



***КОРОЛЬКОВ АЛЕКСЕЙ ТИХОНОВИЧ***

**ГЕОДИНАМИКА ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ ЮГА  
ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ**

Специальность:

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

Автореферат

диссертации на соискание ученой степени  
доктора геолого-минералогических наук

Иркутск – 2011

Работа выполнена на кафедре геологии и геофизики Иркутского государственного университета и на кафедре геологии и геохимии полезных ископаемых Национального исследовательского Иркутского государственного технического университета (г. Иркутск)

Научный консультант: доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН **Семинский Жан Вячеславович**

Официальные оппоненты: доктор геолого-минералогических наук, профессор **Кучеренко Игорь Васильевич**  
(Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск)

доктор геолого-минералогических наук  
**Спиридонов Александр Михайлович**  
(Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск)

доктор геолого-минералогических наук  
**Гладкочуб Дмитрий Петрович**  
(Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск)

Ведущая организация: Геологический институт СО РАН  
(г. Улан-Удэ)

Защита состоится 29 марта 2011 года в 14 часов на заседании диссертационного совета Д 212.073.01 при Национальном исследовательском Иркутском государственном техническом университете по адресу: 664074, Иркутск, ул. Лермонтова, 83, тел. (факс) (8-3952) 405-112, e-mail: dis@istu.edu

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Национального исследовательского Иркутского государственного технического университета, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83

Отзывы на автореферат в 2 экземплярах, заверенные печатью учреждения, просим направлять по указанному адресу ученому секретарю совета Галине Дмитриевне Мальцевой, тел. (8-3952) 405-348, 89149323049

Автореферат разослан «\_\_\_» \_\_\_\_\_ 2011 г.

Ученый секретарь  
диссертационного совета

Г. Д. Мальцева

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность работы.** Анализ геологического строения различных территорий с геодинамических позиций является наиболее перспективным для развития современной региональной геологии и металлогении. Однако палеореконструкции производятся для крупных регионов. Преимущественно они основаны на мелко-масштабных работах. Проникновение идей мобилизма в металлогению, особенно в металлогению золоторудных районов, происходит более медленными темпами. В то же время применение теории литосферных плит для этой области знаний может оказаться весьма продуктивным. Свежий взгляд на процесс формирования золоторудных месторождений в давно известных золоторудных районах даст возможность скорректировать поисковые, оценочные и разведочные работы.

**Цель и задачи исследований.** Цель исследования – установление геодинамических обстановок формирования и металлогенических особенностей золоторудных районов различных орогенных поясов южной части Восточной Сибири для оценки перспектив золотоносности. Задачи: 1) определение последовательности геодинамических событий на территории золоторудных районов; 2) анализ развития основных рудовмещающих структур на фоне геодинамических процессов; 3) выявление главных рудовмещающих, рудоносных, рудогенерирующих и рудообразующих формаций золоторудных районов; 4) выяснение геодинамических позиций рудных объектов и выделенных металлогенических формаций; 5) сравнительный анализ золоторудных районов для выявления наиболее общих закономерностей их формирования.

**Фактический материал и методы исследований.** В течение многих лет (1987–2009 гг.) автор занимался оценкой степени золотоносности Балейского, Бодайбинского, Муйского, Гарганского золоторудных районов и Еравненского комплексного рудного района. В Муйском районе исследования в настоящее время продолжаются. С различной степенью детальности автором изучены структуры свыше 30 золоторудных месторождений и рудопроявлений (Балейское, Средне-Голготайское, Андрюшкинское, Дутурульское, Зун-Холбинское, Гранитное, Пионерское, Динамитное, Назаровское, Сухоложское, Верхне-Каралонское, Озерное, Майское, Юбилейное, Ара-Илинское и др.)

В Балейском золоторудном районе на основе детального геологического картирования масштаба 1:10 000, геохимических и геофизических карт того же масштаба и обобщения материалов изучены закономерности формирования и металлогения впервые выделенной автором Ундинской купольной структуры, вмещающей этот золоторудный район, исследованы с различной степенью детальности главные месторождения и рудопроявления.

В Бодайбинском золоторудном районе впервые установлена влияющая на распределение золотого оруденения Кропоткинская купольная структура и более мелкие купола на основе проведенных автором комплексных работ по геологическому доизучению масштаба 1: 50 000 (ГДП – 50) центральной его части и детальных геолого-структурных наблюдений на отдельных перспективных участках.

В Муйском золоторудном районе автор проводил специализированные тематические исследования по оценке золотоносности в притрассовой части Байкало-Амурской магистрали, результатом которых стала карта размещения золотого оруденения северной части Муйского золоторудного района масштаба 1: 100 000 и детальные структурные схемы и карты основных золоторудных участков.

В Еравнинском комплексном рудном районе автором впервые проведена оценка на коренное золото Озернинского комплексного рудного узла, где передокументировано 3/4 части всего сохранившегося керна скважин и составлена на новой структурной основе карта золотоносности всего рудного узла в масштабе 1:10 000.

В Гарганском золоторудном районе работы были сосредоточены как в подземных горных выработках, так и на поверхности. Автор исследовал структурные особенности крупного Зун-Холбинского месторождения при подготовке материалов в ГКЗ (по штольням) и участвовал в поверхностных поисково-оценочных работах на ряде месторождений и рудопроявлений центральной части золоторудного района (Пионерское, Самартинское, Гранитное, Динамитное, Амбартогольское и др.). Это позволило автору предложить оригинальную модель связи золотоносности с различными типами структур латерального выжимания.

За время исследования золоторудных районов автором пройдено 105 пог. км структурно-картировочных, 80 пог. км поисковых маршрутов. Было задокументировано 65 тыс. пог. м керна скважин, 3 тыс. пог. м уступов эксплуатационных карьеров месторождений золота, 2 тыс. пог. м подземных горных выработок, отобрано и проанализировано свыше 120 структурных диаграмм и более 7000 геохимических проб по вторичным и первичным ореолам рассеивания (пробирный и спектральный анализ). Кроме того, обобщены опубликованные и фондовые материалы по геологии, геодинамике и металлогении региона исследований. Все это было использовано при построении средне- и крупномасштабных геологических карт, для составления моделей месторождений, рудных узлов, рудных районов.

Геодинамическое и металлогеническое изучение складчатых поясов и областей Восточной Сибири производилось автором с помощью террейнового анализа (Парфенов, Нокленберг, Ханчук, 1998; Кузьмин, Корольков, Дриль и др., 2000; Корольков, 2003; Семинский, Корольков, 2010). Региональные палеорекострукции основаны на обобщении наиболее известных работ (Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990; Парфенов, Берзин, Ханчук и др., 2003 и др.). Исследования в пределах золоторудных районов включали традиционные методы геологического картирования масштаба 1:50 000 и 1:10 000. Широко использовалась специализированная методика структурно-парагенетического анализа. Она дополнялась геометрическим анализом складчатости (Заика-Новацкий, Казаков, 1989; Корольков, Гладков, Коваленко, 1994; Коллизионные..., 1995). Древние поля напряжений выявлялись на основе рационального комплекса тектонофизических методов (Гзовский, 1954; Данилович, 1961; Николаев, 1977 и др.). Изучались геодинамические особенности металлогенических формаций золоторудных районов (Корольков, 2005).

Работы проводились с различной степенью детальности как по хоздоговорной тематике, так и по отраслевым научным программам. По каждой из этих территорий были составлены карты золотоносности, детально изучены структуры отдельных месторождений и рудопроявлений. Накопленный фактический материал переосмыслен автором с позиций главных положений тектоники литосферных плит. Были также обобщены и проанализированы результаты работ большой группы геологов, которые исследовали эти золоторудные районы.

#### **Защищаемые научные положения.**

1. В обстановке орогенного складчато-надвигового пояса опущенной окраины кратона (Бодайбинский рудный район) локализация золотого оруденения обусловлена структурами латерального выжимания в виде поддвигового ороклина и разно-

масштабными куполами; золотое прожилково-вкрапленное оруденение сухоложского типа приурочено к внутренней наиболее дислоцированной части поддвигового ороклина, золото-кварцевое жильное – к наименее дислоцированной мощной толще осадков за пределами влияния ороклина.

2. В аккреционно-коллизионных орогенах (Гарганский, Муйский, Еравненский рудные районы) золотое оруденение локализовано в разнотипных террейнах или вблизи них. Его концентрация обусловлена конвергентными границами террейнов, где установлены структуры латерального выжимания, включающие зоны сдвигов. Условия локализации характеризуются благоприятными структурными обстановками указанных границ и значительным разнообразием: золото-сульфидные рудные тела зун-холбинского типа размещаются в области фронтального сжатия, золото-кварцевые жилы пионерского типа – в области геодинамических убежищ, золото-кварцевые жилы ирокиндинского, каралонского типов и золото-сульфидное оруденение назаровского типа – в сложных сдвиговых дислокациях.

3. В орогенных поясах внутриплитных плюмтектонических обстановок (Балейский рудный район) формирование золотого оруденения было предопределено длительным тектоническим развитием на предрудном этапе таких структур, как субдукционно-коллизионные купола (Ундинский), образовавшиеся при закрытии позднепалеозойско-раннемезозойского Монголо-Охотского океана; на рудном этапе – формированием комплексов метаморфического ядра (Борщевочного) с рифтогенными впадинами; при этом золото-сульфидно-кварцевые жилы голготайского типа вмещает купольная структура, золото-кварц-халцедоновые жилы и жильные зоны балейского типа – рифтогенная впадина.

4. При формировании золотого оруденения в рудных районах на подготовительном этапе субдукционно-аккреционных обстановок образовывались преимущественно дислокационно-метаморфическая и островодужная рудоносные формации. В процессе рудообразования при коллизионных и постколлизионных обстановках развивались рудогенерирующие магматические формации, представленные субщелочными интрузиями основного, среднего состава, и рудообразующие формации – интрузии кислого состава. Наиболее крупные золоторудные месторождения характерны для золоторудных районов орогенных поясов опущенной окраины Северо-Азиатского кратона (Сухой Лог, Олимпиадинское), далее по продуктивности следуют месторождения золоторудных районов внутриплитных орогенов (Балейское, Тасеевское, Дарасунское, Куранахское и др.), затем – месторождения золоторудных районов аккреционно-коллизионных орогенов (Коммунарское, Ольховское, Зун-холбинское, Ирокиндинское и др.).

**Научная новизна.** Автором получены следующие новые данные:

1. Формирование рудовмещающих структур большинства золоторудных районов определялось процессами аккреции и коллизии. Впервые для юга Восточной Сибири в разнотипных террейнах и вблизи их границ выделены рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры латерального выжимания, сопровождавшиеся образованием разномасштабных куполов.

2. Впервые установлено, что золоторудные районы трех типов орогенных поясов (опущенной окраины кратона, аккреционно-коллизионных, внутриплитных плюмтектонических) характеризуются специфическими особенностями развития геодинамических обстановок предрудного подготовительного и рудного этапа.

3. Впервые выделены конкретные структурные обстановки рудолокализации, связанные с развитием Центрально-Азиатской горячей области и обусловленные сводообразованием, рифтогенезом, экспонированием в верхние этажи земной коры комплексов метаморфических ядер.

4. Для сравнительного анализа использованы известные представления о металлогенических формациях, впервые интерпретированные автором в золоторудных районах Восточной Сибири как породы-индикаторы различных типов разновозрастных границ литосферных плит и внутриплитных обстановок.

**Практическое значение.** К практическим результатам работ автора относятся:

1. При проведении специализированных исследований по оценке золотоносности рекомендации по конкретным участкам в пределах Бaleyского, Бодайбинского, Гарганского, Еравненского, Муйского золоторудных районов, полученные по результатам геологического доизучения масштаба 1:50 000, детального геологического картирования масштаба 1:10 000 и специализированных геолого-структурных наблюдений, были переданы геологическим организациям ранее.

2. Анализ металлогении золоторудных районов с позиций тектоники литосферных плит позволил автору выявить новые закономерности и уточнить прежние рекомендации. Установлено, что геодинамические обстановки золоторудных районов различных типов орогенных поясов существенно различаются, это отразилось на условиях локализации и масштабах оруденения. Уточнено металлогеническое значение сводовых и купольных структур в аккреционно-коллизийных поясах. Так, пересмотрена позиция впервые выделенных автором Ундинской и Кропоткинской купольных структур (Корольков, 1987). На примере Центрально-Азиатской горячей области показана ведущая роль для распределения золотого оруденения сопряженных структур растяжения комплекса метаморфического ядра.

3) Геодинамическое развитие древних островодужных и кратонных террейнов наиболее благоприятно для концентрации золота в прерудный подготовительный этап и способствует формированию многочисленных месторождений и рудопроявлений золота в их пределах в рудный этап, что изучено автором на конкретных примерах Гарганского, Еравненского и Муйского золоторудных районов.

4) Впервые показано значение при локализации рудных тел разнообразных складчато-разрывных структур латерального выжимания, сформировавшихся в коллизийный этап (для всех изученных золоторудных площадей), что отразилось на прогнозе оруденения (Гарганский золоторудный район).

5) Установлено, что локализация месторождений золоторудных районов, расположенных в границах Центрально-Азиатской горячей области, происходила в рифтогенных впадинах, сбросо-сдвигах комплекса метаморфического ядра или в дуплексных зонах (Балейский, Еравненский золоторудные районы).

**Публикации и апробация работы.** Автором опубликовано 115 работ, из них 52 по теме диссертации. Среди них 1 монография, 3 учебных пособия, два из них – монографического характера, 7 статей в реферируемых рекомендованных ВАК изданиях. Основные положения диссертации апробированы на различных научных конференциях: L. P. Zonenshain memorial conference on plate tectonics (Institute of Oceanology, Moscow, 1993); международное совещание «Докембрий Северной Евразии» (ИГГД, Санкт-Петербург, 1997); международная конференция к 100-летию со дня рождения Н. А. Елисеева «Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород» (СПбГУ, Санкт-Петербург, 1998); всероссийская научно-практическая конференция «Эколого-безопасные технологии освоения недр Байкальского регио-

на: современное состояние и перспективы» (БНЦ СО РАН, Улан-Удэ, 2000); международная научная конференция «Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов» (АмурКНИИ АНЦ ДО РАН, Благовещенск, 2001); VI международная конференция «Новые идеи в науках о Земле» (МГГРУ, Москва, 2003); научная конференция, посвященная 125-летию основания ТГУ «Проблемы геологии и географии Сибири» (Томск, 2003); всероссийская научная конференция «Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд» (ИГХ СО РАН, Иркутск, 2005); «Neotektonika Europy Środkowej», VIII Ogólnopolska Konferencja z cyklu “Neotektonika Polski” (PAN, Wrocław, 2009); международная научная конференция «Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении», посвященная 100-летию академика В. И. Смирнова (Москва, МГУ, 2010), международная конференция «Современные проблемы геологии и разведки полезных ископаемых» (Томск, НИ ТПУ, 2010). В этот перечень не вошли конференции регионального уровня.

**Благодарности.** В процессе подготовки диссертации автор неизменно пользовался ценными советами и поддержкой научного консультанта академика РАН, профессора Ж. В. Семинского; вдохновляющие идеи и советы академиков РАН Ф. А. Летникова и М. И. Кузьмина служили стимулом в работе, за что автор выражает им огромную благодарность.

Искренняя признательность выражается также коллегам по совместным разноплановым исследованиям золоторудных районов: В. В. Гладкову, С. П. Летуну, С. Н. Коваленко, Г. А. Феофилактову, В. В. Левицкому, Ю. И. Тверитинову, В. А. Тверитиновой, И. В. Одинцовой, А. А. Куликову, Н. А. Дорониной, А. А. Мельховецкому, А. В. Филимонову, Г. Б. Шуляку, А. М. Рогачеву, С. А. Бузову и др.

Самые теплые чувства вызывает многолетняя поддержка работы со стороны сотрудников геологического факультета Иркутского государственного университета, особенно коллег с кафедры геологии и геофизики Т. Н. Титоренко, М. В. Шорниковой, В. В. Булдыгера, А. В. Сизова, О. В. Гориной.

**Структура и объем работы.** Диссертация состоит из введения, 6 глав, заключения и списка литературы из 307 наименований. Объем работы 250 с., рисунков 97, таблиц 11.

В **первой** главе сделан обзор представлений по проблеме формирования месторождений золота в орогенных поясах юга Восточной Сибири (Рудные..., 1978; Историческая..., 2000; Овчинников, 1992; Кучеренко, 2000; Зорин и др., 1998; Мельников, 1984; Вилор, 2000; Лобанов и др., 1976; 2003; Бакулин, 1991; Буряк, Бакулин, 1998; Летников, 1975; 1982; 2001; Комаров и др., 1984; Томсон и др., 1984; Томсон и др., 1988; 1992; Хренов, 1981; Геологическое строение..., 1986; Семинский, 1980; 2006; Корольков, 1987; 2005; 2007; Булгаков и др., 1999; Парфенов и др., 1998; Золото Бурятии, 2002; 2004; Смирнов, 1944; Кормилицын, 1973; Тверитинов, 1987; Тверитинов и др., 2006; Абрамович, 1994; Скурский, 1993; 1996; Рыбалов, 2002; Тектоника, геодинамика..., 2001; Шер, 1974; Беневольский и др., 2002; Кривцов и др., 1991 и др.). Анализ этой литературы показал, что формирование эндогенных золоторудных месторождений обусловлено следующими факторами: а) магматизм вулканический и плутонический; б) метаморфизм, особенно, динамометаморфизм; в) сводово-купольный тектогенез; г) глубинные разломы. Но их благоприятное сочетание для концентрации золота зависит от геодинамических особенностей золоторудных районов, принадлежащих к металлогеническим поясам трех групп

(Семинский, 2006): 1) складчато-надвиговых орогенов окраины кратона, 2) аккреционно-коллизионных орогенов, 3) внутриплитных плюмтектонических орогенов. Объектами наших исследований явились золоторудные районы, образовавшиеся в результате аккреционного и постколлизионного этапов развития региона. Золотое оруденение каждого района связано с геодинамическими обстановками подготовительного (предрудного) этапа, но окончательно сформировалось в определенных обстановках главного рудного этапа. Бодайбинский район типичен для орогенов опущенной континентальной окраины; Гарганский, Еравненский, Муйский – для аккреционно-коллизионных орогенов; Бaleyский – для внутриплитных плюмтектонических орогенов. Возраст золотого оруденения орогенов опущенной континентальной окраины и аккреционно-коллизионных – преимущественно раннепалеозойский, для орогенов внутриплитных плюмтектонических – позднепалеозойский и мезозойский.

Во **второй** главе рассмотрены геодинамические особенности развития золоторудных районов складчато-надвиговых орогенов опущенной окраины кратона на примере Бодайбинского золоторудного района, где впервые предложена модель поддвигового ороклаина, обладающая металлогеническим значением.

В **третьей** главе дана характеристика золоторудных районов аккреционно-коллизионных орогенов на примере золоторудных районов Гарганского, Муйского, Еравненского. Показаны металлогенические особенности разнотипных террейнов и структур латерального выжимания вблизи их границ.

Глава **четвертая** посвящена исследованию золоторудных районов внутриплитных плюмтектонических орогенов, где на примере Бaleyского золоторудного района показана роль структур латерального выжимания и комплекса метаморфического ядра в локализации оруденения, сформировавшегося под влиянием Центрально-Азиатской горячей области.

Глава **пятая** основана на сравнительном анализе металлогенических формаций золоторудных районов юга Восточной Сибири (Бодайбинского, Бaleyского, Гарганского, Еравненского, Муйского) коллизионного и постколлизионного этапов развития.

Глава **шестая** характеризует геодинамические особенности формирования золоторудных районов разнотипных орогенных поясов Северо-Востока Азии, которые образовались вокруг Северо-Азиатского (Сибирского) кратона. Приведены сведения об их перспективности.

В **заключении** сформулированы основные выводы.

#### **Защищаемые положения и их обоснование**

**1. В обстановке орогенного складчато-надвигового пояса опущенной окраины кратона (Бодайбинский рудный район) локализация золотого оруденения обусловлена структурами латерального выжимания в виде поддвигового ороклаина и разномасштабными куполами; золотое прожилково-вкрапленное оруденение сухоложского типа приурочено к внутренней наиболее дислоцированной части поддвигового ороклаина, золото-кварцевое жильное – к наименее дислоцированной мощной толще осадков за пределами влияния ороклаина.**

Группа складчато-надвиговых орогенов пассивной континентальной окраины Сибирского (Северо-Азиатского) кратона и приуроченных к ним металлогенических поясов сформировалась при действии тех же коллизионных процессов, которые привели к закрытию Палеоазиатского палеокеана. В пределах Байкало-Патомского



район приурочен к наиболее глубокой ее части, где континентальная кора испытала самую значительную деструкцию. Приуроченность к наиболее мощной толще осадков подножия континентального склона, которые в процессе осадконакопления обогащались органическим веществом и, по-видимому, золотом в сочетании с особым типом складчато-надвиговых деформаций, обусловили первоначальную концентрацию золотого оруденения Бодайбинского рудного района. Здесь выявлено уникальное месторождение золота Сухой Лог, а также менее богатые месторождения и рудопроявления: Верное, Невское, Голец Высочайший, Западное, Ожерелье, Мараканское, Догалдынское и др.

Рассматриваемая территория относится к области байкальской складчатости, но она испытала значительные преобразования в каледонский и герцинский этапы развития. В ее пределах развиты зональный прогрессивный метаморфизм, метасоматоз и контактовый метаморфизм, обусловленный внедрением гранитоидов палеозойского возраста. Ранее Байкало-Патомское нагорье включалось в состав северной части Байкальской горной области (Салоп, 1964; 1967), граница которой с Сибирской платформой (кратоном) имеет дугообразный характер. Такая конфигурация ее контура вызывала и вызывает различные варианты интерпретации тектонического положения и особенностей внутреннего строения.

Основными структурными элементами территории являются Чуйско-Нечерский антиклинорий, Мамско-Бодайбинский и Патомский синклинии. Последний обрамляется со стороны платформы Приленской и Чарской зоной складок.

**Бодайбинский золоторудный район** расположен в пределах Мамско-Бодайбинского синклинория, осадочно-метаморфические и магматические комплексы которого сформировались в 3 этапа: байкальский, каледонский, герцинский.

Байкальский этап характеризуется накоплением мощной толщи ритмичных углеродистых карбонатно-терригенных отложений среднего, верхнего рифея и венда. Осадки включают (снизу вверх): балаганнахскую серию среднего рифея (хорлухта-ская, хайвергинская, бугарихтинская, бодайбокская свиты), ныгринскую серию среднего-верхнего рифея (бужуихтинская, угаханская, хомолхинская, имняхская свиты) и бодайбинскую серию венда (аунакитская, вачская, анангская, догалдын-ская, илигирская свиты). Возраст основывается на прямых геологических наблюдениях взаимоотношений метаморфических и магматических пород, на анализе комплексов фитоцитов и микрофитоцитов, на изотопных данных (Геологическое..., 1986; Докембрий..., 1995). Формирование всех пород от хорлухта-ской до вачской свиты включительно происходило, вероятнее всего, в условиях подножия континентального склона пассивной окраины атлантического типа. Снос терригенного материала в среднем и верхнем рифее осуществлялся с севера со стороны Сибирского кратона, в венде – с юга со стороны аккрецированных террейнов (в современных координатах). В целом эти отложения отличаются преимущественно песчано-сланцевым составом. Количество сланцев постепенно увеличивается в разрезе с севера на юг, то есть от внешней к внутренней части Патомского нагорья. В каждой свите от хорлухта-ской до вачской включительно выделяется несколько типов разрезов, мощность которых изменчива. Суммарная мощность всей толщи отложений предполагаемого континентального склона Сибирского кратона в Бодайбинском районе достигает около 11 км, что сопоставимо с мощностью отложений подножия континентального склона современного Атлантического океана. Характерно ритмичное строение всей толщи и общее высокое содержание углеродистого вещества. Эти особенности строения разреза осадочной толщи свидетельствуют об их образо-

вании на втором уровне лавинной седиментации (Лисицын, 1988), который характеризуется формированием гравититов четырех классов отложений: оползневые, потоков разжиженного осадочного вещества, турбидиты, контуриты. В пределах центральной части Бодайбинского района преобладают турбидиты, что послужило основанием для выделения здесь турбидитового террейна (Булгатов, Гордиенко, 1999). Формирование отложений венда верхней части бодайбинской серии (анангская, догалдынская, илигирская свиты) происходило, очевидно, в условиях внутреннего бассейна. В этой толще появляется туфогенный материал, особенно в догалдынской свите. Поэтому предполагается, что накопление верхней части бодайбинской серии происходило в условиях сноса терригенного материала с юга. Это связано с появлением там либо Баргузинского микроконтинента, либо островной дуги (Зоненшайн и др., 1990). Не исключено существование задугового бассейна на территории Бодайбинского золоторудного района в венде. После накопления вендских отложений в пределах Патомского нагорья произошло поднятие территории с одновременным проявлением сложной байкальской складчатости.

Каледонский этап не выделяется по осадочным комплексам. Но отложения нижнего палеозоя характерны для внешней зоны Байкало-Патомского нагорья (Ангари-Ленский и Березовский прогибы). Возможно, отложения эти присутствовали и во внутренней зоне нагорья, но к настоящему времени уничтожены эрозией (Малич, 1975). Во внутренней зоне наряду с областями линейной одноэтапной одно- и многопорядковой складчатости отмечаются обширные площади развития многоэтапной складчатости. Причем, оси линейных складок нижнепалеозойских осадков Ангари-Ленского и Березовского прогибов субпараллельны осям складчатых структур рифейских отложений внешней и внутренней зоны Байкало-Патомского нагорья. Повидимому, складкообразовательные процессы каледонского этапа проявились на территории Бодайбинского золоторудного района после орогенеза и складчатости байкальского этапа (Тектоника, геодинамика..., 2001; Корольков, 2005).

Герцинский этап выделяется по возрасту магматических интрузивных пород. Среди них преобладают гранитоиды, массивы которых фиксируются в местах наибольшего сгущения осадочно-метаморфических пород. Это сопровождалось поднятием территории. В Бодайбинском золоторудном районе развиты породы двух магматических комплексов.

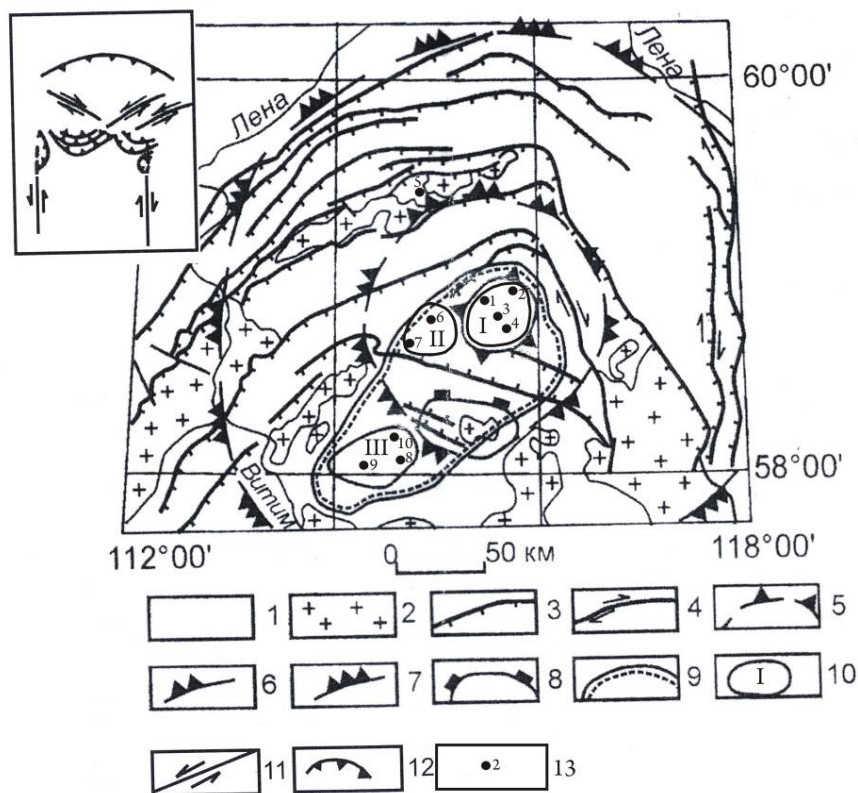
Конкудеро-мамаканский комплекс составляют граниты Константиновского, Джегдокарского и Васильевского массивов трех фаз внедрения. Первая фаза наиболее распространена и представлена биотитовыми, амфибол-биотитовыми (редко пироксенсодержащими) гранитами. Контакты массивов секущие. Эндоконтакты слагаются мелкозернистыми разностями вплоть до гранит-порфиров, экзоконтакты – биотитовыми, андалузитовыми, кордиеритовыми роговиками в зоне шириной до 1–2 км. Над невоскрытыми эрозией массивами развиты дайковые поля. Вторая фаза представлена субщелочными биотитовыми гранитами, секущими породы первой фазы. Третья фаза слагается субщелочными и щелочными гранитами и лейкогранитами. Возраст гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса, определенный по комплексу методов относительной и радиометрической изотопной геохронологии, средне-позднепалеозойский (от девона до перми). Возраст цирконов из гранитов Константиновского массива – 325 млн лет (U-Pb метод), определения Л. А. Неймарк (1993).

Кадали-бутуинский комплекс представлен дайками лампрофиров (керсантиты, спессартиты, одиниты, минетты), кварцевыми диоритами и диоритовыми порфиритами, андезитовыми порфиритами. «Дайковый пояс» прослежен на 500–550 км от верхнего течения р. Хомолхо на севере до верхнего течения рек Малой Конкудеры и

Среднего Мамакана на юго-юго-западе. Лампрофиры прорывают гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса, но радиометрический возраст их близок и составляет  $314 \pm 128$  млн лет (Sm-Nd метод), определения Л. А. Неймарк (1993).

Проблемы геодинамического развития территории с различной степенью детальности рассматривались многими исследователями (Зоненшайн и др., 1990; Иванов, Рязанов, 1992; Докембрий Патомского..., 1995; Тектоника, геодинамика..., 2001; Страхова, 2001; Синцов, 2001; Кузьмин и др., 2006). Автором этот вопрос специально изучался в течение последних лет (Корольков, 2005; 2007 и др.). Большинство геологов начальный этап формирования Бодайбинского золоторудного района связывают с самой глубокой частью пассивной окраины Сибирского палеоконтинента – подножием континентального склона. В этих условиях в рифейское и вендское время образовались преимущественно турбидитовые осадочные комплексы, которые позже испытали сложную складчатость. Каледонская аккреция Баргузинского микроконтинента и Сибирского палеоконтинента – одна из наиболее вероятных причин складчатости. Покровно-складчатые структуры развивались на пассивной окраине, то есть на субконтинентальной земной коре. Установлено (Иванов, Рязанов, 1992), что главные субгоризонтальные сжимающие силы действовали в субмеридиональном, северо-восточном и северо-западном направлениях. При этом формировались в основном надвиги и покровы, сместители которых имеют наклон на юг и юго-восток (тяготеют к внешней границе района), а также надвиги и взбросы, сместители которых наклонены на север и северо-восток (распространены в центральной части района). Дивергентный характер развития складчато-надвиговых структур в пределах Бодайбинского золоторудного района позволил автору выделить (Корольков, 2005; Корольков, Коваленко, 2005) одноименный поддвиговый ороклин (рис. 2). Геодинамика таких структур хорошо изучена М. Л. Коппом (1997) на примере кайнозойского Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. Поддвиговые ороклины возникают при значительном сближении континентов в условиях резко увеличивающегося сжатия и недостатка пространства во фронтальной части. В этом случае субпластичный геологический материал выжимается не только вперед по направлению сжатия, но и в противоположном направлении. То есть возникают складчато-надвиговые пакеты «пальмового дерева». Кроме дивергентного поперечного профиля, о повышенном горизонтальном сжатии свидетельствует высокая амплитуда орогенного воздымания и метаморфизм высоких давлений. Накапливающийся перед фронтом избыток масс приводит к их выжиманию вбок, при этом формируются компенсирующие сдвиговые деформации.

Аналогичная ситуация характерна для Байкало-Патомского нагорья. А. С. Барышев и др. (1982) выделили здесь преимущественно по гравитационным и геоморфологическим данным гигантское сводовое поднятие диаметром более 300 км – купол Пионер. Внутри свода проявляется радиально-кольцевая система геоморфологических элементов, включающая долины крупных рек Жуя, Большой Патом, Витим, Лена. Центр купола оконтуривается дуговыми отрезками долин рек Хомолхо и Малый Чипикет, имеющими координаты  $58^{\circ}53'$  с.ш. и  $115^{\circ}47'$  в.д. с отметкой 1000 м над уровнем моря, и окружен двумя валообразными поднятиями. Первое расположено в 20 км от центра и имеет отметку 1200 м, второе находится на расстоянии 65–70 км от центра с отметками 1200–1300 м. В южной части второго валообразного поднятия, где характерны надвиги с наклоном сместителей в северных румбах, автор выделил и детально описал «незрелую» Кропоткинскую сводово-купольную структуру (Корольков, 1987). Она локализована в центральной части Бодайбинского золоторудного района.



**Рис. 2. Бодайбинский поддвиговый ороклин**

1 – рифей-раннепалеозойские осадочные и метаморфические породы; 2 – рифей-палеозойские гранитоиды; 3 – взбросовые и надвиговые структуры; 4 – зоны сдвиговых разломов; 5–7 – дугообразные поднятия купола Пионер: 5 – 20 км от центра, 6 – 65–70 км от центра, 7 – 150–190 км от центра (примерная геоморфологическая граница); 8 – Кропоткинская купольная структура; 9 – условная граница Бодайбинского золоторудного района; 10 – условные границы золоторудных узлов Бодайбинского золоторудного района с промышленными месторождениями золота: I – Кропоткинский, II – Мараканский, III – Артемовский; 11–12 – условные обозначения на врезке: 11 – сдвиги, 12 – взбросы и надвиги; 13 – главные промышленные месторождения золота: 1 – Сухой Лог, 2 – Высочайшее, 3 – Вернинское, 4 – Невское, 5 – Чертово Корыто, 6 – Ожерелье, 7 – Ыканское, 8 – Копыловское, 9 – Кавказ, 10 – Догалдынская жила. На врезке – внемасштабный рисунок типового поддвигового ороклина, предложенный М. Л. Коппом

Согласно модели развития поддвигового ороклина, купол Пионер возник в зоне максимального скупивания мощных осадочных толщ пассивной континентальной окраины палеоконтинента, в центральной части структуры «пальмового дерева». Дугообразные валы, окружающие центр купола и насыщенные палингенными гранитоидами, – зоны наиболее интенсивных краевых складчато-надвиговых деформаций. Предполагается, что воздымание гигантского сводового поднятия началось после отложений силурийского возраста. Не исключено влияние Центрально-Азиатской горячей области при образовании этого крупного концентрически-зонального свода, что подтверждается рядом исследователей (Кузьмин и др., 2006).

В Бодайбинском золоторудном районе известно три главных рудных узла – Кропоткинский, Мараканский и Артемовский. Установлено два промышленных типа коренного золотого оруденения. Первый тип – золото-кварцевый, который развит преимущественно в контурах Артемовского рудного узла, относят к одноименной формации. Второй тип – прожилково-вкрапленный, наиболее характерный для Кропоткинского и Мараканского рудных узлов, обычно считают типичным для про-

жилково-вкрапленной рудной формации, где самым крупным является Сухоложское месторождение золота (Ленский..., 1971).

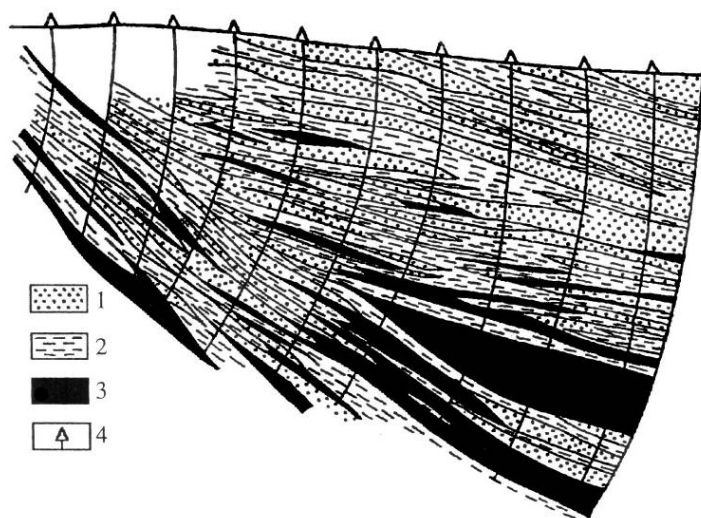
Золото-кварцевый тип характерен для месторождения Догалдынского и большого количества рудопроявлений. Они приурочены к осевым частям сжатых антиклиналей и представляют собой субширотные линейные жильные зоны. Наиболее благоприятны для оруденения осевые части антиклиналей в местах изгиба их осей и шарниров. Жилы локализованы на контакте пород с различными физическими свойствами, характеризуются сложной или линзовидной формой, не выдержаны по простиранию. Количество сульфидов в жилах зависит от их содержания во вмещающих породах и от мощности тел. Маломощные жилы, как правило, содержат больше сульфидов. Состав рудных минералов коррелируется со степенью метаморфизма вмещающих пород. В хлоритовой зоне присутствует пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит. В гранатовой зоне пирит вытесняется пирротинном, а другие сульфиды исчезают. Золото фиксируется в виде редких рудных гнезд и столбов с содержанием 5–20 г/т.

Прожилково-вкрапленный (сухоложский) тип – главный для Бодайбинского района. К этому типу относят золоторудные месторождения Сухой Лог, Высочайшее, Верное, Невское, Западное. В последние годы обнаружено еще два месторождения – Ожерелье, Ыканское (Иванов, 2010). Ведущими контролирующими структурами для них являются линейные антиклинали с погружением к северу осевых плоскостей, ядерные части и крылья которых интенсивно дислоцированы. Характерные для складок продольные субширотные или северо-западные дислокации с погружением преимущественно к северу и северо-востоку получили название вязких разломов, так как сформировались в пластичной среде в позднескладчатый этап. Изгибы осей и шарниров антиклиналей особенно благоприятны для отложения рудных минералов. Литологический контроль выражается в приуроченности богатого оруденения к горизонтам тонкого ритмичного переслаивания углеродистых сланцев и алевролитов. Однако рудоносные «углистые» сланцы месторождения Сухой Лог некоторые авторы (Лобанов и др., 2004) считают продуктами интенсивной тектонометасоматической переработки первичных углеродсодержащих терригенных и карбонатных пород (рис. 3). Ряд месторождений (Ожерелье, Ыканское) располагается среди пород, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, но локализованы в зонах диафтореза (Иванов, 2005, 2008, 2010), где

развито интенсивное рассланцевание с ярко проявленной мусковитизацией, хлоритизацией, пиритизацией, анкеритизацией (бурошпатизацией) и другими низкотемпературными минералами.

**Рис. 3. Схема строения месторождения Сухой Лог (Лобанов и др., 2004).**

1 – слабо рассланцованные алевролиты, алевропесчаники; 2 – интенсивно рассланцованные и перекристаллизованные разности; 3 – высокоуглеродистые минерализованные тектоносланцы (пелитоиды), представляющие рудные тела; 4 – скважины



Вязкие разломы месторождения **Сухой Лог** содержат прожилковую и вкрапленную минерализацию. Прожилковая минерализация представлена кварцевыми, пирит-кварцевыми, кварц-пиритовыми прожилками нескольких генераций. Вкрапленная минерализация рассеяна в породе обособлениями пиритового, кварц-пиритового и бурошпатового состава. Концентрация золота преимущественно происходила в кварц-пиритовых прожилках, гнездах и линзах наиболее минерализованной части разлома.

По данным Л. А. Неймарк, возраст золота из месторождения Сухой Лог составляет около 320 млн лет. Близкие датировки получены по околорудным метасоматитам. Вероятно, можно говорить о значительном преобразовании и концентрировании золотого оруденения в позднем палеозое при внедрении гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса. Наиболее спорным остается вопрос о первичном источнике рудного вещества. Большинство исследователей считают, что золотом были обогащены на стадии осадконакопления углистые пелитовые толщи (Развозжаева и др. 1981, 2002, 2005 и др.). В. А. Буряк (1975) предполагал миграцию золота из зон высокого метаморфизма в слабо метаморфизованные породы с образованием рудных скоплений, что существенно сузило район поисков золота. Обнаружение минералов платиновой группы (МПГ) в сухоложских рудах позволяет предполагать корово-мантийный источник рудного вещества (Вуд, Попов, 2006), обусловленный ранним рифтогенезом.

Таким образом, очевидна связь золотого оруденения с этапом линейного складкообразования, с вязкими субширотными и северо-западными разломами, полого погружающимися к северу. Наиболее крупные месторождения Бодайбинского золоторудного района прожилково-вкрапленного (сухоложского) типа приурочены к асимметричным и запрокинутым антиклиналям с наклоном осевых поверхностей в северных румбах. Такие складчато-надвиговые пакеты с вергентностью, противоположно ориентированной вергентности складчато-надвиговых структур фронтальной части, как раз и характеризуют выделяемый нами Бодайбинский поддвиговый орокин, осложненный валообразными поднятиями (см. рис. 2).

**2. В аккреционно-коллизиионных орогенах (Гарганский, Муйский, Еравненский рудные районы) золотое оруденение локализовано в разнотипных террейнах или вблизи них. Его концентрация обусловлена конвергентными границами террейнов, где установлены структуры латерального выжимания, включающие зоны сдвигов. Условия локализации характеризуются благоприятными структурными обстановками указанных границ и значительным разнообразием: золото-сульфидные рудные тела зун-холбинского типа размещаются в области фронтального сжатия, золото-кварцевые жилы пионерского типа – в области геодинамических убежищ, золото-кварцевые жилы ирокиндинского, каралонского типов и золото-сульфидное оруденение назаровского типа – в сложных сдвиговых дислокациях.**

Большая часть территории к юго-востоку от Сибирского палеоконтинента принадлежит группе аккреционно-коллизиионных орогенов, которые образовались при закрытии Палеоазиатского океана в палеозое и содержат террейны океанического, островодужного, кратонного, метаморфического, турбидитового типов. Сложный коллаж террейнов особенно нелегко распознается среди более поздних полихронных гранитоидов огромного по площади Баргузинского батолита.

Группа металлогенических поясов аккреционно-коллизийных орогенов включает два региональных металлогенических пояса и десять локальных (Семинский, 2006). Внутри Байкало-Витимского (Б-В) регионального металлогенического пояса был исследован наиболее типичный Муйский золоторудный район. Для Трансбайкальского (Т-З) регионального пояса самыми характерными являются Гарганский золоторудный район и Еравненский комплексный рудный район.

**Гарганский золоторудный район** соответствует структурно-металлогенической зоне (Золото Бурятии..., 2000), которая выделяется в границах одноименного микроконтинента. Наиболее крупным в районе является эксплуатирующееся Зун-Холбинское месторождение золота. Кроме того, здесь расположены месторождения Пионерское, Гранитное, Самартинское, Динамитное и ряд рудопроявлений.

Гарганской микроконтинент входит в состав крупного Тувино-Монгольского срединного массива, история геологического развития которого отличалась от эволюции обрамляющих раннекаледонских складчатых областей. Позже на больших площадях Тувино-Монгольского массива были закартированы ордовикские, силурийские, нижнедевонские свиты и было доказано первично океаническое происхождение рифей-раннепалеозойских базитов и гипербазитов, что позволило реконструировать океанические бассейны и островные дуги раннего палеозоя (Бутов, Морозова, 1982; Катюха, Рогачев, 1983; Рошкетев и др., 1983; Бутов, 1985; Добрецов, 1985; Добрецов и др., 1985; Геология..., 1988; Геология..., 1989 и др.). Тем самым необходимость обособления Тувино-Монгольского массива как будто бы отпала. Однако пришлось вернуться к обособлению массива после анализа результатов новых изотопных датировок гранитоидов, считавшихся ранее палеозойскими коллизийными (Кузьмичев, 2000; 2002; 2004; Кузьмичев и др., 2000; Беличенко и др., 2003). Гарганский золоторудный район эволюционировал вместе с Тувино-Монгольским массивом, для которого А. Б. Кузьмичев (2002) выделил три этапа развития: раннебайкальский (1000 – 800 млн лет), позднебайкальский (800 – 600 млн лет), раннекаледонский (600 – 490 млн лет).

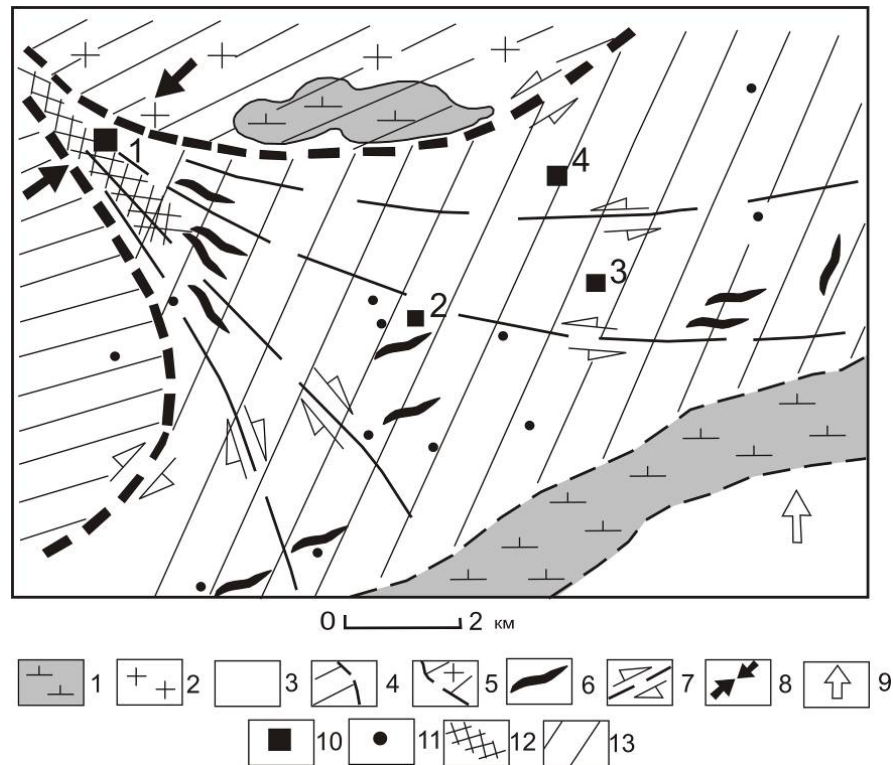
Детальные структурные наблюдения на ряде участков Гарганского золоторудного района позволили автору (Связь золота..., 2002; Корольков, 2007) предложить иную последовательность событий в рамках выделенных геодинамических этапов развития.

Раннебайкальский этап – время образования Гарганской глыбы, фундаментом которой стали гнейсы и кристаллические сланцы одноименного комплекса архейского возраста, а чехлом – мелководные терригенно-карбонатные породы иркутской свиты верхнего рифея. Затем произошла обдукция офиолитов на Гарганскую глыбу с формированием тектономикститовой ильчирской толщи.

Позднебайкальский этап характеризуется формированием плутонических массивов гранитоидов сумсунурского комплекса, которые прорывают архейские метаморфические породы Гарганской глыбы, позднерифейские терригенно-карбонатные породы иркутской свиты и все образования офиолитового комплекса. Тоналиты сумсунурского комплекса Rb-Sr и U-Pb методами датируются как позднерифейские – 790 млн лет (Кузьмичев, 2004).

Раннекаледонский этап стал наиболее важным для формирования складчато-разрывных дислокаций чехла Гарганской глыбы. «Расплющенная» структура Зун-Холбинского месторождения и менее сжатые структуры участков Пионерский, Гранитный, Динамитный, Новый, Нагорной канавы и других возникли в условиях раз-

вития структур латерального выжимания (рис. 4), что впервые установлено автором для Гарганского золоторудного района (Летунов, Семинский, Корольков и др., 1998; Связь золотого..., 2002; Структурные..., 2007; Корольков, 2007). Причиной развития структур латерального выжимания могло быть встречное движение блоков-куполов, которые образовались после кристаллизации гранитоидов сумсунурского комплекса. Подобный тип структурных рисунков, как указывалось, изучен М. Л. Коппом (1997) на примере Альпийско-Гималайского складчатого пояса.



**Рис. 4. Структуры латерального выжимания центральной части Гарганского золоторудного района**

1 – породы офиолитового комплекса позднего рифея; 2 – массив тоналитов сумсунурского комплекса позднего рифея; 3 – каледонские палеоокеанические комплексы Ильчирского террейна; 4–5 – предположительно венд-кембрийские инденторы: 4 – блоково-купольная структура среди гнейсогранитов архея, 5 – блоково-купольная структура массива тоналитов позднего рифея; 6 – синхронные антиклинальные складки среди пород чехла Гарганской глыбы поздний рифей-вендского возраста; 7 – предполагаемые сдвиговые дислокации, синхронные с движением инденторов и образованием антиклиналей чехла; 8 – условные направления движения инденторов в венд-кембрийское время; 9 – условное направление движения Ильчирского террейна в раннем палеозое; 10 – главные золоторудные месторождения: 1 – Зун-Холбинское, 2 – Пионерское, 3 – Самартинское, 4 – Гранитное; 11 – рудопроявления золота; 12–13 – коллизионные зоны, образовавшиеся при столкновении инденторов: 12 – фронтального сжатия и расплющивания пород, 13 – геодинамические убежища.

Герцинский и киммерийский этапы изучены недостаточно. Ж. В. Семинский (2003) по анализу геофизических, геоморфологических, дистанционных аэрокосмических, тектонических и металлогенических материалов выделил в регионе Окин-ский мегасвод, в периферической юго-восточной части которого расположен Гарганский золоторудный район. В его пределах наблюдается локальное поднятие

кровли мафитового слоя до уровня 2 км, что выразилось в наибольшей тектонической активизации периферии мегасвода.

В Гарганском золоторудном районе все рудные объекты (Золото Бурятии, 2004) по условиям локализации, морфоструктурным особенностям и вещественному составу четко разделяются на два типа: 1) малосульфидный золото-кварцевый типично жильный (пионерский); 2) золото-сульфидно-кварцевый (зун-холбинский).

Зун-холбинский тип представлен так называемыми «минерализованными зонами», которые промышленное значение имеют лишь на глубоких горизонтах.

**Зун-Холбинское месторождение** (рис. 5) размещается в крупной зоне разломов северо-западного простирания (зоне фронтального сжатия), вмещающей несколько месторождений и рудопроявлений. Рудные тела залегают среди сложнодислоцированных известняков, черных углеродистых и зеленых хлоритовых (вероятно, первично вулканических) сланцев, которые относятся к иркутской свите и ильчирской толще верхнего рифея и венда. Все эти породы сохранились, очевидно, внутри интенсивно деформированной грабен-синклинали, зажатой между сдвигающимися блоками. Зона прослеживается на 11 км, расчленяется на серию тектонических швов мощностью 10–50 м, представленных гидротермально измененными милонитами. В процессе рудоотложения интенсивно проявились окварцевание, березитизация, лиственитизация, пропилитизация пород. Широко развиты процессы пластического течения и расплющивания сланцево-карбонатных пород. Образовалась система перерезов и раздувов, оказавшая решающее влияние на локализацию рудных тел. Установлено три этапа деформаций (Структурные особенности..., 1998), обусловленных усилением или ослаблением горизонтального сжатия.

В «минерализованных зонах» совместно с кварц-сульфидными рудами более половины объема занимают золотоносные породы: черные углеродисто-кварцевые сланцы, известняки, листвениты и др. Похоже, что кварц-сульфидные руды тесно связаны с наиболее деформированными участками первичных слоев и линз. Среднее содержание золота в кварц-сульфидных рудах составляет 26–27 г/т. Наблюдается отчетливая зависимость морфологии рудных тел от складчатых форм (рис. 5). Выделение Сульфидного, Доржи-Банзаровского, Северного-1 и других рудных тел на глубоких горизонтах Зун-Холбы обусловлено сложной складчатостью рудоносной пачки пород, а раздувы их мощности связаны с наличием складок более высоких порядков. Установлена зависимость ориентировки рудных столбов от пространственного залегания шарниров развитой в сульфидизированных «минерализованных зонах» складчатости.

Пионерский тип представлен кварцевыми и сульфидно-кварцевыми жилами и зонами прожилкования, локализующимися в породах разного состава, где развиты зоны рассланцевания, милонитизации и интенсивного катаклаза. Золотоносные малосульфидные кварцевые жилы залегают преимущественно среди гнейсо-гранитов комплекса основания Гарганской глыбы (Пионерское, Гранитное, Самартинское месторождения), реже – в карбонатных породах перекрывающего чехла (Динамитное месторождение) или среди интрузивных гранитов.

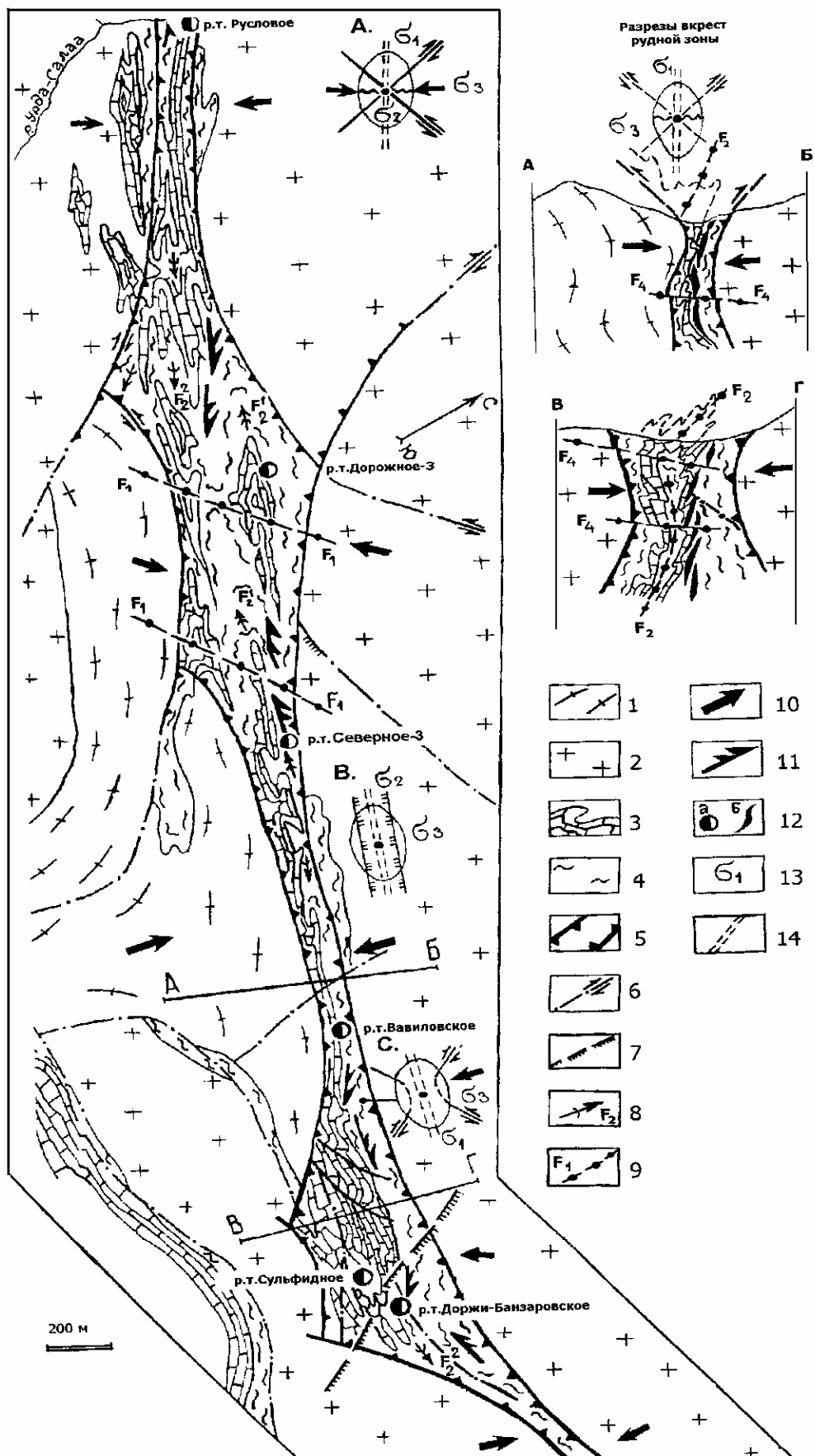
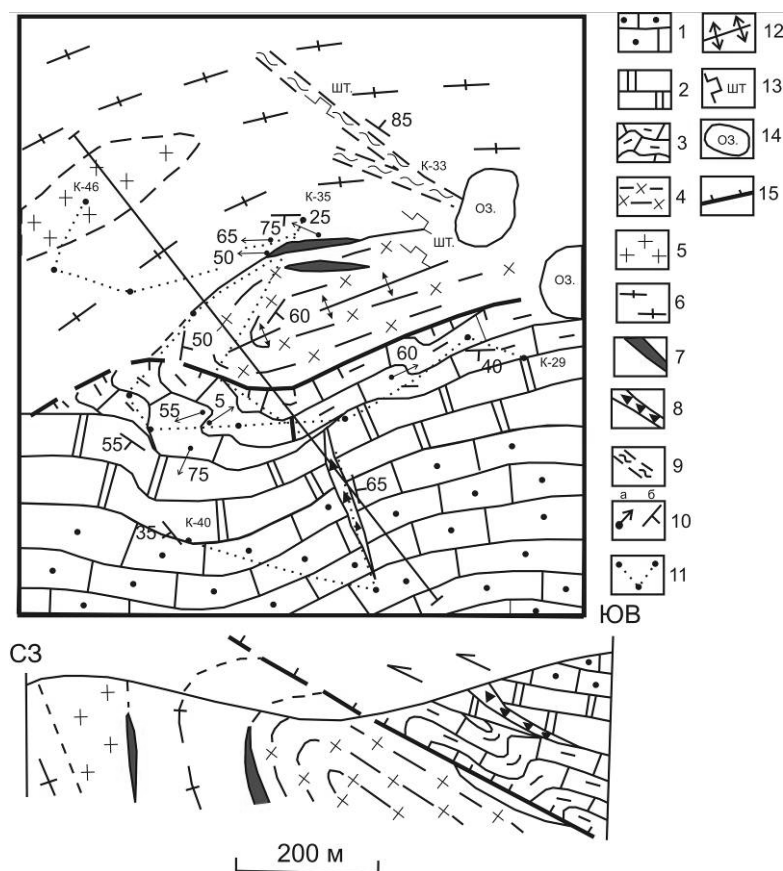


Рис. 5. Схема строения Зун-Холбинского месторождения

1 – гранитогнейсы Гарганской глыбы архея; 2 – гранитоиды Амбартогольского (Сумсунурского) массива раннего палеозоя; 3 – сланцево-карбонатные отложения верхнего рифея; 4 – осадочно-вулканогенные образования верхнего рифея; 5 – контуры Самарта-Холбинской зоны (взбросовые нарушения первого порядка); 6–7 – разрывные нарушения второго порядка: 6 – сдвиги, 7 – надвиги; 8–9 – складчатые структуры: 8 – направления погружения шарниров складок (номер указывает их генерацию), 9 – положение осевых линий складок; 10 – направление вектора регионального сжатия; 11 – направление течения пластического материала; 12 – положение рудных тел (а – в плане, б – на разрезе); 13 – оси главных нормальных напряжений ( $\sigma_1$  – максимальных,  $\sigma_2$  – средних,  $\sigma_3$  – минимальных); 14 – кливаж осевой плоскости. Эллипсоиды деформаций: Б) для верхних горизонтов, В) для нижних горизонтов

**Пионерское месторождение** (рис. 6), первое в Восточном Саяне, было наиболее богатым среди них.



**Рис. 6. Геологическая схема поверхности месторождения Пионерского**

1 – черные и темно-серые углистые известняки (иркутская свита); 2 – темно-серые и серые известковистые доломиты (иркутская свита); 3 – слюдястые псаммитовые известняки – «рыжики» (иркутская свита); 4 – полосчатые слюдисто-кварцевые метасоматиты (возможно, кислые метаэффузивы); 5 – граниты двуполовошпатовые массивные, среднезернистые (контур выделен условно по элювиально-делювиальным обломкам); 6 – полосчатые и гнейсовидные плагиогранитоподобные метасоматиты (возможно, метавулканиды среднего-основного состава), характерные для фундамента Гарганской глыбы (полосчатость показана условно, породы представлены преимущественно делювием); 7 – золото-кварцевые рудные тела с пиритом до 5 % и более (на плане положение достоверно, на разрезе –

предполагаемое); 8 – зонки брекчирования среди доломитистых известняков и доломитов; 9 – зоны интенсивного рассланцевания и метасоматической проработки; 10 – элементы залегания: а) шарниров мелких складок, б) полосчатости или слоистости; 11 – линии маршрутов; 12 – предполагаемая ось антиклинальной складки; 13 – штольни; 14 – небольшие озера; 15 – предполагаемая зона надвига.

К настоящему времени оно практически отработано, но структура месторождения и причины локализации рудных тел окончательно не выяснены. Отмечается структурный, магматический и неотчетливый литологический контроль в размещении рудных тел. Структурный контроль выражается в том, что рудные тела располагаются в крутопадающих зонах рассланцевания преимущественно под тектонически осложненным контактом гнейсо-гранитов комплекса основания и перекрывающих их пород чехла Гарганской глыбы, где картируется асимметричная антиклинальная складка северо-восточного простирания. Рудные тела, вероятно, формировались при

неоднократных подвижках по дуплексным зонам того же простираения (Летунов, Корольков, Агасеев, 2001; Корольков, 2007). Магматический контроль обусловлен пространственной связью жильных зон с дайками порфиров и кварцевых порфиров внутри дуплексов, образующих единую рудно-магматическую систему. Литологический контроль проявлен тем, что рудные жилы локализуются только в наиболее кислых разновидностях гнейсо-гранитов автохтона, которые, вероятно, образовались под воздействием интенсивного кремнещелочного метасоматоза на толщу первичных терригенно-карбонатных пород мощностью от 50 до 300 м, перекрытых аллохтонной пластиной карбонатных пород чехла.

Очевидно, вышеохарактеризованные инденторы первоначально могли быть мелкими островами. В таком случае, Гарганская глыба – составной террейн байкальского возраста. Вероятно, он образовался из двух кратонных террейнов (островов), позже осложненных блоково-купольными структурами (инденторами). Шовной зоной при их амальгамации могла служить северо-западная Самарта-Холбинская зона, вероятно, палеорифтового заложения, вмещающая Зун-Холбу. В позднем рифее на ее месте существовало, очевидно, окраинное море (задуговой или междугуовой бассейн) с проявлениями вулканических пород (?) и рудоносных курильщиков в наиболее глубоководной части (Миронов, Жмодик, 1999). Перекрывающим комплексом, указывающим на возраст составного Гарганского террейна, являются отложения позднерифейской иркутской свиты.

Возникший в результате амальгамации составной террейн испытал обдукцию второго типа (Хаин, Ломизе, 1995) в конце позднего рифея (Связь золотого..., 2007; Кузьмичев, 2004). Подобная обстановка характерна для современной окраины Тихого океана, где происходит коллизия континентальных окраин и островных дуг (Константиновская, 1999; Хаин, Ломизе, 2005). Принципиально важной в этом примере является блокировка континентальной субдукции на ранних стадиях поддвига континентальной коры, которая сопровождалась инверсией зоны субдукции с последующим поддвигом океанической плиты с обратной стороны дуги. В результате подобной инверсии зон субдукции у Гарганской глыбы на нее произошло надвигание покровов офиолитов в виде трех чешуй. Покровообразование сопровождалось интенсивной деформацией подстилающих пород, особенно ильчирской толщи, которая залегает стратиграфически выше иркутской свиты. Обдукция, кроме того, спровоцировала утолщение коры и формирование активной континентальной окраины по северо-западному краю Гарганской глыбы (в современных координатах), что привело к появлению пород тоналитового ряда среди гранитоидов сумсунурского комплекса. Гранитообразование сопровождалось интенсивной флюидизацией перекрывающего комплекса и гранито-купольным тектогенезом.

При последующих коллизионных событиях Гарганская глыба амальгамировала с другими разнотипными террейнами, что привело к образованию Тувино-Монгольского массива (супертеррейна). Гранитокупольные структуры взаимодействовали друг с другом как жесткие глыбы-инденторы, в результате чего возникла интенсивная дислокация не только пород перекрывающего комплекса составного террейна (чехла Гарганской глыбы), но и метаморфического комплекса фундамента. Зона фронтального сжатия – шовная зона составного террейна – вмещает сложно-складчатую, «расплюснутую» структуру Зун-Холбинского месторождения. В менее сжатых структурах геодинамических убежищ сформировались месторождения Пионерка, Гранитное, Самарта, Динамитное и другие. Согласно нашим представлениям, наиболее богатое золотое оруденение приурочено к зоне фронтального сжатия бло-

ков-инденторов (зун-холбинский тип), а менее богатое – к менее сжатым структурам геодинамических убежищ (пионерский тип), где локализация оруденения связано со складчато-надвиговыми и разнотипных дуплексными парагенезисами.

**Муйский золоторудный район** расположен на севере республики Бурятия и приурочен к архей-протерозойской Муйской глыбе, которая разделена одноименной кайнозойской рифтогенной впадиной на Северо-Муйскую и Южно-Муйскую. Наиболее богатое оруденение сосредоточено в краевых частях глыбы.

Муйская глыба (кратонный террейн) занимает восточную часть Байкало-Муйского супертеррейна, который весьма похож на почти синхронный Тувино-Монгольский супертеррейн Восточного Саяна (Беличенко и др., 2003; Кузьмичев, 2004; Беличенко, Гелетий, 2004).

Байкало-Муйский супертеррейн располагается в пределах выделенного ранее Н. Л. Добрецовым (1983) Байкало-Муйского офиолитового пояса. В его состав вошли следующие террейны: архей-раннепротерозойский Муйский кратонный (Муйская глыба); ниже-среднерифейский Нюрундуканский океанический с датировками 1035 млн лет (Неймарк и др., 1991); ниже-среднерифейский Олоkitский океанический; поздне-рифейский Килианский островодужный с датировками 786 млн лет (Рыцк, 2003); поздне-рифейский Парамский океанический с датировками 762 млн лет (Рыцк, 2003). По-видимому, в состав Байкало-Муйского супертеррейна следует включить поздне-рифейский Каралонский (?) островодужный террейн, который остается еще слабо изученным.

В Муйском золоторудном районе проявлены карельский, байкальский, каледонский и альпийский этапы развития (Золото Бурятии, 2000; 2004; Беличенко и др., 2004; Корольков, 2007).

Карельский представлен метаморфическими формациями фемического, сиалического профиля и магматическими породами архей-раннепротерозойского возраста, которые в совокупности сформировали гранит-зеленокаменную область Муйской глыбы. К фемическим формациям отнесены амфиболиты и двупироксеновые гнейсы усть-муйской толщи, кристаллические сланцы и гнейсы илеирской свиты. К сиалической формации принадлежат гнейсы и мрамора люнкутской свиты. Магматические породы илеирско-люнкутского комплекса представлены пласто- и штокообразными телами метабазитов, амфиболитов, гранито-гнейсов, гранитов.

Байкальский этап характеризуют разнообразные формации: островодужная, офиолитовая, континентальная рифтогенная. Островодужная килианская верхнерифейская формация условно включает базальт-андезит-риолитовую килианскую толщу, кристаллосланцево-риолитовую бамбукойскую свиту, кристаллосланцево-карбонатную верхнебамбукойскую свиту, метапесчаниковую кедровскую свиту, гнейсо-кристаллосланцевую усть-тулуинскую свиту, кварцито-кристаллосланцевую даинскую свиту, песчано-сланцевую орловскую свиту и нерасчлененные вулканогенно-карбонатно-терригенные осадки парамской серии. К офиолитовой верхнерифейской формации отнесен парамский комплекс гипербазитов, представленный серпентинитами, серпентинизированными перидотитами, дунитами, пироксенитами. Континентальная рифтогенная верхнерифейская (?) формация представлена отложениями глубоких межгорных прогибов, которые приурочены к зонам глубинных разломов и заполнены пестроцветными эффузивно-молласовыми и терригенными породами (шумнинская, тулуинская, падроканская, сидельтинская свиты).

Каледонский этап выражен образованием осадочных и интрузивных магматических пород, которые, вероятно, можно отнести к перекрывающей, сшивающей и

коллизии формаций. Перекрывающая представлена терригенно-карбонатными венд-кембрийскими отложениями Анамакит-Мамской и Намаминской грабен-синклиналей. В пределах первой выделяют олдокитскую, туколомийскую и кооктинскую свиты, в пределах второй – тукурикскую свиту венда, бирамьинскую свиту нижнего кембрия, ирокиндинскую свиту среднего-верхнего кембрия. В северной и центральной части площади развиты карбонаты золотовской и янгудской свит. Сшивающий поздневендский условно муйский комплекс (Срывцев и др., 1992) представлен габбро-плагиогранитами, тесно связан с островодужной килианской формацией и сформировался, вероятно, при амальгамации Килианского островодужного и Муйского кратонного террейнов. Коллизионная магматическая формация представлена гранитоидами Конкудеро-Мамаканской купольной структуры (Байкальский..., 1984; Одинцова, Корольков, Левицкий, 1991) в западной части площади, которые образовались при аккреции Байкало-Муйского супертеррейна с Сибирским кратоном. Однако не исключено, что часть этих гранитоидов возникла под влиянием плюма (субщелочные и щелочные разности).

Альпийский этап представлен континентальной рифтогенной формацией Муйской впадины, которая является частью внутриконтинентальной Байкальской рифтовой системы и разделяет территорию одноименного золоторудного района на Северо-Муйский и Южно-Муйский.

Нами были специально изучены коллизионные структурные парагенезисы Муйского района (Kovalenko, Korolkov, Gladkov, 1993; Коллизионные..., 1995) с построением детальных разрезов на опорных участках в северо-западной зоне Килиано-Ирокиндинского разлома и использованием структурно-парагенетического метода (рис. 7, 8).

Впервые для района складчатые деформации нами исследовались с помощью стереогеометрического анализа (Заика-Новацкий, Казаков, 1989). Древние поля напряжений определялись с применением рационального комплекса методик (Гзовский, 1954; Данилович, 1961; Николаев, 1977). В результате выделено 3 этапа деформаций с характерными для них структурными парагенезисами: 1) позднерифейский с преобладающими субширотными надвигами, погружающимися к северу и северо-западу; 2) послекембрийский с надвигами и взбросами север-северо-западного и северо-западного простирания, падающими к юго-юго-западу и западу; 3) наиболее молодые левые сдвиги северо-западного простирания.

Главное золотое оруденение Муйского района распространено в поле развития архей-раннепротерозойских пород карельской складчатости (Муйская глыба). Кроме того, золотое оруденение известно и в эффузивно-осадочных породах рифея, обрамляющих Муйскую глыбу.

В Муйском золоторудном районе были выделены Килиано-Ирокиндинская, Самокутская, Каменная, Каралонская, Кедровско-Витимконская золоторудные зоны, которые контролируются разломами северо-западного и северо-восточного простирания (рис. 9). Характерны три типа золоторудных формаций: 1) золото-кварцевая; 2) золото-сульфидно-кварцевая; 3) золото-сульфидная. Первая представлена жилами, жильными зонами и зонами метасоматитов, вторая – жилами и жильно-прожилковыми зонами, третья – вкрапленными рудами и колчеданными залежами.

Преобладающий промышленный тип оруденения для Муйского золоторудного района представлен золото-кварцевой формацией (ирокиндинский тип), где рудные тела образуют жилы и жильные зоны, развитые преимущественно в дифторитах архейских пород юго-запада Муйской глыбы, сформированных под влиянием северо-западной Килиано-Ирокиндинской сдвиговой зоны.

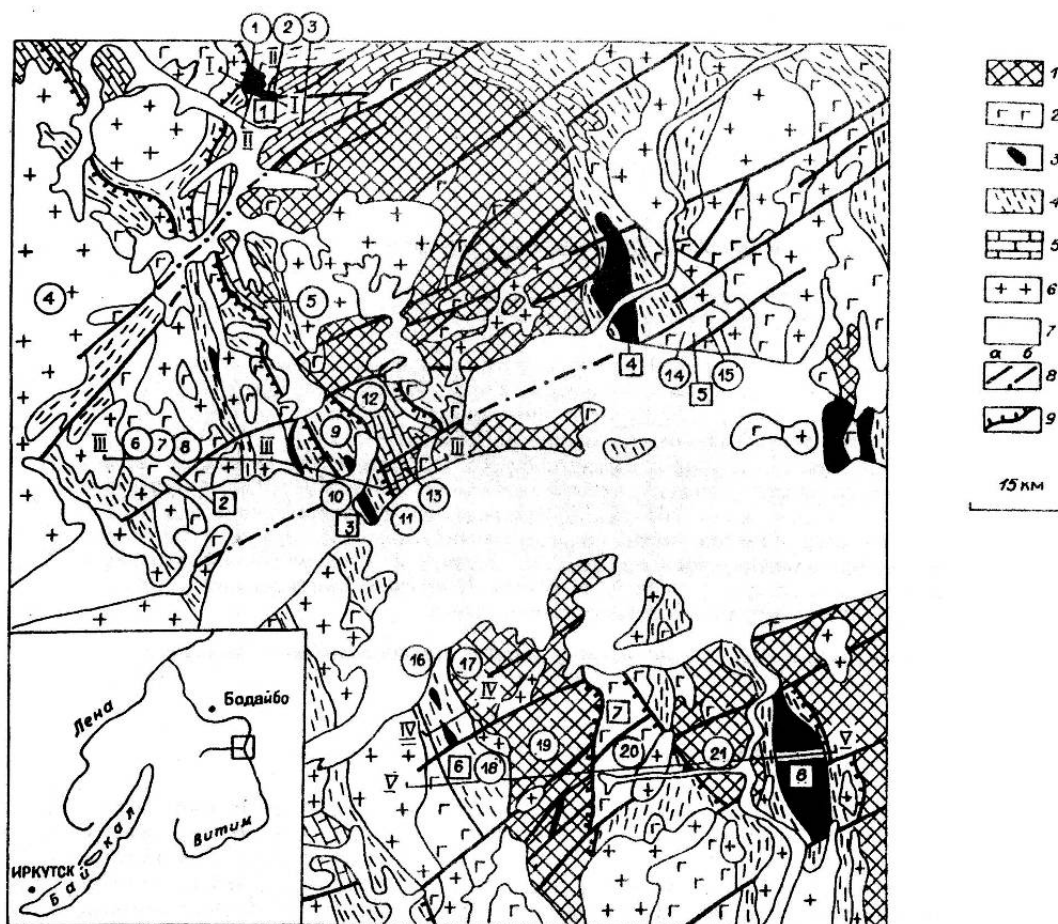


Рис. 7. Схема структурно-вещественных комплексов Муйского района

1 – архей-раннепротерозойские комплексы Муйской и Чарской глыб; 2–4 – позднепротерозойские офиолитовые и островодужные комплексы: 2 – габброидов, 3 – серпентинизированных дунит-гарцбургитов, 4 – терригенно-вулканогенных пород; 5–6 – палеозойские окраинно-континентальные и коллизионные комплексы: 5 – доломитов и известняков, 6 – гранитоидов; 7 – кайнозойские отложения; 8–9 – разломы: 8 – субвертикальные сдвиги достоверные (а) и скрытые под рыхлыми отложениями (б), 9 – взбросы и надвиги. Цифрами в квадратах на карте обозначены массивы: 1 – ультрабазитов «Каалу», 2 – Сунукитский габбро-диоритовый, 3 – Усть-Килянский ультрабазитовый, 4 – Парамский ультрабазитовый, 5 – Якутский габброидный, 6 – Молодежнинские ультрабазитовые, 7 – Кедровский габбро-анортозитовый, 8 – Шаманский ультрабазитовый.

Цифры в кружках – номера диаграмм на рис. 8.

Среди вулканогенно-терригенных пород островодужного террейна к северо-востоку от Муйской глыбы, нарушенных северо-западной зоной Каралон-Кондинского сдвигового разлома, в рудных телах наблюдается большое разнообразие. Здесь развиты убогосульфидная золото-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая и золото-сульфидная формации в жилах, жильно-прожилковых зонах и колчеданных залежах (каралонский тип).

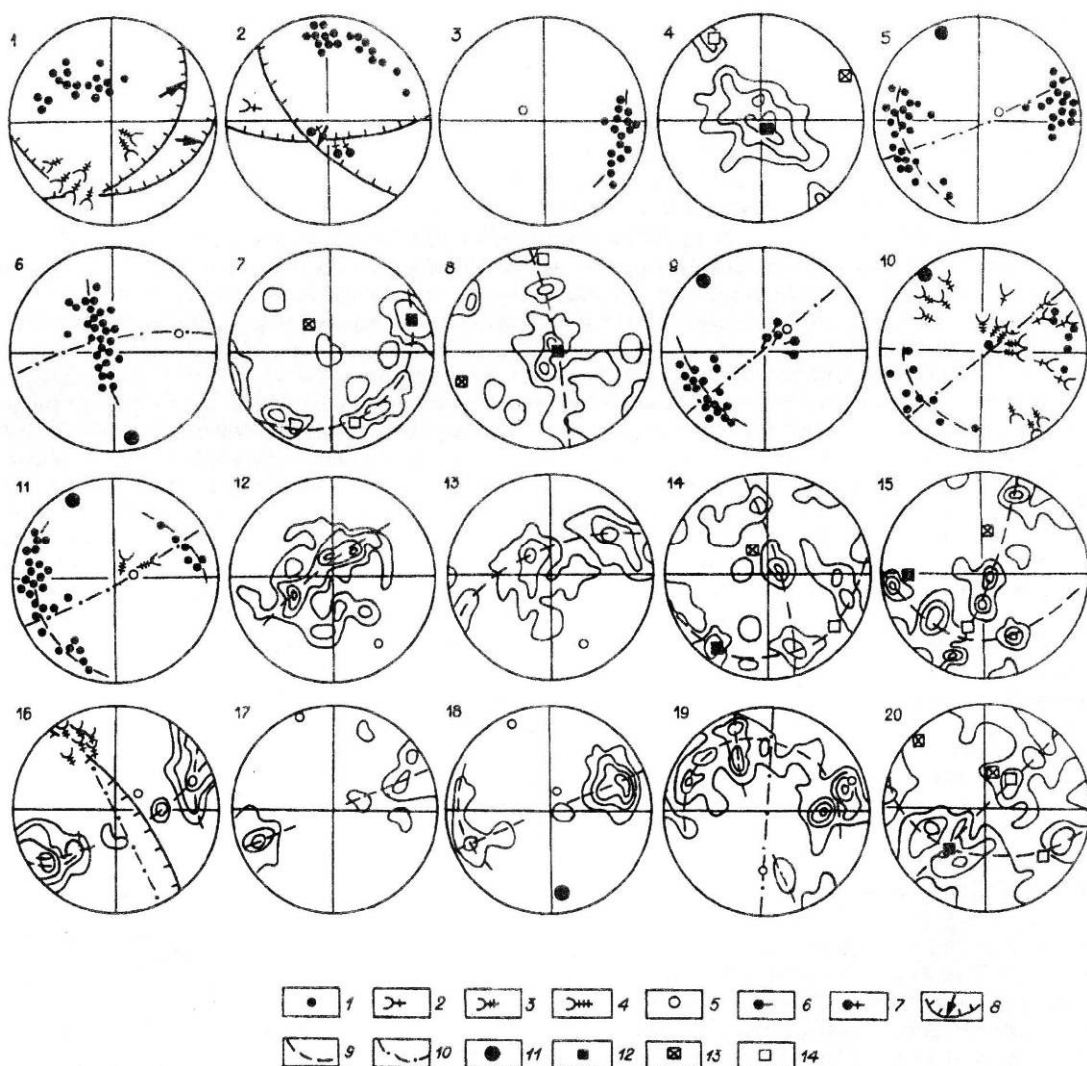


Рис. 8. Структурные стереограммы к рис. 7

1–3 – по участку Каалу; 4 – даек мелкозернистых гранитов и пегматитов Северо-Муйского гранитного массива, 370 измерений, изолинии через 1–2–4–6 %; 5 – по району руч. Золотой; 6–8 – по Сунукитскому массиву: точки на диаграмме 6 – контакты параллельных диабазовых даек, 7 – даек среднезернистых биотитовых гранитов, 24 замера, изолинии через 1–5–10 %, 8 – даек мелкозернистых гранитов, 25 замеров, изолинии через 1–5–10 %; 9–11 – по Нижнекилянскому участку; 12 – слоистость в карбонатных породах кембрия, 90 замеров, изолинии через 1–2–4–6 %; 13 – слоистость в карбонатных породах в районе Адянской гряды, 53 замера, изолинии через 1–5–10 %; 14, 15 – по Якутскому массиву: 14 – даек мелкозернистых гранитов, 33 замера, изолинии через 1–5–10 %, 15 – даек пегматитов, 23 замера, изолинии через 1–5–10 %; 16 – по участку Молодежный, изолиниями через 2–4–8–10 % показана слоистость эффузивно-терригенных пород, 42 замера; 17 – в породах Муйской глыбы вблизи участка Молодежный, изолиниями через 1–10–20 % показана слоистость, 34 замера; 18 – слоистость в изолиниях через 1–5–10–15 % в верхнепротерозойских породах южнее участка Молодежный, 50 замеров; 19 – слоистость в изолиниях через 1–2–3–4 % в центральной части Муйской глыбы, 251 замер; 20 – даек мелкозернистых гранитов и пегматитов в Кедровском массиве, 175 замеров, изолинии через 1–2–4 %.

1 – полюса слоистости или полосчатости; 2–4 – шарниры мелких складок: 2 – первой, 3 – второй, 4 – третьей генерации; 5 – шарниры крупных складок, определенные графически; 6–7 – линейность: 6 – неопределенной генерации, 7 – связанная со складками первой генерации; 8 – проекции плоскостей надвигов с направлением движения висячих крыльев; 9 – траектории поясов; 10 – проекции осевых плоскостей; 11 – оси сжатия, определенные по складкам третьей генерации; 12–14 – оси главных нормальных напряжений, определенные по дайкам гранитных пород: 12 – растяжения, 13 – средняя, 14 – сжатия

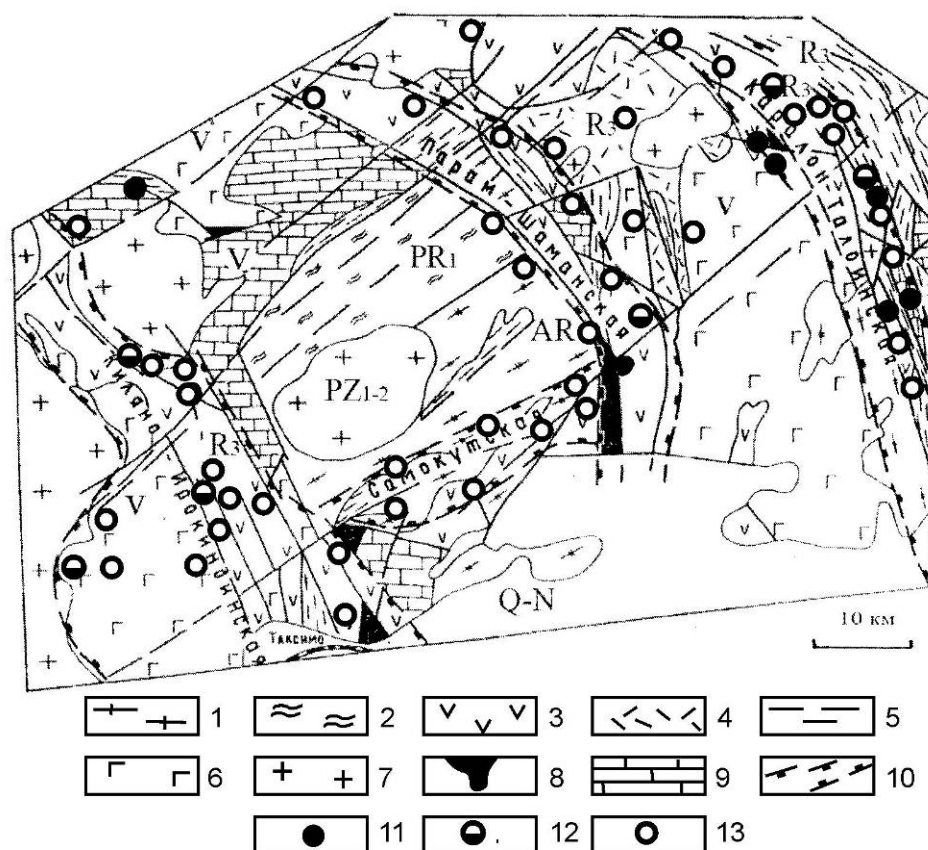


Рис. 9. Схема размещения рудных зон в северной части Муйского золоторудного района

1–2 – формации кратонного террейна (AR-PR<sub>1</sub>): 1 – фемического профиля, 2 – сиалического профиля; 3–4 – формации островодужного террейна (R<sub>3</sub>): 3 – базальт-андезит-дацит-риолитовая, 4 – субшелочная риолит-трахириолитовая, дацит-риолитовая, базальт-риолитовая; 5 – терригенно-морская флишеидная формация океанического террейна (R<sub>3</sub>); 6 – сшивающая габбро-плагиогранитовая формация (V); 7 – коллизионная формация гранитных батолитов (PZ<sub>1-2</sub>); 8 – гипербазитовая океаническая формация (R<sub>3</sub>); 9 – терригенно-карбонатная формация перекрывающего комплекса (V); 10 – контуры рудных зон; 11–13 – рудные формации: 11 – золото-сульфидная (вкрапленные руды, колчеданные залежи), 12 – золото-сульфидно-кварцевая (жилы, жильно-прожилковые зоны), 13 – золото-кварцевая (жилы, жильные зоны).

**Ирокиндинское месторождение** – самое крупное в Муйском золоторудном районе. Оно расположено в сдвиговой Келяно-Ирокиндинской зоне северо-западного простирания, которая приурочена к одноименному многократно активизированному глубинному разлому. Структурная позиция месторождения, по Е. А. Намолову (1979, 1987), зависит от его локализации в юго-западном блоке Южно-Муйской глыбы, на который распространяется влияние этого разлома. Рудные тела представлены убогосульфидной золото-кварцевой формацией, имеют различную протяженность и небольшую мощность. Залегают среди архейской гнейсовой толщи преимущественно амфиболит-биотитового состава с горизонтами гранат-пироксеновых парагнейсов и кальцифиров, где метаморфизм достигает гранулитовой стадии (по присутствию гиперстена и пиропы). Широко проявлены процессы высоко- и низкотемпературного диафтореза, обусловленные динамометаморфизмом и гранитизацией. Решающее значение для локализации рудных тел имеет разрывная тектоника. Рудовмещающие структуры, представленные зонами рассланцованных и раздробленных пород, ориентированы в северо-восточном, субмеридиональном, северо-западном направлениях и полого погружаются преимущественно к западу.

Выделено 9 рудовмещающих структур: Киндиканская, Юрасовская, Серебряковская, Параллельная, Петровская, Лагерная, Средняя, Попутная, Сухая (Золото Бурятии, 2004).

Внутри этих структур обнаружено 150 золоторудных жил, среди которых изучено с поверхности более 30, разведано 10. Характерна извилистая морфология всех жил в плане, более равномерная – в разрезе. Мощность в раздувах до 2–3 м. Протяженность рудных столбов по простиранию 30–120 м, по падению – до 250 м. Околожилные изменения представлены березитами мощностью 5–20 м. В жилах преобладает кварц. Сульфиды составляют не более 0,5 %. Среди них преобладают галенит и пирит, реже – сфалерит, халькопирит, блеклые руды, спорадически – пирротин, арсенопирит, шеелит. Распределение золота крайне неравномерное: от «следов» до 1000 г/т. В настоящее время ОАО «Бурятзолото» ежегодно добывает при эксплуатации месторождения до 2,4–2,5 т золота. Формирование рудовмещающих структур, по Е. А. Намолову (1979, 1987), обусловлено субмеридиональным горизонтальным сжатием блока архейских пород. Но морфология конкретных рудных тел зависит от совокупности частных трещин скола и отрыва, проявленных в рудовмещающей зоне определенной ориентировки. Они образовались при неоднократных сдвиговых перемещениях по зоне Киляно-Ирокиндинского разлома, когда происходила амальгамация Муйского кратонного террейна с островодужными террейнами (Корольков, 2007).

**Каралонский рудный узел** контролируется Каралон-Кондинской зоной глубинного разлома северо-западного простирания, в состав которой входит Каралон-Талоинская рудная зона. Рудовмещающие породы представлены эффузивами островодужной формации позднерифейской каралонской свиты: базальтами, андезитами, дацитами, риолитами. По пологопадающему на запад разлому они надвинуты с запада на восток на более молодые карбонатно-терригенные отложения (в современных координатах). Висячем крыле возникло несколько протяженных (более 5 км) субпараллельных пологих рудовмещающих структур с золото-сульфидно-кварцевыми жилами линзовидной формы, зонами мелкого прожилкового окварцевания с гнездовым распределением золота, локально развиты золотосодержащие залежи сульфидно-колчеданных руд. При поисковых работах 1:50 000 масштаба в бассейне р. Каралон обнаружено более 20 рудопроявлений в полосе северо-западной ориентировки шириной 4 км и длиной 12 км. Наиболее изучены участки Верхнекаралонский, Еленинский и Нижнекаралонский. В пределах первого участка выделено 3 пологопадающих жильно-прожилковых зоны с убого-сульфидной золото-кварцевой формацией, где вертикальный размах оруденения составил 550 м, а максимальные концентрации золота 15–20 г/т. На втором участке выделяется 5 рудных горизонтов длиной более 200 м, включающих серии жил, прожилков и сопутствующих им зон лиственитов, березитов при общем вертикальном размахе оруденения около 1 км, оруденение связано с золото-пирит-полиметаллической ассоциацией и проявляется весьма неравномерно (от 7 до 225 г/т). На третьем участке обнаружено два рудных тела сульфидно-колчеданных руд неправильной формы с содержанием золота до 3,6 г/т, серебра 23 г/т, которые залегают среди образовавшихся по гипербазитам серпентин-тремолит-карбонатных метасоматитов. Для золотого оруденения Каралонского рудного узла характерна четкая рудоконтролирующая роль даек диабазовых порфиров.

Согласно представлениям одних исследователей (Добрецов, 1983), Байкало-Муйский офиолитовый пояс сформировался в палеобассейне типа современного Красного моря, где была выделена внутренняя и внешняя зона. Во внутренней зоне – обычные офиолиты: массивы габброидов и ультрабазитов ассоциируют с комплексом субпараллельных даек диабазов и покровами metabазальтов. Во внешней зоне, где и расположен Муйский золоторудный район, преобладают протрузии гипербазитов и интрузии габбро в сиалической вмещающей среде – «будин-плутоны».

Автор вместе с другими исследователями (Булгатов, Гордиенко, 1999; Переляев, 2002; Беличенко, Гелетий, 2004; Корольков, 2007) предполагает в регионе существование достаточно широкого Байкало-Муйского палеоокеана с полным циклом развития, где были островные дуги, кратонный террейн (остров) и, вероятно, задуговые или междугловые бассейны к началу его закрытия. Осевой части палеоокеана соответствовал ранне-среднерифейский Нюрундуканский океанический террейн. Закрытие началось с восточной части (в современных координатах), где наиболее распространены породы островодужных формаций энсиалических и энсиматических террейнов. Офиолиты Парамского океанического террейна, вероятно, были характерны для задугового бассейна, разделявшего Муйскую глыбу и Сибирский кратон.

Перед вендом Байкало-Муйский супертеррейн, частью которого является Муйский золоторудный район, причленился к Сибирскому кратону, что отличает его от очень похожего Тувино-Монгольского супертеррейна, который в это время был крупным островом (Беличенко, Гелетий, 2004). Подчеркнем еще одну важную особенность: амальгамация островодужных, океанических, кратонных террейнов в Муйском районе не приводила к обдукции покровов офиолитов, как это было на территории современного Восточного Саяна.

Золотое оруденение приурочено в основном к сдвиговым зонам северо-западного простирания и оперяющим их структурам, которые локализованы вблизи конвергентных границ разнотипных террейнов. Эти сдвиговые зоны сформировались при аккреции Байкало-Муйского супертеррейна с Сибирским палеоконтинентом и неоднократно подновлялись в коллизионный каледонский этап развития, о чем свидетельствуют наши специализированные исследования. В левосдвиговой зоне Келяно-Ирокиндинского разлома (к западу от Муйской глыбы) широко распространены рудные тела убогосульфидной золото-кварцевой формации главного промышленного типа оруденения, представленные жилами и жильными зонами, которые развиты среди дифторитов архейских пород (ирокиндинский тип). В сложной правосдвиговой зоне Каралон-Кондинского разлома (к востоку от Муйской глыбы) развиты рудные тела убогосульфидной, золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной формаций, залегающие среди островодужных вулканитов верхнего рифея (каралонский тип).

**Еравненский комплексный рудный район** расположен в пределах одноименного останца нижнепалеозойских вулканогенно-осадочных горных пород, окруженного гранитоидами палеозойского возраста. Вполне справедливо этот район рассматривается как островодужный террейн (Булгатов, Гордиенко, 1999), принадлежащей группе аккреционно-коллизионных орогенов Трансбайкальского регионального металлогенического пояса. Наибольшей золотоносностью обладает северо-восточная часть района в составе Озернинского комплексного рудного узла (Корольков, 2005). В пределах последнего известны колчеданно-полиметаллические (Озерное, Назаровское, Ульзутуйское), железорудные (Магнетитовое), борные (Со-

лонго), золоторудные (Назаровское) месторождения и целый ряд колчеданных, золоторудных, медно-баритовых рудопроявлений. К югу от него расположен пояс интенсивного развития плюмтектонических обстановок, что отразилось на особенностях формирования Еравненского района и Озернинского комплексного рудного узла. Здесь выделяются каледонский, герцинский и киммерийский этапы развития. Последний этап выделен условно из-за отсутствия надежных датировок.

Каледонский этап характеризуется островодужной формацией олдындинской вулканогенно-осадочной свиты нижнего кембрия (Беличенко, 1969). Вулканогенные образования представлены андезито-базальтовыми, андезито-дацитовыми порфиритами и дацитовыми порфирами; вулканогенно-осадочные – туфами андезитовых порфиритов и туффитами; осадочные – известняками. Последние содержат органические остатки, указывающие на нижнекембрийский возраст (Васильев, 1977). Согласно данным Д. И. Царева и др. (1988), надежно датируются ранним палеозоем только магматические породы атарханского интрузивного комплекса, представленные пироксен-биотит-роговообманковым габбро, кварцевыми диоритами, тоналаитами, плагиогранитами.

Герцинский этап выявляется по верхнепалеозойско-мезозойским отложениям, которые с породами нижнего кембрия контактируют по разломам и расположены в опущенных блоках. Д. И. Царев и др. (1988) расчленили их на две толщи: нижнюю условно верхнепалеозойскую, верхнюю палеозойско-мезозойскую. Нижняя толща представлена трахиандезитовыми порфиритами и ортофирами. Она прорвана следующими интрузивными комплексами позднепалеозойского возраста: 1) субвулканический с преобладающими диабазовыми порфиритами; 2) дайковый с андезитовыми порфиритами; 3) экструзивный, содержащий кварцевые порфиры расслоенные и флюидално-сфероидные; 4) граносиенит-лейкогранитный, составленный кварцевыми сиенитами биотит-роговообманковыми, лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами.

Киммерийский этап условно выделен по верхней палеозойско-мезозойской толще, которая сложена базальными конгломератами с разнообразной галькой нижежащих пород. Преобладают в обломках вулканогенно-осадочные породы олдындинской свиты нижнего кембрия, нередко встречаются сиениты, сиенит-порфиры, граносиениты, гранит-порфиры, кварцевые сиениты, лейкократовые граниты, трахиандезитовые порфириты, многочисленные разновидности метасоматитов и кварцевых жил. Нет галек диоритов, долеритов и флюидопорфиров. Конгломераты переслаиваются с аркозовыми и сероцветными полевошпатовыми песчаниками. Интрузивные верхнепалеозойско-мезозойские магматические комплексы представлены следующими породами: 1) дайковый – кварцевыми сиенит-порфирами и граносиенит-порфирами; 2) флюидопорфировый – кварц-плагиоклазовыми риолито-дацитовыми порфирами; 3) габбро-долеритовый – дайками трахидолеритов и субщелочных габбро-долеритов; 4) дайковый мезозойский – плагиопорфирами и сиенит-порфирами.

Вулканогенно-осадочные породы каледонского этапа испытали складчатость и региональный зеленокаменный метаморфизм. Вмещающие породы смяты в брахисинклинальные складки с пологим залеганием крыльев. Большое значение для рассматриваемой территории имеет также разрывная тектоника, которой принадлежит главная роль в формировании структуры и размещении оруденения. Впервые разломы здесь были установлены по результатам геофизических работ (Нефедьев и др.,

1973; Нефедьев, 2010), что подтвердилось детальными структурными наблюдениями (О роли разрывных..., 1985; Структурные..., 1985). Однако многие разломы скрыты и могут быть изучены только геофизическими методами. Выделены крупные мощные субмеридиональные разрывные нарушения (100–400 м), которые прослежены на 10–25 км по зонам проводимости, линейно вытянутым гравитационным минимумам и цепочкам локальных магнитных аномалий. Разломы субширотного и северо-западного направлений трассируются по нарушению корреляции зон проводимости, гравитационных минимумов и магнитных аномалий, по смещению их в плане, по резкому уменьшению мощности.

Блоковые перемещения герцинского и киммерийского этапов вызвали динамометаморфические изменения пород, сопровождавшиеся катаклизмом, милонитизацией, тектоническим расщеплением, образованием разнообразных по составу дайковых тел, гидротермально-метасоматическими преобразованиями и контактовым метаморфизмом. Произошло излияние на поверхность расплавов основного состава и формирование вторичных магматических очагов, которые дали массу гипабиссальных и субвулканических интрузивных тел. Согласно Д. И. Цареву (1978), кремне-щелочной метасоматизм наиболее ярко проявился по нижнекембрийским отложениям, где произошло кислотное выщелачивание с выносом оснований и отложением их в известняках и известковистых туффитах. По-видимому, это стало причиной образования сидеритовых и магнетит-гематитовых залежей, вкрапленных и массивных колчеданно-полиметаллических руд, скарнов, золото-сульфидного и золото-кварцевого оруденения. На месте выщелоченных пород среднего состава образовались кремниево-щелочные метасоматиты, которые оказались похожими по минеральным ассоциациям, структурам и текстурным особенностям на кислые эффузивы и их туфы. В породах верхнего палеозоя – мезозоя кремнещелочной метасоматоз не выражен, но вблизи ограничивающих их залежание разломов развито интенсивное расщепление, катаклизм, хлоритизация, серицитизация.

Разнотипные месторождения и рудопроявления Озернинского рудного узла локализируются в вулканогенной карбонатно-терригенно-туфогенной толще. Для них характерны согласные пластовые и секущие рудные тела. Но при изучении условий локализации оруденения недостаточно внимания обращалось на роль разрывной тектоники. При поисковых, разведочных и тематических работах многие элементы разрывной тектоники не картировались, несмотря на геофизические признаки (Нефедьев и др., 1973; Нефедьев, 2009), хотя вдоль зон разломов протягиваются мощные зоны метасоматического изменения горных пород. Кварц-серицит-микроклиновые метасоматиты, окружающие руды Озерного, Звездного, Ульзутуйского и других колчеданных месторождений, считались кислыми эффузивами, туфами, туффитами и другими первичными породами. Тектоно-метасоматические брекчии именовались осадочными образованиями.

Применение нами традиционных методов структурного анализа при геологическом изучении Озернинского комплексного рудного узла позволило установить важную роль разрывных нарушений в локализации разнотипного оруденения. Заново задокументировано 65 тыс. пог. метров керн скважин по 20 профилям различных объектов и большое количество горных выработок. Особое внимание обращалось на вторичные приразломные текстурно-структурные элементы: сближенная трещиноватость, катаклизм, расщепление, мелкая складчатость по кливажу, будинаж, брекчирование. Выяснялось пространственно-временное соотношение с ними

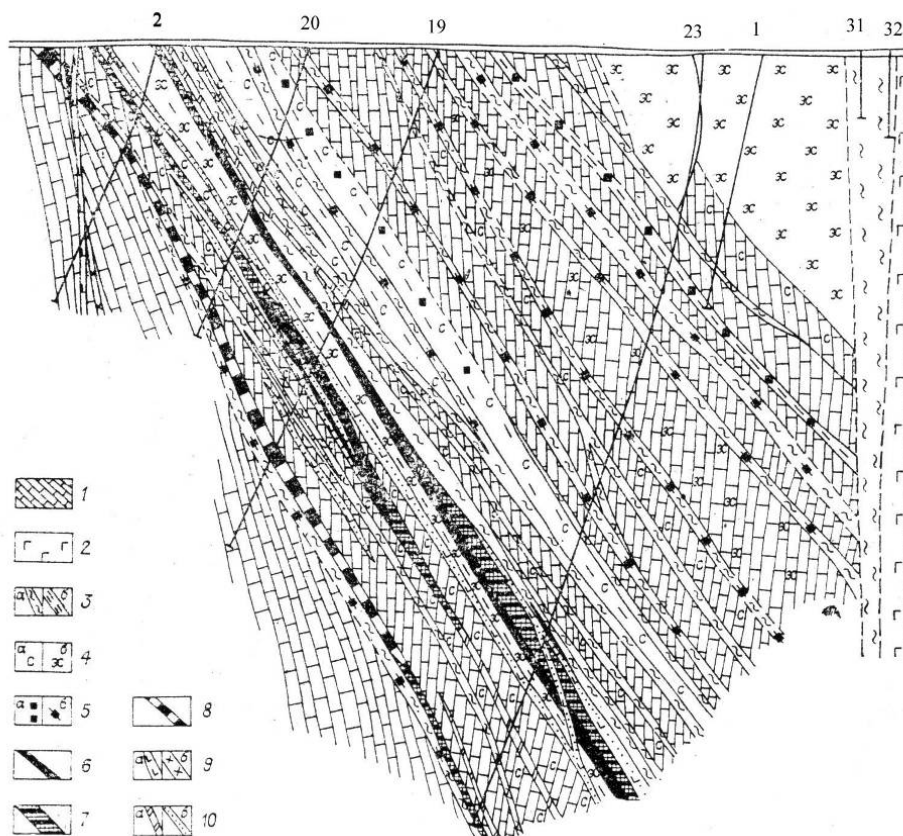
оруденения и метасоматоза. Строго учитывалась ориентация этих структурных элементов относительно оси керна, их залегание в горных выработках, соотношение со слоистостью вмещающих толщ и с интрузивными телами. В результате исследований были по-иному построены геологические разрезы и структурно-геологическая карта масштаба 1: 10 000.

Выяснилось, что все типы оруденения Озернинского рудного узла, включая магнетитовое, колчеданно-полиметаллическое, медно-баритовое, золоторудное, распределяются по круто- и пологопадающим зонам трещинного разуплотнения. В крутопадающих зонах оруденение сосредоточено преимущественно в их шовных частях (вдоль зон тонкого рассланцевания). Полосчатые, нередко слоистовидные, текстуры руд унаследуют рассланцевание замещенных ими приразломных тектонитов, часто пересекающих слоистость вмещающих толщ. Тектурная конвергентность руд и околорудных метасоматитов – одна из причин дискуссии о генезисе железорудного и колчеданно-полиметаллического оруденения (Царев, 1978). Рассмотрим два примера.

**Озерное месторождение** ранее рассматривалось как типичное стратиформное, где выделялось 11 пластовых залежей колчеданно-полиметаллических брекчиевых и сплошных руд в пределах глубоко прогнутой конседиментационной синклинальной складки. Г. А. Феофилактовым (1982) установлена здесь многошовная зона приразломных дислокаций шириной до 800 м, внутри которой отмечено более 30 зон тонкого рассланцевания и брекчирования с вертикальными перемещениями блоков и наложенным предрудным кремниевом-щелочным метасоматозом в виде микроклинизации, альбитизации, окварцевания вмещающих пород. Основная масса рудных залежей локализована на пересечении мощной крутопадающей зоны деформаций с верхней карбонатной пачкой в участке развития субвулканической интрузии диабазовых порфириров. Крутопадающие рудные тела с брекчиевыми и массивными текстурами преимущественно связаны с субвертикальными разломами. Пологопадающие руды с массивными текстурами распределены по продольно-слоевым срывам у контакта интрузии диабазовых порфириров и карбонатных пород. Руды полого- и крутопадающих тел аналогичны по вещественному составу и текстурно-структурным признакам, на участках их сопряжения отсутствуют следы взаимного пересечения, что указывает на синхронность их формирования.

**Назаровское месторождение** (рис. 10) представляет группу рудных тел с существенно кварцевой сульфидной полиметаллической минерализацией, где также выявлено среднее по размерам одноименное золоторудное месторождение. Прежде колчеданно-полиметаллические рудные тела относили к стратиформному гидротермально-осадочному типу с наложенным процессом скарнирования (Дистанов, 1972). В результате структурно-вещественных исследований (Структурные..., 1985) установлено, что главное рудоконтролирующее значение для месторождения имеет выделенный нами Майско-Назаровский пояс деформаций. Он ориентирован в северо-восточном направлении, образуя серию сближенных зон рассланцевания, катаклаза и брекчирования. Прослеживается вдоль крыла флексурообразного перегиба кембрийско-ордовикских карбонатно-эффузивных и условно верхнепалеозойских терригенно-вулканогенных пород вблизи позднепалеозойской интрузии гранитоидов. Ее ширина в пределах месторождения около 500 м, падение крутое юго-восточное. В зоне смятия известняки рассланцованы, мраморизованы, приобрели вторичную линзовидно-полосчатую текстуру. В ореоле скарнирования эпидот-гранат-

везувиановые обособления ориентированы вдоль тектонической полосчатости. Минералы скарновой ассоциации подвергнуты интенсивному катаклазу, дроблению и цементации кварц-пиритовой и полисульфидной минерализацией. Вмещающие андезитовые порфиры в зоне смятия интенсивно хлоритизированы и карбонатизированы вдоль тектонической полосчатости. Вертикальная ориентировка штрихов скольжения указывает на сдвиго-взбросовые перемещения блоков.



**Рис. 10. Соотношение разнотипного оруденения с зонами смятия на Назаровском месторождении по профилю скважин**

1 – известняки; 2 – диориты; 3 – зоны рассланцевания (а) и сближенной трещиноватости (б); 4 – скарны (а) и прожилиты (б); 5 – вкрапленная (а) и прожилковая (б) минерализация; 6 – массивные сульфидные руды; 7 – золотонесущая кварцевая существенно сульфидная минерализация; 8 – магнетит-сульфидная руда

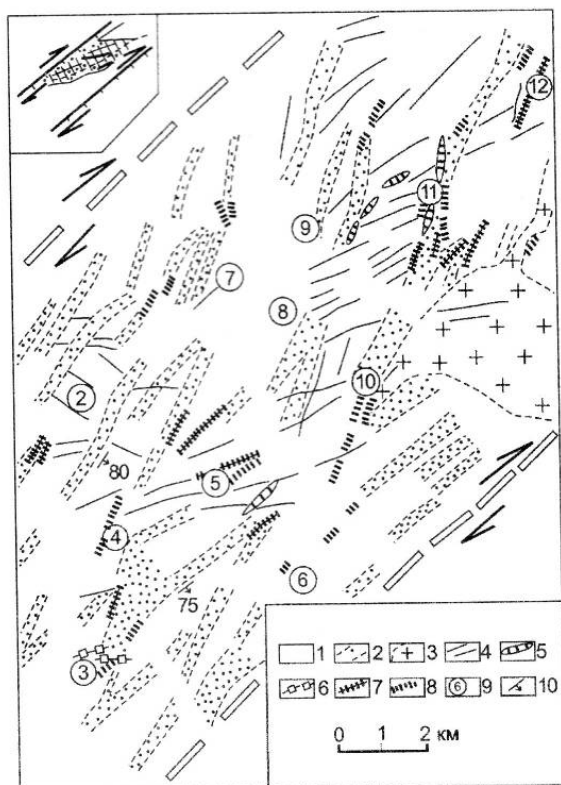
Кроме того, в пределах месторождения выделена диагонально ориентированная к главной зоне смятия серия маломощных крутопадающих зон рассланцевания субширотного и северо-восточного простирания с аналогичными изменениями пород. Вдоль обеих отмеченных систем широко развиты дайки андезитовых и долеритовых порфиритов. Рудные тела на месторождении приурочены к обеим системам разрывных нарушений. Наиболее крупные из них расположены у лежачего бока рудоконтролирующего пояса деформаций, прослеживаются на 2 км и локализуются у контактов даек долеритовых порфиритов. Они образовались в трещинных полостях отслоения, которые приоткрывались на изгибах шовных частей зон рассланцевания при синрудных правосторонних движениях блоков. Выполнены рудные тела кварц-сульфидными и существенно сульфидными парагенезисами. Кварц-сульфидный тип наиболее обогащен золотом и представляет собой линейные штокверки с густой се-

тью кварц-пиритовых, кварц-пирит-сфалеритовых прожилков в дробленных метасоматически измененных породах, количество сульфидов колеблется от 10 до 40–50 %. Дайки на контакте с рудными телами всегда хлоритизированы, эпидотизированы, пронизаны тонкими прожилками пирита, кварца, карбоната, что указывает на их предрудное формирование. По-видимому, Назаровское существенно сульфидно-кварцевое полиметаллическое месторождение сформировалось гидротермальным путем после становления зон смятия и внедрения дайковых тел.

Байкало-Витимская складчатая система (Беличенко, 1977), где расположен Еравненский комплексный рудный район, занимает восточное и юго-восточное положение в Алтае-Саянской каледонской складчатой области (в современных координатах) и является частью Трансбайкальского аккреционно-коллизийного орогена (Семинский, 2006). Большая часть Байкало-Витимской складчатой системы занята остатками Баргузинского микроконтинента (супертеррейна), созданного в результате аккреции перед вендом (Зоненшайн и др., 1990). Однако Баргузинский сложный батолит палеозойских гранитоидов почти полностью уничтожил прежнюю структуру системы. Остались лишь провесы кровли, к одному из которых приурочен Озернинский комплексный рудный узел. Останцы нижнепалеозойских отложений в Еравненской зоне протягиваются цепочкой среди баргузинских гранитоидов вдоль р. Уды на северо-восток от г. Улан-Удэ до р. Витим. Все они сложены островодужной андезит-дацитовой формацией, включающей диабазы, андезиты, дациты, их туфы, известняки. Среди баргузинских гранитоидов встречаются ксенолиты нижнего кембрия, ордовика (Беличенко, 1977), девона (Минина, 2003). То есть формирование Баргузинского батолита происходило в течение нижнего-среднего палеозоя на коллизийном и постколлизийном этапах развития.

По Л. П. Зоненшайну и др. (1990), в позднем рифее, венде и раннем кембрии на более древних аккреционных комплексах Баргузинского микроконтинента сформировалась пассивная континентальная окраина. К востоку от него (в современных координатах) пассивная континентальная окраина открывалась в сторону океана неизвестных размеров, где находилась Еравненская островная вулканическая дуга. В течение раннего-среднего кембрия ложе этого океана было полностью поглощено в зоне субдукции под островной дугой. В позднем кембрии началось столкновение Баргузинского микроконтинента с Сибирским кратоном. В связи с этим появились выплавки первых порций гранитоидов Баргузинского батолита и образование горного рельефа, при разрушении которого произошло накопление молассовых отложений верхнего кембрия-ордовика. Но океанический бассейн не был полностью закрыт: между Баргузинским микроконтинентом и Сибирским кратоном оставалось, по-видимому, пространство с океанической или сильно утоненной континентальной корой. Алданский щит и Баргузинский микроконтинент современное положение заняли, вероятно, с раннего девона. Сибирь переместилась к северу, так как в это время начал раскрываться субширотный океан Тетис. По правостороннему Жуинскому сдвигу Алданский щит с севера (в современных координатах) переместился к югу примерно на 300 км, что хорошо объясняет дугообразную конфигурацию каледонской Байкало-Витимской складчатой системы.

Согласно нашим представлениям (Корольков, 2005; 2007), сдвиговые зоны смятия Озернинского рудного узла сформировались в позднем палеозое кинематически зависимо от перемещений блоков по крупному Жуинскому правому сдвигу (рис. 11).



**Рис. 11. Схема распределения золоторудных и золотоносных формаций Озернинского комплексного рудного узла**

1 – вулканогенные породы островодужной формации ( $PZ_{1-2}$ ); 2 – зоны смятия, сопровождающиеся проявлением кремнещелочного метасоматоза; 3 – субщелочные гранитоиды ( $PZ_2$ ); 4 – дайки основного и среднего состава ( $PZ_2$ ); 5 – кварц-полиметаллические рудные тела с существенно сульфидной минерализацией (назаровский тип); 6 – кварц-полиметаллические рудные тела с халькопирит-баритовой минерализацией; 7–8 – зоны кварц-пиритового прожилкования: 7 – прослеженные; 8 – предполагаемые; 9 – номера месторождений и рудопроявлений: 2 – Озерное, 3 – Гундуйское, 4 – Аришинское, 5 – Звездное, 6 – Южно-Аришинское, 7 – Октябрьское, 8 – Солонго, 9 – Магнетитовое, 10 – Майское, 11 – Назаровское, 12 – Юбилейное; 10 – элементы залегания. Стрелками обозначено генеральное направление перемещения блоков по дуплексам (зонам смятия). На врезке – правосдвиговый дуплекс с обстановкой транстензии.

В это же время юго-западная часть Сибири вместе с присоединенной к ней Алтае-Саянской окраиной (в современных координатах) перекрыла горячее поле. Возник интенсивный внутриплитный магматизм, который сопровождался общим растяжением с образованием «рифтогенных» межгорных впадин. Во внутренней зоне Байкало-Витимской складчатой системы (территория Озернинского рудного узла) были заложены крутопадающие соскладчатые взбросо-сдвиги (зоны смятия).

В позднем палеозое и мезозое дифференцированные движения по разломам неоднократно повторялись в условиях общего растяжения территории. Они происходили на фоне поступательно-вращательного дрейфа Сибирского палеоконтинента против часовой стрелки, что привело к образованию субщелочных интрузий, даек основного, среднего, кислого состава и гидротермально-метасоматических рудных тел разного состава.

Зоны разломов прослеживаются в северо-восточном направлении, имеют крутое юго-восточное падение и различную степень дробления и метасоматоза. Кинематически с ними связаны пологие продольно-слоевые зоны рассланцевания.

Признаком синхронного функционирования круто- и пологопадающих разломов выступает одинаковый характер проявления по ним метасоматоза, особенно пропилитизации, калишпатизации и повсеместной пиритизации пород. Такие обстановки, в нашем понимании, соответствуют модели формирования крутопадающих взбросовых дуплексов с транстензией (растяжением) между ними.

**3. В орогенных поясах внутриплитных плюмтектонических обстановок (Балейский рудный район) формирование золотого оруденения было предопределено длительным тектоническим развитием на предрудном этапе субдукционно-коллизионного купола (Ундинского), образовавшегося при закрытии позднепалеозойско-раннемезозойского Монголо-Охотского океана; на рудном этапе – формированием комплекса метаморфического ядра (Борщевочного) с**

**рифтогенными впадинами в условиях растяжения под влиянием Центрально-Азиатской горячей области; при этом золото-сульфидно-кварцевые жилы голготайского типа вмещает купольная структура, золото-кварц-халцедоновые жилы и жильные зоны балейского типа – рифтогенная впадина.**

Территория центральной и южной части Западного и Восточного Забайкалья ранее считалась типичной для проявления процессов тектоно-магматической активизации, эпиплатформенного орогенеза, сводообразования. В настоящее время этот регион рассматривается как зона наиболее позднего влияния в мезозое Центрально-Азиатской горячей области (Ярмолук и др., 2000). Окончательное закрытие существовавшего в позднем палеозое – мезозое на этой территории Монголо-Охотского палеоокеана произошло в средней юре, что подтверждается геологическими и палеомагнитными данными (Кузьмин, Кравчинский, 1996). А с поздней юры уже ярко проявились процессы внутриплитного тектогенеза с характерными позднемезозойскими сводами, комплексами метаморфических ядер, рифтогенными впадинами и малыми интрузиями основного, кислого, субщелочного и щелочного состава. Зона влияния горячей области имеет линейно ориентированную форму в плане и орогенный характер, вмещает большое количество интрузий и связанных с ними различных месторождений и рудопоявлений, что послужило основанием для выделения металлогенической группы поясов внутриплитных плюмтектонических орогенов (Семинский, 2006). Среди них выделено три региональных металлогенических пояса, которые содержат 13 локальных металлогенических поясов.

**Балейский золоторудный район** входит в состав Чикой-Шилкинского регионального металлогенического пояса и приурочен к системе разломов и рифтовых впадин Центральной части Монголо-Охотского пояса.

Разломы северо-восточного простирания имеют важнейшее значение для района, главный из которых – Борщевочная ветвь Монголо-Охотского структурного шва. Не меньшее значение придается системе северо-западных разрывных нарушений, которые были выделены как «скрытые разломы фундамента» (Фогельман, 1966 и др.) и входят в состав Балейско-Дарасунской зоны глубинного разлома. Разломами северо-восточного простирания обусловлено простирание главных купольных структур и впадин. Южное поднятие расположено в пределах Петровского хребта и представлено Ундинской купольной структурой, впервые выделенной автором (Корольков, 1987). Северное линейное поднятие образовано Борщевочной купольной структурой, морфологически выраженной одноименным хребтом. Между ними расположена позднемезозойская рифтогенная Ундино-Даинская депрессия, осложненная более поздними системами грабенов.

С различной степенью детальности Балейский золоторудный район неоднократно описывался в геологической литературе (Петровская и др., 1961; Чеглоков, 1962; Хомич, 1972; Хомич и др., 1972; Сафонов, 1972; Балейское..., 1984; Карелин, 1992; Семинский и др., 2002; Корольков, 1987; 2005; 2007 и др.). В его строении участвуют породы трех структурных этажей, которые образовались в байкальский, каледонский, герцинский, киммерийский этапы развития.

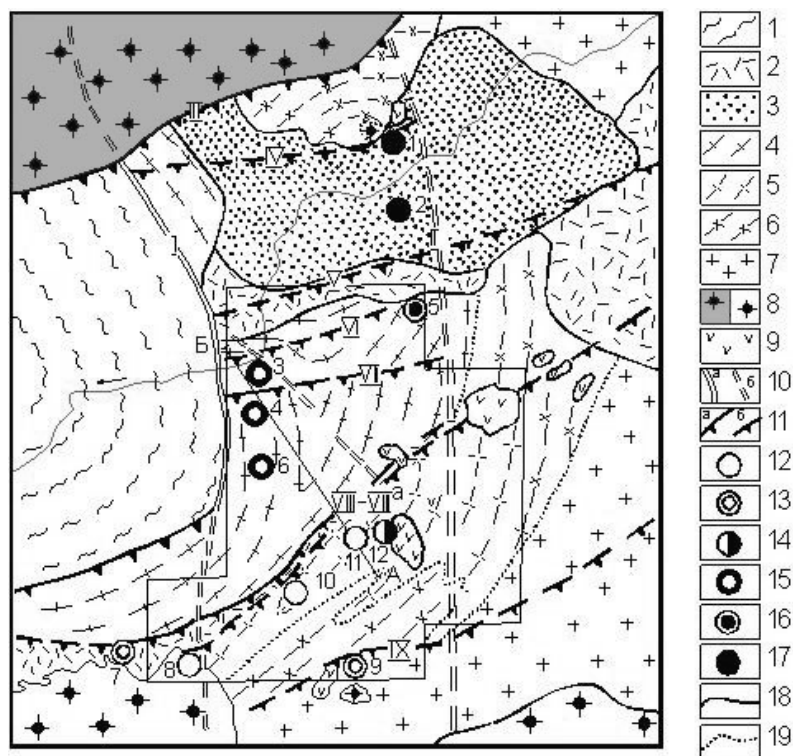
Байкальский, каледонский, герцинский этапы развития намечены по нижнему структурному этажу, где развиты сложнодислоцированные породы от верхнего протерозоя до нижнего карбона, интродуцированные гранитоидами ундинского комплекса пермского возраста (Дриль и др., 2001). Породы нижнего структурного этажа составляют основание и борта мезозойских прогибов. Байкальский этап выделен условно

по метаморфизованным терригенно-вулканогенным породам кулиндинской свиты (PR<sub>2</sub>), интерпретация условий формирования которых носит дискуссионный характер. Каледонский этап представлен метаморфизованными карбонатно-терригенными отложениями уровской (Є<sub>1</sub>), быстринской (Є<sub>2</sub>), алтачинской (Є<sub>3</sub>) свит. Герцинский этап характеризуется метаморфизованными карбонатно-терригенными породами газимурозаводской свиты (С<sub>1</sub>) и гранитоидами ундинского комплекса пермского возраста, преимущественно развитыми в пределах одноименной купольной структуры. Эти породы были детально изучены нами в процессе геологического картирования масштаба 1:10 000 на площади Балецкого рудного узла и включают насыщенные ксенолитами автохтонные и аллохтонные разности, что позволило установить сложную «просвечивающуюся» синклираль в ундинских гранитоидах (Гладков и др., 1973; Гладков, Корольков, 1981).

Киммерийский этап развития изучен по среднему и верхнему структурным ярусам. Он разделяется на раннекиммерийский и позднекиммерийский подэтапы. Первый подэтап проявился в среднем структурном ярусе, насыщенном ниже-среднеюрскими терригенными осадочными породами, иногда существенно дислоцированными, которые развиты в пределах мезозойских депрессий. Онтагаинская свита (J<sub>1</sub>) залегает на размытой поверхности фундамента нижнего структурного этажа и содержит аммониты, указывающие на морские фации. Верхнегазимурская свита (J<sub>2</sub>) представлена грубообломочными континентальными породами, которые залегают с угловым несогласием на размытой поверхности дислоцированных пород онтагаинской свиты и содержат в гальке осадочные, метаморфические, интрузивные породы позднего палеозоя – ранней юры. Обе свиты сохранились в узких приразломных блоках северо-восточного простирания. Второй подэтап представлен породами верхнего структурного этажа, которые сформировались в условиях ярко выраженного рифтогенеза и общего растяжения территории. Это привело к формированию линейной Борщевочной купольной структуры, что сопровождалось образованием сопряженных обрамляющих ее рифтогенных впадин, синхронных субщелочных интрузий, даек и богатого золотого оруденения. Вулканогенно-осадочные породы этого подэтапа сформировались в верхней юре – нижнем мелу и представлены тремя сериями. Шадоронская серия (J<sub>2-3</sub>) содержит субщелочные основные, средние, кислые эффузивно-осадочные, эффузивные, туфогенно-осадочные породы, которые накопились при извержении вулканов, приуроченных к разломам северо-восточного простирания. Балецкая серия (J<sub>3</sub> – K<sub>1</sub>) с резким угловым несогласием залегает на эродированной поверхности пород верхней юры, развита в наиболее погруженной части Ундинской депрессии, заполняя многочисленные наложенные грабены в ее пределах, характеризуется грубообломочными континентальными отложениями с прослоями лав трахиандезитов. Ундино-шилкинская серия (K<sub>1</sub>) представлена каменскими конгломератами, которые развиты преимущественно в Балецком грабене.

В пределах Балецкого золоторудного района золоторудные месторождения разделяются по возрасту формирования и относятся к двум типам.

*Голготайский* тип включает позднеюрские месторождения, размещенные преимущественно среди гранитоидов северной части Ундинской купольной структуры: золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые Средне-Голготайское, Сосновское, Майское, Андрюшкинское, Алиинское и другие (рис. 12).



**Рис. 12. Геологическая схема Балецкого золоторудного узла**

1 – метаморфические сланцы ( $R_3?$ ); 2 – преимущественно континентальные терригенные и вулканогенно-терригенные породы ( $J_{2-3}$ ); 3 – континентальные грубообломочные отложения ( $K_1$ ); 4–7 – гранитоиды ундинского комплекса ( $PZ_2$ ): 4 – диориты и кварцевые диориты гнейсированные, 5 – гнейсовидные гранодиориты и граниты, 6 – диориты и кварцевые диориты, 7 – лейкократовые граниты; 8 – гранитоиды борщевочного (выделены серым цветом) и амуджикано-сретенского комплекса ( $J_3$ ); 9 – микродиориты субвулканического комплекса ( $J_3$ ); 10 – субмеридиональные разломы, прослеженные: а – по геологическим данным, б – по геофизическим показателям (I – Дутурульский, II – Березовский); 11 – субширотные и северо-восточные разломы – надвиги, взбросы, сбросы (III – Южно-Борщевочный, IV – Контактный, V – Лево-Ундинский первый, VI – Лево-Ундинский второй, VII – Сайдашный, VIII – Северо-Восточный первый, VIII<sup>a</sup> – Северо-Восточный второй, IX – Улановский, X – Сосновский); 12–17 – типы месторождений и рудопроявлений: 12 – кварц-молибденитовые, 13 – кварц-висмутовые, 14 – кварц-турмалин-сульфидно-золоторудные, 15 – кварц-сульфидно-золоторудные, 16 – флюоритовое, 17 – пираргирит-кальцит-халцедон-золоторудные; 18 – контакты стратиграфические и интрузивные; 19 – контакты фациальные.

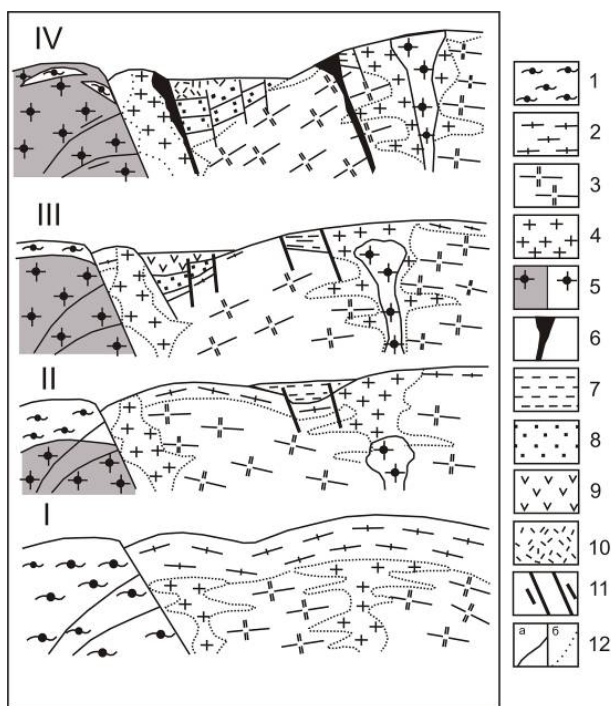
Арабскими цифрами обозначены месторождения и рудопроявления: 1 – Балецкое, 2 – Тасеевское, 3 – Сосновское, 4 – Майское, 5 – Березовское, 6 – Косакихинское, 7 – Новое, 8 – Лотошное, 9 – Улановское, 10 – Дутурульское, 11 – Голготайское, 12 – Средне-Голготайское.

Сплошной контур – площадь геологической съемки масштаба 1: 10 000.

Кроме того, выявлены кварц-молибденитовые Лотошное, Дутурульское, Голготайское рудопроявления, кварц-висмутовые Новое и Улановское рудопроявления.

**Средне-Голготайское золоторудное месторождение** – наиболее крупное из них, где самыми продуктивными являются сложные жилы (золото-кварцевые, золото-сульфидно-кварцевые с турмалином, карбонатно-кварцевые).

Для всех месторождений и рудопроявлений этого типа установлен контроль разломами северо-восточного простирания, субсогласно ориентированными с Борщевочным швом бластомилонитов, и тяготеющими к ним кислыми, основными дайками и малыми интрузиями субщелочного среднего и кислого состава, имеющими позднеюрский возраст (рис. 12, 13).



**Рис. 13. Модель развития структурной и магматической зональности Бале́йского рудного узла**

1 – метаморфические сланцы; 2–3 – верхнепалеозойские автохтонные гранитоиды палингенно-анатектического генезиса; 2 – гранитизированные породы «пестрого» состава, 3 – кварцевые диориты, гранодиориты и граниты; 4–5 – аллохтонные гранитоиды: 4 – лейкократовые граниты верхнепалеозойского возраста, 5 – граниты позднеюрского возраста борщевочного (выделен серым цветом) и амуджикано-сретенского комплекса; 6 – субвулканические тела верхнеюрского–нижнемелового возраста; 7 – нижне–среднеюрские отложения; 8–9 – средне–верхнеюрские рифтогенные осадочные и вулканогенные отложения: 8 – терригенные континентальные, 9 – вулканогенные; 10 – нижнемеловые рифтогенные грубообломочные континентальные отложения; 11 – разломы; 12 – геологические границы (а – стратиграфические и интрузивные, б – фациальные).

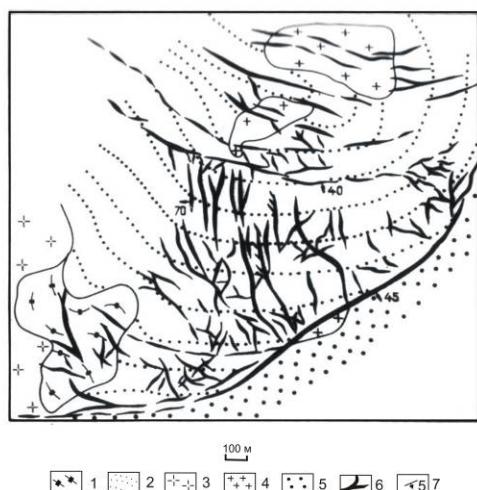
Этапы развития: I – верхнепалеозойский, II – нижнее–среднеюрский, III – средне–верхнеюрский, IV – верхнеюрский–нижнемеловой

На фоне общего растяжения территории и сводообразования в позднем мезозое произошел активный рост Борщевочной купольной структуры, формирование рифтогенных впадин с перемещением к северу зон максимального прогибания средне–верхнеюрских и нижнемеловых прогибов. Одновременно возникла эндогенная миграционная зональность, которая проявилась в пределах Бале́йского рудного узла локализацией различных даек, малых интрузий, концентрациями золота и сопутствующих минералов, ассоциациями первичных геохимических ореолов (Константинов, Томсон, Чеглоков и др., 1967; Гладков, Корольков, 1981; Корольков, 1987).

*Бале́йский* тип оруденения включает самые богатые в районе Бале́йское и Тасеевское месторождения раннемелового возраста, которые относятся к одному промышленному типу эндогенных гидротермальных месторождений золото–серебро–кварц–адуляровой рудной формации, главными полезными компонентами которой являются золото и серебро. Промышленные рудные тела развивались в пермских гранитоидах ундинского комплекса (Бале́йское месторождение). Но наиболее богатое оруденение связано с Бале́йским грабеном – компенсационной вулканотектонической структурой раннемелового возраста (Тасеевское месторождение).

**Бале́йское месторождение** расположено вблизи северного борта одноименного грабена в гранитоидах ундинского комплекса (рис. 14).

На основе детального картирования уступов эксплуатационного карьера месторождения (Гладков и др., 1975; Корольков, 1987) нами была установлена сложная «просвечивающая» в гранитоидах брахиантиклинальная складка, нарушенная пологими зонами смятия и крутопадающими разломами. К ним приурочены рудные жилы и прожилки штокверка, которые экранируются пологими зонами смятия субширотного и северо–восточного простирания с падением в южных румбах.

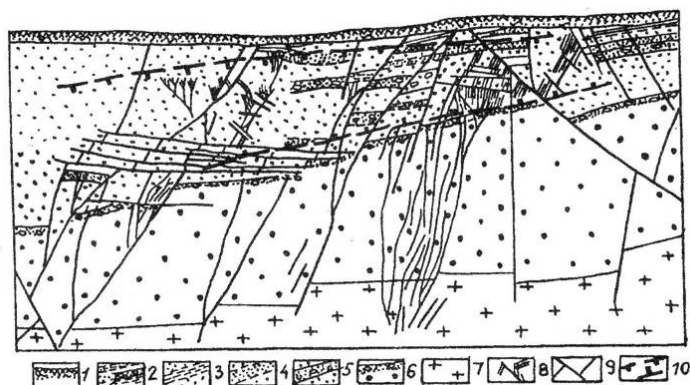


**Рис. 14. Структурная схема Балецкого месторождения по уступам эксплуатационного карьера**

1–4 – породы докембрийского фундамента: 1 – агматиты, 2 – мигматиты полосчатые, 3 – граниты роговообманково-биотитовые — перемещенные продукты метасоматоза и гранитизации, 4 – граниты лейкократовые интрузивные; 5 – раннемеловые терригенные осадки; 6 – кварцевые рудные жилы; 7 – элементы залегания

**Тасеевское месторождение** расположено у южного борта Балецкого грабена (рис. 15). Жилы и жильные зоны приурочены к протяженным крутопадающими сбросам

северо-восточного простирания, которые пересекают всю нижнемеловую терригенную толщу. В верхней части месторождения «стволовые» рудные зоны сопровождаются сериями мелких коротких крутых и пологих жил. Слепые крутопадающие кварцевые жилы прослеживаются на 500–1500 м при мощности от 1–2 м до 3–4 м. Была выявлена в верхнебалецкой свите (Лозовский, 1966, 1967 и др.) субгоризонтальная жильно-прожилковая зона локализации золотого оруденения. Рудные жилы имеют симметрично-зональное строение с чередованием полос кварца и халцедона различного цвета и плотности с адуляром, каолинитом, карбонатом. Содержание сульфидов до 1,5 процентов (пирит, арсенопирит, халькопирит). Золото тонкодисперсное. Отмечается высокая серебристость, примесь сурьмы, ртути, селена, теллура. Пробность 650–750. Содержание золота неравномерное. В пределах субмеридиональных рудных столбов достигает нескольких десятков г/т. Установлено, что золото выделилось на заключительной стадии гидротермального процесса при температуре 150–270 °С на глубинах 200–1500 м. Адуляр-халцедон-кварцевые агрегаты в гранитоидах фундамента и в пределах Балецкого грабена сформировались из коллоидных растворов до завершения осадочного цикла. Рудообразование связано с открытой корово-мантийной флюидной системой, в которой ведущую роль играли паро-газовые потоки, непосредственно достигающие земной поверхности (Сафонов, 2003). Имеются геоморфологические признаки того, что золотоносная рудная система функционировала и в кайнозое в опущенных блоках долины р. Унда (Эволюция Балецкой..., 2005), ограниченных разломами.



**Рис. 15. Схематический геологический разрез кварцево-жильных зон Тасеевского месторождения. Из (Семинский, 2004)**

1 – четвертичные отложения; 2–6 – верхнебалецкая свита: 2 – песчаники, алевролиты, конгломераты, вулканомиктовые конгломераты и гравелиты неразделенные, 3 – алевролиты, 4 – песчаники, 5 – конгломераты, 6 – конгломераты с прослоями песчаников; 7 – верхнепалеозойские гранитоиды удинского комплекса, 8 – кварцевые жилы и кварцево-жильные зоны; 9 – разрывные нарушения; 10 – зона повышенной рудоносности

В настоящее время существует несколько вариантов геодинамического развития территории Восточного Забайкалья (Абрамович и др., 1994; 2001; Зорин и др., 1998; Скляров и др., 1997; Корольков, 1998; 2004; Семинский, 2006 и др.), однако проблема остается дискуссионной. Наши представления о геодинамике этого региона опираются на исследования (Зоненшайн и др., 1990) с дополнением их новыми данными по Балейскому золоторудному району (Корольков, 2007, 2010).

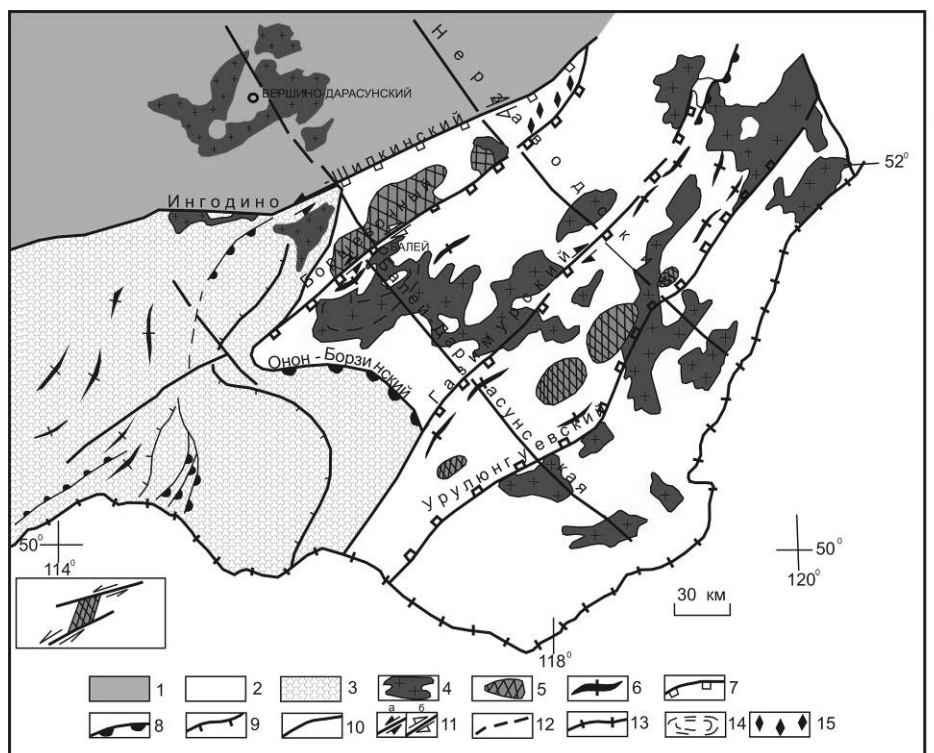
Монголо-Охотский пояс сформировался в результате закрытия одноименного океана, продолжавшегося с позднего палеозоя до средней юры. Западный, Центральный и Восточный сегменты пояса развивались по-разному. Балейский золоторудный район формировался в процессе эволюции Центрального сегмента Монголо-Охотского пояса, который характеризуется тремя особенностями: 1) распространением зеленосланцевых метаморфических пород по вулканитам и тонкообломочным осадкам, 2) наличием шовных тел габбро-тоналитовых интрузий между палеоконтинентами, 3) развитием гранито-гнейсовых куполов.

При сопоставлении известных палеореконструкций с результатами детального картирования на территории Балейского района выявлено (Корольков, 2004; 2007) существование сложнодислоцированных структур латерального выжимания, которые сформировались при закрытии Монголо-Охотского океана (рис. 16).

В Балейском районе к ним относится складчатый комплекс кулиндинской ( $PR_2$ ), уровской ( $C_1$ ), быстринской ( $C_2$ ), алтачинской ( $C_3$ ) и газимурозаводской ( $C_1$ ) свит, как автор предполагает, сформировавшийся в позднем палеозое на участке главного направления латерального выжимания масс Центрального сегмента Монголо-Охотского пояса. Зона вероятного зарождения Ундинской купольной структуры в Балейском золоторудном районе (Корольков, 1987) располагалась в участке наиболее интенсивной складчатости на главном направлении латерального выжимания масс, где характерно развитие пересекающихся складок разной ориентировки, которые выявлены при детальном картировании.

Причем, согласно палеореконструкциям Л. П. Зоненшайна и др. (1990) для пермского периода, такой комплекс мог существовать в условиях активной континентальной окраины при погружении глубокофокальной зоны под палеоконтинент Амурия, который размещался к югу от Монголо-Охотского структурного шва. Прорывающие их пермские гранитоиды Ундинской купольной структуры, среди которых сохранилось множество ксенолитов и скиалитов более древних позднепротерозойских – палеозойских пород, по изотопно-геохимическим и петрологическим особенностям отвечают условиям формирования активной континентальной окраины Амурии (Дриль и др., 2001).

Общее растяжение территории в поздней юре сопровождалось экспонированием в верхние этажи литосферы Борщевочного комплекса метаморфического ядра (с ростом одноименной купольной структуры) северо-восточного простирания (Корольков, 1987; 1998; Скляров и др., 1997), который сформировался в зоне регионального сдвига, связанной со структурами латерального выжимания (Корольков, 2004). Синхронно с линейно вытянутой Борщевочной купольной структурой появились окружающие ее компенсационные впадины (Шадоронский, Нижнеундинский прогибы, Ундино-Даинская депрессия), зоны разломов и метаморфизма (в том числе, по среднеюрским породам). Аналогично в Восточном Забайкалье в это время развивался комплекс метаморфического ядра Нерчинского хребта (рис. 16).



**Рис. 16. Схема размещения комплексов метаморфических ядер и структур латерального выжимания Восточного Забайкалья**

1 – раннедокембрийский фундамент Становой зоны Сибирского кратона; 2 – докембрийский Аргуньский массив; 3 – преимущественно морские осадки ( $PZ_2 - MZ$ ); 4 – гранит-гранодиоритовые батолиты ( $PZ_2$ ); 5 – центральные части комплексов метаморфических ядер: северная ветвь – Борщевочного хребта, южная ветвь – Нерчинского хребта; 6 – крупные антиклинальные складки преимущественно морских осадков ( $PZ_2 - MZ$ ); 7–10 – крупные разломы ( $PZ_2 - MZ$ ): 7 – сбросы, 8 – надвиги, 9 – предполагаемые надвиги и взбросы, 10 – неясной кинематической природы (возможно, трансформные типа ороген-ороген для северо-западного простирания); 11 – направление сдвиговых пемещений: а – установленные в  $PZ_2 - MZ$ , б – предполагаемые в  $PC - PZ_1$ ; 12 – предполагаемые разломы; 13 – государственная граница России; 14 – Ундинская купольная структура; 15 – зоны тектонического меланжа с включениями основных и ультраосновных пород. Внизу слева – вне-масштабная схема развития области транстензии между правыми сдвигами в дуплексах

Для голготайского типа оруденения БалеЙского золоторудного района большое значение имеют сбросо-сдвиги северо-восточного простирания (с севера на юг): Борщевочный, Контактный, Левоундинский первый и второй, Сайдашный, Северо-Восточный первый и второй, Улановский, осевой Петровский, Синдуинский. Все эти разломы, вероятно, обусловлены процессом экспонирования в верхние этажи комплекса метаморфического ядра и носят листрический характер (Корольков, 1998). Они ограничены на глубине пологой зоной бластомилонитов (детachment), совпадающей для БалеЙского золоторудного района с зоной Борщевочного разлома. Поскольку комплекс метаморфического ядра развивался в обстановке ярко выраженного растяжения, то связанное с ним оруденение, очевидно, следует отнести к постколлизийной металлогенической зоне континентального рифта (Митчелл, Гарсон, 1984). Субстратом для этой обстановки стала территория проявления более ранней субдукционной металлогенической зоны андийского типа. Активизация тектонической, магматической и металлогенической деятельности с поздней юры произошла, очевидно, под влиянием Центрально-Азиатской горячей области.

**4. При формировании золотого оруденения в рудных районах на подготовительном этапе субдукционно-аккреционных обстановок образовывались преимущественно дислокационно-метаморфическая и островодужная рудоносные формации. В процессе рудообразования при коллизионных и постколлизионных обстановках развивались рудогенерирующие магматические формации, представленные субщелочными интрузиями основного, среднего состава, и рудообразующие формации – интрузии кислого состава. Наиболее крупные золоторудные месторождения характерны для золоторудных районов орогенных поясов опущенной окраины Северо-Азиатского кратона (Сухой Лог, Олимпиадинское), далее по продуктивности следуют месторождения золоторудных районов внутриплитных орогенов (Балейское, Тасеевское, Дарасунское, Куранахское и др.), затем – месторождения золоторудных районов аккреционно-коллизионных орогенов (Коммунарское, Ольховское, Зунхолбинское, Иркинское и др.).**

Конвергентные, дивергентные и сдвиговые границы литосферных плит и внутриплитные обстановки с характерными рифтогенными структурами сопровождаются разными породами-индикаторами (Историческая..., 2000), среди которых можно распознать прежние «геосинклинальные» формации. Но в этом случае в старый термин вкладывается совсем другой смысл. В металлогению, особенно при исследовании рудных районов, геодинамические идеи внедряются медленно (Зоненшайн и др., 1990; Кузьмин и др., 2000). Препятствует неоднозначность возрастных датировок и основанных на них палеорекоstructions (Корольков, 2003; Korol'kov, 2009), сложность анализа малых плит (террейнов), дискуссионность выделения и геодинамической характеристики конкретных формаций, особенно магматических (Современные..., 2003) и рудных (Кучеренко, 1988). Недостаточная и противоречивая информация о геологических условиях формирования различных месторождений вынуждает отказаться от рассмотрения тектонического режима, но рассматривать рудную формацию как сингенетичную определенной магматической, осадочной, метасоматической или метаморфической формации (Кучеренко, 2000). Однако промышленное значение рудных формаций определенных типов и масштабы оруденения золоторудных районов, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках, существенно отличаются, как выяснилось в процессе проведенных нами специальных исследований (Корольков, 2007). В связи с этим прогрессивными для золоторудных районов являются представления о металлогенических формациях (Кривцов, Яковлев, 1991), под которыми понимаются «сочетания геологических, метасоматических и рудных формаций»:

*рудовмещающие (РВФ)* – геологические комплексы, в которых происходил только процесс наложенного рудообразования;

*рудоносные (РНФ)* – геологические образования, которые служили средой рудообразования и вероятным источником рудного вещества;

*рудогенерирующие (РГФ)* – обычно магматические геологические образования, которые могли быть источником рудного вещества, энергии и транспортирующих флюидов при рудогенезе;

*рудообразующие (РОФ)* – магматические породы, образующиеся при остывании очагов, которые были только источниками тепла.

Однако без анализа геодинамических особенностей формирования металлогенических формаций невозможно понять причины локализации рудных объектов, ис-

торию развития рудных районов. Это затрудняет выработку стратегии прогноза и поисков новых месторождений и рудопроявлений. Автором их геодинамическая интерпретация понимается в контексте вышеприведенного развития золоторудных районов. Сравнительный анализ металлогенических формаций позволяет выявить общие закономерности формирования золотого оруденения в пределах южного складчатого обрамления Сибирского кратона (табл. 1).

Таблица 1

Основные металлогенические формации рудных районов

| Рудные районы | РВФ<br>возраст                                                                  | РНФ<br>возраст                                                                | РГФ<br>возраст                                                                        | РОФ<br>возраст                                   |
|---------------|---------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------|
| Бодайбинский  | Гурбидитовая<br>углеродистая<br>R <sub>2</sub> –R <sub>3</sub>                  | Углеродистых<br>метасоматитов<br>PZ <sub>1-2</sub>                            | Диабазовых<br>даек<br>PZ <sub>2-3</sub>                                               | Гранодиорит-<br>гранитная<br>PZ <sub>2-3</sub>   |
| Гарганский    | Гнейсо-<br>гранитная<br>AR–PR <sub>1</sub><br>Карбонатная<br>шельфовая<br>V     | Офиолитовая, R <sub>3</sub><br>Вулканомиксти-<br>товая<br>V–PZ <sub>1</sub> ? | Тоналитовых<br>гранитоидов<br>R <sub>3</sub><br>Диабазовых<br>даек<br>PZ <sub>1</sub> | Гранодиорит-<br>гранитная<br>PZ <sub>1</sub>     |
| Балейский     | Гранит-<br>гранодиоритовая<br>P<br>Терригенная<br>рифтогенная<br>K <sub>1</sub> | Субщелочная<br>внутриплитная<br>(латитовая)<br>J <sub>3</sub>                 | Субщелочных ин-<br>трузий среднего,<br>основного состава<br>J <sub>3</sub>            | Субщелочных<br>гранит-порфиров<br>J <sub>3</sub> |
| Муйский       | Гнейсо-<br>гранитная<br>AR–PR <sub>1</sub><br>Карбонатная<br>AR–PR <sub>1</sub> | Островодужная<br>R <sub>3</sub>                                               | Габбро-<br>плагиогранитная<br>V<br>Диабазовых даек<br>PZ <sub>1-2</sub>               | Грано-<br>диорит-гранитная<br>PZ <sub>1-2</sub>  |
| Еравненский   | Карбонатная<br>шельфовая<br>Є <sub>1</sub>                                      | Островодужная<br>Є <sub>1</sub>                                               | Диабазовых даек<br>PZ <sub>2</sub> –MZ <sub>1</sub>                                   | Грано-<br>диорит-гранитная<br>PZ <sub>1-2</sub>  |

Примечание: РВФ – рудовмещающие формации, РНФ – рудоносные формации, РГФ – рудогенерирующие формации, РОФ – рудообразующие формации.

Анализ таблицы 1 показывает следующее.

1. Самые главные рудоносные формации (РНФ) для разных золоторудных районов – вулканогенная островодужная и дислокационно-метаморфическая (углеродистых метасоматитов и вулканомикститовая). Для Гарганского еще – офиолитовая, для Балейского главная – латитовая внутриплитная. Золото в этих породах содержится в повышенных концентрациях. Но промышленные золоторудные тела наиболее вероятны в контурах рудоносных формаций только при определенных условиях. Под покровами офиолитов в Гарганском районе происходило высвобождение и перетложение золота в процессе формирования и сложного взаимодействия купольных структур. Для Балейского золоторудного района рудоносной формацией является субщелочная внутриплитная (латитовая), вероятно, связанная с проявлением плюма.

2. Необходим дополнительный источник золота и энергии. Предполагается, что чаще всего в этой роли выступают магматические очаги рудогенерирующих форма-

ций (РГФ) комплекса даек диабазовых порфириров, интрузий габбро-плагиигранитов или тоналитов, субщелочных интрузий среднего–основного состава.

3. В рудном районе должны быть широко представлены рудообразующие формации (РОФ) гранитов, гранодиоритов или субщелочных гранит-порфиров. Они способствуют массовому проявлению стационарно нагретых флюидов в сфере рудоотложения. Основой таких флюидов является кремнезем.

Рассмотрим связь золотого оруденения с коллизионными и постколлизионными процессами (табл. 2). Главные промышленные типы оруденения золоторудных районов соответствуют преобладающим рудным формациям.

Таблица 2

Связь золотого оруденения рудных районов с коллизионными и постколлизионными процессами

| Рудный район | Типы золотого оруденения                                                                          | Сопутствующее оруденение | Генезис оруденения                                      | Коллизионные структуры латерального выжимания, возраст                                                                              | Постколлизионные структуры, возраст         |
|--------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------|---------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------|
| Бодайбинский | Золото-кварцевый жильный.<br>Прожилково-вкрапленный рудных зон                                    | Платиноиды               | Гидротермальный<br>Гидротермально-метасоматический      | Поддвиговый ороклин<br>PZ <sub>1-2</sub>                                                                                            |                                             |
| Гарганский   | Золото-кварцевый жильный.<br>Золото-сульфидный рудных зон                                         |                          | Гидротермальный.<br><br>Гидротермально-метасоматический | Зоны фронтального сжатия (золото-сульфидный рудных зон).<br>Геодинамические убежища (золото-кварцевый жильный)<br>PZ <sub>1-2</sub> |                                             |
| Балейский    | Золото-кварцевый убогосульфидный.<br>Золото-кварцевый существенно сульфидный                      | Висмут                   | Гидротермальный                                         | Зоны фронтального сжатия, осложненные дуплексами<br>PZ <sub>2</sub>                                                                 | Рифтогенез<br>K <sub>1</sub>                |
| Муйский      | Золото-кварцевый убогосульфидный жильный и жильных зон.<br>Золото-сульфидный (колчеданные залежи) |                          | Гидротермальный                                         | Сдвиго-взбросовые дуплексы с транстензией<br>PZ <sub>1</sub>                                                                        |                                             |
| Еравненский  | Золото-кварцевый существенно сульфидный                                                           |                          | Гидротермально-метасоматический                         | Взбросовые дуплексы с транстензией<br>PZ <sub>1-2</sub>                                                                             | Рифтинг<br>PZ <sub>2</sub> –MZ <sub>1</sub> |

Во всех золоторудных районах сохранились структуры коллизионного этапа, которые представлены разнообразными складчато-разрывными зонами.

Среди коллизионных образований преобладают структуры латерального выжимания с различными рисунками, которые можно разделить на три вида: а) зоны фронтального сжатия при взбросовых и надвиговых перемещениях (к ним относятся

и структуры поддвигового ороклина); б) дуплексные зоны с транстензией (растяжением); в) геодинамические убежища.

Крупнообъемное оруденение с относительно выдержанной морфологией рудных тел и равномерным содержанием золота тяготеет к участкам наибольшего сжатия (сухоложский золото-черносланцевый тип прожилково-вкрапленный и зунхолбинский золото-сульфидный тип рудных зон). Золото-кварцевый жильный тип оруденения с неравномерным содержанием золота и невыдержанной морфологией рудных тел характерен для геодинамических убежищ и дуплексных зон с транстензией (растяжением). Золото-кварцевый убого сульфидный жильный тип оруденения с неравномерным содержанием золота и сложной морфологией рудных тел развит преимущественно в рифтогенных грабенах.

Постколлизийные рифтогенные структуры наиболее ярко проявились только в двух рудных районах из пяти. Обусловлены они, очевидно, воздействием горячей Центрально-Азиатской области на более ранние коллизийные структуры рудных районов в раннем мезозое (Озернинский комплексный рудный узел) и в позднем мезозое (Балейский рудный район). В первом случае возник золото-кварцевый существенно сульфидный относительно небогатый тип оруденения с относительно простой морфологией рудных тел, во втором – золото-кварцевый существенно сульфидный тип наряду с золото-кварцевым убого сульфидным промышленным типом в сложных по морфологии рудных телах.

Концентрация золота при наложении коллизийных и постколлизийных (плюмовых) процессов увеличивается в тех рудных районах, где более широко проявилась гранитизация вмещающих золотое оруденение комплексов коллизийного этапа.

Обобщение и сравнительный анализ опубликованных материалов по региону Северо-Восточной Азии (Сибирская платформа и окружающие ее горно-складчатые пояса) позволили уточнить закономерности, установленные по ограниченной территории юга Восточной Сибири.

Тектоника литосферных плит не отвергает установленную работами многих поколений геологов стадийно-периодическую закономерность развития орогенных поясов. Но тектонические режимы рассматриваются по-другому. Н. Л. Добрецов и др. (2001) выделяют 5 геодинамических стадий развития орогенов: 1) начальная, 2) ранняя, 3) средняя коллизийная, 4) поздняя коллизийная, 5) завершающая. Они отражают последовательность зарождения, расширения, закрытия океанов при их трансформации в орогены. Однако существует воздействие мантийных плюмов на орогенные пояса, которое может накладываться на любую стадию развития орогенов. Наиболее ярко плюмы проявляются в начальные, коллизийные и постколлизийные стадии. Геодинамическая стадийность развития орогенов и связь с ней оруденения – сложная и дискуссионная проблема тектоники литосферных плит. Но складчато-навивовые орогены опущенных континентальных окраин, аккреционно-коллизийные, внутриплитные плюмтектонические достаточно надежно различаются. Это хорошо проявляется при анализе обобщающих работ по геодинамическому развитию орогенов Северо-Востока Азии (Парфенов и др., 2003). Известные золоторудные районы Сибири, где работают золотодобывающие предприятия (Беневольский, 1995), занимают определенное место в системе этих орогенов.

Золоторудными районами складчато-надвиговых орогенов опущенных окраин Северо-Азиатский (Сибирский) кратона являются Бодайбинский, Северо-Енисейский, Нежданинский. Сравнительный анализ показывает: 1) золоторудные районы содер-

жат крупные полихронные и полигенные месторождения (Сухоложское и Олимпиадинское); 2) возраст вмещающих пород не имеет особого значения для золотого оруденения, но состав этих пород, количество испытанных этапов структурных перестроек и приуроченность к террейнам разных генетических типов влияли на геохимическую специализацию золоторудных тел; 3) формирование рудовмещающих зон связано со структурами латерального выжимания (антиклиналями различной степени сжатия, сдвигами, ороклинами); 4) основное значение для наиболее крупных золоторудных месторождений имеют зоны прожилково-вкрапленного оруденения различной морфологии, второстепенное – золото-сульфидно-кварцевые жилы.

Золоторудные районы аккреционно-коллизийных разновозрастных орогенов сформировались при закрытии Палеоазиатского, Монголо-Охотского, Тихого океанов, содержат разнотипные и разномасштабные террейны (Парфенов и др., 2003). К террейнам приурочены золоторудные районы, подобные Гарганскому или Муйскому, с мелкими и средними месторождениями, среди которых наиболее известны Зун-Холбинское, Ирокиндинское, Коммунарское, Ольховское, Многовершинное. Сравнительный анализ показывает: 1) самые крупные месторождения золоторудных районов тяготеют к пограничным зонам между различными по генезису террейнами; 2) формирование предрудных, рудовмещающих и внутрирудных сдвигов, взбросо-сдвигов в сочетании с интенсивными складчатыми деформациями соответствовало структурам латерального выжимания и происходило при амальгамации и аккреции террейнов; 3) широко развиты разнообразные дайки и субщелочные интрузии, указывающие на связь с подкоровыми источниками магм и рудных элементов; 4) преобладающее значение для жил и жильных зон имеет золото-сульфидно-кварцевая рудная формация.

Золоторудные районы внутриплитных плюмтектонических орогенов сформировались под воздействием Центрально-Азиатского суперплюма на территорию Монголо-Охотского пояса в позднем мезозое (Kuzmin et al, 2004), где предполагается присутствие сиалической и базитовой оболочек, разделенных внедрением мафического слоя (Seminski, 2004), инициированного суперплюмом. Это оказало влияние на блоковую тектонику, магматизм и металлогению всего региона. Характерные Балейский, Нерчинский, Центрально-Алданский золоторудные районы содержат крупные и средние месторождения золота: Балейское, Тасеевское, Голготайское, Дарасунское, Куранахское, Лебединское, Рябиновое и другие. Сравнительный анализ показывает: 1) наблюдается большое разнообразие геологического строения составляющих их месторождений, которое зависит от влияния различных плюмов; 2) зоны наибольшего растяжения под влиянием суперплюма характерны для Балейского района, где богатое золотое оруденение развивается в рифтогенных впадинах, окружающих комплекс метаморфического ядра; 3) в блоках с утолщенной земной корой под влиянием «вторичных» плюмов проявляется щелочной и субщелочной магматизм и формируются вулкано-купольные структуры или локальные купола, где локализуется оруденение.

Статистические показатели говорят о том, что более всего золота было извлечено с 1955 по 1993 год из месторождений золоторудных районов внутриплитных плюмтектонических орогенов (Беневольский, 1995). Однако, с учетом потенциальной рудоносности, наиболее богаты золотом месторождения золоторудных районов складчато-надвиговых орогенов опущенной окраины кратона.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Стратегическое значение для размещения золотого оруденения имеет его приуроченность к трем типам орогенных поясов, развитых вокруг Северо-Азиатского кратона.

Для складчато-надвиговых орогенов опущенной окраины кратона характерна мощная и сложнодислоцированная толща углеродистых карбонатно-терригенных осадков. В этих условиях золотое прожилково-вкрапленное оруденение локализуется в коллизионных структурах латерального выжимания (поддвиговых ороклинах и сдвиговых зонах вблизи террейнов). Здесь размещаются зоны глубокого дренирования мощной толщи осадков. Золото-кварцевое оруденение характерно для более слабо дислоцированных участков пассивной континентальной окраины, где из-за большой мощности осадков не развиваются зоны глубокой проницаемости.

Аккреционно-коллизионные орогены содержат большое количество островодужных, океанических и кратонных террейнов. Золотое оруденение тяготеет к разнообразно построенным зонам контакта различных террейнов либо размещается внутри них (обычно островодужных и кратонных).

Внутриплитные плюмтектонические орогены характеризуются разнообразными структурами растяжения. Это могут быть рифтогенные впадины, вулканокупольные структуры, угловые несогласия. В них и происходит локализация основных золоторудных тел крупных и мелких месторождений.

Главные золоторудные районы юго-востока Сибири испытали три сложных геодинамических этапа развития: доколлизионный, коллизионный, постколлизионный.

Доколлизионный этап в каждом районе протекал по-разному. Золото накапливалось в рассеянном виде в рудоносных формациях, отражающих геодинамическое положение районов. Бодайбинский район был приурочен к пассивной континентальной окраине Северо-Азиатского кратона, Гарганский – к одноименному составному кратонному террейну, Муйский – к одноименному супертеррейну, Бaleyский – к активной континентальной окраине Аргунского микроконтинента, Еравненский (включая Озерный узел) – к островодужному террейну.

Коллизионный этап оказал влияние на локализацию рудовмещающих структур всех территорий. Произошла амальгамация, а затем аккреция террейнов к Северо-Азиатскому кратону. Структуры латерального выжимания на этом этапе стали играть важнейшую роль. В Бодайбинском районе сформировался поддвиговой ороклин, осложненный куполами различного масштаба. В Гарганском – произошла обдукция офиолитов, формирование интрузивных куполов, их столкновение с зарождением рудовмещающих расплюснутых структур фронтального сжатия и геодинамических убежищ. Муйский район и Озерный комплексный рудный узел характеризуются право- и левосдвиговыми дуплексами. В Бaleyском районе сформировалась Ундинская купольная структура в зоне наибольшего скупивания геологических масс на главном направлении латерального выжимания.

Постколлизионный этап наиболее ярко проявился в Бaleyском районе, где сформировался Борщевочный комплекс метаморфического ядра, включающий системы рифтогенных впадин и листрических сбросов. В пределах Озернинского рудного узла продолжали формироваться дуплексные зоны, вмещающие дайковые пояса и комплексные золотосодержащие рудные тела. Для этих двух территорий характерно также проявление субщелочного магматизма.

Для выбора рационального направления поисково-оценочных или поисково-разведочных работ в каждом золоторудном районе необходимо учитывать мозаич-

ное сочетание разнотипных металлогенических подразделений: субдукционных, коллизионных, рифтогенных постколлизионных, трансформных разломов.

Образование рудовмещающих зон главных месторождений происходило преимущественно в течение одного этапа

Структуры Сухоложского, Зун-Холбинского, Пионерского, Назаровского, Каралонского золоторудных месторождений сформировались на коллизионном этапе. Структуры Голготайского, Балейского, Тасеевского, Каменского месторождений тяготеют к рифтогенным впадинам и сформировались в постколлизионный этап.

Установленные для юго-востока Сибири закономерности формирования коренной золотоносности в основном подтверждаются для всей периферии Северо-Азиатского кратона.

Наиболее крупные золоторудные месторождения формировались в коллизионный этап развития в пределах пассивных континентальных окраин (Сухоложское, Олимпиадинское, Нежданинское). Они связаны с зонами интенсивного сжатия и складчато-разрывных дислокаций углеродисто-терригенных толщ позднего докембрия и палеозоя.

Второе место по продуктивности занимают месторождения, главные рудовмещающие структуры которых образовались в постколлизионный внутриплитный этап развития в пределах юго-восточного складчатого обрамления Северо-Азиатского кратона и его мезозойской активной континентальной окраины (Балейское, Дарасунское, Куранахское и др.). Они преимущественно связаны с условиями растяжения и рифтогенеза территорий, испытавших субдукцию и коллизию.

Третьими по продуктивности золота являются месторождения, образовавшиеся при амальгамации островодужных, океанических, кратонных террейнов и последующей аккреции супертеррейнов к Северо-Азиатскому кратону (Коммунарское, Ольховское, Зун-Холбинское, Ирокиндинское, Назаровское, Многовершинное и др.). Основное значение для этих месторождений имеют разновозрастные островодужные формации и блоково-купольные структуры.

Предпринятый анализ геодинамики и металлогении разнотипных и разномасштабных золоторудных районов юго-востока Сибири в значительной степени зависит от достоверности мелкомасштабных и среднемасштабных металлогенических разработок, основанных на повсеместном и последовательном применении основных положений тектоники плит.

Этот анализ позволил определить геодинамические закономерности развития золоторудных районов, обусловленные их приуроченностью и совместной эволюцией с тремя группами металлогенических поясов различных орогенов: 1) окраины кратона, 2) аккреционно-коллизионных, 3) внутриплитных плюмтектонических. Золоторудные районы различаются металлогеническими формациями, типами рудораспределяющих и рудо локализирующих структур (латерального выжимания или рифтогенными), главными промышленными типами и масштабами оруденения.

На этой основе уточняется стратегия поисков коренных источников золота, включая хорошо изученные территории, направленная на выявление осложненных куполами рудоносных поддвиговых ороклинов, сложных сдвиговых зон вблизи древних островодужных и кратонных террейнов и внутри них, рифтогенных структур, сопряженных с экспозицией в верхние этажи литосферы комплексов метаморфического ядра. Геодинамические закономерности развития коренной золотоносности вокруг древнего Северо-Азиатского кратона могут быть использованы в других регионах.

## СПИСОК ОСНОВНЫХ ПУБЛИКАЦИЙ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

### Монографии

1. **Корольков А. Т.** Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири / А. Т. Корольков. – Иркутск : Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2007. – 251 с. – Режим доступа: <http://lake.baikal.ru/ru/library/publication.html?action=show&id=395>

### Учебно-методические пособия монографического характера

2. Историческая геология с основами тектоники плит и металлогении : учеб. пособие / М. И. Кузьмин, **А. Т. Корольков**, С. И. Дриль, С. Н. Коваленко. – Иркутск : Изд-во Иркут. ун-та, 2000. – 288 с. – Режим доступа:

<http://ellib.library.isu.ru/docsbycat.php?category=3> (за № 304)

3. Титоренко Т. Н. Геологическая история и палеонтология венда : учеб.-метод. пособие / Т. Н. Титоренко, **А. Т. Корольков**. – Иркутск : Изд-во Иркут. ун-та, 2006. – 138 с.

### Статьи в научных реферируемых журналах, входящих в перечень ВАК

4. Коллизионные структурные парагенезисы Муйского района / С. Н. Коваленко, **А. Т. Корольков**, П. Г. Кириллов, А. В. Лухнев // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, № 12. – С. 41–49.

5. Гладков В. Г. Новое учебное пособие для вузов по структурному анализу и основам структурной геологии / В. Г. Гладков, **А. Т. Корольков**, С. Н. Коваленко // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1992. – № 4. – С. 175–176.

6. **Корольков А. Т.** Бодайбинский золоторудный район: геодинамика и металлогения // Вестн. Иркут. гос. техн. ун-та. – 2005. – № 1(21). – С. 61–67.

7. **Корольков А. Т.** Геодинамика и золотоносность Озернинского рудного узла // Вестн. Иркут. гос. техн. ун-та. – 2005. – № 3 (23) – С. 16–21.

8. **Корольков А. Т.** Геодинамические особенности металлогенических формаций золоторудных районов Забайкалья // Изв. Том. гос. политехн. ун-та. – 2005. – Т. 308, № 6. – С. 53–57.

9. **Корольков А. Т.** Геодинамика и металлогенические особенности Муйского золоторудного района // Изв. Сиб. отд-ния секции Наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – 2007. – № 5(31). – С. 5–17.

10. Структурные условия локализации золотого оруденения (на примере участка Ондольтой, Восточные Саяны) / С. А. Бузов, И. Н. Семейкин, Ж. В. Семинский, **А. Т. Корольков** // Изв. Сиб. отд-ния секции Наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – 2007. – № 5(31). – С. 18–28.

### Научные статьи, опубликованные в других журналах и изданиях

11. **Корольков А. Т.** Закономерности формирования Ундинской купольной структуры и ее рудоносность : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / А. Т. Корольков. – Иркутск : ИЗК СО АН СССР, 1987. – 17 с.

12. Гладков В. Г. О геохимической зональности в Балеysком рудном узле / В. Г. Гладков, **А. Т. Корольков** // Применение математического моделирования для прогноза рудных месторождений на примере Восточной Сибири. – Иркутск : Изд-во ИГУ, 1981. – С. 167–180.

13. О роли разрывных нарушений в локализации полиметаллического и других типов оруденения Озернинского рудного узла / Г. А. Феофилактоv, Д. И. Царев,

М. А. Нефедьев, **А. Т. Корольков** // Проблемы метасоматизма и рудообразования Забайкалья. – Новосибирск : Наука, 1985. – С. 52–58.

14. Структурные и физико-химические факторы локализации полиметаллического оруденения Назаровского месторождения / Г. А. Феофилактов, **А. Т. Корольков**, Б. Г. Демин, Б. И. Охрименко // Геология, минералогия и пути освоения полиметаллических месторождений Забайкалья и Прибайкалья. – Улан-Удэ : ГИН БФ СО АН СССР, 1985. – С. 74–77.

15. Коткин И. В. Применение непараметрических статистик при обработке геохимической информации / И. В. Коткин, **А. Т. Корольков**, Г. А. Феофилактов // Применение математических методов и автоматизированных систем для анализа и интерпретации геолого-геофизической информации. – Новосибирск : Наука, 1985. – С. 66–71.

16. **Корольков А. Т.** Бодайбинский ороклад / А. Т. Корольков, С. Н. Коваленко // Вестн. Иркут. регион. отд-ния Акад. наук высш. шк. России. – 2005. – № 1(6). – С. 47–55.

17. Структурная эволюция вмещающих офиолиты микститовых комплексов (юго-западное Забайкалье) / **А. Т. Корольков**, С. Н. Коваленко, В. Г. Гладков, Р. В. Константинов, А. Г. Языков // Структурно-вещественные комплексы докембрия Восточной Сибири. – Иркутск : Изд-во ИГУ, 1998. – С. 100–114.

18. Структурные особенности формирования рудных столбов Зун-Холбинского месторождения (Вост. Саян) / С. П. Летунов, Ж. В. Семинский, **А. Т. Корольков**, А. Гафур, А. А. Матвейчук // Геология, поиски, разведка месторождений рудных полезных ископаемых : сб. науч. тр. – Иркутск : ИрГТУ, 1998. – Вып. 22. – С. 87–102.

19. **Корольков А. Т.** Структурные парагенезисы у границ Хамардабанского микроконтинента / А. Т. Корольков, С. Н. Коваленко // Вестн. Иркут. регион. отд-ния Акад. наук Высш. шк. России. – Иркутск : Изд-во ИГЭА, 2002. – № 1. – С. 142–152.

20. Связь золотого оруденения со структурами латерального выжимания центральной части Урик-Китойской зоны (Восточные Саяны) / **А. Т. Корольков**, А. В. Филимонов, А. А. Куликов, Н. А. Доронина, Г. Б. Шуляк, А. М. Рогачев // Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых : межвуз. сб. науч. тр. – Иркутск : ИрГТУ, 2002. – Вып. 25. – С. 44–55.

21. **Корольков А. Т.** Гранитогнейсовые купола и комплексы метаморфических ядер Центрального сегмента Монголо-Охотского пояса // Проблемы геологии, петрологии и геодинамики Восточной Сибири : сб. науч. тр. – Иркутск : Иркут. ун-т, 2004. – С. 51–55.

22. **Корольков А. Т.** Структуры латерального выжимания центрального сектора Монголо-Охотского пояса // Изв. Сиб. отд-ния секции наук о РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – Иркутск : ИрГТУ, 2004. – № 1(27). – С. 90–95.

23. **Корольков А. Т.** Металлогенические формации Озернинского золоторудного узла // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири : сб. науч. тр. – Иркутск : Иркут. ун-т, 2005. – С. 16–18.

24. **Корольков А. Т.** Геодинамика Балейского золоторудного района // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Иркутск : Иркут. гос. ун-т, 2007. – С. 25–34.

25. Летунов С. П. Магматические серии Окинского мегаблока и геодинамическая история их формирования (Юго-Восточный Саян) / С. П. Летунов, **А. Т. Ко-**

**рольков**, Г. А. Гусаревич // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Иркутск : Иркут. гос. ун-т, 2007. – С. 16–21.

26. **Корольков А. Т.** Польский вклад в изучение геологии Сибири / А. Т. Корольков, Ю. А. Чернов // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Иркутск : Иркут. гос. ун-т, 2007. – С. 161–166.

27. **Корольков А. Т.** Структуры латерального выжимания Гарганского золоторудного района // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири : сб. науч. тр. – Иркутск : Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2010. – С. 21–32.

**Тезисы докладов на научных совещаниях,  
конференциях, симпозиумах и т. п.**

28. Kovalenko S. N. Collisional structural parageneses of Muya region (North Baikal Upland) / S. N. Kovalenko, **А. Т. Korolkov**, V. G. Gladkov // Abstracts. L. P. Zonenshain memorial conference on plate tectonics / Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, GEOMAR. – М., 1993. – P. 83.

29. **Korol'kov А. Т.** Young and old structures related to horizontal compression: a comparison. Молодые и древние структуры латерального выжимания // Neotektonika Europy Środkowej. VIII Ogólnopolska Konferencja z cyklu “Neotektonika Polski”. Materiały konferencyjne. Szklarska Poręba – Turoszów, 24-27.06.2009. Komisja Neotektoniki Komitetu Badań Czwartorzędu PAN, Wrocław. – S. 34–35.

30. **Корольков А. Т.** Проблемы металлогенического анализа золоторудных районов Забайкалья // Вестн. Том. гос. ун-та. Прил. – Томск : ТГУ, 2003. – № 3 (III) : Проблемы геологии и географии Сибири : материалы науч. конф., посвящ. 125-летию основания ТГ (Металлогения. Геология и экономика минерального сырья). – С. 255–256.

31. **Корольков А. Т.** Геодинамика Балейского золоторудного района // Современные проблемы геологии и разведки полезных ископаемых : материалы междунар. науч. конф. (5–8 октября 2010 г.). – Томск : ТПУ, 2010. – С. 236–241.

32. Семинский Ж. В. Металлогенические пояса и золоторудные районы Байкало-Забайкальского региона / Ж. В. Семинский, **А. Т. Корольков** // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении : материалы XXI междунар. науч. конф., посвящ. 100-летию акад. В. И. Смирнова (Москва, МГУ, 26–28 января 2010 г.). – М. : МГУ, 2010. – С. 60.

33. Гладков В. Г. Опыт использования стереогеометрического структурного метода для создания корреляционных схем докембрийских образований в Муйском районе / В. Г. Гладков, С. Н. Коваленко, **А. Т. Корольков** // Докембрий Северной Евразии : тез. докл. междунар. совещания (15–18 апреля 1997 г.). – СПб. : ИГГД, 1997. – С. 44.

34. **Корольков А. Т.** Геодинамические условия формирования и развития Баргузинского микроконтинента / **А. Т. Корольков**, В. Г. Гладков, С. Н. Коваленко // Докембрий Северной Евразии : тез. докл. междунар. совещания (15–18 апреля 1997 г.). – СПб. : ИГГД, 1997. – С. 25.

35. **Корольков А. Т.** Комплексы метаморфических ядер центральной части Восточного Забайкалья // Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород : тез. докл. Междунар. конф. к 100-летию со дня рождения Н. А. Елисеева. – СПб. : СПбГУ, 1998. – С. 172–173.

36. Летунов С. П. Тектонодинамические особенности формирования структуры Пионерского золоторудного месторождения (В. Саян) / С. П. Летунов, **А. Т. Корольков**, В. Н. Агасеев // Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов : материалы Междунар. науч. конф. (28–30 августа 2000 г.). – Благовещенск : АмурКНИИ АНЦ ДО РАН, 2001. – С. 166–168.

37. **Корольков А. Т.** Террейны и структуры латерального выжимания при металлогеническом анализе // Новые идеи в науках о Земле : материалы VI междунар. конф. – М. : Изд-во МГГРУ, 2003. – Т. 2 (секции IV–X). – С. 208.

38. Шульга Д. П. Рудоносность зоны структурно-стратиграфического несогласия Бульбуктинской площади (Байкало-Патомское нагорье) / Д. П. Шульга, **А. Т. Корольков** // Проблемы геологии и освоения недр : тр. 6-го междунар. симп. им. акад. М. А. Усова студентов, аспирантов и мол. уч. – Томск : Изд-во НТЛ, 2002. – С. 232.

39. **Корольков А. Т.** Геодинамика и палеонтология венда / А. Т. Корольков, Т. Н. Титоренко // Эволюция жизни на Земле : материалы III междунар. симп. / отв. ред. В. М. Подобина. – Томск : ТГУ, 2005. – С. 89–90.

40. Морфологические особенности штокверкового оруденения Балейского типа (материалы детального картирования карьеров масштаба 1:1000) / В. Г. Гладков, С. П. Летунов, **А. Т. Корольков**, А. Ф. Воросов // Условия образования и размещения золоторудных месторождений Сибири. – Новосибирск : Наука, 1975. – С. 129.

41. Гладков В. Г. Структурно-парагенетический анализ автохтонных гранитов (специальные методы геологического картирования гранитизированного метаморфического субстрата) / В. Г. Гладков, **А. Т. Корольков** // Структурный анализ кристаллических комплексов : материалы IV всерос. shk. – Иркутск : ИЗК СО РАН, 1992. – С. 37–38.

42. **Корольков А. Т.** Структурные парагенезисы древних микроконтинентов Палеоазиатского океана / А. Т. Корольков, В. Г. Гладков, С. Н. Коваленко // Состояние, проблемы и задачи геологического картирования областей развития докембрия на территории России : тез. докл. – СПб. : ВСЕГЕИ, 1994. – С. 83–84.

43. Особенности формирования золоторудных тел Зун-Холбинского месторождения (В. Саян) / С. П. Летунов, **А. Т. Корольков**, Ж. В. Семинский, А. Гафур, А. А. Матвейчук // Проблемы геологии и освоения минерально-сырьевых ресурсов Восточной Сибири : материалы Юбил. конф. к 80-летию ИГУ и 110-летию гос. геол. службы Вост. Сибири. – Иркутск : ИГУ, 1998. – С. 115–117.

44. Семинский Ж. В. Особенности геотектонического режима развития структур золоторудных месторождений Холбинской зоны смятия (Восточные Саяны) / Ж. В. Семинский, С. Н. Летунов, **А. Т. Корольков** // Эколого-безопасные технологии освоения недр Байкальского региона: современное состояние и перспективы : материалы Всерос. науч.-практ. конф. – Улан-Удэ : Изд-во БНЦ СО РАН, 2000. – С. 24–29.

45. Эволюция Балейской рудно-магматической системы (Восточное Забайкалье) / В. Г. Гладков, **А. Т. Корольков**, С. П. Летунов, Б. В. Томилов // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд : материалы науч. конф. : в 2 т. – Иркутск : Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2005. – Т. 1. – С. 36–37.

46. **Корольков А. Т.** Кропоткинская купольная структура // Материалы XI конференции молодых научных сотрудников по геологии и геофизике Восточной Сибири. – Иркутск : ИЗК СО АН СССР, 1984. – С. 46–47.

47. **Корольков А. Т.** Закономерности формирования Ундинской купольной структуры (Восточное Забайкалье) // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири : тез. докл. – Иркутск : ИГУ, 1987. – С. 12–14.
48. Одинцова И. В. Гранито-купольный тектогенез и локализация оруденения Юбилейного рудного узла / И. В. Одинцова, **А. Т. Корольков**, В. В. Левицкий // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири : тез. докл. – Иркутск : ИГУ, 1991. – С. 22–24.
49. **Корольков А. Т.** Трансформные разломы коллизионных областей // Геология, экологическая геология и полезные ископаемые Восточной Сибири : тез. докл. – Иркутск : ИГУ, 1994. – С. 25–26.
50. Коваленко С. Н. Коллизионные структурные парагенезисы Киляно-Ирокиндинской шовной зоны Муйского района (Северо-Байкальское нагорье) / С. Н. Коваленко, **А. Т. Корольков**, П. Г. Кириллов // Проблемы геологии Сибири : тез. докл. – Томск : ТГУ, 1994. – Т. 1. – С. 212–213.
51. **Корольков А. Т.** Строение Гарганской структурно-металлогенической зоны с позиций тектоники плит (Восточный Саян) // Геологической службе Бурятии – 50 лет : материалы науч.-практ. конф. – Улан-Удэ : Изд-во Бурят. гос. ун-та, 2003. – С. 61–63.
52. Речнов А. Ю. Обдукция в истории Земли / А. Ю. Речнов, **А. Т. Корольков** // Вестн. Иркут. ун-та : ежегод. науч.-теорет. конф. аспирантов и студентов : материалы. – Иркутск : Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2007. – С. 77–80.

Подписано в печать . Формат 60х84 1/16.  
Печать трафаретная. Усл. печ. л. . Тираж 100 экз. Заказ

Издательство Иркутского государственного университета  
664003, Иркутск, бульвар Гагарина, 36; тел. (3952) 24–14–36