

Формирование средних и рядовых по запасам золоторудных и комплексных месторождений происходило в результате развития внутрикоровых гранитоидно-гидротермально-метасоматических систем, концентрирующих благородные металлы. В результате, в верхних слоях земной коры при распаде таких систем, возникали преимущественно непротяженные по вертикали (не более 2 км) и небольшие по объемам прерывистые колонны рудных тел. Такие палео-гранитоидно-рудно-метасоматические колонны представлены: в корневых частях гранитоидами с ранними альбит-калишпат-биотитовыми и поздними грейзеновыми метасоматитами, с золоторудными и комплексными прожилково-вкрапленными рудами (с Au, W, Mo, Bi, Pt, Os); в средних частях – березито-

лиственитами и гумбеитами с жильно-штокверковыми комплексными кварц-золото-платиноидно-висмут-теллуридными богатыми рудами (с Au, Ag, Bi, Te, As_1, Sb_1, Pt, Pd); в верхних частях – березитами или аргиллизитами, с жильными кварц-карбонатно-золото-серебро-теллуридно-палладиевыми ассоциациями (с Au, Ag, Sb_2, Hg, Te, Pd, As_2).

Такие золоторудные рудно-метасоматические колонны подчеркиваются геохимической зональностью нижнерудных (Ni, Co, Cr, V, Ti, Mn, Mo, As_1), среднерудных (Cu, Pb, Zn, Bi, Te, As_2) и верхнерудных элементов (Ag, Ba, Hg, Sb). Эндогенные геохимические ореолы формируют геохимические поля, превышающие размеры рудно-метасоматических колонн (Ворошилов, 2009).

Внутрикоровый диапиризм и сопровождающий его магматизм находят отражение в материалах дистанционных съемок в виде систем телескопированных кольцевых структур корового уровня заложения.

Показателями продуктивных на золотое и комплексное оруденение коровых гранитоидных интрузий могут служить следующие.

1. Двух-трех стадийное, преимущественно гомодромное, формирование фаз интрузивных комплексов, с преобладанием Na над K и специфическим флюидным режимом развития, в котором активность Cl выше F.
2. Широко проявленные процессы метасоматоза. Метасоматиты собственно магматического этапа представлены магнезиальными и известковыми скарнами. В продуктивных гранитоидных массивах, как правило, широко проявленные процессы автометасоматоза (альбитизация, калишпатизация, биотитизация) в апикальных и приконтактовых частях интрузивных гранитоидных массивов. Постмагматическими метасоматическими преобразования являются пропилиты, лиственито-березиты и аргиллизиты. Такая активная метасоматическая деятельность свидетельствует о высокой флюидонасыщенности продуктивных гранитоидных интрузий.
3. Парагенетическая связь дайкового комплекса с золотым и комплексным оруденением. В золоторудных полях выявляются до-, внутри- и пострудные свиты даек различного состава – от долеритов и лампрофиров до плагиогранит-

порфиров и сиенит-порфиров. Само формирование дайкового комплекса свидетельствует об обстановках растяжении в надкупольных частях интрузивных массивов в условиях рифтогенеза и корового диапиризма. А пестрый состав дайковых тел указывает на сложные условия дифференциации первичного магматического расплава, или на его гетерогенную природу. Нередко золотое и комплексное оруденение в рудных полях локализуется в участках сгущения дайковых тел, в дайковых пучках, головках дайковых свит.

4. Повышенные средние содержания Au и коэффициенты вариации продуктивных интрузий в сравнении с безрудными (Таблица 5.1). При этом, в продуктивных интрузивах главными минералами-носителями золота являются акцессорные минералы – магнетит, циркон, сфен, апатит.

5. Фракционирование золота в магматических расплавах при их кристаллизации: его накопление в мелкозернистой основной массе в сравнении с ранними порфировидными выделениями – K_H^{Au} 2,1−12 для нормальных гранитоидов и 10−41 для щелочных пород. Показано накопление Au в остаточных расплавах габбро-гранитных интрузий ($К_Н^{Au}$ 1,1−2,7) и особенно во флюидах области субсолидуса ($К_Н^{Au}$ 53−300) (Коробейников, 1981, 1985).

Таблица 5.1. Показатели распределения Au в рудоносных и безрудных интрузивах и скарнах (составлено по данным А.Ф. Коробейникова)

Породы	Рудоносные		Безрудные	
	$\overline{X}_{Au}$, мг/т	V_{Au}, %	$\overline{X}_{Au}$, мг/т	V_{Au}, %
Интрузии	3,6–6	≥ 80	0,8 – 1,8	≥ 70
Скарны	5–30	≥ 100	3 – 6	≥ 80

6. Вынос золота и других благородных металлов из зон высокотемпературного автометасоматоза (альбитизации, калишпатизации, биотитизации) и его фиксация в околорудных среднетемпературных лиственито-березитах и низкотемпературных аргиллизитах. Такая закономерность установлена для ряда рудных полей в гранитоидных интрузивах Алтае-Саянской складчатой области (Коробейников, 1987) и Западной Калбы (Ананьев, Коробейников, 2009).

7. Проявление рудно-метасоматической зональности в рудных полях и месторождениях в телах гранитоидных массивов, в их экзоконтактовых зонах, подверженных скарнированию и ороговикованию, и в надинтрузивных зонах. В магмо-рудно-метасоматических колоннах Алтае-Саянской складчатой области золотое и комплексное оруденение размещается зонально: в корневых частях – скарны, альбит-калишпатовые, пропилитовые и грейзеновые метасоматиты с преимущественным развитием вкрапленных золотых и комплексным (золото-платино-вольфрам-молибденовых) руд; в средних частях – березиты, лиственитыс преобладанием штокверковой золото-платино-висмут-теллуридной минерализацией; в верхних – лиственито-березиты или аргиллизиты с доминированием кварцево-жильных золото-палладий-сульфосольно-теллуридных ассоциаций.

Приведенные критерии и факторы мантийно-коровых и коровых магмо-рудно-метасоматических систем и показатели потенциальной рудоносности гранитоидных интрузий послужили основой для разработки новых и уточнения ранее сформулированных региональных и локальных поисковых критериев и признаков золотого и комплексного благороднометалльного оруденения южного складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты.

ГЛАВА 6. ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И МЕТОДИКА ПРОГНОЗА ЗОЛОТО-КОНЦЕНТРИРУЮЩИХ СИСТЕМ ЮЖНОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Приведенный в предыдущих главах материал показывает, что на локализацию золотого оруденения в пределах южного складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты определяющее влияние оказали геолого-структурные, магматические, литолого-стратиграфические, метасоматические факторы вмещающей среды и физико-химические, геохимические и термодинамические свойства рудообразующих растворов. Выявленные закономерности формирования и пространственного положения золото-концентрирующих систем в регионе позволили дополнить ранее разработанные и дать новые дополнительные критерии прогнозирования оруденения. Кратко рассмотрим полученные результаты.

6.1. Региональные критерии

В выше приведенных главах показано, что золото-концентрирующие системы в пределах региона размещаются в бортах офиолитовых поясов среди черносланцевых толщ, в архей-протерозойских и фанерозойских вулканогенно-осадочных толщах, в гранитоидных интрузивах и в контактах гранитоидов с карбонатными толщами. Основными критериями потенциальной рудоносности исследуемого региона являются следующие.

1. Геолого-структурные критерии. Одиночные и системы кольцевых структур в сочетании с продольными региональными линейными структурами, дешифрируемые по данным дистанционных съемок континентального и регионального уровней генерализации. Эти кольцевые структуры, диаметром 160–10 км, фиксируемые так же глубинными зонами разуплотнения вещества, представляют собой разноглубинные участки распространения продуктов

гранитизации нижних частей земной коры, магматизма и метасоматизма и распада глубинных термо-магмо-флюидных систем в верхней части земной коры. Блоки земной коры в пределах развития таких структур несут проявления разноформационной продуктивной, в том числе золотой, минерализации.

При этом следует обращать внимание на глубинность и размеры систем кольцевых структур. Так, системы кольцевых структур диаметром 100–185 км, приуроченные к продольным разломным линеаментным зонам сквозь корового заложения, являются признаками проявления верхнемантийно–нижнекоровых процессов плюмтектоники, магматизма и метасоматизма. Таким структурам соответствуют зоны и блоки разуплотненных пород на границе земной коры и мантии, свидетельствующие о вещественной неоднородности крупных региональных блоков пород, подверженных тектоно-магмо-метасоматической переработке вещества. В таких условиях, по мнению И.И. Абрамовича (1999), могут формироваться весьма значительные по размерам термо-магмо-флюидные системы с соответствующей рудной нагрузкой. Напротив, системы концентрически-овальных и дуговых структур диаметром 10–70 км в сочетании с линеаментными парагенезисами корового заложения являются признаками проявления корового магматизма и метасоматизма. Участкам проявления такого комплекса структур, как правило, соответствуют зоны плотностных и вещественных неоднородностей верхней части земной коры. В таких условиях формируются мелкие и средние золото концентрирующие системы.

Другим структурным критерием потенциальной рудоносности территории являются зоны крупных сдвиговых структур и участки сопряжения разновозрастных и разноглубинных линеаментных зон, сопровождаемых системами кольцевых и дуговых структур. Эти структурные комплексы выявляются так же по данным дешифрирования дистанционных съемок континентального и регионального уровней генерализаций.

Сдвиговые зоны в зависимости от уровня развития имеют разное строение. Так, сдвиговые зоны возникшие в условиях мезозоны характеризуются линзовидно-свилеватым строением. На этом уровне развиты преимущественно

хрупко-пластичные деформационные структуры. В их пределах выделяются жесткие блоки (тектонические линзы) и пластичные деформационно-метаморфические зоны. Тектонические линзы, как правило, консолидированы гранитоидами с резко подчиненным количеством вулканогенно-осадочных образований. Межлинзовое пространство представляет собой в разной степени тектонизированным (милонитизированным, катаклазированным) вулканогенно-осадочным субстратом, метаморфизованном в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фациях регионального метаморфизма. В этих условиях потенциально рудоносным является именно межлинзовое пространство, выполненное породами метаморфизованными не выше зеленосланцевой фации.

Для сдвиговых зон эпизоны характерны только хрупкие деформации, и, как следствие, для них свойственны только линейные структурные парагенезисы. В таких условиях, как правило, сами швы сдвиговых зон не несут значимой благороднометальной минерализации, тогда как оперяющие их структуры контролируют положение коровых золото-концентрирующих систем.

2. Магматические критерии потенциальной рудоносности территорий основываются на следующих представлениях: магматические расплавы мигрируют по ослабленным зонам из глубинных мантийно-коровых первичных и промежуточных очагов в верхние части земной коры, тем самым фиксируя возможные пути поступления глубинного вещества и трансмагматических флюидов в земную кору. При этом происходят процессы кристаллизационной дифференциации, гибридизма исходных магм с постепенным накоплением флюидной составляющей, обогащенной рудными компонентами. В связи с этим проявление магматизма в любом виде – протрузии ультраосновных пород, гранитоидные батолиты, пестрые магматические серии, дайковые пояса и свиты и др., свидетельствуют о миграции и дифференциации в том числе и рудного вещества.

3. Распространенность площадных и локальных полей гидротермально измененных пород среди вмещающих карбонатно-терригенно-вулканогенных толщ и прорывающих их продуктивных магматических образований. Такие поля

площадных и локальных метасоматитов выявляются двумя способами – спектральным анализом спектрозональных и гиперспектральных космоматериалов, и – традиционными наземными методами геологического картирования. В пределах золоторудных полей южного складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты гидротермально измененные породы представлены локальными и площадными формациями березит-лиственитов, пропилитов, кварцево-полевошпатовых и альбит-амфиболовых метасоматитов, магнезиальных и известковых скарнов, наличие которых свидетельствует о эволюции глубинных и коровых термо-магмо-флюидных систем в верхних частях земной коры.

4. Наличие региональных и локальных положительных и отрицательных геохимических аномалий Cr, Ti, Ni, Co, V, Cu, Pb, Zn, As, Au, Bi, Ag среди полей вмещающих пород, секущих интрузивов и площадных метасоматитов. Следует считать особенно перспективными пространственное сопряжение разноранговых аномальных структур геохимических полей и систем телескопированных кольцевых структур. Такие структурно-геохимические комплексы, по нашему мнению (Ворошилов, Ананьев, 2013), являются отражением возможных путей миграции флюидных систем.

5. Выявление признаков россыпной золотоносности, возникших за счет экзогенного разрушения россыпеобразующих золоторудных формаций жильного и жильно-штокверкового типов.

6.2. Локальные критерии прогноза

В качестве локальных критериев и признаков прогноза благороднометалльного оруденения выступают структурные, стратиграфо-литологические, магматические, метасоматические, минералого-геохимические.

Структурные критерии

На локализацию благороднометалльного оруденения основное влияние оказали пликативные и разрывные тектонические структуры. Так, главными пликативными структурами в черносланцевых толщах бортов офиолитовых

комплексов, явились компенсационные синклинали, осложненные дополнительными пликативными структурами II-III и более высоких порядков, приразломными складками волочения, зонами срывов, трещиноватости, дробления и милонитизации пород. В этих условиях благоприятные для локализации золотого оруденения явились осевые части синклинорных прогибов и наложенных синклиналей II порядка, сопряженных с региональными продольными глубинными разломами.

Для золоторудных полей, расположенных в вулканогенно-осадочных толщах, благоприятными для локализации оруденения явились ядра и оси крупных антиклинальных складок, в меньшей степени синклинальных.

Для золото-скарновых объектов благоприятными для локализации оруденения явились шарниры и крылья антиклинальных складок II-III порядков, флексуры и крылья куполовидных складок, реже – замки синклиналей.

Наиболее отчетливо проявлены дизъюнктивные критерии благороднометалльного оруденения. В пределах изучаемого региона золотоносные площади всех описанных выше типов закономерно размещаются в участках сопряжения продольных крупных и поперечных более мелких разрывов, зон трещиноватости. Рудовмещающими структурами являются также зоны дробления, рассланцевания, осевого кливажа, смятия секущих поперечных, диагональных и продольных разрывов II порядка. Положение рудных полей определялось узлами сопряжения продольных рудоконтролирующих разломов с поперечными зонами срыва или секущими разрывами. Месторождения размещаются в структурных осложнениях рудовмещающих зон срывов или продольных разрывов II порядка. Положение рудных тел определяется участками сопряжения рудовмещающих зон с разрывными нарушениями и зонами повышенной трещиноватости других направлений.

Важными рудоконтролирующими структурами явились отдельные дайки или рои дайковых тел, подверженные березитизации-лиственитизации. Нередко все возрастные группы даек, метасоматитов и руд контролируются однотипными трещинами структурами. Следует отдельно подчеркнуть, что дорудные и

синрудные метасоматиты чаще приурочены к участкам с интенсивным будинажированием, повышенной трещиноватостью и кливажированностью пород.

Стратиграфо-литологические критерии

Золотое оруденение в пределах южного складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты размещается в протерозойских и фанерозойских стратиграфических подразделениях, которые сформированы в различных геодинамических обстановках, определивших их формационную принадлежность и закономерности внутреннего строения.

Главными стратифицированными рудовмещающими формациями региона явились углеродисто-терригенная, углеродисто-вулканогенно-терригенная, молассовая, вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатно-углеродистая, вулканогенно-терригенная, терригенно-рифокарбонатная, известково-доломитовая и др. При этом степень регионального метаморфизма не превышает фации зеленых сланцев.

Внутренне строение рудовмещающих формации так же наложило свой отпечаток на характер распределения. Так в черносланцевых толщах Западной Калбы основное оруденение размещено на четырех стратиграфических уровнях, приуроченных к тонкослоистым песчано-сланцевым отложениям. Первый уровень соответствует верхней терригенной части разреза вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенной формации, второй – средней части разреза флишоидной формации, третий – нижней части разреза молассовой, четвертый – верхней части разреза молассовой и нижней части разреза базальт-андезитовой формации. Экранируют оруденение также поверхности несогласий между молассовой и базальт-андезитовой формациями. Среди базальт-андезитовой толщи руды ассоциируют с субвулканическими телами и дайками.

Для Коммунаровского рудного района основные запасы руд золото-кварцевого, золото-скарново-магнетитового, золото-кварцево-актинолитового жильно-штокверкового типа, кварц-золото-халькопирит-теллуровисмутитового

типа приурочены к приконтактовой зоне диабазово-порфиритовой и вулканогенно-осадочной перекрывающей толщ.

И так, наиболее благоприятными для локализации золотого оруденения оказались самые неоднородные по составу и свойствам части разреза с частой сменой различных пород, характера и типов переслаивания, поверхности несогласия. Особо следует отметить наличие углеродистого вещества, которое могло играть ресурсную, барьерную, транспортную роль в рудном процессе.

Магматические критерии

Практически для всех золоторудных полей и месторождений изучаемого региона установлена парагенетическая связь оруденения с магматическими комплексами. Признаками такой связи обычно являются: пространственное размещение месторождений и рудопроявлений в рудно-магматических зонах, несущих батолиты, штоки, дайки различного состава. Руды размещаются или непосредственно в магматическом теле, либо не далее 1-12 км от интрузивных тел, в апикальных частях батолитов, штоков, в дайковых телах и их приконтактовых и скарнированных зонах.

В рудных полях проявлена тесная связь между дайкообразованием и рудоотложением, что выразилось в появлении дорудных, внутрирудных и послерудных даек. Нередко отмечается приуроченность рудных тел к участкам повышенной плотности дайковых тел или к эндоконтактам даек.

Продуктивные магматические образования как правило сопровождаются проявлением метамагматизма и характеризуются широко развитыми процессами автометасоматоза, пропилитизации и березитизации. Сопровождающие магматические образования трансмагматические и постмагматические флюиды обеспечили широкий фронт метасоматического преобразования пород с возникновением ореолов повышенной золотоносности в метасоматитах лиственит-березитовой формации.

Метасоматические критерии и признаки

Как уже не однократно отмечалось, различные типы руд пространственно и генетически связаны с дорудными и околорудными метасоматитами – альбит-амфиболовыми метадиоритами, известковыми и магнезиальными скарнами, кварцево-полевошпатовыми, пропилитами и лиственитами-березитами, которые генетически связаны со становлением продуктивных магматических комплексов. Парагенетический анализ продуктов постмагматических метасоматических процессов и руд свидетельствует о их близком времени образования. В большинстве рудных полей региона гидротермально-метасоматическая деятельность начиналась с площадного дорудного щелочного метасоматизма и завершилась синрудным кислотным выщелачиванием и сопряженным оруденением.

Гидротермально-метасоматическая деятельность в регионе протекала в разное время в проницаемых структурах, в результате чего в рудных полях формировались рудно-метасоматические колонны с зональным размещением в них метасоматических формаций и продуктивной минерализации. Конкретное строение таких рудно-метасоматических колонн определяется свойствами вмещающего субстрата.

Наиболее протяженные рудно-метасоматические колонны формировались в вулканогенно-осадочных, в том числе черносланцевых, толщах протерозоя-фанерозоя. Так, протяженность отдельных рудно-метасоматических колонн Западной Калбы достигала 3–5 км. В нижних частях таких колонн среди кварц-полевошпатовых и пропилитовых и кварц-карбонатных фаций березит-лиственитовых метасоматитов преимущественно расположены прожилково-вкрапленные руды, в средней части колонны среди березитов-лиственитов – штокверковые руды, а в верхней части среди кварц-карбонат-серицитовых с альбитом фаций лиственитов-березитов – кварцевые жилы.

В рудных полях, расположенных в контактовых зонах гранитоидных интрузий с карбонатными толщами, протяженность рудно-метасоматических колонн обычно достигает сотен метров, редко километры, в которых в нижних

частях размещаются магнезиально-известковые скарновые тела, околоскарновые микроклиновые, кварц-альбитовые, пропилитовые и биотитовые площадные метасоматиты с вкрапленными и сплошными золото-сульфидными рудными залежами и зонами жильных кварцево-золото-сульфидных руд, а в верхних – актинолит-хлорит-магнетитовые и локальные березит-лиственитовые метасоматиты с метасоматическими золото-сульфидными телами и непротяженными кварцево-жильными телами.

В рудных полях, расположенных непосредственно в гранитоидных интрузивах, проявлены альбит-амфиболовые метасоматиты магматического этапа, автометасоматические кварц-полевошпатовые метасоматиты и постмагматические пропилиты и локальные березиты, которые слагают непротяженные (первые сотни метров) рудно-метасоматические колонны. Метасоматическая зональность в таких рудных полях выразилась в смене минеральных комплексов и мощности околожильных гидротермальных метасоматитов. По падению рудно-метасоматической колонны кварц-золото-сульфидные жилы сменяются телами березитов с прожилково-вкрапленным типом оруденения.

Вертикальная рудно-метасоматическая зональность в отдельных рудных полях и структурных блоках не всегда отчетливо видна из-за совмещения в общей структуре различных типов оруденения.

Поэтому обнаружение продуктов площадного щелочного метасоматоза (магнезиальных и известковых скарнов, альбит-амфиболовых, кварцево-полевошпатовых, пропилитовых метасоматитов) может служить критерием для прогноза оруденения, а наличие березитов-лиственитов как продуктов стадии кислотного выщелачивания послемагматического процесса – поисковым признаком на продуктивную минерализацию.

Минералого-геохимические критерии и признаки

Для всех изученных золотоносных площадей характерно присутствие минералов продуктивных ассоциаций и эндогенных геохимических ореолов

халькофильных и сидерофильных элементов, которые являются поисковыми критериями или признаками на продуктивную минерализацию.

Для всех типов руд главными рудными минералами являются самородное золото, пирит, арсенопирит, реже халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды, борнит, халькозин, антимонит, магнетит, теллуриды и др.

Золото в рудах свободное в жильном кварце, субмикроскопическое (30-80 мкм) и тонкодисперсное (0,1-29 мкм) в сульфидах. Поэтому обнаружение самородного золота или золотоносных сульфидных минералов и их ассоциаций среди гидротермально измененных пород может служить надежным признаком оруденения. При этом наиболее надежными указателями промышленных типов руд являются мышьяковистый пирит III генерации пентагондодекаэдрического и куб-пентагондодекаэдрического облика и арсенопирит удлиненно-призматического, удлиненно-пирамидального и игольчатого облика. Исследованиями установлено, что пириты с дырочным типом проводимости характерны только для руд и околорудных метасоматитов. Пириты внешних зон метасоматических колонок обладают электронным типом проводимости, а пострудный – смешанным. При этом необходимо учитывать особенности кристалломорфологии и состав элементов примесей в пиритах Cu, Pb, Zn, Bi, Ag, As, Au, Sb, W, Hg, Ni, Co, V, Cr, Ti, Mn (Коробейников и др.,1989).

Дополнительными критериями оценки потенциальной рудоносности территорий являются нахождения ассоциаций минералов галенита, сфалерита, халькопирита, борнита, халькозина, блеклой руды, теллуридов, а также жильного кварца, анкерита, железистого доломита, доля которых возрастает во внутренних частях рудно-метасоматических колонн.

Рудоносные зоны, как правило, четко фиксируются полями пониженной магнитной восприимчивости пород, отражающих зоны интенсивного метасоматоза.

Для рудоносных площадей характерно проявление эндогенных геохимических ореолов халькофильных и сидерофильных элементов и золота. В пределах рудно-метасоматических колонн положительные геохимические

аномалии халькофильных элементов отмечают рудоносные участки метасоматитов – ядерные зоны концентрирования, тогда как аномалии сидерофильных элементов внешние фронтальные зоны аномальных структур геохимических полей.

Во всех рудных полях содержание Au, As, Ag, W, Cu, Pb, Zn, Bi, Sb резко возрастают от неизменных пород к околорудным березитам-лиственитам и особенно в рудных телах. В вертикальном сечении повышенные концентрации Ni, Co, Cr, V, W, Mo, Be, Mn приурочены к нижним частям рудно-метасоматических колонн, а Cu, Zn, Pb, Ag, As, Sb, Bi, Au – к верхней и средней ее частям.

Надежным геохимическим критерием золотого оруденения является распределение элементов-примесей в пиритах. В пиритах золоторудных месторождений выявлено более 20 элементов примесей (Коробейников, Нарсеев, Пшеничкин и др., 1993), качественный и количественный состав которых зависит от формационного типа месторождения, что особенно характерно для Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As. Пириты высокотемпературных минеральных ассоциаций обогащены Mo, Cr, Co, Ni, V, U, среднетемпературных – Au, Cu, Pb, Zn, а низкотемпературных – Ba, Ag, Sb, Hg. Как правило в пиритах рудных интервалов в сравнении с околорудными обнаруживаются повышенные концентрации Au, Ag, As, Cu, Pb, Zn.

В большинстве месторождений в черносланцевых толщах с глубиной рудных тел и по флангам концентрации Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Bi, Ni, Co, Ti, Cr, As, Sb изменяются закономерно: возрастают или сокращаются в зависимости от положения участка в вертикальном разрезе рудно-метасоматической колонны. Из них мышьяк в повышенных концентрациях в пиритах обнаруживается только в околорудных метасоматитах и рудных зонах. За их пределами содержания этого элемента резко сокращается до фонового значения. С глубиной рудных тел и от жильного типа руд к вкрапленному наблюдается увеличение концентрации мышьяка и его сокращение в пиритах внешних зон метасоматических колонн. Концентрации в пиритах III сурьмы, цинка, свинца, серебра уменьшается с глубиной рудных зон и к внешним зонам метасоматических тел. Кобальт, никель,

титан, хром накапливались в пиритах II околорудных метасоматитов с тенденцией увеличения их количеств в пиритах внешних зон метасоматитов. С глубиной рудных тел и от пиритов кварцево-жильного типа к вкрапленному отмечается увеличение количеств этих элементов. Полученные геохимические данные рекомендуется использовать при прогнозировании глубины распространения того или иного типа оруденения.

6.3. Рациональная методика прогнозирования золоторудных объектов на основе комплексного структурно-вещественного анализа разномасштабных данных дистанционного зондирования

Дистанционные методы исследований получили широкое применение при прогнозировании и поисках широкого круга полезных ископаемых. К настоящему времени накоплен значительный материал, показывающий эффективность данного подхода. Традиционно дистанционные методы исследований позволяют решить четыре основные задачи: 1 – картирование региональных особенностей территорий; 2 – картирование локальных разрывных нарушений, контролирующих размещение рудоносных таксонов; 3 – выявление полей гидротермально измененных пород; 4 – увязка профильных и площадных геолого-геофизических и геохимических исследований. Тем не менее, в России большей популярностью пользуются структурные методы геологического дешифрирования и последующего прогноза. Спектральные методы дешифрирования вещественных комплексов стали доступны широкому кругу геологов в связи с появлением мультиспектрального радиометра Aster. Данные этой системы позволяет вести картирование гидротермалитов пропилитового, лиственит-березитового типов в масштабе вплоть до 1:25000 – 1:10000. В августе 2014 года компания DIGITAL GLOBE (США) вывела на околоземную орбиту мультиспектральный спектрометр WorldView-3, данные которого позволят проводить картирование метасоматитов вплоть до масштаба 1:5000. В настоящее

время съемочная аппаратура радиометра WorldView-3 тестируется (Kruse, Baugh, Perry, 2015).

Предлагается рациональная методика прогнозирования золоторудных полей на основе комплексного структурно-вещественного анализа данных дистанционного зондирования, которая подразумевает три последовательных этапа (Таблица 6.1).

На первом (региональном) этапе основной задачей является выделение перспективных площадей ранга рудный район – рудный узел на основе структурных критериев. Эти работы выполняются с использованием космических снимков и цифровых моделей рельефов регионального и локального уровней генерализации (Modis, мозаики снимков Landsat, цифровые модели рельефа SRTM и аналогичные). Принципиальная схема обработки данных дистанционных съемок на этом этапе должна включать:

1) создание массива исходных данных, включающих не только космоматериалы, но и доступные геологические, геофизические, геохимические и минерагенические картографические материалы масштабов 1:1000000 – 1:200000;
2) обработку исходных растровых изображений с использованием различных классификации, методов улучшения и фильтраций;
3) создание и обработку спектрозонального изображения;
4) вычисление производных растровых изображений с использованием «алгебры карт»;
5) обработку цифровой модели рельефа;
6) совместный анализ полученных изображений и цифровой модели рельефа;
7) дешифрирование всего набора полученных материалов с составлением космоструктурных схем масштабов 1:500000 – 1:1000000. При исследованиях этого масштабного уровня должны выделяться и картироваться: линеаментные зоны и отдельные разрывные нарушения эпи- и мезозонального уровней заложения; очаговые структуры; кольцевые и дуговые структуры первого и второго порядка; участки сопряжения разноуровневых и разновозрастных линеаментов, линеаментных зон, кольцевых и дуговых структур; элементы

строения крупных сдвиговых зон (тектонические линзы и межлинзовые деформационно-метаморфические зоны); вскрытые эрозией и слепые интрузивные массивы;

8) интерпретация полученных схем дешифрирования с привлечением всей доступной региональной геологической, геофизической и минерагенической информации с выделением перспективных площадей ранга рудный район – рудный узел на основе космоструктурных моделей золотоносных площадей.

Второй (локальный) этап работ подразумевает проведение комплексного структурно-вещественного анализа материалов дистанционных съемок на оконтуренных ранее площадях с выделением перспективных участков ранга рудное поле. Работы этой стадии выполняются на базе космических материалов среднего пространственного разрешения (Landsat ETM+, Landsat-8, Aster, цифровые модели рельефов SRTM, AsterGDEM и подобные).

Схема обработки данных дистанционных съемок этого этапа должна состоять из:

1) создания массива исходных данных космоматериалов, доступных геологических, минерагенических, геофизических и геохимических карт масштаба 1:200000 – 1:50000;

2) обработки исходных растровых изображений с использованием различных методов классификаций, фильтраций и передискретизаций;

3) создания и обработки спектрозональных изображений (атмосферную коррекцию целесообразно проводить методом «Внутреннего среднего относительного отражения» (IARR));

4) вычисление спектральных индексов по данным Landsat и Aster (прежде всего индексы двух- и трехвалентного железа);

5) обработки цифровой модели рельефа;

6) совместного анализа изображений и цифровой модели рельефа;

Таблица 6.1. Рациональная методика прогнозирования и поисков золоторудных полей и месторождений на основе комплексного структурно-вещественного анализа ДДЗ

Этап (масштабы)	Задачи	Признаки выделения	Используемые ДДЗ
1	2	3	4
Региональный (1:1000000 – 1:200000)	Выделение рудных районов, рудных узлов	Системы телескопированных кольцевых структур диаметром 30-170 км в узлах сопряжения протяженных продольных подкорового заложения с поперечными и диагональными разрывными нарушениями	Modis, мозаики Landsat ETM+, цифровая модель рельефа SRTM
Локальный (1:200000 – 1:50000)	Выделение рудных полей	Системы телескопированных кольцевых структур диаметром 1,5-32 км в узлах сопряжения продольных, поперечных и диагональных разломов. Сближенные линейные зоны со следами гидротермальной деятельности, выделенные по значимым величинам кварцевого, серицит-мусковит-глинистого, в отдельных случаях двухвалентного железа, минеральных индексов, окруженные высокими показателями индекса трехвалентного железа	Космические снимки Landsat ETM+, Landsat–8, Aster, цифровые модели рельефов SRTM, AsterGDEM
Детальный (1:25000 – 1:10000)	Выделение перспективных площадей ранга месторождение, рудная зона	Линейные зоны со значимыми величинами серицит-мусковит-глинистого минерального индекса с локальными участками высоких значений индекса «Железная шляпа» (Gossan), окруженные высокими показателями индекса трехвалентного железа	Космические снимки Aster, детальные снимки компании DIGITALGLOBE, цифровая модель рельефа AsterGDEM

Продолжение таблицы 6.1.

1	2	3	4
Заверочный (1:25000 – 1:10000)	Заверка выделенных площадей «разреженной» сетью поисковых маршрутов с отбором образцов и литохимических проб по вторичным и первичным ореолам рассеяния с последующим анализом на продуктивные и сопутствующие микроэлементы Au, Cu, Pb, Zn, As, Sb, Bi, Ag, W, Mo, Ni, Co, Cr, V	Зоны гидротермальных изменений с аномальными содержаниями сопутствующих микроэлементов.	

7) дешифрирования всего полученного набора растровых материалов с составлением космоструктурных схем масштабов 1:200000 – 1:50000. При производстве этих работ должны выделяться и картироваться: системы телескопированных кольцевых структур третьего и четвертого порядков в узлах сопряжения продольных, поперечных и диагональных разломов, сближенные линейные зоны со следами гидротермальной деятельности, выделенные по значимым величинам кварцевого, серицит-мусковит-глинистого, двухвалентного железа минеральных индексов, окруженных высокими показателями индексов двух- и трехвалентного железа, интрузивные массивы, дайки, частные разрывные нарушения, зоны повышенной трещиноватости, будинажа;

8) интерпретации полученных схем с привлечением геологической, геохимической и геофизической информации с выделением перспективных площадей ранга рудное поле.

Третий (детальный) этап работ подразумевает выделение перспективных площадей ранга месторождение – рудная зона. Работы этапа проводятся на основе комплексного структурно-вещественного дешифрирования на выделенных на втором этапе площадях. При этом целесообразно использовать данные дистанционных съемок среднего и высокого пространственного разрешения (Aster, WorldView-3 или другие детальные снимки компании DIGITALGLOBE, цифровую модель рельефа AsterGDEM).

Принципиальная схема обработки данных дистанционных съемок этого этапа должна состоять из:

1) создания массива исходных дистанционных и геологических данных;

2) создания и обработки спектрозональных изображений (атмосферная коррекция методами «Плоского поля» или «Эмпирической линии»);

3) вычисления спектральных индексов и минералогическое картирование методом спектрального угла по данным Aster;

4) обработки цифровой модели рельефа;

5) совместного анализа изображений и цифровой модели рельефа;

6) дешифрирования всего полученного набора растровых материалов с составлением космоструктурных схем масштаба 1:10000 – 1:25000. При производстве этих работ необходимо выделять и картировать линейные зоны со значимыми величинами серицит-мусковит-глинистого минерального индекса (или зоны развития мусковита, серицита) с локальными участками высоких значений индекса «Железная шляпа» (Gossan), окруженные высокими показателями индексов трехвалентного железа, интрузивные массивы, дайки, частные разрывные нарушения, зоны повышенной трещиноватости, будинажа, кливажа;

7) интерпретации полученных схем с использованием площадных геофизических и геохимических данных с последующим выделением перспективных площадей ранга месторождение – рудная зона.

Четвертый (заверочный) этап. Главной задачей этапа является заверка выделенных потенциально рудоносных зон.

На этом этапе целесообразно провести:

1) Поисковые маршруты по «разреженной» сети с отбором образцов и геохимических проб по вторичным и первичным ореолам рассеяния;

2) Анализ геохимических проб на элементы-спутники золотого оруденения: Au, Cu, Pb, Zn, As, Sb, Bi, Ag, W, Mo, Ni, Co, Cr, V;

3) Изготовление и описание петрографических шлифов с целью подтверждения гидротермальных изменений;

4) Минералогический анализ проб-протолочек на выявление возможных форм нахождения продуктивной рудной минерализации;

5) Обработка полученных результатов с выделением перспективных участков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показывают, что золото-концентрирующие системы Алтае-Саянской складчатой системы формировались в байкальскую, салаирско-каледонскую, герцинскую, мезозойскую металлогенические эпохи развития Центрально-Азиатского складчатого пояса в различных геодинамических обстановках – перикратонных прогибов, рифтогенных трогов, вулканических островных дуг активных окраин, акреционно-колизионных зонах, внутриплитной тектоно-магматической активизации, рифтогенных вулканических поясов.

Рассмотрены закономерности проявления золото-концентрирующих систем в зеленокаменных поясах и наложенных орогенных прогибах древних платформ, протерозой-фанерозойских складчатых поясах обрамлений платформ и плит, краевых вулкано-плутонических поясах и зонах тектоно-магматической активизации по данным разномасштабных космических съемок. Показано, что следы ***развития и последующего распада*** (эволюции) золото-концентрирующих систем находят свое отражение в материалах современных дистанционных съемок в виде структурно-вещественных **признаков** (критериев). Структурные признаки определяют положение золото-концентрирующих систем, а вещественные – отражают закономерности их внутреннего строения. На примере Западно-Калбинской металлогенической зоны разработана рациональная многоуровневая дистанционная модель золоторудных таксонов – районов (узлов), полей и месторождений, показаны особенности их локализации и внутреннего строения.

Проведено детальное минералого-геохимическое картирование ряда золоторудных полей Западно-Калбинской металлогенической зоны. Установлено, что вмещающие черносланцевые толщи метаморфизованы в условиях гидрослюдисто-серицит-хлоритовой и альбит-эпидотовой фаций метагенеза и зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Фоновая золотоносность не затронутых гидротермальными процессами вмещающих черносланцевых пород лежит в пределах от 2,2 до 4,3 мг/т. Метаморфические процессы привели к

частичному перераспределению золота и его незначительному накоплению в более метаморфизованных разностях вмещающих пород.

Исследованиями В.В. Масленникова, А.Ф. Коробейникова, А.Е. Ермоленко и др. показано, что золотое оруденение региона парагенетически связано с развитием и становлением кунушского габбро-плагиогранитного комплекса.

В золоторудных полях выявлены и описаны четыре формационных типа гидротермальных изменений – альбит-амфиболовые метадиориты, кварц-полевошпатовые, пропилитовые и березит-лиственитовые метасоматиты. Эти метасоматиты сопровождают кварцево-жильное, штокверковое, прожилково-вкрапленное и вкрапленное золотое оруденение. Метасоматические процессы протекали с общим изменением баланса золота. Формирование альбит-амфиболовых ($К_н^{Au}$=0,77), кварц-полевошпатовых ($К_н^{Au}$=0,6…0,85) и пропилитовых метасоматитов ($К_н^{Au}$=0,5…0,86) протеками с общим выносом золота. Напротив, во всех изученных рудных полях, становление лиственитов-березитов сопровождалось положительным балансом металла. При этом без сульфидные разности характеризуются практически неизменным балансом металла ($К_н^{Au}$=0,9…1,6), а сульфидизированные характеризуются положительным балансом золота ($К_н^{Au}$=2,35…729).

Изучено распределение РЗЭ во всех формационных типах метасоматитов. Установлено, что формирование всех типов метасоматитов на золоторудных месторождениях Западной Калбы протекало с изменением концентраций редкоземельных элементов. Выделенные типы метасоматитов характеризуются преобладанием легких лантаноидов над промежуточными и тяжелыми. Околожильная латеральная зональность определяется максимальной долей легких лантаноидов во фронтальной, а тяжелых – в тыловой зоне метасоматической колонки. На месторождениях устанавливается вертикальная (осевая) зональность в распределении РЗЭ – доля легких лантаноидов максимальна в верхних частях рудных тел, а тяжелых – в нижних. Установлено три типа распределения лантаноидов в березитах золоторудных месторождений Западной Калбы: вынос всех лантаноидов на уровне формирования вкрапленных руд в габброидах;

перераспределение на уровне прожилково-вкрапленных руд в черносланцевых толщах; фиксация на уровне формирования жильных тел в черносланцевых толщах.

Во всех изученных рудных полях выявлена рудно-метасоматическая зональность, которая обусловлена степенью удаленности от продуктивного магматического тела, типами вмещающих пород, степенью их контактовых и метаморфических преобразований, типами наложенных метасоматических процессов. Описаны минералогические особенности жильного, штокверкового, прожилково-вкрапленного и вкрапленного структурно-морфологических типов золотых руд.

Для кварцево-жильного типа оруденения характерно присутствие свободного видимого золота (проба от 680 до 950‰). В штокверковом типе оруденения золото видимое и преимущественно свободное (проба от 750 до 970‰). В прожилково-вкрапленном и вкрапленном типе минерализации золото только микроскопическое связанное золото с сульфидами и фуллереноподобными наноформными структурами и углеродистыми нанотрубками (проба от 780 до 990‰).

Основными рудными минералами всех структурно-морфологических разновидностей руд являются пирит и арсенопирит. Описаны типоморфные свойства этих минералов – кристалломорфология, элементы примеси, термо-ЭДС. Показаны закономерности изменения типоморфных свойств этих сульфидов для рудных полей и месторождений Западной Калбы в рудном процессе.

В рудных полях проявлена разноранговая геохимическая зональность. В геохимической зональности ранга рудных участков выделено три зоны: фронтальная зона концентрирования (Co-Ni), зона транзита (Li-Sr-Sn) и ядерная зона концентрирования (As-(Ag)-Au-(W)). В ранге рудного тела ядерная зона концентрирования фиксируется ассоциацией As-Ag-Au-(W), зона транзита – Li-Sr-Zr-Ba-Be, а фронтальная зона концентрирования ассоциацией – Cu-Co-Ni-Mo-V.

Показано, что магматические тела кунушского комплекса, околорудные метасоматиты и руды различных структурно-морфологических и минеральных типов образуют протяженные зоны-колонны. В корневых частях таких зон-колонн, в телах интрузивов габбро-плагиогранитной формации, развиты альбит-амфиболовые, кварц-полевошпатовые, пропилитовые, лиственит-березитовые метасоматиты сопряженные преимущественно с вкрапленными золото-сульфидными рудами. В нижних частях, среди ороговикованных черносланцевых толщ карбона, прорванных кислыми дайками габбро-плагиогранитной формации, проявлены кварц-полевошпатовые метасоматиты, пропилиты и лиственито-березиты с сопряженными сложно ветвящимися золото-сульфидными кварц-карбонатными жилами и линейными штокверками. В средних частях зон-колонн, в неороговикованных и слабоороговикованных черносланцевых толщах, прорванных пестрыми дайками габбро-плагиогранитной формации, преимущественно развиты лиственито-березиты с прожилково-вкрапленным и вкрапленным золото-углеродисто-сульфидным оруденением. В верхних частях, в углеродистых толщах карбона, проявлены маломощные зоны лиственито-березитов со стволовыми непротяженными убого-сульфидными золото-кварцевыми жилами и линейными штокверками.

Комплекс полученных данных (характер размещения золоторудных полей в телескопированных системах кольцевых структур вдоль линеаментов подкорового заложения; мантийный источник вещества продуктивного магматического комплекса; характер ранних метасоматических изменений; комплексный характер оруденения; наличие в составе руд самородных элементов золота, серебра, платиноидов, углерода; особенности распределения золота в метасоматитах, рудах и вмещающих слабометаморфизованных породах) позволяют констатировать, что золото-концентрирующие системы Западной Калбы имеют мантийный уровень заложения. При этом не исключается участие корового материала в процессе рудообразования.

Вновь разработанные дистанционные и уточненные метасоматические, минералого-геохимические критерии и признаки положены в основу

рациональной методики прогнозирования и поисков золоторудных объектов. Предусмотрено проведение четырех последовательных этапов. На первом этапе по структурным критериям дистанционными исследованиями прогнозируются потенциальные рудные районы и узлы. Задачей второго и третьего этапов является локализация рудных полей, месторождений и рудных зон по структурно-вещественным критериям, выделяемым по данным дистанционных съемок. Задача четвертого этапа состоит в заверке прогнозных площадей сетью наземных поисковых маршрутов с отбором образцов и литохимических проб по вторичным и первичным ореолам рассеяния с последующим анализом на продуктивные и сопутствующие микроэлементы и минералого-петрографические исследования.

СПИСОК ЦИТИРУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдрахманов, К.А. Магматизм, геодинамика и рудообразование // Геология Казахстана / К.А. Абдрахманов. – Алматы, 2008. – С. 7–22.

2. Абдуллин, А.А., Матвиенко В.Н., Нарсеев В.А. Наноминералогия золота золоторудных месторождений основных промышленных типов / А.А. Абдулин, В.Н.Матвиенко, В.А. Нарсеев // Отечественная геология. – 2000. – №3. – С.20–40.

3. Абдуллин, А.А. Геология Казахстана / А.А. Абдуллин. – Алма-Ата: Наука, 1981. – 312 с.

4. Абрамов, В.А. Глубинная модель мезозойских рудоносных структур Алданского щита / В.А. Абрамов // Советская геология. – 1990. – № 5. – С. 42–48.

5. Абрамович, И.И. Геодинамика и мантийные корни рудных формаций / И.И. Абрамович. – М.: МПР РФ, ВСЕГЕИ, ГЕОКАРТ, МАНПО, 1998. – 140 с.

6. Акылбеков, С.А. Перспективы юго-западной части Зайсанской геодинамической зоны на выявление медно-порфировых руд / С.А. Акылбеков, А.К. Мазуров // Горный журнал. 2012. Специальный выпуск. С. 24–28.

7. Алабин, Л.В. Металлогения Кузнецкого Алатау / Л.В. Алабин, Ю.А. Калинин – Новосибирск: Наука, 1999. – 237 с.

8. Алабин, Л.В. Центральнинский массив мартайгинского гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау) / Л.В. Алабин // Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. – М.: Наука, 1971. – С. 169−243.

9. Ананьев, Ю.С. Иерархическая структура Западно-Калбинской металлогенической зоны в материалах космических съемок / Ю.С. Ананьев, А.А. Поцелуев, В.Г. Житков // Материалы международной научно-практической конференции «Инновации и перспективные технологии геологоразведочных работ в Казахстане», посвященные 90-летию со дня рождения Г.Р. Бекжанова16-17 марта 2017 г. – Алматы, 2017. – С. 71–75.

10. Ананьев, Ю.С. Комплексирование дистанционных и геохимических исследований в целях прогнозирования и поисков золоторудных объектов / Ананьев Ю.С., Ворошилов В.Г. // Сборник тезисов докладов VII научно-

практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных, цветных металлов и алмазов». 13-14 апреля 2017 г., Москва, ФГУП ЦНИГРИ. 2017. – С. 132.

11. Ананьев, Ю.С. Космоструктурная модель Зыряновскго рудного района (Рудный Алтай) / Ю.С. Ананьев, А.А. Поцелуев, В.Г. Житков, В.Н. Назаров, А.С. Кузнецов // Известия ТПУ. – 2010. – Том 316. – №1. – С. 24–31.

12. Ананьев, Ю.С. Космоструктурные критерии колчеданно-полиметаллического оруденения Зыряновского рудного поля / Ю.С. Ананьев, А.А. Поцелуев, В.Г. Житков, В.Н. Назаров, А.С. Кузнецов // Геология и охрана недр. – 2010. – №2 (35). – С. 32–39.

13. Ананьев, Ю.С. Метасоматизм и благороднометалльное оруденение в черносланцевых толщах Западной Калбы / Ю.С. Ананьев, А.Ф. Коробейников – Томск: Изд-во ТПУ, 2009. – 206 с.

14. Ананьев, Ю.С. Метасоматические процессы в черносланцевых толщах Западной Калбы / Ю.С. Ананьев // Геология и охрана недр. – 2010. – № 11. – С. 3 – 8.

15. Ананьев, Ю.С. О первой находке настурана в золоторудном месторождении Бакырчик / Ю.С. Ананьев, Д.И. Бабкин, А.А. Поцелуев // В сб. Минералогия, геохимия и полезные ископаемые Азии. – Томск: Томский ЦНТИ – филиал ФГБУ «РЭА Минэнерго России. – 2012. – Вып. 2. – С. 86 – 89.

16. Ананьев, Ю.С. Особенности распределения редкоземельных элементов в метасоматитах и рудах золоторудных месторождений в черносланцевых толщах Западной Калбы / Ананьев Ю.С. // Материалы Всероссийского совещания (с участием иностранных ученых) «Современные проблемы геохимии», посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В.Таусона. – Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2012. – В 3-х томах. – Т. 3. – С. – 8–11.

17. Ананьев, Ю.С. Опыт использования материалов космических съемок при разведке Жилянского месторождения калийных солей / Ю.С. Ананьев, А.А. Поцелуев, В.Г. Житков, А.С. Кузнецов, Г.Г. Фрейман // Материалы научно-

практической конференции «Технология геологоразведочных работ». – Алматы, 2013. – С. 155 – 158.

18. Ананьев, Ю.С. Структуры месторождений Хиагдинского урановорудного поля в материалах мультиспектральных космических съемок / Ю.С. Ананьев, А.А. Поцелуев, А.А. Новгородцев, В.Г. Мартыненко, Житков В.Г. // Материалы IV международной конференции «Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека». – Томск: Изд-во ТПУ, 2013. – С. 48–52.

19. Ананьев, Ю.С. Редкоземельные элементы в метасоматитах и рудах золоторудных месторождений Западной Калбы / Ю.С. Ананьев // Известия ТПУ. – 2012. – № 1. –Том 321. – С. 56–62.

20. Ананьев, Ю.С. Рудные поля и месторождения цветных, редких и благородных металлов в материалах современных космических съемок / Ю.С. Ананьев, А.А. Поцелуев, В.Г. Житков // Материалы второй международной конференции «Новые технологии обработки и использования данных дистанционного зондирования земли в геологоразведочных работах и при ведении мониторинга опасных геологических процессов», 22-24 апреля 2014, Санкт-Петербург – Спб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2014. – С. 37–40.

21. Ананьев, Ю.С. Типоморфизм самородного золота золоторудных месторождений Западной Калбы / Ю.С. Ананьев, А.Я. Пшеничкин // Материалы минералогического семинара с международным участием. – Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2013. – С. 167 – 168.

22. Анищенко, А.М. Кольцевые структуры как производные гидротермально-флюидных инъекций / А.М. Анищенко, В.В. Масленников // Колыма. – 1990. – № 11. – С. 1–5.

23. Анникова, И.Ю. Геолого-геофизическая модель формирования Калгутинской рудно-магматической системы (Южный Алтай) / И.Ю. Анникова, А.Г. Владимиров, С.А. Выставной, А.Н. Василевский, Л.В. Витте, Е.Н. Мороз // Известия Томского политехнического университета. – 2004. – Т. 307, № 4. – С. 38–42.

24. Антонов, Ю.А. Особенности локализации золотого оруденения в Кызыловской зоне смятия и ее прогнозные ресурсы / Ю.А. Антонов, В.А. Нарсеев // Геология и охрана недр. – 2011. – №4. – С. 29–45.

25. Афанасьева, З.Б. Геохимическая характеристика вольфрамового оруденения Олимпиадинского золото-сульфидного месторождения (Енисейский кряж) / З.Б. Афанасьева, Г.Ф. Иванова, А.З. Миклишанский // Геохимия. – 1995. – №1. – С. 29–47.

26. Афанасьева, З.Б. Геохимия РЗЭ в породах и минералах шеелитсодержащего золото-сульфидного месторождения Олимпиада (Енисейский кряж) / З.Б. Афанасьева, Г.Ф. Иванова, Л. Румбо, А.З. Миклишанский // Геохимия. – 1997. – №2. – С. 189–201.

27. Аэрокосмические методы геологических исследований / под ред. А.В. Перцова. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГИИ, 2000. – 316 с.

28. Бабкин, Д.И. Золото и серебро в рудах Калгутинского месторождения (Горный Алтай) / Д.И. Бабкин, А.А. Поцелуев, Ю.С. Ананьев // Известия ТПУ. – 2011. – Том 319, №1. – С. 53–57.

29. Баженов, В.И. Возраст жильных пород Саралинского рудного поля / В.И. Баженов // Геология и геофизика. – 1973. − № 11. – С. 115−119.

30. Баженов, В.И. Новые данные о генезисе пластовых кварцевых жил Саралинского рудного поля / В.И. Баженов // Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. – Томск: Изд-во ТГУ, 1964. – С. 82–94.

31. Байбатша, А.Б. Методика геологического дешифрирования космических снимков для выявления скрытых рудоконтролирующих структур / А.Б. Байбатша, А.А. Поцелуев, Ю.С. Ананьев // Изв. НАН РК, сер. Геологии и технических наук. – Алматы, 2013. – № 6. – С. 66–73.

32. Байбатша, А.Б. Методика геологического дешифрирования космических снимков для выявления скрытых рудоконтролирующих структур / А.Б. Байбатша, А.А. Поцелуев, Ю.С. Ананьев // Вестник НАН РК, Алматы, 2014. – № 5. – С. 69–76.

33. Балыкин, П.А. Балахчинский массив двупироксеновых монцонит-диоритов и диоритов / П.А. Балыкин // Магматические формации Сибири. − Новосибирск: Наука, 1977. − С. 58−59.

34. Балыкин, П.А. Поведение и распределение элементов-примесей в породах Балахчинского массива (Кузнецкий Алатау) / П.А. Балыкин // Магматические формации Сибири. – Новосибирск: Наука, 1977. − С. 115−119.

35. Баранова, Н.Н. Характеристика процессов рудообразования на Au-(Sb-W) месторождении Олимпиада (по данным изучения минеральных парагенезисов и флюидных включений) / Н.Н. Баранова, З.Б. Афанасьева, Г.Ф. Иванова, О.Ф. Миронова, Н.Н. Колпакова // Геохимия. – 1997. – № 3. – С. 282–293.

36. Бегаев, И.В. Золотоносные коры выветривания Северного Казахстана и Семипалатинского Прииртышья / И.В. Бегаев, Н.И. Степаненко // Геология и разведка недр. – 1995. –№ 5. – С. 29–34.

37. Беззубцев, В.В. Некоторые проблемы стратиграфии верхнего рифея-кембрия центральной части Саяно-Алтайской складчатой области (в свете усовершенствования серийных легенд ГДП-200/2) / В.В. Беззубцев, И.Н. Дятлова // URL: http://www.geologica.su/?p=80#more-80 (дата обращения: 10.02.2014).

38. Беляев, С.Ю. Тектоника Чарской зоны / С.Ю. Беляев. – Новосибирск, 1985. – 117с.

39. Бембель, Р.М. Геосолитонная концепция механизмов холодной и горячей дегазации Земли, тектонических процессов, магматизма и осадконакопления / Р.М. Бембель, В.М. Мегеря, С.Р. Бембель // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. Материалы Всероссийской конференции, 22-25 апреля 2008 г. – М.: ГЕОС, 2008. – С. 68–72.

40. Берзин, Н.А. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана / Н.А. Берзин, Р.Г. Колман, Н.Л. Добрецов, Л.П. Зоненшайн, Сяо Сючань, Э.З. Чанг // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 7–8. – С. 8–28.

41. Бозин, А.В. Интрузивные комплексы Коммунар-Балахчинского района в Кузнецком Алатау / А.В. Бозин, Н.А. Охапкин, В.М. Ярошевич //

Интрузивные комплексы золоторудных районов юга Красноярского края. − Новосибирск: Наука, 1967. – С. 77−144.

42. Большой Алтай: (геология и металлогения). В 3 кн. Кн. 1. Геологическое строение / Г.Н. Щерба, Б.А. Дьячков, Н.И. Стучевский и др. – Алматы: Ғылым. − 1998. − 304 с.

43. Большой Алтай: (геология и металлогения). В 3 кн. Кн. 2. Металлогения / Г.Н. Щерба, Х.А. Беспаев, Б.А. Дьячков и др. – Алматы: РИО ВАК РК. − 2000. − 400 с.

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

45. Борцов, В.Д. Некоторые особенности онтогении золото-сульфидных месторождений Западной Калбы / В.Д. Борцов, М.С. Рафаилович, М.О. Услугин, М.А. Мизерная, А.С. Филатов, Д.В. Титов, Е.И. Сухорукова // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых. Томск, 2005. – С. 373–382.

46. Брагин, И.К. Месторождение Мурунтау / И.К. Брагин, Г.В. Касавченко, С.Д. Шер, Ю.Г. Зарембо // Месторождения золота СССР. Т. 2. Геология месторождений золота Казахстана и Средней Азии. М.: ЦНИГРИ. – 1986. – С. 140–158.

47. Булин, Н.К. Глубинное строение территории Юго-Западного Алтая по сейсмологическим данным / Н.К. Булин, Н.А. Афанасьева, Е.А. Проняева, Е.И. Эрглис // Советская геология. – 1969. – № 4. – С. 97–109.

48. Булынников, А.Я. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы / А.Я. Булынников. – Томск: Изд-во ТГУ, 1948. – 299 с.

49. Булынников, В.А. Структурно-морфологические особенности и зональность Центрального золоторудного поля (Кузнецкий Алатау) / В.А.

Булынников // Минералогия, геохимия рудных месторождений Сибири. – Новосибирск. – 1977. – С. 40–48.

50. Буряк, В.А. Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира / В.А. Буряк, Н.М. Хмелевская. – Владивосток: Дальнаука, 1997. – 156 с.

51. Буряк, В.А. О соотношении кварцево-жильной золотой и вкрапленной золото-сульфидной минерализаций с платиноидами в черносланцевых толщах / В.А. Буряк, В.И. Гончаров, Н.А. Горячев, Н.В. Цымбалюк, Э.Г. Абиссалов // Доклады Академии наук. – 2005. – Т. 400, № 1. – С. 56–59.

52. Буряк, В.А. Эволюционный ряд крупнообъемных золото-платиноидных месторождений в углеродистых толщах / В.А. Буряк, В.И. Гончаров, Н.А. Горячев // Доклады Академии наук. – 2002. – Т. 387. – № 4. – С. 512.

53. Буслов, М.М. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области / М.М. Буслов, Х. Джен, А.В. Травин, Д. Отгонббатор, А.В. Куликова, Чен Минг, Н.Н. Семаков, Е.С. Рубанова, М.А. Абилдаева, А.Э. Войтишек, Д.А. Трофимова // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 10. – С. 1600–1627.

54. Буслов, М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов / М.М. Буслов // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 1. – С. 66–90.

55. Буслов, М.М., Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей / М.М. Буслов, Т. Ватанабе, Л.В. Смирнова, И. Фудживара, К. Ивата, И. де Граве, Н.Н. Семаков, А.В. Травин, А.П. Кирьянова, Д.А. Кох // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1–2. – С. 49–75.

56. Ваганов, В.И. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ / В.И. Ваганов, П.Ф. Иванкин, П.Н. Кропоткин и др. – М.: Наука, 1985. – 200 с.

57. Вальтер, А.А. О взрывной (метеоритной) природе Зеленогайской структуры на Украинском щите / А.А. Вальтер // Докл. АН СССР. – 1976. – Т. 229, № 1. –С. 160–162.

58. Варгунина, Н.П. Околорудные метасоматические критерии поисков и оценки вольфрам-золотого оруденения в углеродисто-терригенной толще / Н.П. Варгунина, Т.П. Полякова // Тр. ЦНИГРИ. – 1989. – Вып. 232. – С. 53–57.

59. Вернадский, В.И. Очерки геохимии / Вернадский В.И. // Избранные сочинения. – М.: Изд-во АН СССР, 1954. – Т. 1. – С. 11–392.

60. Владимиров, А.Г. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов / А.Г. Владимиров, Н.Н. Крук, С.Н. Руднев, С.В. Хромых // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1321–1338.

61. Владимиров, А.Г. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) / А.Г. Владимиров, М.С. Козлов, С.П. Шокальский // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 8. – С. 1157–1178.

62. Владимиров, А.Г. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии / А.Г. Владимиров, Н.Н. Крук, С.В. Хромых, О.П. Полянский, В.В. Червов, В.Г. Владимиров, А.В. Травин, Г.А. Бабин, М.Л. Куйбида, В.Д. Хомяков // Геология и геофизика – 2008. – Т. 49, № 7. – С. 621–636.

63. Войцеховский, Ю.Л. Фуллерены C_{20}–C_{60}: Комбинаторные типы, симметрия, стабильность / Ю.Л. Войцеховский, Д.Г. Степенщиков // Записки Всероссийского минералогического общества. – 2002. – Ч. CXXXI. – № 2. – С. 30–37.

64. Волков, А.В. Об условиях формирования золото-сульфидных вкрапленных руд / А.В. Волков, А.А. Сидоров // Доклады академии наук. – 2005. – Т. 403, № 2. – С. 220–223.

65. Волков, А.В. Эпитермальное золото-серебряное месторождение Аган и перспективы выявления минерализации высокосульфидизированного типа на северо-востоке России / А.В. Волков, Н.Е. Савва, А.А. Сидоров, Е.Е. Колова, И.А.

Чижова, В.Ю. Алексеев // Геология рудных месторождений. – 2015. – Т. 57, № 1. – С. 25–47.

66. Волкова, Н.И. Высокобарические породы в серпентиновом меланже Чарской зоны (Восточный Казахстан): геохимия, петрология, возраст / Н.И. Волкова, Е.Н. Тарасова, Н.В. Полянский, А.Г. Владимиров, В.Д. Хомяков // Геохимия. – 2008. – № 4. – С. 422–437.

67. Ворошилов, В.Г. Аномальные структуры геохимических полей гидротермальных месторождений золота (механизм формирования, методика геометризации, типовые модели, прогноз оруденения): автореф. дисс. … доктора геол.-минер. наук. / Валерий Гаврилович Ворошилов; – Томск, Томский политехнический университет, 2007. – 45 с.

68. Ворошилов, В.Г. Вихревая структура геохимических полей и прогноз оруденения / В.Г. Ворошилов, Ю.С. Ананьев // Материалы Всероссийского форума с международным участием, посвященного 150-летия академика Обручева В.А., 130-летию академика Усова М.А. и 120-летию профессора Урванцева Н.Н. «Развитие минерально-сырьевой базы Сибири: от Обручева В.А., Усова М.А., Урванцева Н.Н до наших дней», 24–27 сентября, Томск. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2013. – С. 144–147.

69. Ворошилов, В.Г. Геохимические поля гидротермальных месторождений золота / В.Г. Ворошилов. – Томск: Изд-во STT. – 2011. – 294 с.

70. Ворошилов, В.Г. Механизмы формирования и методы выявления разноранговых аномальных геохимических полей / В.Г. Ворошилов, Ю.С. Ананьев // Разведка и охрана недр. – 2013. – № 8. – С. 41–45.

71. Ворошилов, В.Г. Минералогическое картирование березитов как метод оценки золотоносных жил / В.Г. Ворошилов // Минералогическое картирование рудоносных территорий. – Свердловск. – 1985. – С. 42–47.

72. Ворошилов, В.Г. Пликативные дислокации Синюхинского рудного поля (Горный Алтай) / В.Г. Ворошилов, Ю.С. Ананьев // Проблемы металлогении юга Западной Сибири. – Материалы региональной конференции. – Томск: Изд-во ТГУ. – 1999. – С.89–93.

73. Ворошилов, В.Г. Рудно-метасоматическая и геохимическая зональность Каратавского рудопроявления золота (Восточный Саян) / В.Г. Ворошилов, Ю.С. Ананьев // Известия ТПУ. – 2003. – Т. 306, № 4. – С. 33−38.

74. Ворошилов, В.Г. Структура Синюхинского рудного поля (Горный Алтай) / В.Г. Ворошилов, С.А. Коротких // Руды и металлы. – 2000. − № 2. – С. 65−70.

75. Ворошилов, В.Г. Условия формирования Центрального рудного поля в гранитоидах / В.Г. Ворошилов // Руды и металлы. – 1995. – № 3. – С. 68–70.

76. Ворошилов, В.Г. Факторная модель геохимической зональности Синюхинского золоторудного месторождения / В.Г. Ворошилов // Новые данные о геологии и полезных ископаемых западной части Алтае-Саянской области. – Новокузнецк. – 1995. – С. 281−282.

77. Галимов, Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода / Э.М. Галимов. – М.: Изд-во Недра, 1968. – 226 с.

78. Гальперов, Г.В. Использование космических снимков и геофизических данных при прогнозно-металлогенических исследованиях / Г.В. Гальперов, В.Э. Богатырев, А.В. Перцов // Исследование Земли из космоса. – 1986. – № 4. – С. 68–74.

79. Гальперов, Г.В. Комоструктурное моделирование золотоносных районов и узлов Верхоянской и Яно-Колымской складчатой систем / Г.В. Гальперов, Е.А. Журавлев, М.М. Константинов, В.В. Аристов // Руды и металлы. – 2006. – № 4. – С.19–22.

80. Гамянин, Г.Н. Нежданинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России / Г.Н. Гамянин, Н.С. Бортников, В.В. Алпатов. – М.: «ГЕОС». – 2000. – 228 с.

81. Гамянин, Г.Н. Полиформационное золоторудное месторождение / Г.Н. Гамянин, М.К. Силичев, Н.А. Горячев, Н.В. Белозерцева // Геология рудных месторождений. – 1985. – № 5. – С. 86–89.

82. Генкин, А.Д. Золотые руды месторождения Олимпиада (Енисейский кряж, Сибирь) / А.Д. Генкин, Б.А. Лопатин, Р.А. Савельев и др. // Геология рудных месторождений. – 1994. – Т. 36, № 2. – С. 111–136.

83. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – Кн. 1. – С. 1–572.

84. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России: в 2 кн. / под ред А.И. Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – Кн. 2. – С. 573–981.

85. Геология СССР. Красноярский край. Том XV. Часть 1 / под ред. Ю.А. Кузнецова, И.В. Лучицкого. – М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1961. – 816 с.

86. Глебашев, С.Г. Формирование и размещение шунгитовых пород Кызыловской зоны (Восточный Казахстан) / С.Г. Глебашев, С.В. Игнатьев, А.Н. Ковязин // Советская геология. – 1989. – № 1. – С. 33 – 42.

87. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Т. 1. Глубинное строение и геодинамика / С.Ж. Даукеев, Б.С. Ужкенов, В.Н. Любецкий и др. – Алматы, 2002. – 224 с.

88. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. Т. 2. Металлогения / С.Ж. Даукеев, Б.С. Ужкенов, А.А. Абдуллин и др. – Алматы, 2002. – 272 с.

89. Глухов, А.Н. Алунит-кварцевые эпитермальные месторождения золота России и стран СНГ: открытия последних лет и перспективы выявления на северо-востоке Азии / А.Н. Глухов // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2011. – № 3. – С. 7–17.

90. Горный, В.И. Особенности минералогической зональности рудно-магматических систем, вмещающих кварцево-жильные месторождения золота (по материалам спутниковой спектрометрии) / В.И. Горный, С.Г. Крицук, И.Ш. Латыпов, А.А. Тронин // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2014. – Т. 11, № 3. – С. 140–156.

91. Горяйнов, С.В. Закономерности размещения золотосульфидного оруденения Олимпиадинского типа (Енисейский кряж) / С.В. Горяйнов // Геология и геофизика. – 1994. – № 2. – С. 80–90.

92. Горячев, Н.А. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) / Н.А. Горячев, О.В. Викентьева, Н.С. Бортников, В.Ю. Прокофьев, В.А. Алпатов, В.В. Голуб // Геология рудных месторождений. – 2008. – Т. 50, № 5. – С. 414–444.

93. Горячев, Н.А. Золоторудообразующие системы орогенных поясов / Н.А. Горячев // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. –2006. – № 1. – С. 2–16.

94. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист M-44-XI. Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2008. – 269 с.

95. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист P-56-Омсукчан. Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во Спб картфабрики ВСЕГЕИ, 2009. – 289 с.

96. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист N–45 – Новокузнецк. Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2005. – 377 с.

97. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:200 000 (третье поколение). Лист N–45–XVIII (Шира). Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. – 218 с.

98. Готтих, Р.П. Распределение вещества на начальной стадии дифференциации восстановленных флюидов / Р.П. Готтих, Б.И. Писоцкий // Руды и металлы. –2005. – № 3. – С. 23–32.

99. Григоров, С.А. Отражение в геохимическом поле рудообразующей системы в качестве объекта геохимических поисков / С.А. Григоров // Разведка и охрана недр. – 2009. – № 5. – С. 8–13.

100. Григорьев, Н.А. Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры / Н.А. Григорьев // Геохимия. – 2003. – № 7. – С. 785–792.

101. Грязнов, О.Н. Картирование рудоносных метасоматитов / О.Н. Грязнов, К.К. Золоев, Э.М. Ляхович – М.: Недра, 1994. – 271 с.

102. Грязнов, О.Н. Совмещенная метасоматическая зональность в зоне регионального разлома / О.Н. Грязнов, Ю.А. Дворников // Рудоносные метасоматические формации Урала. – Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1980. – С. 106–116.

103. Гусев, А.И. Металлогения золота Горного Алтая и южной части Горной Шории / А.И. Гусев. – Томск: Изд-во STT, 2003. − 305 с.

104. Диденко, А.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии / А.Н. Диденко, А.А. Моссаковский, Д.М. Печерский, С.В. Руженцев, С.Г. Самыгин, Т.Н. Хераскова // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 7–8. –С. 59–75.

105. Дистанов, Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири / Э.Г. Дистанов. – Новосибирск: Наука, 1977. – 351 с.

106. Дистанов, Э.Г. Металлогеническое развитие Центрально-Азиатского подвижного пояса в связи с его геодинамической эволюцией / Э.Г. Дистанов, А.А. Оболенский // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 7–8. – С. 252–269.

107. Дистанов, Э.Г. Особенности металлогении полиаккреционной Алтае-Саянской орогенной области / Э.Г. Дистанов, А.С. Борисенко, А.А. Оболенский, В.И. Сотников, В.И. Лебедев // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 12. – С. 1257–1276.

108. Дистлер, В.В. Газовый транспорт золота и газотранспортные реакции при формировании поликомпонентных месторождений благородных металлов / В.В. Дистлер, М.А. Юдовская // Благородные и редкие металлы Сибири и

Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд: Материалы научной конференции (Иркутск, 3-7 октября 2005 г.). – Иркутск: Издательство Института географии СО РАН, 2005. – Т. II. – С. 90–93.

109. Дистлер, В.В. Распределение, формы и условия концентрирования платиновых металлов в месторождениях, ассоциированных с черными сланцами. Платиновая минерализация в рудах месторождения Сухой Лог / В.В. Дистлер, Г.Л. Митрофанов, В.К. Немеров // Геология рудных месторождений. – 1996. – Т. 38, № 6. – С. 467–484.

110. Добрецов, Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов / Н.Л. Добрецов // Геология и геофизика. 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1243–1261.

111. Добрецов, Н.Л. Об источниках мантийных плюмов / Н.Л. Добрецов, А.Г. Кирдяшкин // Доклады РАН. – 2000. – Т. 373, № 1. – С. 84–86.

112. Добрецов, Н.Л. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры / Н.Л. Добрецов, Н.А. Берзин, М.М. Буслов, В.Д. Ермиков // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, № 10. – С. 5–19.

113. Добрецов, Н.Л. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии / Н.Л. Добрецов, М.М. Буслов // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48 (1). – С. 93—108.

114. Добрецов, Н.Л. Пути миграции магм и флюидов и составы вулканических пород Камчатки / Н.Л. Добрецов, И.Ю. Кулаков, Ю.Д. Литасов // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53, № 12. – С. 1633 – 1661.

115. Добрецов, Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) / Н.Л. Добрецов // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1-2. – С. 5–27.

116. Додин, Д.А. Платинометальные месторождения России / Д.А. Додин, Н.М. Чернышов, Б.А. Яцкевич. – СПб.: Наука, 2000. – 755 с.

117. Доливо-Добровольский, А.В. Использование дистанционных методов при прогнозировании и поисках месторождений полезных ископаемых / А.В. Доливо-Добровольский, А.В. Перцов, Н.В. Скублова. – М.: ВИЭМС, 1980. – 50с.

118. Дьячков, Б.А. Геологические условия формирования и размещения золоторудных месторождений апокарбонатного типа Восточного Казахстана / Б.А. Дьячков, З.И. Черненко, Н.П. Майорова, М.А. Мизерная, О.Н. Кузьмина. – Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2011. – 136 с.

119. Дьячков, Б.А. Геология и металлогения сутурных зон Большого Алтая и оценка их перспектив / Б.А. Дьячков, З.И. Черненко, О.Н. Кузьмина, Н.П. Майорова // Большой Алтай – уникальная редкометально-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии: Материалы межд. Конф. – Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2010. – С. 30–31.

120. Дьячков, Б.А. Гранитоидные рудные формации Калба-Нарымского пояса (Рудный Алтай) / Б.А. Дьячков, Н.П. Майорова, Г.Н. Щерба, К.А. Абдрахманов. – Алматы: Ғылым, 1994. – 208 с.

121. Дьячков, Б.А. К проблеме поиска и оценки нового нетрадиционного типа золотого оруденения в карбонатных формациях Восточного Казахстана / Б.А. Дьячков, Н.П. Майорова, З.И. Черненко, О.Н. Кузьмина // Руды и металлы. – 2009. – № 3. – С. 11–21.

122. Дьячков, Б.А. Новый перспективный тип золотого оруденения в Западно-Калбинском поясе / Б.А. Дьячков, В.Д. Борцов, О.Н. Усыпенко // I Международная научно-техническая конференция «Проблемы комплексного освоения рудных и нерудных месторождений Восточно-Казахстанского региона». – Усть-Каменогорск, 2001. – С. 148–150.

123. Дьячков, Б.А. Основные закономерности формирования и размещения золоторудных месторождений, ассоциирующих с карбонатно-терригенными формациями Восточного Казахстана / Б.А. Дьячков, Н.П. Майорова, З.И. Черненко, О.Н. Кузьмина // Науки о Земле в Казахстане. – Алматы: КазГЕО, 2008. – С. 159–167.

124. Дьячков, Б.А. Рудные формации и минерагения Зайсанской сутурной зоны / Б.А. Дьячков, Л.Н. Мочалкина, О.Н. Кузьмина // Материалы геологической конференции «Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых», посвященной 75-летию со дня основания кафедры разведочного дела и специальности «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых». – Томск: Изд-во ТПУ, 2005. – С. 44–45.

125. Дьячков, Б.А. Типы месторождений кор выветривания Восточного Казахстана / Б.А. Дьячков, Л.Н. Мочалкина, О.Н. Кузьмина, О.И. Бочкова, М.М. Кравченко // Вестник ВКГТУ им. Д. Серикбаева. – 2005. – № 4.– С. 6–12.

126. Ермоленко, А.Е. Геолого-структурные условия формирования золоторудных месторождений в центральной части Зайсанской складчатой системы: дис. … канд. геол.-мин. наук. / Анатолий Ефимович Ермоленко; науч. руководитель А.Ф. Коробейников. – Томск, 1988. – 240 с.

127. Ермоленко, А.Е. Характер связи золотого оруденения в черносланцевых толщах Калбы с интрузивным магматизмом / А.Е. Ермоленко // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых Сибири: Тезисы докл. – Томск: Изд-во ТГУ, 1983. – С. 155–157.

128. Ермолов, П.В. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы / П.В. Ермолов, Э.П. Изох, А.П. Пономарева В.Д. Тян. – Новосибирск: Наука, 1977. – 246 с.

129. Ермолов, П.В. Офиолиты Чарской зоны / П.В. Ермолов, Н.В. Полянский, Л.Н. Кленина, В.Д. Хомяков, В.С. Кузебный, П.С. Ревякин, В.Д. Борцов // Офиолиты (Итмурунды-Казыкская и Чарская зоны). – Алма-Ата, 1981. – С. 103-178.

130. Жариков, В.А. Некоторые актуальные аспекты проблемы флюидов (введение в проблему) / В.А. Жариков // Флюидные потоки в земной коре и мантии. Материалы Всероссийского симпозиума 26-28 февраля 2002 г., Москва. – М.: ИГЕМ РАН, 2002. – С. 11–16.

131. Житков, В.Г. Закономерности геологического строения и металлогении Рудноалтайской сдвиговой зоны на основе анализа современных

мультиспектральных космических снимков / В.Г. Житков, Ю.С. Ананьев, А.А. Поцелуев // Материалы 3-й международной научной конференции «Корреляция Алтаид и Уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения». – Новосибирск: ИГиМ СО РАН, 2016. – С. 76–78.

132. Житков, В.Г. Космоструктуры юго-западного фланга Верхнемунского кимберлитового поля / В.Г. Житков, Ю.С. Ананьев, А.А. Поцелуев, И.Г. Коробков // Материалы IV Региональной научно-практической конференции « Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов: проблемы, пути решения, инновационные разработки и технологии». – Мирный, 2014. – С.60–63.

133. Житков, В.Г. Основные черты геологического строения и геологической истории Аян-Юряхского антиклинория (юго-восточная часть Яно-Колымской складчатой зоны): дис. … канд. геол.-минерал. наук. / Владимир Георгиевич Житков; науч. руководитель А.И. Родыгин. – Томск, 1991. – 177 с.

134. Житков, В.Г. Позиция крупных полиметаллических месторождений Рудного Алтая в космогеологических структурах / В.Г. Житков, А.А. Поцелуев, Ю.С. Ананьев, А.С. Кузнецов // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых. Материалы геологической конференции, посвященной 75-летию со дня основания кафедры разведочного дела и специальности «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых». – Томск: Изд-во ТПУ, 2005. – С. 391–396.

135. Житков, В.Г. Структурная позиция Комсомольской площади Ортон–Балыксинского золотоносного района по материалам космических съемок / В.Г. Житков, А.А. Поцелуев, Ю.С. Ананьев, В.К. Кондрин, Е.А. Белоножко // Развитие минерально-сырьевой базы Сибири: от Обручева В.А., Усова М.А., Урванцева Н.Н до наших дней. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2013. – С. 169–174.

136. Журавлев, Е.А. Космоструктурная позиция крупных золотосеребряных месторождений в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса / Е.А. Журавлев // Отечественная геология. – 2004. – № 3. – С. 36–41.

137. Журавлев, Е.А. Критерии прогноза золоторудных узлов Яно-Колымской складчатой системы по данным дешифрирования космических снимков / Е.А. Журавлев // Руды и металлы. – 2009. – № 5. – С.53–58.

138. Задорожная, Н.М. Закономерности строения и размещения нижнекембрийских органогенных построек Алтае-Саянской складчатой области / Н.М. Задорожная // Советская геология. – 1975. – № 3. – С. 87–98.

139. Заири, Н.М. Изотопно-геохимические модели золоторудных месторождений / Н.М. Заири, А.П. Глухов, Ю.В. Васюта // Советская геология. – 1987. – № 6. – С. 101 – 108.

140. Зверев, В.В. Некоторые особенности регионального геохимического поля заангарской части Енисейского кряжа / В.В. Зверев // Разведка и охрана недр. – 2004. – № 6. – С. 40–45.

141. Звягина, Е.А. Метаморфизм и золотоносность Верхне-Енашиминского рудного узла: Автореф. дисс. к.г.-м.н. / Елена Александровна Звягина. – Иркутск. – 1989. – 18 с.

142. Зейлик, Б.С. Волновая закономерность в размещении металлических рудных месторождений (на примере золотого оруденения в астроблеме Семейтау) / Б.С. Зейлик // Геология Казахстана. – 2001. № 5–6. – С. 53–66.

143. Зейлик, Б.С. О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывная тектоника) / Б.С. Зейлик– М.: ОЦНТИ ВИЭМС. – 1978. – 56 с.

144. Зенкова, В.И. Условия формирования пород и руд месторождения Бакырчик / В.И. Зенкова // Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. Алма-Ата: ОНТИ КазИМС.1975. –Вып. 5. – С.104–113.

145. Зиновьев, С.В. Геолого-структурная модель Кедровско-Бутачихинской деформационно-метаморфической зоны (Рудный Алтай) / С.В. Зиновьев, Б.М. Чиков // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 7. – С. 1018–1026.

146. Зиновьев, С.В. К проблеме возраста рудных масс Тишинского

месторождения (Рудный Алтай) / С.В. Зиновьев, А.В. Травин, Б.М. Чиков // Доклады Академии наук. – 2009. –Т. 428, № 3. – С. 358–363.

147. Зиновьев, С.В. К проблеме тектоники деформационно-метаморфических структур (на примере зон смятия Рудного Алтая) / С.В. Зиновьев, Б.М. Чиков // Доклады Академии наук. – 2009. – Т. 426, № 1. – С. 71–75.

148. Золоторудное месторождение Мурунтау / под ред. Т.Ш. Шаякубова – Ташкент: – ФАН, 1998. – 539 с.

149. Золоторудные месторождения России / под ред. М.М. Константинова.– М.: Акварель, 2010. – 350 с.

150. Зоненшайн, Л.П. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения / Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин, В.М. Моралев – М.: Недра, 1976. – 231 с.

151. Зоненшайн, Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу / Л.П. Зоненшайн. – М.: Недра, 1972. – 240 с.

152. Зорин, Ю.А. Силурийский возраст главных складчатых деформаций рифейских отложений Байкало-Патомской зоны / Ю.А. Зорин, А.М. Мазукабзов, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, С.Л. Пресняков, С.А. Сергеев // Доклады РАН. – 2008. – Т. 423, № 2. – С. 228–233.

153. Зотов, И.А. Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании / И.А. Зотов. – М.: Наука, 1989. – 214 с.

154. Зубков, В.С. Мантийная углеводородно-неорганическая модель образования золотых месторождений Карлинского типа / В.С. Зубков // Руды и металлы. –2001. – № 1. – С. 76–82.

155. Иванкин, П.Ф. Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах / П.Ф. Иванкин, Н.И. Назарова. – М.: Недра, 1988. – 254 с.

156. Иванкин, П.Ф. Морфология глубоко вскрытых магматогенных рудных полей / П.Ф. Иванкин, – М.: Недра, 1970. – 288 с.

157. Иванкин, П.Ф. О природе металлоносных черных сланцев // Бассейны черносланцевой седиментации и связанные с ними полезные ископаемые / П.Ф.

Иванкин, Н.И. Назаров: Тезисы докладов Международного симпозиума, 5-9 августа, 1991 г., Новосибирск. – Новосибирск: ОИГГиМ, 1991. – Т. I. – С. 41–42.

158. Исакович, И.З. Использование типоморфных признаков пирита при поисках скрытого золото-сульфидного оруденения / И.З. Исакович, В.М. Куликов, Э.А. Ревякина // Разведка и охрана недр. – 1988. – № 9. – С. 20–23.

159. Исакович, И.З. Карбонатная минерализация на золоторудных месторождениях черносланцевых толщ и ее поисковое значение / И.З. Исакович // Руды и металлы. – 2011. – № 2. – С. 37–45.

160. Казаков, А.А. Предварительные результаты комплексной интерпретации космических и геофизических данных по территории Северного Казахстана / А.А. Казаков, Г.П. Полуаршинов, Т.К. Янбухтин // Материалы по геологии урановых месторождений. Информационный сборник. – М.: ВИМС, 1981, вып. 70, – С. 76–78.

161. Казанский, В.И. Геологическая позиция и история формирования эльконского урановорудного района (Алданский щит, Россия) / В.И. Казанский, Е.П. Максимов //Геология рудных месторождений. – 2000. – Т. 42, № 3. – С. 212–230.

162. Казанский, В.И. Уникальный Центрально-Алданский золото-урановый рудный район (Россия) / В.И. Казанский // Геология рудных месторождений. – 2004. – Т. 46, № 3. – С. 195–211.

163. Казицин, Ю.В. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород / Ю.В. Казицин, В.А. Рудник. – М.: Недра, 1968. – 364 с.

164. Калинин, А.И. Месторождение Наталка / А.И. Калинин // Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России (ред. М.М. Константинов, И.С. Розенблюм, М.З. Зинатуллин): – М., 1992. С. 5–11.

165. Калинин, Ю.А. Золото коры выветривания Суздальского месторождения (Казахстан) / Ю.А. Калинин, К.Р. Ковалев, Е.А. Наумов, М.В. Кириллов // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 3. – С. 241–257.

166. Калмыков, В.Д. Приемы выделения рудоконтролирующих линейных структур по материалам дешифрирования космических снимков / В.Д. Калмыков, Ю.Н. Серокуров // Геология и разведка. – 1991. – №9 – С. 75–79.

167. Карта минерагенического районирования Хабаровского края и ЕАО масштаба 1:1000000. Составители: Васькин А.Ф., Роганов Г.В. и др., – 2006 г.

168. Ковалев, А.А. Зайсанская складчатая система (новый взгляд на историю развития) / А.А. Ковалев, Ю.В. Карякин // Современные проблемы тектоники Казахстана. – Алма-Ата: – Наука, 1975. – С.75–85.

169. Ковалев, А.А. Модель эволюции Зайсанской складчатой системы с позиции концепции тектоники плит и некоторые вопросы ее металлогении / А.А. Ковалев // Мобилизм и поисковые геологические критерии. – М.: Недра, 1978. – С. 148–155, 255–267.

170. Ковалев, А.А. Эволюция земной коры Зайсанской складчатой системы с позиции концепции тектоники плит и некоторые вопросы металлогении / А.А. Ковалев, Ю.В. Карякин // Металлогения и новая глобальная тектоника.– Л.: Недра, 1973. – С. 81–85.

171. Ковалев, К.Р. Золотоносность арсенопирита золото-сульфидных месторождений Восточного Казахстана / К.Р. Ковалев, Ю.А. Калинин, Е.А. Наумов, М.К. Колесникова, В.Н. Королюк // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 2. – С. 225 – 242.

172. Ковалев, К.Р. Суздальское золото-сульфидное месторождение в черносланцевых толщах Восточного Казахстана / К.Р. Ковалев, Ю.А. Калинин, В.И. Полынов, Е.Л. Кыдырбеков, А.С. Борисенко, Е.А. Наумов, М.И. Нетесов, А.Г. Клименко, М.К. Колесникова // Геология рудных месторождений. – 2012. – Т. 54, № 4. – С. 305–328.

173. Коваленко, В.И. Типы магм и их источники в истории Земли. Часть 2. Редкометалльный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования / В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк, И.А. Андреева, Н.А. Ашихмина, А.М. Козловский, Е.А. Кудряшова, В.А.

Кузнецов, Е.Н. Листратова, Д.А. Лыхин, А.В.Никифоров. – М.: ИГЕМ РАН, 2006. – 280 с.

174. Колесников, А.Г. К условиям формирования редкометального рудопроявления Эмми (Ульинская структурно-металлогеническая зона) / А.Г. Колесников, И.А. Брызгалов, Т.Л. Рассказова, Н.Е. Савва // Всереоссийская научная конференция «Чтения памяти К.В. Симакова». Магадан, 2007. – С. 90–91.

175. Колпакова, Н.А. О перспективах применения нового высокочувствительного метода АПН в геохимии / Н.А. Колпакова, А.Г. Стромберг, А.А. Каплин, Н.И. Белоусова // Известия Томского политехнического университета. – 1970. – Т. 239. – С. 441–446.

176. Константинов, М.М. Глубинное строение Дукатского рудного района / М.М. Константинов, В.В. Аристов, Р.Ф. Данковцев, С.Ф. Стружков // Руды и металлы. – 1997. – № 3. – С. 31–38.

177. Константинов, М.М. Глубинное строение и закономерности размещения месторождений Северо-Енисейского золоторудного района (Россия) / М.М. Константинов, Р.Ф. Данковцев, Г.С. Симкин, С.В. Черкасов // Геология рудных месторождений. – 1999. – Т. 41, № 5. – С. 425–436.

178. Константинов, М.М. Глубинное строение некоторых золоторудных районов / М.М. Константинов, Н.А. Вишневская, Р.Ф. Данковец, С.В. Черкасов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. –2000. – № 6. – С. 77–83.

179. Константинов, М.М. Золоторудные гиганты России и мира / М.М. Константинов, Е.М. Некрасов, А.А. Сидоров, С.Ф. Стружков. – М.: Научный Мир, 2000. – 272 с.

180. Константинов, М.М. Золоторудные провинции мира / М.М. Константинов. – М.: Научный мир. 2006. – 358 с.

181. Константинов, М.М. Золото-серебряное месторождение Дукат (Россия) / М.М. Константинов, А.И. Калинин, В.Е. Наталенко, С.Ф. Стружков, С.С. Двуреченская // Геология рудных месторождений. – 1995. – Т. 37, № 4. – С. 317–334.

182. Конышев, В.О. К методике оценки содержаний Au в рудопроявлениях с крупным золотом Ортон-Балыксинского района, Кузнецкий Алатау / В.О. Конышев // Руды и металлы. – 2014. – № 2. – С. 44–64.

183. Коржинский, Д.С. Гранитизация как магматическое замещение / Д.С. Коржинский // Изв. АН. СССР, сер. геолог. – 1952. – № 2. – С. 9–28.

184. Коржинский, Д.С. Зависимость кислотной агрессивности магматогенных флюидов от температуры / Д.С. Коржинский, М.В. Эпельбаум, В.И. Сорокин // Изв. АН СССР. Сер.геол. – 1983. – № 6.– С. 3–9.

185. Коржинский, Д.С. Метамагматические процессы / Д.С. Коржинский // Изв. АН СССР. Сер.геолог. – 1973. – № 12. – С. 3–6.

186. Коржинский, Д.С. Основы метасоматизма и метамагматизма / Д.С. Коржинский. – М.: Наука, 1993. – 239 с.

187. Коржинский, Д.С. Трансмагматические флюиды, метамагматизм и рудообразование / Д.С. Коржинский, И.А. Зотов, Н.Н. Перцев // Закономерности метамагматизма, метасоматизма и метаморфизма. – М.: Наука, 1987.– С. 3–27.

188. Корнев, Т.Я. Зеленокаменные пояса юго-западного обрамления Сибирской платформы и их металлогения / Т.Я. Корнев, А.Г. Еханин, В.Н. Князев, С.К. Шарифулин. – Красноярск: – КНИИГГиМС, 2004. – 176 с.

189. Корнев, Т.Я. Металлогения золота зеленокаменных поясов Восточного и Западного Саян / Т.Я. Корнев, А.Г. Еханин, Н.Е. Зобов, С.К. Шарифулин, Д.А. Еханин. – Красноярск: КНИИГиМС, 2010 – 228 с.

190. Коробейников, А.Ф. Вещественная зональность габбро-диабазов Саралинского района Кузнецкого Алатау / А.Ф. Коробейников, Е.В. Черняев, Е.И. Черняева // Зональность рудных месторождений Сибири. – Новосибирск: Изд-во ОНТИ СНИИГГиМС, 1981. – С. 34−44.

191. Коробейников, А.Ф. Геохимические особенности пирита золоторудных месторождений / А.Ф. Коробейников, А.Я. Пшеничкин // Геохимия. – 1985. − № 1. – С. 93−104.

192. Коробейников, А.Ф. Закономерности размещения золоторудных полей и месторождений в черносланцевых толщах герцинской складчатой

структуры / А.Ф. Коробейников, В.В. Масленников, В.Я. Микитченко // Известия АН СССР. Серия геология. – 1990, №2. – С. 103–115.

193. Коробейников, А.Ф. Закономерности формирования и размещения месторождений благородных металлов в черносланцевых толщах Северо-Восточного Казахстана / А.Ф. Коробейников, В.В. Масленников. – Томск: Изд-во ТГУ, 1994. – 337 с.

194. Коробейников, А.Ф. Закономерности формирования месторождений золото-скарновой формации / А.Ф. Коробейников, И.А. Зотов. – Томск: Изд-во ТПУ, 2006. – 235 с.

195. Коробейников, А.Ф. Золотоносные интрузивные комплексы черносланцевых толщ Северо-Восточного Казахстана / А.Ф. Коробейников, В.В. Масленников, А.Е. Ермоленко // Геология и геофизика. – 1994. – №4. – С. 75–85.

196. Коробейников, А.Ф. Комплексные месторождения благородных и редких металлов / А.Ф. Коробейников. – Томск: ТПУ, 2006. – 327 с.

197. Коробейников, А.Ф. Контактово-метасоматические и гидротермальные образования золоторудного поля Коммунар / А.Ф. Коробейников // Известия ТПИ. – 1968. – Т. 134. − С. 128−135.

198. Коробейников, А.Ф. Мантийно-коровые рудообразующие системы, контролирующие благородные металлы / А.Ф. Коробейников, Ю.С. Ананьев, А.И. Гусев – Томск: Изд-во ТПУ, 2012. – 262 с.

199. Коробейников, А.Ф. Минералогическая и изотопно-геохимическая зональность кварцево-жильного поля в черносланцевой толще Кузнецкого Алатау / А.Ф. Коробейников, А.Я. Пшеничкин, Ю.А. Фомин // Записки Всеросс. минерал. об-ва. – 1993. – Т. 225, № 1. – С. 68−80.

200. Коробейников, А.Ф. Моделирование рудоносных площадей и месторождений: учебное пособие / А.Ф. Коробейников. – Томск: Изд-во ТПУ, 2008. – 185 с.

201. Коробейников, А.Ф. Нетрадиционные комплексные золото-платиноидные месторождения складчатых поясов / А.Ф. Коробейников. − Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1999. − 237 с.

202. Коробейников, А.Ф. Новый тип околорудного изменения пород в золоторудном поле Коммунар / А.Ф. Коробейников // Доклады АН СССР. − 1968. − Т.182, № 4. − С. 914−917.

203. Коробейников, А.Ф. О дайковом комплексе Коммунаровского рудного поля / А.Ф. Коробейников, Л.Г. Осипов, И.Г. Чинаков // Известия ТПИ. – 1969.− Т. 165. – С. 53−66.

204. Коробейников, А.Ф. Петрология и золотоносность адакитовых гранитоидов Калбы / А.Ф. Коробейников, А.И. Гусев, Г.Г. Русанов // Известия Томского политехнического университета, 2010. – Т. 316, №1. – С.31–38.

205. Коробейников, А.Ф. Пириты золоторудных месторождений (свойства, зональность, практическое применение) / А.Ф. Коробейников, В.А. Нарсеев, А.Я. Пшеничкин, П.С. Ревякин, Ч.Х. Арифулов. – М.: ЦНИГРИ, 1993. – 216 с.

206. Коробейников, А.Ф. Поведение золота при формировании зональных дайковых тел габбро-диабазов / А.Ф. Коробейников, Е.И. Черняева // Доклады АН СССР. − 1987. − Т. 292, № 3. − С. 680−684.

207. Коробейников, А.Ф. Проявление рудно-метасоматической зональности в рудном поле черносланцевой толщи карбона / А.Ф. Коробейников, А.Я. Пшеничкин, В.В. Масленников, С.А. Трубачев // Геология и геофизика. – 1989. – №10. С.43–52.

208. Коробейников, А.Ф. Распределение золота в интрузивных и послемагматических породах Ольховско-Чибижекского рудного поля Восточного Саяна / А.Ф. Коробейников, А.В. Мацюшевский, В.Л. Чесноков, Е.В. Черняев // Геология и геофизика. – 1976. – № 9. – С. 62–74.

209. Коробейников, А.Ф. Типы минеральных ассоциаций руд Коммунара (Хакасия) / А.Ф. Коробейников, В.Н. Сергеев // Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. Труды ТГУ. − Томск: Изд-во ТГУ. – 1966. − Т. 186. − С. 173−187.

210. Коробейников, А.Ф. Условия концентрации золота в палеозойских орогенах / А.Ф. Коробейников. − Новосибирск: ИГиГ АН СССР, 1987. − 177 с.

211. Коробейников, А.Ф. Условия локализации золотого оруденения в контактово-метасоматических и гидротермальных образованиях Коммунарского рудного поля (Хакасия) / А.Ф. Коробейников // Геология золоторудных месторождений Сибири. – Новосибирск: Наука, 1970. − С. 65−74.

212. Коробейников, А.Ф. Эндогенная зональность золотого оруденения в черносланцевых толщах по данным изотопного состава серы / А.Ф. Коробейников, Л.Н. Овчинников, В.В. Масленников, С.Н. Вороновский // Геология рудных месторождений. – 1990. – Т. 32, № 4. – С. 3 – 12.

213. Коробейников, А.Ф., Эндогенная зональность кварцево-жильного поля в черносланцевой толще нижнепалеозойского возраста / А.Ф. Коробейников, Л.Я. Ерофеев, Г.Г. Номоконова, А.Я. Пшеничкин, Ю.А. Мозголин, Е.В. Черняев // Геология рудных месторождений. – 1986. – Т. 28, № 4. – С. 61−71.

214. Коробкин, В.В. Тектоника и геодинамика Западной части Центрально-Азиатского Складчатого Пояса (Палеозоиды Казахстана) / В.В. Коробкин, М.М. Буслов // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 12. – С. 2032–2055.

215. Корреляции метасоматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С.П. Шокальский, Г.А. Бабин, А.Г. Владимиров и др. – Новосибирск: Изд-во ГЕО СО РАН, 2000. – 187 с.

216. Кузебный, В.С. Вулканогенные формации и металлогеническое районирование юго-западного Алтая / В.С. Кузебный, Н.И. Стучевский, Э.С. Пономарев // Вулканизм и металлогения геосинклиналей. – Уфа: БФАН СССР, 1986. – С. 24–35.

217. Кузебный, В.С. Магматические формации и комплексы Зайсанской складчатой области и проблема их корреляции / В.С. Кузебный, П.В. Ермолов, Н.В. Полянский, В.В. Лопатников, А.М. Марьин // Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области. – Алма-Ата: Наука, 1981. – С. 4–38.

218. Кузебный, В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения / В.С. Кузебный. – Алма-Ата: Наука, 1975. – 342 с.

219. Кузебный, В.С. Флюидный режим Земли и проблема крупномасштабного рудообразования (на примере халькофильных металлов) /

В.С. Кузебный, А.Л. Павлов, Ф.М. Ананьев и др. – Новосибирск: Наука, 1991. – 161 с.

220. Кузнецов, Ю.А. Главные типы магматических формаций / Ю.А. Кузнецов. – М.: Недра, 1964. – 387 с.

221. Кузнецов, Ю.А. Раннепалеозойская гранитоидная формация кузнецкого Алатау / Ю.А. Кузнецов, В.И. Богнибов, А.Н. Дистанова, Е.С. Сегреева. – М.: Наука, 1971. – 352 с.

222. Кузьмина, О.Н. Геология и минералогия золотоносных джаспероидов Восточного Казахстана (на примере рудного поля Байбура) / О.Н. Кузьмина, Б.А. Дьячков, А.Г. Владимиров, М.В. Кириллов, Ю.О. Редин // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 12. – С. 1889–1904.

223. Кузьмина, О.Н. Золотоносность Сенташ-Байбуринской рудоносной зоны Западной Калбы / О.Н. Кузьмина // Труды Респ. Научн. конф. «Молодые ученые – будущее науки». – Алматы: КазНТУ, 2004. – С. 518–521.

224. Кузьмина, О.Н. К оценке нетрадиционного апокарбонатного типа золотого оруденения в геологических структурах Восточного Казахстана / О.Н. Кузьмина // Инновационное развитие и востребованность науки в современном Казахстане. Труды респ. научн. конф. молодых ученых, совет молодых ученых Фонда Первого Президента Республики Казахстан. – Алматы, 2007. – С. 60–64.

225. Куйбида, М.Л. U–Pb-изотопный возраст, состав и источники плагиогранитов Калбинского хребта (Восточный Казахстан) / М.Л. Куйбида, Н.Н. Крук, А.Г. Владимиров, Н.В. Полянский, И.В. Николаева // Доклады РАН. – 2009. – Т. 424, №1. – С. 84–88.

226. Курбанов, Н.К. Особенности условий локализации золотого оруденения в терригенных комплексах срединного Тянь-Шаня / Н.К. Курбанов, В.Г. Дзялошинский // Тр. ЦНИГРИ. – Вып. 212. – 1986. С. 3–15.

227. Курганская, Е.В. Геохимия и петрогенезис надсубдукционных вулканических комплексов Чарской сдвиговой зоны (Восточный Казахстан) / Е.В. Курганская, И.Ю. Сафонова, В.А. Симонов // Геология и геофизика. –2014. – Т. 55, № 1. – С. 75–93.

228. Кутейников, Е.С. Фотопортреты структурных ансамблей и их анализ для моделирования крупных месторождений / Е.С. Кутейников, Н.С. Кутейникова, И.К. Рундквист. – М.: Роскомнедра, Геокарт, МАНПО, 1995. –204 с.

229. Кучеренко, И.В. К проблеме источников металлоносных флюидов в процессах образования мезотермальных месторождений золота: факты и аргументы / И.В. Кучеренко // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении: Тез. докл. Междунар. Совещ., г. Новосибирск, 10-12 апр., 2006 г. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2006. – С. 130–131.

230. Кучеренко, И.В. Структурно-динамические режимы образования золото-сульфидно-кварцевой минерализации в Сюльбанской золоторудной зоне (бассейн среднего течения р. Витим) Ч. 1. Каралонское рудное поле / И.В. Кучеренко, Р.Ю. Гаврилов // Известия Томского политехнического университета. – 2011. – Т. 318, № 1. – С. 29–35.

231. Кучеренко, И.В. Структурно-динамические режимы образования золото-сульфидно-кварцевой минерализации в Сюльбанской золоторудной зоне (бассейн среднего течения р. Витим) Ч. 2. Уряхское рудное поле / И.В. Кучеренко, Р.Ю. Гаврилов // Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 320. – № 1. – С. 19–27.

232. Кучеренко, И.В. Теоретические и прикладные аспекты изучения геохимии титана, фосфора, магния в мезотермальных золотых месторождениях. Ч. 1 / И.В. Кучеренко // Известия Томского политехнического университета – 2004. – Т. 307, № 2. – С. 49–55.

233. Кучеренко, И.В. Теоретические и прикладные аспекты изучения геохимии титана, фосфора, магния в мезотермальных золотых месторождениях. Ч. 2 / И.В. Кучеренко // Известия Томского политехнического университета. – 2004. – Т. 307, № 3. – С. 35–42.

234. Лабутина, И.А. Дешифрирование аэрокосмических снимков: учебное пособие для вузов / И.А. Лабутина. – М.: Аспект-Пресс, 2004. – 184 с.

235. Лаптев, Ю.В. Золотоносные коры выветривания Казахстана / Ю.В. Лаптев, В.В. Масленников, В.Я. Микитченко // Кора выветривания как источник комплексного минерального сырья. – Челябинск, 1986. С. 119–120.

236. Летников, Ф.А. Геофлюиды в геологической истории Земли / Ф.А. Летников // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы. Материалы Всероссийской конференции, 22-25 апреля 2008 г. – М.: ГЕОС, 2008.. – С. 8–10.

237. Летников, Ф.А. Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы / Ф.А. Летников // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1262–1269.

238. Летников, Ф.А. Роль процессов гранитизации в формировании кислородной атмосферы Земли / Ф.А. Летников, Н.В. Сизых // Доклады Академии Наук. – 2002. – Т. 386, № 4, – С. 1–4.

239. Летников, Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза / Ф.А. Летников // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 12. – С. 1296–1307.

240. Ли Л.В., Роль литологических и структурных факторов в локализации прожилково-вкрапленного оруденения в надинтрузивной зоне / Л.В. Ли, Г.П. Круглов, О.И. Шохина, Б.П. Вербицкий // Геология рудных месторождений. – 1984. – № 1. – С. 83–88.

241. Ли, Л.В. Вкрапленное золото-сульфидное оруденение Енисейского кряжа / Л.В. Ли, Г.П. Круглов, М.Л. Шерман // Доклады АН СССР. – 1990. – Т. 315, № 3. – С. 690–694.

242. Ли, Л.В. Золоторудные месторождения докембрия Енисейского кряжа / Л.В. Ли // Геология и полезные ископаемые Центральной Сибири. – Красноярск: КНИИГиМС, 1997. – С. 184–222.

243. Ли, Л.В. О связи формирования золоторудных месторождений с процессами прогрессивного регионального метаморфизма в Енисейском кряже / Л.В. Ли // Рудоносность и металлогения структур Енисейского кряжа. – Красноярск: Красноярское книжное изд-во, 1974. – С. 102–112.

244. Ли, Л.В. Олимпиадинское золоторудное месторождение / Л.В. Ли // Минеральные ресурсы Красноярского края. – Красноярск: КНИИГГиМС. – 2003. – Кн. 1. – С. 420–437.

245. Ли, Л.В. Рудоносные метасоматиты месторождения сульфидно-вкрапленных руд / Л.В. Ли, О.И. Шохина // Рудоносные формации докембрия и палеозоя обрамления Сибирской платформы. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1986. – С. 61–74.

246. Лишневский, Э.Н. Глубинное строение земной коры района золото-платинового месторождения Сухой Лог по геолого-геофизическим данным (Восточная Сибирь, Россия) / Э.Н. Лишневский, В.В. Дистлер // Геология рудных месторождений. – 2004. – Т. 46, №1. – С. 88–104.

247. Логвиненко, Н.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане / Н.В. Логвиненко, Л.В. Орлова. – Л.: Недра, 1987. – 237 с.

248. Лось, В.Л. Комплексная переработка минерального сырья Казахстана. Состояние, проблемы, решения. В 10-ти т., 2-е издание, дополненное. Том 1а: Прогноз, поиски и моделирование рудных объектов / В.Л. Лось и др. –Алматы, 2008. – 466 с.

249. Лузгин, Б.Н. Типы разломных структур Синюхинского рудного поля на Алтае / Б.Н. Лузгин // Геология рудных месторождений. – 1995. – Т. 37. – С. 159–168.

250. Любецкий, В.Н. Глубинное строение золоторудных поясов, вмещающих суперкрупные месторождения (Западно-Калбинский пояс, Казахстан) / В.Н.Любецкий, Л.Д. Любецкая // Мат. Межд. конф. «Условия формирования, закономерности размещения и прогнозирования месторождений полезных ископаемых». – Ташкент, 2006. – С. 69-75.

251. Любецкий, В.Н. Глубинное строение и оруденение Калбы по геолого-геофизическим данным / В.Н. Любецкий // Известия АН КазССР. Сер. геол. – 1991. – №5. – С. 66–72.

252. Любецкий, В.Н. Глубинное строение и районирование Иртыш-Зайсанской складчатой системы по геофизическим данным / В.Н. Любецкий // Известия вузов. Геология и разведка. – 1965. – № 12. – С. 3–14.

253. Любимова, А.В. Методика обработки материалов дистанционного зондирования в задачах природопользования / А.В. Любимова, В.А. Спиридонов // Геоинформатика. – 1999. – № 3. – С. 18–21.

254. Мазуров, А.К. Геодинамические обстановки формирования металлогенических комплексов Казахстана: дис. … докт. геол.-мин. наук / Алексей Карпович Мазуров; – Томск, 2003. – 329 с.

255. Максимов, Е.П. Перспективы мезозойского эндогенного оруденения в Центрально-Алданском рудном районе / Е.П. Максимов, В.И. Утюгов, В.М. Никитин // Вестник Госкомгеологии. Материалы по геологии и полезным ископаемым республики Саха (Якутия). – 2004. – № 1. – С. 34–50.

256. Максимов, Е.П., Орогенная структура Центрального Алдана и связь с ней магматизма и оруденения / Е.П. Максимов, В.В. Середин, И.Н. Томсон, Ю.И. Прозорова // Разломы и эндогенное оруденение древних платформ. – М.: Наука, 1982. – С. 121–138.

257. Марченко, А.Г. Выявление и интерпретация разноранговых АГХП золоторудных объектов на примере Уряхской площади / А.Г. Марченко, В.О. Ильченко, М.В. Морозов, Г.В. Моралев //Разведка и охрана недр. – 2013. – № 8. – С. 37–41.

258. Марченко, Л.Г. Генезис золотого стратиформного оруденения / Л.Г. Марченко // Разведка и охрана недр. – 1985. – № 7. – С. 7–12.

259. Марченко, Л.Г. Микро-наноминералогия золота и платиноидов в черных сланцах / Л.Г. Марченко. – Алматы, 2010. – 146 с.

260. Марченко, Л.Г. Нано- и микрочастицы золота и платиноидов в рудах «черносланцевого» типа / Л.Г. Марченко // Науки о Земле в Казахстане – Алматы: ОО Казахстанское геологическое общество «КазГЕО», 2016. – С. 232–243.

261. Марченко, Л.Г. Наноминералогия золота и платиноидов / Л.Г. Марченко. – Алматы, 2016. – 224 с.

262. Марченко, Л.Г. О вулканитах, содержащих твердое углеродистое вещество / Л.Г. Марченко, В.С. Шибко // Известия АН КазССР. Сер. геол. – 1978. – Т. 246, № 2. – С. 455 – 459.

263. Марченко, Л.Г. Природа углеродистого вещества в черносланцевых толщах Казахстана / Л.Г. Марченко // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн. 2. М., – 1981. – С. 55 – 62.

264. Марченко, Л.Г. Рудоносность углеродистых формаций / Л.Г. Марченко // Условия формирования и закономерности размещения месторождений золота Казахстана: Сб. науч. Тр. КазИИМС. – Алма-Ата, 1980. – С. 82 – 84.

265. Марченко, Л.Г. Рудоносные вулканиты, обогащенные углеродистым веществом / Л.Г. Марченко, В.А. Нарсеев, В.С. Шибко // Доклады АН СССР. – 1978. –Т. 240, № 5. – С. 25–27.

266. Марченко, Л.Г. Черносланцевые толщи как источник золота и платины / Л.Г. Марченко, Л.А. Ярцева, Xueqiu Wang // Геология и охрана недр. – 2005. – № 2. – С. 40–44.

267. Масайтис, В.Л. Астроблемы на территории СССР / В.Л. Масайтис // Советская Геология. – 1975. – № 11. – С. 52–64.

268. Масайтис, В.Л. Попигайская котловина – взрывной метеоритный кратер / В.Л. Масайтис, М.В. Михайлов, Т.В. Селивановская // Докл. АН СССР. – 1971. – Т. 197, № 6. – С. 1390–1393.

269. Масленников В.В. Закономерности формирования и размещения золоторудных месторождений Калбы: дисс. … канд. геол.-мин. наук / Валерий Васильевич Масленников; – Томск, 1979. – 270 с.

270. Масленников, В.В. Геотектоническая позиция золотоносных поясов в черно-сланцевых толщах / В.В. Масленников // Колыма. – 1990. – №5. – С. 20–24.

271. Масленников, В.В. Золоторудные пояса Юго-Западного Алтая / В.В. Масленников, Б.А. Дьячков, Г.П. Нахтигаль, В.И. Титов // Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. – Алма-Ата, 1975. – С. 29–36.

272. Масленников, В.В. Рудные формации Эспинского-Кызыловского рудного района / В.В. Масленников, В.Я. Микитченко // Геология, поиски и

разведка месторождений полезных ископаемых Сибири. – Иркутск, 1988. – С. 7–8.

273. Масленников, В.В. Стратиграфо-литологический контроль золотого оруденения / В.В. Масленников //Разведка и охрана недр. – 1983. – №5. – С.11–12.

274. Мельников, В.И. Вещественный состав руд и последовательность минералообразования на золотых и урановых объектах Заангарской части Енисейского кряжа / В.И. Мельников // Геология месторождений урана, редких и редкоземельных металлов – М.: ВИМС, 1992. – Вып. 133. – С. 49–59.

275. Метасоматизм и метасоматические породы / под ред. В.А. Жарикова, Л.В. Русинова – М.: Научный мир, 1998. – 492 с.

276. Мизерная, М.А. Шунгитовые породы черносланцевых образований Восточного Казахстана и перспективы их использования / М.А. Мизерная // Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии. – Усть-Каменогорск, 2010. – С. 218 – 219.

277. Мизерная, М.А. Шунгиты Западной Калбы (особенности формирования, закономерности размещения, критерии прогнозной оценки): автореф. дисс. … канд. геол.-минер. наук. / Мизерная Марина Александровна; – Усть-Каменогорск, 2001. – 30 с.

278. Минеев, Д.А. Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений / Д.А. Минеев. – М., Наука, 1974. – 240 с.

279. Мирошников, А.Е. Геология и геохимия кварцево-золоторудных месторождений Саралинского рудного поля / А.Е. Мирошников, В.Г. Прохоров. – Красноярск: Кн. изд-во, 1974. – 153 с.

280. Мишин, Л.Ф. Вторичные кварциты и их рудоносность / Л.Ф. Мишин, Н.В. Бердников. – Владивосток: Дальнаука, 2003. – 160 с.

281. Мишин, Л.Ф. Вторичные кварциты и их связь с золоторудной минерализацией месторождения Светлое (Россия) (Ульинский прогиб, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) / Л.Ф. Мишин // Тихоокеанская геология. – 2011. – Т.30, № 4. С. 32–48.

282. Моисеенко, В.Г. От атомов золота через кластеры, нано и микроскопические частицы до самородков благородного металла / В.Г. Моисеенко. – Благовещенск: Институт геологии и природопользования РАН, 2007. – 186 с.

283. Моссаковский, А.А. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования / А.А. Моссаковский, С.В. Руженцев, С.Г. Самыгин, Т.Н. Херасков // Геотектоника. – 1993. – № 6. –С. 3–32.

284. Мысник, А.М. Основные черты вулканизма девона – раннего карбона Зайсанской складчатой области / А.М. Мысник, Н.И. Стучевский // Магматические и метаморфические формации Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1986. – С. 118–124.

285. Назаров, В.Н. Структурные условия локализации колчеданно-полиметаллических руд Зыряновского и Малеевского месторождений (Рудный Алтай) / В.Н. Назаров, В.Н. Гаврилец // Геология рудных месторождений. – 1982. – Т. 24, № 2. – С. 91–96.

286. Нарсеев, В.А. Бакырчик (геология, геохимия, оруденения) / В.А. Нарсеев, Ю.В. Гостев, А.В. Захаров и др. – М.: ЦНИГРИ, 2001. – 174 с.

287. Нарсеев, В.А. К геохимии золота терригенных пород / В.А. Нарсеев, В.В. Уваров – В сб.: Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. – Алма-Ата: ОНТИ КазИМС. – 1977. – Вып. 7. – С 18 – 47.

288. Нарсеев, В.А. К дискуссии о генезисе руд карлинского типа. Суздаль-тренд, Юго-Западный Алтай / В.А. Нарсеев // Руды и металлы. – 2002. – № 1. – С. 67–70.

289. Наумова, О.А. Гидротермально измененные породы Озерновского золото-серебряного месторождения Камчатки / О.А. Наумова, Э.И. Алышева // Отечественная геология. – 1995. – №1. С.35–43.

290. Некрасов Е.М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. – М: Недра, 1988. – 286 с.

291. Новожилов, Ю.И. Внутриминерализационное переотложение вещества в месторождениях вкрапленных руд / Ю.И. Новожилов, А.М. Гаврилов // Доклады АН СССР, 1989. – Т. 305, № 6. – С. 1450–1454.

292. Новожилов, Ю.И. Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах / Ю.И. Новожилов, А.М. Гаврилов. – М.: ЦНИГРИ, 1999. – 175 с.

293. Ножкин, А.Д. Типы урановой и золото-урановой минерализации в терригенных и вулканогенно-терригенных образованиях докембрия Енисейского кряжа / А.Д. Ножкин, А.Г. Миронов, Г.М. Комарницкий // Геохимия и рудообразование радиоактивных, благородных и редких металлов в эндогенных и экзогенных процессах: Матер. Всеросс. конф. с иностранным участием. – Улан-Уде: Изд-во БНЦ СО РАН, 2007. – Ч. 1. – С. 21–24.

294. Нусипов, Е.Н. Глубинное строение орогенов Гиндукуша, Памира, Тянь-Шаня и Казахского Щита / Е.Н. Нусипов, А.Б. Оспанов, В.И. Шацилов и др. // Сейсмические исследования земной коры: Сб. докл. Междунар. науч. конф. – Новосибирск, 2004. – С. 361–369.

295. Нусипов, Е.Н. Крупномасштабное золотосульфидное оруденение Бакырчикского типа в углеродисто-терригенных образованиях Западной Калбы / Е.Н. Нусипов, В.А. Нарсеев, А.А. Шиганов, Д.М. Козлянинов // Геология и разведка недр Казахстана. – 1997. – №4. – С. 31–40.

296. Образцов, А.И. Месторождение Мурунтау. Опыт изучения и разработки / А.И. Образцов – Ташкент: ФАН, 2001. – 210 с.

297. Павлова, В.Е. Структурные условия локализации вкрапленного золото-сульфидного оруденения на месторождениях Западной Калбы как основа их оценки / В.Е. Павлова // Вопросы типизации золоторудных месторождений и районови принципы прогнозирования золотого оруденения. – М.: ЦНИГРИ, 1981. – С. 49–54.

298. Парначев, В.П. Краткий словарь современных тектонических терминов / В.П. Парначев. – Томск: Томский государственный университет, 2000. – 60 с.

299. Паталаха, Е.А. Офиолиты и тектоника Казахстана / Е.А. Паталаха, В.А. Белый // Проблемы тектоники Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1980. – С.42–53.

300. Петрищевский, А.М. Глубинное строение и металлогения региона БАМ (по гравиметрическим данным) / А.М. Петрищевский // Советская геология. – 1990. – № 1. С. 86–92.

301. Петрищевский, А.М. Глубинные структуры земной коры и верхней мантии Северо-Востока России по гравиметрическим данным / А.М. Петрищевский // Литосфера. – 2007. – № 1. С. 46–64.

302. Печниковская Л.И. Космоструктурные критерии контроля Нежданинского золоторудного месторождения (Южное Верхоянье) // Отечественная геология. – 2004. – № 3. С. 41–43.

303. Письменный, Б.М. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Глубинное строение / Б.М. Письменный, А.М. Алакшин, А.В. Поспеев, Б.П. Мишенькин – Новосибирск: Наука, 1984. – 186 с.

304. Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика» / ред. Л.И. Красный, О.В. Петров, Б.А. Блюман. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – 652 с.

305. Плюснина, Л.П. Золото, платина и палладий в рудах Наталкинского месторождения (Верхне-Колымский регион) / Л.П. Плюснина, А.И. Ханчук, В.И. Гончаров, В.А. Сидоров, Н.А. Горячев, Т.В. Кузьмина, Г.Г. Лихойдов // Доклады Академии наук. – 2003. – Т. 391, № 3. – С. 383–387.

306. Плющев, Е.В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований / Е.В. Плющев, В.В. Шатов. – Л.: Недра, 1985. – 247 с.

307. Поляков, Г.В. Шиндинский плутон Ольховского гранитоидного комплекса (Восточный Саян) / Г.В. Поляков, Г.С. Федосеев, А.Е. Телешев, С.М. Николаев // Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. – М.: Наука, 1965. – С. 84−111.

308. Пономарева, А.П. Приконтактовые фации как показатели поведения флюидов в интрузивных телах гранитоидов / А.П. Пономарева // Флюиды в магматических процессах. – М.: Наука, 1982. – С. 76−88.

309. Попов, В.В. Полиметаллические месторождения Рудного Алтая / В.В. Попов, Н.И. Стучевский, Ю.И. Демин. – М.: 1995. – 420 с.

310. Попов, В.В. Региональные палеотектонические факторы образования крупных полиметаллических месторождений Рудного Алтая / В.В. Попов // Геология рудных месторождений. – 1998. – Т. 40, № 4. – С. 370–378.

311. Попов, Е.С. Закономерности распределения оруденения и типоморфные особенности сульфидов месторождения Баладжал / Е.С. Попов // В сборнике Геология месторождений золота Казахстана. – Алма-Ата: КазИМС. 1984. – С. 100-107.

312. Поспелов, Г.Л. Методологические вопросы и задачи геолого-физико-химического и физического моделирования рудообразующих и магматических процессов / Г.Л. Поспелов // Физика и физикохимия рудообразующих процессов. – Новосибирск, Наука, 1971. С. 3–16.

313. Поспелов, Г.Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем / Г.Л. Поспелов // Геология и геофизика. – 1962. – № 11. – С. 28–40.

314. Поцелуев А.А. Закономерности формирования благороднометалльного оруденения в гидротермальных урановых и редкометалльных месторождениях (на примере Алтае-Саянской и Северо-Казахстанской областей): автореф. дисс. … докт. геол.-минер. наук. / Анатолий Алексеевич Поцелуев; – Томск, 2008. – 41 с.

315. Поцелуев, А.А. Выявление рудоконтролирующих геологических структур по данным космоснимков / А.А. Поцелуев, А.Б. Байбатша, Ю.С. Ананьев, В.Г. Житков // Тр. МНПК, посвященной 80-летию К. Турысова "Проблемы и перспективы развития геологического кластера: образование-наука-производство". – Алматы, 2014. – С. 66–69.

316. Поцелуев, А.А. Дистанционные методы геологических исследований,

прогноза и поиска полезных ископаемых (на примере Рудного Алтая) / А.А. Поцелуев, Ю.С. Ананьев, В.Г. Житков, В.Н. Назаров, А.С. Кузнецов – Томск: STT, 2007. – 228 с.

317. Поцелуев, А.А. Рудные районы Центральной Азии в материалах современных космических съемок / А.А. Поцелуев, Ю.С. Ананьев, В.Г. Житков, А.Б. Байбадша // Материалы междунар. науч. – прак. конф. посвящ. 110-лет. изв. геолога лауреата Ленинской премии Г. Ц. Медоева проведенного совместно с ИГН им. К.И. Сатпаева, 13-14 окт. 2011 г. – Алматы: КазНТУ им. К.И. Сатпаева, 2011. – С. 257–263.

318. Поцелуев, А.А. Золотосодержащие месторождения урана и редких металлов Урало-Монгольского орогенного пояса / А.А. Поцелуев, А.Ф. Коробейников, Л.П. Рихванов, Ю.С. Ананьев // Материалы 3-й международной научной конференции «Корреляция Алтаид и Уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения». – Новосибирск: ИГиМ СО РАН, 2016. – С. 145–146.

319. Поцелуев, А.А. Космоструктурная модель района Калгутинского редкометалльного месторождения (Горный Алтай) / А.А. Поцелуев, Ю.С. Ананьев, И.Ю. Анникова и др. // Известия Томского политехнического университета. – 2007. – Т. 311, № 1. – С. 45–53.

320. Поцелуев, А.А. Рудные районы и полиметаллические месторождения Рудного Алтая в материалах современных космических съемок / А.А. Поцелуев, Ю.С. Ананьев, В.Г. Житков // «Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии». Материалы международной конференции. – Алмата–Усть-Каменогорск, 2010. – С. 161–162.

321. Прокофьев, В.Ю. Исследование флюидных включений в минералах Олимпиадинского Au-(Sb-W) месторождения (Енисейский кряж) / В.Ю. Прокофьев, З.Б. Афанасьева, Г.Ф. Иванова и др. // Геохимия. – 1994. − № 7. – С. 84–121.

322. Прохоров, В.Г. Пирит (к геохимии, минералогии, экономике и промышленному использованию) / В.Г. Прохоров / Труды СНИИГГиМС. – Вып. 102. – Красноярск, 1970. – 188 с.

323. Пшеничкин А.Я. Типоморфные особенности и поисковое значение пирита золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области: автореф. дисс. ... к.г.-м.н. / Анатолий Яковлевич Пшеничкин; – Томск: ТПИ, 1981. – 16 с.

324. Пшеничкин, А.Я. Использование кристалломорфологии пирита при минералогическом картировании золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области / А.Я. Пшеничкин // Минералогическое картирование рудоносных территорий. − Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. – С. 60−71.

325. Пшеничкин, А.Я. Кристалломорфология пирита и её использование в практике поисково-разведочных работ на золото / А.Я. Пшеничкин // Геология и геофизика. – 1989. − № 11. – С. 65−75.

326. Пшеничкин, А.Я. Критерии прогноза и оценки перспектив золоторудных месторождений на основе типоморфных свойств пирита / А.Я. Пшеничкин, Ю.С. Ананьев // Актуальные проблемы геологии, геофизики и металлогении: Материалы научно-технической конференции, посвященной 80-летию создания Института геологии и геофизики и 105-летию со дня рождения академика Х.М. Абдуллаева. – Ташкент: ГП «ИМР», 2017. – Кн. 3. – С. 270-273.

327. Пшеничкин, А.Я. Особенности кристалломорфологии и термоэлектрических свойств пиритов золоторудных месторождений различных типов / А.Я. Пшеничкин, А.Ф. Коробейников, А.В. Мацюшевский // Известия ТПИ. – 1976. – Т. 260. – С. 39−48.

328. Пшеничкин, А.Я. Поисково-оценочные работы и локальный прогноз золоторудных месторождений / А.Я. Пшеничкин, Ю.С. Ананьев // Технология геологоразведочных работ: Материалы научно-практической конференции. – Алматы, 2013. – С. 105 – 108.

329. Пшеничкин, А.Я. Разворачивание кристаллов пирита в процессе регионального метаморфизма / А.Я. Пшеничкин, Ю.С. Ананьев // Материалы

международного симпозиума «Структурный анализ в геологических исследованиях». – Томск: ЦНТИ, 1999. – С. 78–81.

330. Пшеничкин, А.Я. Технология поиска и локального прогноза золоторудных месторождений по типоморфным свойствам пирита / А.Я. Пшеничкин, Ю.С. Ананьев // Развитие минерально-сырьевой базы Сибири: от Обручева В.А., Усова М.А., Урванцева Н.Н до наших дней: Материалы Всероссийского форума с международным участием. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2013. – С. 267–272.

331. Развозжаева, Э.А. Платина в углеродистом веществе руд месторождения Сухой Лог / Э.А. Развозжаева, А.М. Спиридонов, В.Д. Цыханский // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 3. – С. 286–296.

332. Рафаилович, М.С. Золото недр Казахстана: геология, металлогения, прогнозно-поисковые модели / М.С. Рафаилович. – Алматы, 2009. – 304 с.

333. Рафаилович, М.С. Золотоносная джаспероидная метасоматическая формация Казахстана и соседних регионов Азии / М.С. Рафаилович, Б.А. Дьячков, О.Н. Кузьмина, А.Г. Владимиров // Науки о Земле в Казахстане – Алматы: ОО Казахстанское геологическое общество «КазГЕО», 2016. С. 219–231.

334. Рафаилович, М.С. Крупные месторождения Казахстана: новая геодинамическая и формационная систематика / М.С. Рафаилович, А.В. Смирнов, О.А. Федоренко и др. // Геология и охрана недр. – 2006. – № 1 (18). С. 2–10.

335. Рафаилович, М.С., Крупные месторождения золота в черносланцевых толщах: условия формирования, признаки сходства / М.С. Рафаилович, М.А. Мизерная, Б.А. Дьячков. – Алматы, 2011. – 272 с.

336. Ротараш, И.А. История формирования и строение серпентинового меланжа Зайсанской складчатой области / И.А. Ротараш, Е.А. Гредюшко // Геотектоника. – 1974. – № 4. – С. 73–79.

337. Рудник, В.А. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минералообразованию / В.А. Рудник. – Л.: Недра, 1966. – 118 с.

338. Русинова, О.В. Рентгенографические характеристики углеродистого вещества золоторудных месторождений в черносланцевых толщах / О.В. Русинова, Ю.М. Королев, М.Е. Васильева // Литология и полезные ископаемые. – 1996. – № 1. – С. 89–96.

339. Сазонов, А.М. Геология Саралинского рудного района / А.М. Сазонов, З.А. Цыкин, С.И. Леонтьев и др. – Красноярск: Изд-во ГАЦМиЗ, 1997. – 144 с.

340. Сазонов, А.М. Геохимия золота в метаморфических толщах / А.М. Сазонов. – Томск: ТПУ, 1998. – 166 с.

341. Сазонов, А.М. Золоторудная металлогения Енисейского кряжа: геолого-структурная позиция, структурные типы рудных полей / А.М. Сазонов, А.А. Ананьев, Т.В. Полева, А.Н. Хохлов, В.А. Власов, Е.А. Звягина, А.В. Федорова, П.А. Тишин, С.И. Леонтьев // Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies. – 2010. – Т. 4, № 3. – P. 371–395.

342. Сазонов, В.Н. Основные золотопродуктивные и сопутствующие метасоматические формации Урала (геологическая позиция, зональность, минералогическая, химическая и текстурно-структурная трансформация эдуктов и прогностическое значение) / В.Н. Сазонов, В.А. Коротеев – Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009. – 161 с.

343. Сазонов, В.Н. Поведение РЗЭ в низко-среднетемпературном гидротермальном процессе и их индикаторная роль на примере метасоматических колонок, дифференцированных по составу эдуктов (Урал) / В.Н. Сазонов, В.Н. Огородников, Ю.А. Поленов // Литосфера. – 2009. – № 4. – С. 51–65.

344. Сазонов, В.Н. РЗЭ в колонках пропилитизации, альбитизации, эйситизации и березитизации-лиственитизации пород различной кремнекислотности: эволюция распределения, причины и практическое значение / В.Н. Сазонов, О.В. Викентьева, В.Н. Огородников, Ю.А. Поленов, А.Я. Великанов // Литосфера. – 2006. – №3. – С. 108–124.

345. Сальников, А.С. Сейсмогеологическое строение земной коры платформенных и складчатых областей Сибири по данным региональных

сейсмических исследований преломленными волнами: автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук / Александр Сергеевич Сальников; – Новосибирск, 2008. – 33 с.

346. Сафонов, Ю.Г. Актуальные проблемы металлогении золота / Ю.Г. Сафонов, В.В. Попов, А.В. Волков, Т.М. Злобина, И.В. Чаплыгин // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 12. – С. 1257–1276.

347. Сафонов, Ю.Г. Золоторудные и золотосодержащие месторождения мира – генезис и металлогенический потенциал / Ю.Г. Сафонов // Геология рудных месторождений. – 2003. – Т. 45, № 4. – С. 305–320.

348. Сафонов, Ю.Г. Пространственные и генетические соотношения прожилково-вкрапленного и жильного гидротермального оруденения / Ю.Г. Сафонов, Т.М. Злобина, М.Р. Сароян // Руды и металлы. – 2006. – № 3. – С. 20–33.

349. Сафонова, И.Ю. Фрагменты океанической коры палеоазиатского океана в Горном Алтае и Восточном Казахстане: геохимия и структурное положение / И.Ю. Сафонова, М.М. Буслов, Д.А. Кох // Литосфера. – 2004. – № 3. – С. 84–96.

350. Сердюк, С.С. Металлогеническое и прогнозное районирование золотоносности Красноярского Края / С.С. Сердюк // Цветные металлы –2010: Труды II Междунар. конгресса. – Красноярск, 2010. – Разд. 1. – С. 6–16.

351. Серокуров, Ю.Н. Дистанционная оценка золотоносного потенциала Северной Бурятии / Ю.Н. Серокуров, В.Д. Калмыков, К.В. Громцев // Руды и металлы. – 2008. – № 1. – С. 45 – 51.

352. Серокуров, Ю.Н. Космические методы при прогнозе и поисках месторождений алмазов / Ю.Н. Серокуров, В.Д. Калмыков, В.М. Зуев. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2001. – 198 с.

353. Серокуров, Ю.Н. Системы очаговых магмотектонических структур – основной фактор контроля фанерозойского магматизма в районе Зимнего Берега / Ю.Н. Серокуров, В.Д. Калмыков // Руды и металлы. – 2006. – № 4. –С. – 43–48.

354. Серокуров, Ю.Н. Структурная позиция Наталкинского золоторудного поля по материалам анализа космических снимков / Ю.Н. Серокуров, В.Д. Калмыков // Руды и металлы. – 2004. – № 6. – С. 5–12.

355. Сидоров, А.А. Базовые рудные формации и проблема промежуточных источников рудного вещества жильных месторождений / А.А. Сидоров // Советская геология. – 1987. – № 6. – С. 54 – 57.

356. Сидоров, А.А. Об особенностях совмещения жильных и вкрапленных руд в золото-сульфидных месторождениях / А.А. Сидоров, А.В. Волков // Доклады академии наук. – 1998. – Т. 362, № 4. – С. 533.

357. Силаев, В. И. «Лестница сгорания» Шарля Жерара или шкала термической устойчивости углеродистых веществ в приложении к геологии / В. И. Силаев, О. В. Ковалева, Е. А. Меньшикова, В.А. Петровский // Органическая минералогия: Материалы III Российского совещания по органической минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2009. – С. 42–47.

358. Силичев, М.К. Геологическое положение и особенности структуры Нежданинского золоторудного месторождения / М.К. Силичев // Геология рудных месторождений. – 1970. – Т.12, №3. – С. 96–102.

359. Скляров, Е.В. Интерпретация геохимических данных: учебное пособие / ред. Е.В. Скляров. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.

360. Старова, М. М. Временное методическое пособие по минералогическим методам поисков и оценки золоторудных месторождений / М. М. Старова. – Алма-Ата: Изд-во КазИМС, 1980. – 80 с.

361. Сурков, В.С. Фундамент и развитие чехла Западно-Сибирской плиты / В.С. Сурков, О.Г. Жеро. – М.: Наука, 1981. – 141с.

362. Тверитинов, Ю.И. Структурные условия локализации руд скарнового типа на примере месторождений Горного Алтая / Ю.И. Тверитинов // Проблемы образования рудных столбов. – Новосибирск: Наука, 1972 – С. 156–160.

363. Тектоника и металлогения Нижнего Приангарья / под ред. А.И. Забияки. – Красноярск: КНИИГиМС, 2003. – 322 с.

364. Томсон, И.Н. Металлогения скрытых линеаментов и концентрических структур / И.Н. Томсон, В.С. Кравцов, Н.Т. Кочнева, В.В. Середин, В.А. Селиверстов. – М.: Недра, 1984. – 272 с.

365. Томсон, И.Н. Особенности локализации, строения и состава крупных и уникальных месторождений цветных и благородных металлов / И.Н. Томсон, О.П. Полякова // Отечественная геология. – 1994. – № 11-12. – С. 24–30.

366. Томсон, И.Н. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования оруденения / И.Н. Томсон, М.А. Фаворская // Советская Геология. – 1968. – № 10. – С. 6–20.

367. Томсон, И.Н. Системы концентрических структур, их типы и рудоносность / И.Н. Томсон, Н.Т. Кочнева, В.С. Кравцов // Геология рудных месторождений. – 1982. – № 4. – С. 21–33.

368. Уваров, В.В. К геохимии золота в магматических комплексах Калба-Нарымского района (Восточный Казахстан) / В.В. Уваров, Б.А. Дьячков, В.Р. Бурмистров, В.М. Степанов, Т.К. Мадиянов // Геохимия. – 1972. – № 9. – С. 1130 – 1132.

369. Ужкенов, Б.С. Минерально-сырьевая база меди, свинца, цинка, золота Республики Казахстан. Состояние. Прогноз развития / Б.С. Ужкенов и др. // Сырьевая база свинца и цинка, меди, золота Казахстана. – Алматы: Казахстанское геологическое общество «КазГЕО», 2002. – С. 4–5.

370. Ужкенов, Б.С. Сутурные зоны и крупные месторождения Центральной Евразии: геологическая позиция, металлогеническая специализация, критерии прогноза и поисков / Б.С. Ужкенов, О.А. Федоренко, А.В. Смирнов и др. / Рудные провинции Центральной Азии. – Алматы: «КазГЕО», 2008. – С. 34–47.

371. Ужкенов, Б.С., Глубинные факторы локализаций золоторудных поясов Казахстана / Б.С. Ужкенов, В.Н. Любецкий, Х.К. Беспаев, Л.Д. Любецкая // Геология Казахстана. – Алма-Ата, 2008а. – С. 300–314.

372. Фальк, А.Ю. Беренджакская зона гранитизации (Кузнецкий Алатау) / А.Ю. Фальк // Проблемы геологии и освоения недр: Тр. VII Междунар. науч. симп. студ., асп. и мол. учен. – Томск: ТПУ, 2003. – С. 70–72.

373. Хазагаров, А.М. Влияние вмещающих пород на локализацию оруденения на золоторудных месторождениях Восточного Саяна / А.М. Хазагаров // Известия ТПИ. – 1968. – Т. 134. – С. 111–119.

374. Хазагаров, А.М. Некоторые особенности локализации золотого оруденения в Ольховском рудном районе (Восточный Саян) / А.М. Хазагаров // Геология рудных месторождений. – 1963. – № 3. – С. 92–96.

375. Хаин, В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка / В.Е. Хаин. – М.: Недра, 1971. – 548 с.

376. Хасанов И.М. Глубинное строение юго-востока Яно-Колымской складчатой системы и его золоторудных узлов по геофизическим данным: автореферат дис. … канд. геол.-мин. наук: Ибрагим Мубаракович Хасанов – Иркутск, 2010. – 16 с.

377. Хефс Й. Геохимия стабильных изотопов / Й. Хефс. – М.: Мир, 1983. – 200 с.

378. Хисамутдинов, М.Г. Геологические формации Зайсанской складчатой системы / М.Г. Хисамутдинов, Д.П. Авров, Е.Д. Василевская и др.. – М.: Недра, 1972. – 232 с.

379. Чекалин, В.М. Геолого-генетическая модель Змеиногорского золото-серебро-барит-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) / В.М. Чекалин // Руды и металлы. – 1996. – № 6. – С. 55–65.

380. Чекалин, В.М. Основные закономерности размещения и принципиальная модель формирования колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая / В.М. Чекалин // Геология и геофизика. – 1991. – № 10. – С. 75–89.

381. Чекваидзе, В.Б. Вертикальная метасоматическая зональность березитов на золоторудных месторождениях / В.Б. Чекваидзе // Отечественная геология. – 2009. – №2. – С. 42–46.

382. Чекваидзе, В.Б. Минералогическое картирование рудоносных территорий: цели, методы, прикладная эффективность, комплексирование. 3. Минералогическое картирование рудных тел и месторождений / В.Б. Чекваидзе, И.З. Исакович, А.Г. Жабин // Записки Всероссийского минералогического общества. – 2002. – Ч. CXXXI. –№ 2. – С. 109–119.

383. Чекваидзе, В.Б. Эндогенные ореолы сидерофильных элементов золоторудных месторождений / В.Б. Чекваидзе, С.А. Миляев // Руды и металлы. – 2009. – № 6. – С. 15–20.

384. Чекваидзе, В.Б. Этапы формирования минералогических ореолов на Бакырчикском золоторудном месторождении (Восточный Казахстан) / В.Б. Чекваидзе, И.З. Исакович, С.А. Миляев и др. // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1999. – № 6. – С. 62–67.

385. Черняев, Е.В. Генетическая модель золоторудного поля (Кузнецкий Алатау) / Е.В. Черняев, Е.И. Черняева // Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 57−68.

386. Черняев, Е.В. Сложные зональные дайки как результат метасоматоза в тепловых флюидопроводниках / Е.В. Черняев // Геология рудных месторождений. – 1988. − № 2. – С. 75−84.

387. Черняева, Е.И. Новый золоторудный узел «Бурный» Енисейского кряжа / Е.И. Черняева, Е.В. Черняев, В.Л. Кошкарев // Известия Томского политехнического университета. – 2002. – Т. 305. – № 6. – С. 268–287.

388. Чернышев, И.В. Изотопный состав свинца по данным высокоточного MC-ICP-MS-метода и источники вещества крупномасштабного благороднометального месторождения Сухой Лог (Россия) / А.В. Чугаев, Ю.Г. Сафонов, М.Р. Сароян, М.А. Юдовская, А.В. Еремина // Геология рудных месторождений. – 2009. – Т. 51, № 6. – С. 550-559.

389. Чиков, Б.М. Введение в физические основы статической и динамической геотектоники / Б.М. Чиков. – Новосибирск: ГЕО, 2011.– 299 с.

390. Чиков, Б.М. Мезозойско-кайнозойские коллизионные структуры Большого Алтая / Б.М. Чиков, С.В. Зиновьев, Е.В. Деев // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 5. – С. 426–438.

391. Широких, И.Н. Саралинский золоторудный узел Кузнецкого Алатау / И.Н. Широких, Н.А. Росляков, В.И. Сотников. – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1998. – 236 с.

392. Штернберг, Л.Е. К методике окрашивания карбонатных пород / Л.Е. Штернберг, В.И. Гречин, А.А. Соловьев, Г.Н. Щурина // Литология и полезные ископаемые. – 1972. – Вып. 5. – С. 127–132.

393. Щеглов, А.Д. О металлогении Южно-Африканской республики, генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда и проблеме открытия их аналогов в России / А.Д. Щеглов. – Спб.: ВСЕГЕИ, 1994. – 34 с.

394. Щерба, Г.Н. Жарма-Саурский геотектоноген / Г.Н. Щерба, Б.А. Дъячков, Г.П. Нахтигаль. – Алма-Ата: Наука, 1976. – 200 с.

395. Щерба, Г.Н. Металлогения Рудного Алтая и Калбы / Г.Н. Щерба, Б.А. Дъячков, Г.П. Нахтигаль. – Алма-Ата, 1984. – 240с.

396. Щерба, Г.Н. Развитие структур Большого Алтая на основе геодинамических реконструкций / Г.Н. Щерба, Х.А. Беспаев, Б.А. Дьячков и др. // Геодинамика и минерагения Казахстана. – Алматы: РИО ВАК РК, 2000. Ч. 1. – С. 73-81.

397. Щербаков, Ю.Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае / Ю.Г. Щербаков. – Новосибирск: Наука, 1974. – 278 с.

398. Щербаков, Ю.Г. Федоровское месторождение золота и перспективы золотоносности Южно-Сибирской рудной провинции (Горная Шория) / Ю.Г. Щербаков, Н.В. Рослякова, В.В. Колпаков // Геология и геофизика. – 2003. – Т.44, №10. – С. 979–992.

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

400. Юдович, Я.Э. Геохимия черных сланцев / Я.Э. Юдович, М.П. КетРисунок – – Л.: Наука, 1988. – 272 с.

401. Янбухтин, Т.К. Зонально-кольцевое строение Северо-Казахстанской урановорудной провинции и закономерности размещения месторождений урана / Т.К. Янбухтин, Г.П. Полуаршинов, К.Т. Савельева // Материалы по геологии урановых месторождений. Информационный сборник. – М.: ВИМС, 1985. – Вып. 94. – С. 109–118.

402. Ярмолюк, В.В. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса / В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко // Петрология. – 2003. – Т. 11, № 6. – С. 556–586.

403. Abrams M.J., Brown D., Lepley L., Sadowski R. Remote sensing of porphyry copper deposits in Southern Arizona // Economic Geology. – 1983. – № 4 (78). – P. 591–604.

404. Arribas A. Jr. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid // Mineralogical Association of Canada. Short Course. 1995. V. 23. P. 419–454.

405. Ananyev, Yu. Hydrothermal alteration mapping of Siberian gold-ore fields based on satellite spectroscopy data / Yu. Ananyev, A. Maskov, R. Abramova // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2015/ – Vol. 27: XIX International Scientific Symposium in honor of Academician M.A. Usov "Problems of Geology and Subsurface Development" 6–10 April 2015, Tomsk, Russia. – Electronic resource: http://iopscience.iop.org/article/10.1088/1755-1315/27/1/012001/meta

406. Ananyev, Yu. Rare-earth element distribution patterns in metasomatites of Eastern Kazakhstan gold -ore deposits / Yu. Ananyev // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2015. – Vol 24: Scientific and Technical Challenges in the Well Drilling Progress. 24–27 November 2014 Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia. – Electronic resource: http://iopscience.iop.org/article/10.1088/1755-1315/24/1/012002/meta.

407. Azizi, H. Extraction of hydrothermal alterations from ASTER SWIR data from east Zanjan, northern Iran / H. Azizi, M.A. Tarverdi, A. Akbarpour // Advances in Space Research. – 2010. – № 46. – P. 99–109.

408. Bau, M. Rare element systematics of the chemically precipitated in early Precambrian iron formations and evolution of the terrestial atmosphere-hydrosphere-litosphere system / M. Bau, P. Moller // Geochim. et Cosmoch. Acta. 1993. V. 57. P. 2239–2249.

409. Condie, K. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales / K. Condie // Chem. Geol. – 1993. – Vol. 104. – P. 1–37.

410. Crosta, A.P. Searching for gold with ASTER / A.P. Crosta, C.R. Filho // Earth Observation Magazine. – 2003. – № 5 (12). – P. 38–41.

411. Crowley, J.K. Airborne imaging spectrometer data of the Ruby Mountains, Montana: mineral discrimination using relative absorption band-depth images / J.K. Crowley, D.W. Brickey, L.C. Rowan // Remote Sensing of Environment. – 1989. – Vol. 29 (2). – P. 121–134.

412. Di Tommaso, I. Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the Infiernillo porphyry deposit, Argentina / I. Di Tommaso, N. Rubinstein // Ore Geology Reviews. – 2007. – №32. – P. 275–290.

413. Evensen, N. M. Rare earth abundences in chondritic meteorites / N.M. Evensen, P.J. Hamilton, R.K. O'Nions // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1978. – V. 42. – P. 1199–1212.

414. Franklin, J.M. Comparative Metallogeny of the Superior, Slave and Churchill Provinces; in Precambrian Sulphide Deposits. / J.M. Franklin, R.I. Thorpe // Geological Association of Canada, Special Paper 25. – 1982. – P. 3–90.

415. Gabr, S. Detecting areas of high-potential gold mineralization using ASTER data / S. Gabr, A. Ghulam, T. Kusky // Ore Geology Reviews. – 2010. – № 38. – P. 59–69.

416. Gad, S. Aster spectral ratioing for lithological mapping in the Arabian–Nubian shield, the Neoproterozoic Wadi Kid area, Sinai, Egypt / S. Gad, T. Kusky // Gondwana Research. – 2007. – №11. – P. 326–335.

417. Ghaderi, M. Rare earth element systematics in scheelite from hydrothermal gold deposits in the Kalgoorie-Norseman region, Western Australia / M. Ghaderi, M. Palin, I.H. Campbell, P.J. Sylvester // Econ. Geol. – 1999. – Vol. 94. – P. 423–438.

418. Guha, A. Analysis of Aster data for mapping bauxite rich pockets within high altitude lateritic bauxite, Jharkhand, India / A. Guha, V.Kr. Singh, R. Parveen,

V.K. Kumar, A.T. Jeyaseelan, E.N. Dhanamjaya Rao // International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation – 2013. – № 21. – P. 184–194.

419. Hedenquist, J.W. Exploration for epithermal gold deposits / J.W. Hedenquist, A.R. Arribas, E. Gonzalez-Urien // Reviews in Econ. Geol. – 2000. –Vol. – 13. – P. 245–277.

420. Hedenquist, J.W. Mineralization associated with volcanicrelated hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin / M.K. Horn, ed. Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference, 4th, Singapore, 1986 // Transactions. – 1987. – P. 513–524.

421. Hewson, R.D. Seamless geological map generation using ASTER in the Broken Hill–Curnamona province of Australia / R.D. Hewson, T.J. Cudahy, S. Mizuhiko, K. Ueda, A.J. Mauger, // Remote Sensing of Environment. – 2005. – Vol. 99(1-2). – P. 159–172.

422. Hofmann, A.W. Chemical differentiation of the Earth: The relation between mantle, continental crust, and oceanic crust / A.W. Hofmann // Earth Planet. – 1988. Sci. Lett. 90. – P. 297–314.

423. Jenchuraeva, R. The Kumtor gold deposit / R. Jenchuraeva, V. Nikonorov, P. Litvinov // Paleozoic Geodinamics and Gold Deposits in the Kyrgyz Tien Shan. – Bishkek, 2001. – P.139–149.

424. Kessel, R. The water-basalt system at 4–6 GPa: phase relations and second critical endpoint in a K-free eclogite at 700 to 1400°C / R. Kessel, P. Ulmer, T. Pettke, M.W. Schmidt, A.B. Thompson // Earth Planet. Sci. Lett. – 2005, Vol. 237. – P. 873–892.

425. F. Kruse, Validation of DigitalGlobe WorldView-3 Earth imaging satellite shortwave infrared bands for mineral mapping / F. Kruse, W. Baugh, S. Perry // Journal of Applied Remote Sensing. – 2015, Vol. 9. (doi: 10.1117/1.JRS.9.096044).

426. McLennan, S.M. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust / S.M. McLennan // Geochemistry Geophysics Geosystems, – 2001. – V. 2. – № 4. – 24 p.

427. Ninomiya, Y. A stabilized vegetation index and several mineralogic indices defined for ASTER VNIR and SWIR data. Proc. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'03). Toulouse, France, 21–25 July 2003. – Vol. 3. – P. 1552–1554.

428. Ninomiya, Y. Advanced remote lithologic mapping in ophiolite zone with ASTER multispectral thermal infrared data. Proc. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'03). Toulouse, France, 21–25 July 2003. – Vol. 3. – P. 1561–1563.

429. Pour, A.B. Identification of hydrothermal alteration minerals for exploring of porphyry copper deposit using ASTER data, SE Iran / A.B. Pour, M. Hashim // Journal of Asian Earth Sciences. – 2011. – № 42. – P. 1309–1323.

430. Pshenichkin, A. Exploration and local forecast of gold-ore deposits based on typomorphic properties of pyrite / A. Pshenichkin, Yu. Ananyev, A. Bushmanov, R. Abramova // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2015/ – Vol. 27: XIX International Scientific Symposium in honor of Academician M.A. Usov «Problems of Geology and Subsurface Development» 6–10 April 2015, Tomsk, Russia. – Electronic resource: http://iopscience.iop.org/article/10.1088/ 1755-1315/27/1/012008/meta.

431. Rajendran, S. Detection of hydrothermal mineralized zones associated with listwaenites in Central Oman using ASTER data / S. Rajendran, S. Nasir, T.M. Kusky, A. Ghulam, S. Gabr, M. El-Ghali // Ore Geology Reviews. – 2013. – № 53. – P. 470–488.

432. Rowan, L.C. Discrimination of hydrothermally altered and unaltered rocks in visible and near infrared multispectral images / L.C. Rowan, A. Goetz, R.P. Ashley // Geophysics. – 1977. – № 3 (42). – P 522–535.

433. Rowan, L.C. Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emissivity and Reflection Radiometer ASTER data / L.C. Rowan, J.C. Mars // Remote Sensing of Environment. – 2003. – Vol. 84. – P. 350–366.

434. Sabins, F. Remote sensing for mineral exploration / F. Sabins // Ore Geology Reviews. – 1999. – Vol. 14. – P. 157–183.

435. Satellite ASTER Geoscience Product Notes for Australia // URL: http://c3dmm.csiro.au/Australia_ASTER/Australian%20ASTER%20Geoscience%20Product%20Notes%20FINALx.pdf. – Date of access: 15.12.2014.

436. Shaw, D.M. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis / D.M. Shaw // Geochim. Et Cosmochim. Acta. – 1968. –V. 32. – P. 573–601.

437. Sillitoe, R.H. Porphyry Copper Systems / R.H. Sillitoe // Econ. Geol. – 2010. – Vol. 105. – P. 3–41.

438. Sillitoe, R.H. Styles of high-sulphidation gold, silver and copper mineralization in the porphyry and epithermal environments / G. Weber, ed. Pacrim 99 Congress, Bali, Indonesia, 1999 / Proceedings Parkville, Australian Institute of Mining and Metallurgy. – 1999. – P. 29–44.

439. Sillitoe, R.H. Gold metallogeny of Chile – an Introduction / R.H. Sillitoe // Econ. Geol. – 1991. – Vol. 86, № 6. – P. 1187–1205.

440. Sillitoe, R.H. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions and epithermal precious-metal deposits / R.H. Sillitoe, J.W. Hedenquist // Giggenbach Volume, Society of Economic Geologists and Geochemical Society, Special Publication 10. – 2003. – P. 1–50.

441. Taylor, S.R. The Continental Crast: Its Composition and Evolution / S.R. Taylor, S.M. McLennan // Journal of Geology. – 1985. – №. 1.

442. Vinokurov, S.F. Geochemical significance of europium anomalies in the minerals of ore deposits / S.F. Vinokurov // Geochem. Intem. – 1995. – Vol. 32. – № 12. – P. 113–140.

443. Volesky, J.C. Geological control of massive sulfide mineralization in the Neoproterozoic Wadi Bidah shear zone, southwestern Saudi Arabia, inferences from orbital remote sensing and field studies / J.C. Volesky, R.J. Stern, P.R. Johnson // Precambrian Research. – 2003. – Vol. 123. – P. 235–247.

444. Voroshilov, V. Anomaly Geochemical Fields in Siberian Hydrothermal Gold Deposits / V. Voroshilov, O. Savinova, Yu. Ananev, R. Abramova // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2014.– Vol. 21: XVIII International Scientific Symposium in Honour of Academician M. A. Usov: Problems

of Geology and Subsurface Development 7–11 April 2014, Tomsk, Russia. – Electronic resource: http://iopscience.iop.org/article/10.1088/1755-1315/21/1/012009/meta.

445. Wyman, D.A. Paleoproterozoic boninites in an ophiolite-like setting, Trans-Hudson orogen, Canada. / D.A. Wyman // Geology. – 1999. – Vol. 27. – P. 455–458.

446. Wyman, D.A. Lode Gold Deposits and Archean Mantle Plume – Island Arc Interaction, Abitibi Subprovince, Canada / D.A. Wyman, R.Kerrich, D.I. Groves // Journal of Geology. –1999. – Vol. 107. – P. 715–725.

447. Zhang, X. Lithologic and mineral information extraction for gold exploration using ASTER data in the south Chocolate Mountains (California) / X. Zhang, M. Pazner, N. Duke // ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing. – 2007. – № 62. – P. 271–282.