

Федеральное бюджетное учреждение «Территориальный фонд геологической информации по Сибирскому федеральному округу»

На правах рукописи

Яловик Георгий Айратович

**ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ
ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ШАРЬЯЖНО-НАДВИГОВЫХ
СТРУКТУРАХ ЯНО-КОЛЫМСКОГО И
МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ
(НА ПРИМЕРЕ БАДРАНСКОГО, КАРИЙСКОГО И
ПИЛЬНЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ)**

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

ДИССЕРТАЦИЯ на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
д.г.-м.н., Татаринов Александр Васильевич

НОВОСИБИРСК – 2016

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
1 Методика исследований	9
1.1 Состояние проблемы изучения золотого оруденения в шарьяжно- надвиговых структурах орогенных поясов	9
1.2 Краткая характеристика предшествующих исследований Бадранского, Карийского и Пильненского месторождений	14
1.3 Литолого-петрографические исследования	19
1.4 Изучение структур рудных полей и золотоносных зон	22
1.5 Минералого-геохимические исследования	24
2 Тектоно-геодинамическая обстановка формирования месторождений	28
2.1 Бадранское месторождение	28
2.2 Карийское и Пильненское месторождения	34
3 Структуры рудных полей месторождений	37
3.1 Структура Бадранского рудного поля	37
3.2 Структура Карийского золоторудного поля	51
3.3 Структура Пильненского золоторудного поля	55
4 Динамометаморфические комплексы рудных полей и месторождений: литолого- петрографический состав и минералого-геохимические особенности	60
4.1 Бадранское месторождение	60
4.2 Карийское и Пильненское месторождения	74
5 Условия локализации и закономерности размещения золотой минерализации в надвиговых структурах рудных полей	98
5.1 Бадранское месторождение	98
5.2 Карийское месторождение	101
5.3 Пильненское рудное поле	114
6 Критерии прогнозирования, поисков и оценки золотого оруденения в надвиговых структурах	121
6.1 Минералого-геохимические критерии	121
6.1.1 Бадранское рудное поле	121

6.1.2 Карийское и Пильненское месторождения	127
6.2 Структурные факторы контроля золотого оруденения	128
6.2.1 Бадранское месторождение	128
6.2.2 Карийское и Пильненское месторождения	129
7 Нетрадиционные методы локального прогнозирования, оценки продуктивности золотого оруденения в динамометаморфических комплексах (на примере Бадранского рудного поля)	130
Заключение	141
Список литературы	143

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы

Золоторудная минерализация, приуроченная к динамометаморфическим комплексам шарьяжно-надвиговых структур коллизионной геодинамики, сравнительно широко распространена в докембрийских кратонах и разновозрастных орогенных поясах (Алданский, Воронежский, Канадский и др. щиты; Саяно-Байкальский, Монголо-Охотский, Яно-Колымский и др. орогены). В последнее время она рассматривается в составе рудных объектов, выделенных в новые формационный (зон милонитизации и рассланцевания) и генетический (динамогенный) типы оруденения [137, 136]. Учитывая отличительные от типичных гидротермальных (гидротермально-метасоматических) месторождений структурно-геологические, петролого-геохимические и генетические особенности золоторудных зон и залежей, локализованных в надвиговых структурах, установленные различными исследователями [47; 25; 24; 119; 130; 64] целесообразно выделение шарьяжно-надвигового тектонотипа золоторудных месторождений [119]. В этой связи возникла необходимость в детальных металлогенических исследованиях объектов рассматриваемого типа для разработки научно обоснованных поисковых моделей. С другой стороны, актуальность проблемы определяется потребностью наращивания ресурсов и запасов золота в первую очередь в старых горнорудных районах Востока России за счет новых формационно-генетических, морфоструктурных, минеральных и геохимических типов оруденения. К таким районам, где обеспеченность запасами рудного золота предприятий горнодобывающей промышленности является низкой, относятся Восточно-Саянский (Окинский), Муйский, Баунтовский – в Бурятии, Ленский – в Иркутской области, Усть-Карский и Апрельковский – в Читинской области, Усть-Нерский – в Якутии, Центрально-Колымский в Магаданской области.

Все они обладают геологическими предпосылками и возможностями выявления промышленных месторождений золота тектоно-метаморфогенного шарьяжно-надвигового типа.

Цель работы

Установить основные геолого-структурные, литолого-петрографические и минералого-геохимические особенности, морфоструктурные типы золоторудных зон и залежей в динамометаморфических комплексах шарьяжно-надвиговой тектоники на примерах Бадранского, Карийского и Пильненского месторождений. Разработать эффективную методику поисков и оценки рудных зон и залежей с промышленным оруденением на основе комплекса структурно-вещественных критериев.

Основные задачи исследований

1. Типизация рудоносных шарьяжно-надвиговых структур Бадранского, Карийского и Пильненского золоторудных месторождений;
2. Выявление петрографических и минералого-геохимических особенностей продуктивных динамометаморфических комплексов;
3. Разработка комплекса нетрадиционных минералого-геохимических методов локального прогнозирования, оценки продуктивности золотого оруденения на примере Бадранского месторождения.

Фактический материал, методы исследований и личный вклад автора

В основу диссертационной работы положены результаты многолетних (1991-2000 гг.) геолого-структурных, литолого-петрографических и минералого-геохимических исследований, полученных в процессе проведения прогнозно-поисковых и разведочных (Индибирская экспедиция ГОК “Индибирзолото”, ОАО “Артель старателей Западная”, ОАО “Прииск Усть-Кара”, ООО “Старательская артель Восточная”), а также тематических (ВостСибНИИГГиМС, Иркутский госуниверситет) работ на Бадранском, Пильненском, Карийском месторождениях золота. Автор принимал непосредственное участие в полевых исследованиях, в обработке и обобщении фактических данных. Кроме того, используя полученный опыт лично автором диссертации в последние годы (2002-2004 гг.) проводились прогнозно-поисковые работы в Восточно-Саянском (Коневинское и Барун-Холбинское месторождения) и Муйском (Ирбинское месторождение)

золоторудных районах с целью выявления промышленных золоторудных тел тектоно-метаморфогенного шарьяжно-надвигового типа.

Комплекс методов изучения рудных объектов включал:

- структурно-геологическое картирование с помощью площадного маршрутного обследования (150 км²), составление опорных разрезов (3000 пог. м) с использованием документации кернового материала (12000 пог. м), подземных горных выработок (Бадранское, Пильненское и Карийское рудные поля), поисковых траншей и канав, эксплуатационных карьеров;

- петрографическое изучение руд и вмещающих пород (850 шлифов и аншлифов);

- минералогический анализ проб-протолок и бороздовых проб (120 шт.), шлиховых проб (200 шт.) из отвалов горных выработок;

Вещественный состав пород и руд исследовался с использованием рентгенометрии (“Сосновгеология”, ИЗК СО РАН), СЭС-анализа (С.И. Прокопчук – Институт геохимии СО РАН), атомно-абсорбционного и пробирного анализа (ЛИЦИМС – г. Чита, Институт геохимии СО РАН, ЗабНИИ), микрозонда (Иргиредмет). Определение содержаний $C_{орг}$ проведено в аналитической лаборатории ВостСибНИИГГиМСа.

В работе использованы различные материалы А.В. Татаринова и Л.И. Яловик, включая данные экспрессных минералогических (термообработка) и геохимических (СЭС-анализ) определений, а также некоторые результаты структурного анализа С.П. Летунова и А.А. Матвейчука, полученные в ходе совместных работ по изучению Бадранского месторождения.

Специальному изучению были подвергнуты карбонатные минералы Бадранского месторождения, которые из горных пород и руд извлекались путем их избирательного растворения в кислоте (метод кислотных вытяжек), а затем химически анализировались в Институте геохимии СО РАН.

Защищаемые научные положения

1. Выделены 4 типа рудоконтролирующих надвиговых структур: одношовные и многошовные надвиги, зоны тектонического и автокластического меланжа. Каждый из них характеризуется своими особенностями распределения золоторудной минерализации и различной продуктивностью, определяемых степенью динамометаморфических преобразований исходных горных пород.

2. Золотоносный динамометаморфический комплекс надвиговых структур представлен катаклазитами, милонитами, тектонобрекчиями, жилами и прожилками гранулированного кварца. Первичные для них различные петротипы горных пород геохимически специализированы на золото, частично другие рудные элементы, что находит отражение в составе рудных минеральных ассоциаций и парагенезисов.

3. Разработан и апробирован экспрессный нетрадиционный комплекс минералого-геохимических методов локального прогнозирования, поисков и оценки золоторудных зон и залежей, включающий термохроматический метод, СЭС-анализ и метод “карбонатных шляп”.

Научная новизна работы:

- разработаны новые тектоно-метаморфические модели формирования Бадранского, Карийского и Пильненского месторождений;
- для рассматриваемых в диссертации золоторудных объектов впервые установлена приуроченность оруденения к динамометаморфическим комплексам надвиговых швов, матриксу зон тектонического меланжа;
- установлены новые структурно-вещественные признаки локализации промышленного оруденения для изученных месторождений;
- разработана оптимальная экспрессная методика исследований при прогнозировании, поисках и оценке золоторудных месторождений в шарьяжно-надвиговых структурах коллизионной геодинамики.

Практическая значимость

Материалы, обобщения, выводы и рекомендации автора диссертации использованы для переоценки перспектив Пильненского месторождения ОАО “Прииск Усть-Кара”, при прогнозировании богатого золотого оруденения (рудных столбов) на Бадранском рудном поле (для ОАО “Артель старателей Западная” и ГОК “Индигирзолото”). Они также способствовали открытию автором нового Коневинского месторождения золота в Восточном Саяне, использовались в обосновании перспектив Ирбинской золотоносной зоны в Муйском районе.

Автор глубоко признателен за помощь, сотрудничество, поддержку в работе кандидату геолого-минералогических наук, доценту Иркутского политехнического университета С.П. Летуну, старшему научному сотруднику ВостСибНИИГГиМСа А.А. Матвейчуку, директору ОАО “Прииск Усть-Кара” В.П. Котельникову, гл. геологу бывшего ГОКа “Индигирзолото” В.П. Грищенко, гл. геологу ГРЭ “Индигирзолото” В.А. Суховеркову, гл. геологу Бадранской партии ГРЭ “Индигирзолото” Р.Г. Неустроеву. Также автор благодарен доктору геолого-минералогических наук член-корреспонденту Российской академии наук Николаю Анатольевичу Горячеву.

Особенно благодарен автор научному руководителю доктору геолого-минералогических наук Александру Васильевичу Татарину.

1 МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

1.1 Состояние проблемы изучения золотого оруденения в шарьяжно-надвиговых структурах орогенных поясов

Проблему изучения золотого оруденения в шарьяжно-надвиговых структурах коллизионной геодинамики необходимо рассматривать в двух аспектах. Во-первых, в связи с развитием геолого-геодинамических представлений о формировании этого типа структур в земной коре и, во-вторых, в связи с тектонофизическими (тектонометаморфическими) исследованиями, направленными на выявление пространственно-генетической связи с ними процессов рудообразования, условий локализации золоторудных тел. В период господства идей геосинклинальной теории шарьяжно-надвиговым структурам отводилась важная роль в тектонике орогенов [10; 14; 94 и др.] С появлением мобилистских концепций (тектоника литосферных плит, теория тектонической расслоенности литосферы, глубинная геодинамика) формирование шарьяжно-надвиговых структур стало рассматриваться как неотъемлемая часть геодинамического анализа регионов, а также применительно к минерагении [25; 46; 47, 65; 101; 121]. Была установлена аккреционно-коллизионная природа орогенических поясов. Выяснилось, что чешуйчато-надвиговое строение – характерная особенность структур аккреционного типа, формирующихся в аккреционных призмах субдукции (флишево-турбидитовые комплексы, олистостромы, фрагменты океанической коры), претерпевших тектоническое расслаивание и скупивание, с образованием шарьяжей, зон терригенного, серпентинитового меланжа и одновременно высокобарических метаморфитов на глубоких уровнях литосферы. Для структур коллизионного этапа формирования орогенов, во многом определяемого механизмами эксгумации на поверхность метаморфизованных комплексов горных пород средней и нижней частей земной коры, а также верхней мантии, характерно сочетание складчато-надвиговых и крутопадающих сдвиговых дислокаций при неизмеримо более широкомасштабном образовании шарьяжно-надвиговых структур, в том числе рудоносных. Из крупных обобщающих работ последнего времени, посвященных

шарьяжно-надвиговой тектонике окраин древних платформ, выделяется монография Сизых В.И. [101]. В.И. Сизых провел сравнительный анализ шарьяжно-надвигового строения южной окраины Сибирской платформы с тектоническим строением окраин Северо-Американской и Восточно-Европейской платформ и показал, что их геодинамическое развитие шло по одинаковой схеме: внутренняя аллохтонная зона островодужных и офиолитовых комплексов сменяется внешней аллохтонной зоной окраины платформы, которая часто запечатывает краевой прогиб, сменяющийся краевой системой фронтальных надвиговых дислокаций осадочного чехла и фундамента платформы. Им составлена карта шарьяжно-надвиговых пояса мира, на которой выделены шарьяжно-надвиговые системы двух геодинамических типов:

- 1) окраинно-континентальный тихоокеанский,
- 2) межконтинентальный средиземноморский.

В них соответственно выделены шарьяжно-надвиговые пояса:

- а) окраинно-континентальные субдукционные и обдукционные тихоокеанского типа (Кордильерский, Аппалаческий и др.);
- б) межконтинентальные коллизионные средиземноморского типа (Альпийско-Кавказско-Гималайский, Уральский, Байкало-Патомский, Верхоянский и др.).

В связи с тем, что шарьяжно-надвиговой тектогенез приобрел большое значение в современных геолого-геодинамических концепциях, возникла необходимость в разработке методических рекомендаций для картирования шарьяжно-надвиговых структур при проведении геолого-съёмочных работ на территории России. Такие рекомендации появились в течение последних 10-20 лет [31; 65; 74; 75].

Наряду с разработками тектоно-геодинамических моделей шарьяжно-надвиговых поясов и зон, независимо от фиксистских или мобилистских подходов, параллельно интенсивно изучались деформационные тектоно-метаморфические (динамометаморфические) комплексы горных пород шарьяжно-надвиговых структур [55; 56; 57; 65; 67; 66; 84; 83; 93; 96; 131; 134, 133; 132; 144; 147; 148; 150

и др.] с позиций классической тектонофизики, механохимии, учении о стресс-метаморфизме и релаксационном метаморфизме. При этом широко использовались модельные эксперименты [146; 154 и др.]. Оценки геологов рудообразующей роли динамометаморфических процессов и в частности участия последних в формировании золоторудных месторождений широко варьируют: от почти полного отрицания динамометаморфического рудогенеза [57; 98 и др.] к признанию его частично на рудоподготовительном этапе [7; 16; 18; 35; 86; 89; 97] и как главного фактора образования рудных залежей [17; 24; 40; 45; 47; 64; 85; 93; 95; 99; 105; 106; 119; 110; 141; 142].

В последние годы в России и за рубежом повышенное внимание уделяется исследованиям месторождений золота, локализованных в динамометаморфических (стресс-метаморфических) комплексах коллизионных геодинамических обстановок, сформированных в условиях господства деформаций сжатия.

Щеглов А.Д. [137] обобщил материалы зарубежных исследователей, выделив в качестве нового формационного типа золотого оруденения – «зоны милонитизации и рассланцевания», приуроченного к динамометаморфическим комплексам коллизионной геодинамики. По его данным рудные объекты указанного типа выделены во многих странах (Алжир, Норвегия, Португалия). Особенно впечатляют достижения в открытии месторождений этого типа в Китае [143; 145; 149]. В последнее время только в западной части Северо-Цинлянских гор обнаружено более десятка месторождений золота в динамометаморфитах коллизионных зон смятия и тектонических швов. Многие крупнейшие месторождения золота России и СНГ коллизионных орогенов (Олимпиада, Сухой Лог, Зун-Холбинское, Мурунтау, Кумтор, месторождения золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии, например, Яно-Колымского) локализованы в зонах динамометаморфизма [17; 19; 24; 26; 47; 66; 125; 128]. Однако, несмотря на очевидную пространственно-генетическую связь многих коллизионных месторождений золота с динамометаморфическими (тектоно-метаморфическими) комплексами или формациями, роль процессов

динамометаморфизма в рудогенезе многими геологами либо не учитываются вовсе, либо им отводится второстепенная “пассивная” роль в существующих геолого-генетических моделях. В качестве ведущего фактора формирования золоторудных месторождений динамометаморфизм рассматривается лишь в немногих работах: Горяйнов С.В. [24] – Олимпиада и др. месторождения Енашиминского узла Енисейского кряжа; Камалетдинов М.А. и др. [47] – Миндякское и др. на Урале; Фридовский В.Ю. [128] – раннеколлизийные месторождения Верхояно-Черского орогена; Буряк В.А. и др. [17], Лобанов М.П. и др. [64] – Сухой Лог; Татаринов А.В., Яловик Л.И. [119; 110] – Бадранское и Токичанское месторождения, рудные поля Муйского района.

В последнее время на основе реконструкций палеогеодинамических обстановок и террейного анализа реализован международный проект по созданию геодинамических и металлогенических моделей формирования Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов, обрамляющих его разновозрастных орогенных поясов по основным временным интервалам. В представленных моделях заметное место отводится металлогеническим поясам с рудоносными динамометаморфическими комплексами. Однако, целый ряд вопросов, касающихся условий локализации генезиса, методики поисков промышленного золотого оруденения в шарьяжно-надвиговых структурах, остается слабо освещенным и недостаточно исследованным. Прежде всего, это касается типизации структур золоторудных полей, характера закономерностей пространственного размещения промышленной минерализации, РТ-условий мобилизации и концентрирования рудных компонентов. Не решен вопрос о возможном формировании гидротермальных рудообразующих систем при динамометаморфизме.

В диссертации предпринята попытка на примере Бадранского, Карийского и Пильненского месторождений (Рисунок 1.1) шарьяжно-надвигового тектонотипа частично решить некоторые из упомянутых вопросов этой сложной металлогенической проблемы.

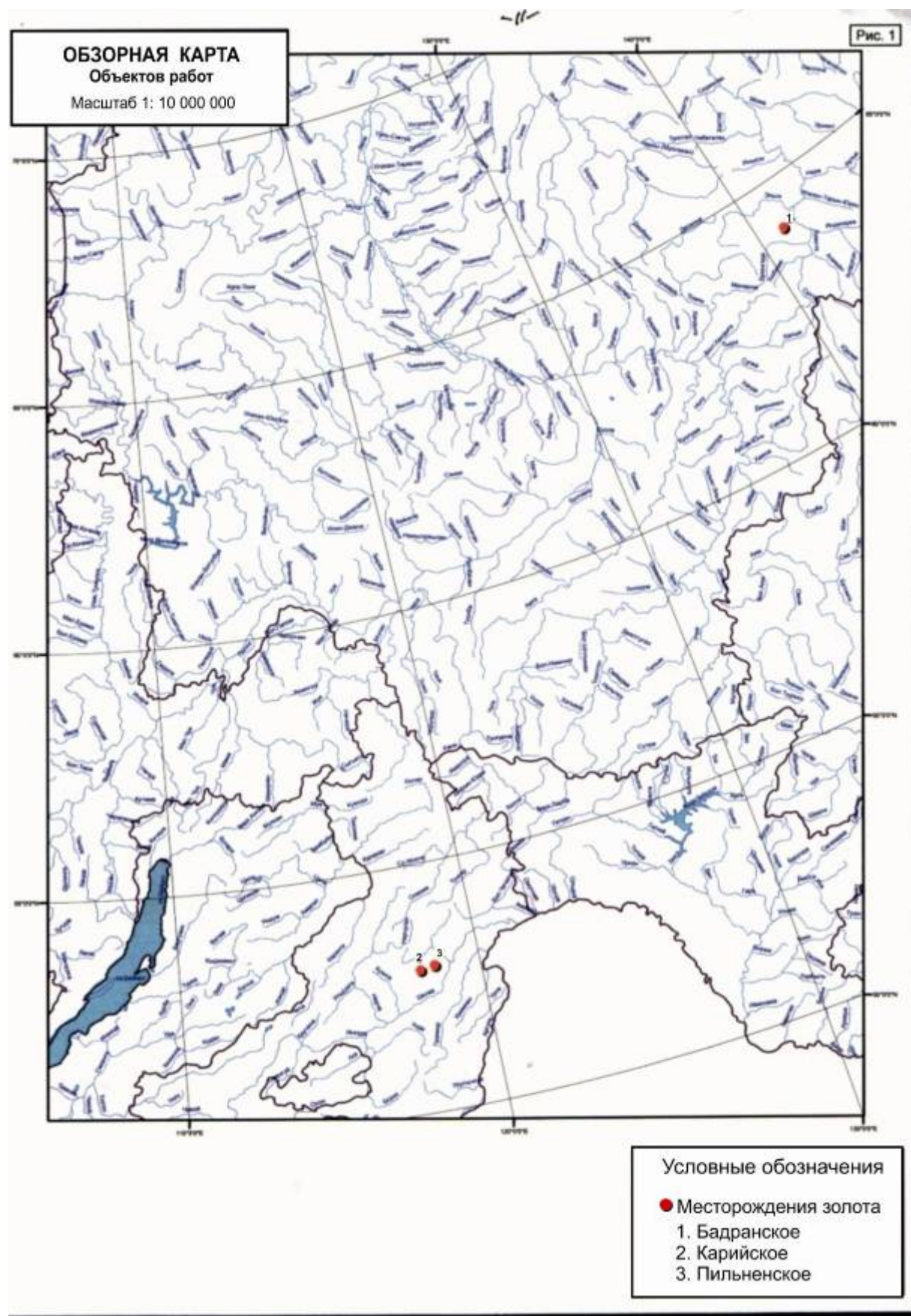


Рисунок 1.1 – Обзорная карта объектов работ

1.2 Краткая характеристика предшествующих исследований Бадранского, Карийского и Пильненского месторождений

Бадранское месторождение

Месторождение открыто в результате поисковых работ, проводимых на протяжении 10 лет (1974-1984 гг.) Индигирской экспедицией. Было установлено, что промышленная золоторудная минерализация приурочена к надвигу (зона Надвиговая), образуя несколько рудных столбов, и распространяется по падению на 1100 м. В 90-е годы осуществлена детальная разведка (штольни, уклоны) оруденелой части зоны Надвиговой, поисково-оценочные работы на ее флангах и глубоких горизонтах (бурение). Эти работы, проведенные ГРЭ “Индигирзолото”, позволили зону Надвиговую перевести в ранг среднего по запасам промышленного месторождения. Добычные работы ведутся ЗАО “Западная” с 1977 г. Научно-исследовательские работы sporadично проводились, начиная с 1986 г. Их материалы опубликованы в журнальных статьях, сборниках и монографиях [2; 3; 7; 8; 5; 6; 28; 48; 76; 77; 88; 100; 108; 110; 130]. Используя комплекс методов, включающий традиционные структурно-геологическое картирование подземных выработок, минералогическое картирование и геохимические исследования, документацию поверхностных выработок и керн буровых скважин, предшественниками получены следующие основные результаты:

– выделен новый для Якутии бадранский тип золоторудных объектов, названный “сульфидно-кварцевые залежи в пологих разломах” [7]. Позднее В.А. Амузинский [2] отнес Бадранское месторождение к эталонному модельному типу поднадвиговых золото-кварцевых малосульфидных орогенных месторождений – новых для Якутии;

– установлено складчато-надвиговое строение Кулар-Нерского пояса, в пределах которого находится Бадранское месторождение и другие золоторудные объекты, для рудных тел которых предполагается возможность тектоно-метаморфического генезиса [130]. Для самого же Бадранского месторождения предложена дуплексная (лозанжевая) структурная модель [129];

– установлен неравномерный (столбовой) характер распределения промышленных скоплений золота в зоне Надвиговой, являющейся основным структурным элементом Бадранского месторождения [76];

– выявлены общие черты минеральной зональности рудного поля месторождения, очерчены ореолы по минеральным видам и текстурно-структурным типам руд, установлены 3 стадии рудогенеза, отличающиеся минеральными парагенезисами и геохимическим своеобразием [3; 48; 88];

– детально изучен химический состав самородного золота [100; 8];

– установлено, что источником золота, локализованного в месторождениях Бадранского рудного района, включая одноименное месторождение, являются триасовые отложения (T_2 - T_3) верхоянского комплекса, характеризующиеся повышенным уровнем концентраций Au, обусловленных специфическими лагунными условиями осадконакопления [49; 28], наличием высоких содержаний металла в осадках углеродистой органики;

– в последнее время [78] выполнено физико-химическое моделирование процессов минералообразования для Бадранского месторождения с использованием результатов анализа флюидных включений в кварце (КР-спектры, газовая хроматография), которые подтвердили правомерность выделения 3-х стадий формирования рудных кварцевых жил. При этом авторы рассматривают образование рудной минерализации из сложной гидротермальной рудообразующей системы, отмечая, локально проявленный вдоль надвиговых структур рудного поля, коллизионный динамометаморфизм, который обусловил развитие процессов деформационно-гидротермального рудообразования, с мобилизацией и частичным переотложением золота из углеродистых толщ верхоянского комплекса, для которых характерно его повышенное содержание в керогене C_{org} ($Au=0.24-0.33$ г/т) и марказите ($Au=2$ г/т).

Оценивая всю совокупность материалов, опубликованных упомянутыми исследователями, нельзя не остановиться на некоторых критических замечаниях.

1) Слабо изучен литолого-петрографический состав рудоносной толщи. Поэтому использовалась практически в неизменном виде легенда,

применяющаяся геологами-съемщиками. По этой причине не выделены и не откартированы породы динамометаморфического происхождения из осадочной толщи (катаклазиты, милониты, бластомилониты, тектонобрекчии, псевдотахилиты и др.).

2) Из поля зрения названных выше исследователей выпал гранулированный рудный кварц динамометаморфического происхождения, слагающий наиболее богатые рудные столбы.

3) Ошибочным является отнесение Бадранского месторождения к “поднадвиговому типу”, поскольку золоторудная минерализация локализована в шовных зонах надвиговых чешуй, матриксе цементирующим блоки зон лозанжа и меланжа [110], а не в автохтоне.

4) Преобладает утверждение, что рудовмещающая толща месторождения подвергнута предрудному региональному метаморфизму зеленосланцевой фации. Тем самым игнорируется решающая роль динамометаморфизма и соответственно деформационного механизма рудообразования в формировании месторождения.

В 1991-1994 гг. на месторождении Бадран научно-исследовательские работы проводились группой научных сотрудников ВостСибНИИГГиМСа и Иркутского госуниверситета под руководством А.В. Татарина. В состав группы входил и автор диссертации. Исследования были направлены на совершенствование методологической основы прогнозирования, повышение эффективности поисков, путем использования новых методик структурно-вещественного изучения, на оценку продуктивности флангов и глубоких горизонтов месторождения. Результаты этих исследований обобщены в публикациях А.В. Татарина и Л.И. Яловик [120; 110]. Основные из них следующие:

- установлено, что структура рудного поля представляет собой сложный ансамбль чашеобразных надвиговых структур, лозанжа (дуплексов) и меланжа;
- помимо зоны Надвиговой в пределах рудного поля выявлено 14 золоторудных зон;

– установлено, что площадь рудного поля сложена динамометаморфическим комплексом, возникшим по углеродсодержащей алевролито-песчаниковой толще верхоянского комплекса;

– показано, что формирование рудных скоплений золота обусловлено двухступенчатым его концентрированием из углеродистых осадочных пород, соответствующих двум этапам тектонических деформаций сжатия и синхронных динамометаморфических преобразований первично обогащенных им УВ и сульфидов.

Автор данной диссертации в дальнейшем интерпретировал и детализировал отдельные структурно-геологические, литолого-петрографические и минералого-геохимические аспекты новой модели Бадранского месторождения в прикладном отношении (локальный прогноз, оценка перспектив глубоких горизонтов, характеристика рудных столбов).

Карийское и Пильненское месторождения

Расположенные по соседству, оба месторождения относят к Карийскому узлу одноименного или Усть-Карского золоторудного района. Изученность их достаточно высокая, хотя взгляды различных исследователей в трактовке различных вопросов, касающихся геолого-структурных и генетических особенностей локализации, формирования золотой минерализации, неодинаковы. В наиболее ранних публикациях [32; 87; 124] преобладала точка зрения на постмагматическое гидротермально-метасоматическое, гидротермальное происхождение оруденения, представленного кварцевожильным типом и генетически связанного с формированием Кара-Чачинского массива гранитоидов, вследствие протерозойской и последующей мезозойской активизации. При этом, структуры Карийского и Пильненского месторождений рассматривались как “блоково-клавишные”, основными элементами которых являются крутопадающие разрывные нарушения. Несколько позже эти месторождения отнесли к полихронному вулканогенно-гидротермальному типу [36, 35]. Наряду с кварцевожильным, на Пильненском месторождении был установлен штокверковый тип золоторудной минерализации. Все упомянутые исследователи единодушны в

приуроченности Карийского и Пильненского рудных полей к Усть-Карской очагово-купольной (купольно-кольцевой) структуре, образуемой протерозойскими и мезозойскими массивами гранитоидов и дайковым комплексом [87; 38; 58; 71; 104 и др.]. Наряду с малосульфидным кварцевым, кварц-сульфидным рудноформационными типами оруденения в 70-е годы XX века на Карийском месторождении был открыт новый золото-магнетитовый тип [46; 47].

Следует отметить хороший уровень и детальный характер минералого-геохимических и геохимических, включая термобарогеохимию, исследований [62; 11; 21; 92; 91; 104; 20]. Была выявлена зональность в пространственном распределении геохимических полей Au, Ag, Cu, Mo, W, Bi, Sb, Pb, Zn относительно Кара-Чачинского массива гранитоидов, других элементов очагово-купольной структуры, включая золоторудные тела, а также определены широкие диапазоны РТ-условий формирования рудообразующей системы ($T=575^{\circ}\text{--}85^{\circ}\text{C}$, $P=2820\text{--}85$ бар).

В последнее время с позиции тектоники плит на основе обобщения результатов геолого-структурных, минералого-геохимических и геохимических данных А.М. Спиридоновым с соавторами [104] Усть-Карская купольно-кольцевая структура стала рассматриваться в ранге золотоносной Карийской рудно-магматической системы (РМС). Одноименное месторождение выделено в особый карийский тип, характеризующийся большой ролью сульфидных минеральных ассоциаций и парагенезисов наиболее продуктивной кварц-актинолит-магнетитовой стадии гидротермального рудообразования. Несколько позже С.М. Жмодик и др. [37], развивая представления о Карийском РМС, отнесли Карийское и Пильненское месторождение к золотопорфировому формационно-генетическому типу, генетически связывая образование рудных кварцевых штокверков и кварцевых жил с формированием монцонит-гранитных, гранодиорит-диоритовых штоков, тел диорит-порфиров, гибридных порфиров и грорудитов Амананского и Амуджикано-Сретенского комплексов, датируемых мезозоем.

Анализ предшествующих исследований Карийского и Пильненского месторождений показал следующее:

- практически не картировались пологие надвиговые структуры, не изучалась пространственно-генетическая связь с ними рудной минерализации;
- не выделялись тектоно-метаморфические (динамометаморфические) петротипы рудоносных горных пород;
- многие “дайковые” породы (грорудиты, порфириты и др.) были ошибочно отнесены к магматическим образованиям. На самом деле, они оказались динамометаморфитами, как это показали специальные исследования [112; 110];
- представленные структурные модели рудных полей и золоторудных зон большей частью схематичны, поскольку, вероятно, не были широко использованы керновый материал буровых работ, добычные карьеры, поисковые магистральные канавы, анализ первичной документации ныне недоступных для посещения подземных выработок.

В результате проведенных в 1997-2000 гг. работ группой в составе А.В. Татарина, Л.И. Яловик и Г.А. Яловик были предложены новые модели формирования Карийского и Пильненского месторождений, в основе которых лежат представления о решающей роли процессов динамометаморфизма в рудообразовании. Соответственно этому проведена переоценка рудного потенциала рассматриваемых объектов.

1.3 Литолого-петрографические исследования

Бадранское месторождение

Одним из важнейших элементов проведенных исследований явилось изучение литолого-петрографических особенностей рудовмещающей толщи (верхоянский комплекс) и золотоносных пород. По данным П.Ф. Иванкина и Н.И. Назаровой [43], геологическое картирование верхоянского комплекса, осуществляемое методом съемки слоистых осадочных толщ, оказывается недостаточно эффективным, так как важнейшие тектоно-метаморфические вторичные структурные элементы, имеющие рудоконтролирующее значение, остаются в большинстве случаев невыявленными. Более того, их пытаются

расшифровать, пользуясь наиболее разработанными методиками литолого-фациального анализа, в результате чего, эти элементы получают неверную трактовку. Как показал анализ крупномасштабных карт Яно-Колымского региона, проведенный этими исследователями, верхоянский комплекс не расчленяют по степени дислоцированности, не дифференцируют породы по степени рассланцевания. Такие структурные элементы как катаклаз, рассланцевание, кливаж не рассматриваются во взаимосвязи с петрографическим составом пород, их метасоматозом и метаморфизмом. Соответственно во многом неопределенной остается структура рудных месторождений. Эти недостатки в полном объеме присущи имеющимся картам масштаба 1:50 000 – 1:2 000 на район Бадранского месторождения. Поэтому исследования в первую очередь были направлены на выяснение основных черт литолого-петрографического состава рудовмещающей толщи и продуктивных пород, без которых невозможно проводить какие-либо структурные исследования и выявить закономерности пространственного размещения руд.

Одной из главных задач изучения горных пород, руд, слагающих Бадранское рудное поле, явилось внесение корректив в опорную легенду к существующим геологическим картам масштаба 1:50 000 – 1:2 000. Изменения коснулись в первую очередь литолого-петрографического содержания сводного разреза. Главные принципы построения опорной легенды базируются на концепции шарьяжно-надвигового строения рудного поля и новых генетических представлениях, учитывающих доминирующую роль процессов динамометаморфизма в формировании рудовмещающей толщи и оруденения. С помощью обычных петрографических методов была выполнена работа по вычленению из верхоянского комплекса динамометаморфитов. Помимо составления легенды, литолого-петрографические исследования горных пород и руд Бадранского поля использовались в качестве основного элемента геолого-структурного картирования. При этом расчленение рудовмещающей толщи осуществлялось по следующим признакам:

- по степени карбонатизации и составу карбонатных фаз;

- по содержанию, характеру распределения углеродистого вещества;
- по характеру и интенсивности динамометаморфической переработки исходных осадочных пород, с учетом пространственно-генетической связи тех или иных литолого-петрографических разновидностей пород с элементами, типами тектонических структур.

Производилось петрографическое изучение всех разновидностей горных пород, которые слагают Бадранское рудное поле. Конкретная методика заключалась в отборе образцов пород для петрографических шлифов при документации керна скважин, горных выработок, при маршрутном обследовании площади. В литолого-петрографических исследованиях особое внимание уделялось выявлению и интерпретации текстурно-структурных особенностей как основных показателей степени изменения пород в режиме динамометаморфизма.

Карийское и Пильненское месторождения

Одной из главных задач литолого-петрографического изучения горных пород, руд, слагающих рудные поля, явилось внесение корректив в опорную легенду к геологическим и металлогеническим картам, схемам. Изменения коснулись, в первую очередь, литолого-петрографического содержания сводных разрезов. Главные принципы построения опорных легенд базировались на концепции шарьяжно-надвигового строения Монголо-Охотского коллизионного шва и генетических представлений, учитывающих главенствующую роль процессов динамометаморфизма в формировании рудоносных образований и руд. С помощью обычных петрографических методов из различных по возрасту, составу горных пород рудовмещающих толщ были вычленены динамометаморфиты следующих разновидностей: милониты, бластомилониты, гиаломилониты, псевдотахилиты, катаклазиты, тектонобрекчии (микститы). В первую очередь изучались сохранившийся керн скважин колонкового бурения и каменный материал, отобранный при документации добычных карьеров, траншей, старых канав, подземных выработок.

1.4 Изучение структур рудных полей и золотоносных зон

Бадранское поле

Главной задачей являлось установление структурных закономерностей локализации промышленного оруденения и прогнозирования этих закономерностей на неразведанные, слабо опоискованные участки рудного поля. Структурные работы охватывали следующие направления:

- выявление строения и условий формирования рудного структурного парагенезиса в разведанной части рудного поля (зона Надвиговая);
- картирование надвиговых и крутопадающих разрывов, меланжевых и дуплексовых структур;
- исследование особенностей проявления и пространственного распределения структурных факторов оруденения.

Структурные исследования были сосредоточены частью на наиболее обнаженных участках центральной части рудного поля и осуществлялись путем маршрутного исхаживания с проведением специализированных наблюдений на отдельных участках. Большею же частью изучались искусственные обнажения (канавы, штольни, уклоны, восстающие, придорожные и приштольневые врезы, буровые площадки). Применялась общепринятая методика полевых структурных наблюдений, которая в основном сводилась к выявлению и изучению элементов залегания плоскостных (полосчатость, сланцеватость, трещиноватость, контактные поверхности) и линейных (шарниры складок, оси будин, штрихи скольжения) структурных элементов, морфологических особенностей складок, жил, прожилков.

Изучался керн буровых скважин, плотики россыпей по руч. Бадран, Безводный, Балхан, Усач. Относительно оси керна определялась ориентировка таких структурных элементов, как полосчатость, прожилки, длинные оси порфировкласов и порфиробласов, оси микроскладок, зеркала и борозды скольжения, трещины. Большое внимание уделялось выявлению малоамплитудных надвигов. Как показал анализ данных предшественников, вся

толща слоистых осадочных пород Бадранского рудного поля испытала тектоническое течение, практически полную структурную переработку первичной слоистости и сланцеватости, выразившуюся в формировании раннего пологого кливажа течения. Трещины пологого кливажа течения, плоскостей скольжения выполнены углеродистым веществом, что учитывалось при картировании этих структурных элементов. Сместители некоторых малоамплитудных надвигов трассируются интенсивно обуглероженными алевролитоподобными катаклазитами. Другая часть надвиговых структур была расшифрована путем установления типоморфных для них структурных парагенезисов (подворот пластов, складки волочения, S-образные складки, линзы скольжения).

Карийское и Пильненское месторождения

Проводились исследования с целью выявления, изучения тех тектонических элементов строения рудных полей, которые ранее были слабо изучены или вовсе пропущены. В первую очередь это касалось структурных и вещественных элементов пологих структур надвигового типа: структуры будинажа, линейный кливаж течения, автокластический и тектонический меланж, участки развития пород динамометаморфических фаций и др.

При этом важнейшее значение придавалось установлению признаков пологих тектонических структур в сохранившемся керне, так как в дальнейшем эти данные использовались при переинтерпретации разрезов по буровым скважинам, представленных в материалах предшествующих исследователей.

Наряду с детальным структурно-геологическим изучением кернового материала проведена документация фрагмента стенок отдельных, хорошо сохранившихся траншей, карьеров, штолен по рудным зонам и залежам, иллюстрирующих внутреннее строение последних и характер локализации скоплений золота.

1.5 Минералого-геохимические исследования

Бадранское поле

Использован экспрессный метод термообработки сколковых проб, позволяющий надежно фиксировать продуктивные рудные парагенезисы, выделять границы золоторудных зон в черносланцевых толщах (авторское свидетельство № 667058 [103]). На примере месторождений Сухой Лог и Мурунтау В.А. Станиковым [103] было установлено, что образцы из рудных зон при прокаливании ($T=900^{\circ}\text{C}$) в муфельной печи в течение 2 часов приобретают белую окраску, а из непродуктивной толщи – бурую различных оттенков. По его мнению, различная окраска, которую приобретают в процессе термообработки образцы из рудных зон, обусловлена различной степенью зрелости рудоносных осадков (составом глинистых минералов). С этим выводом не согласуются результаты различных экспериментов по исследованию влияния термообработки на минеральный состав и свойства горных пород, руд, а также термические превращения в рудных минералах, фиксируемые не только в лабораторных условиях, но и в природе (колчеданные и угольные пожары, пирометаморфизм).

В результате опытно-методических исследований на Бадранском рудном поле было установлено, что окраска различных цветов, приобретаемая при обжиге горными породами, обеспечивается соединениями, появляющимися в результате разложения рудных минералов (оксиды, сульфиды, сульфосоли). Непродуктивные породы, не содержащие кроме обычного по составу пирита или пирротина других сульфидов, окрашиваются в бурый цвет различных оттенков за счет окисления железа (образование темно-бурого маггемита и буровато-красного, вишнево-красного гематита по магнетиту). При температуре 440°C и выше происходит разложение пирита по схеме: пирит→пирротин→магнетит→маггемит→гематит. Золотоносные породы, содержащие арсенопирит, сфалерит, антимонит, тетраэдрит, другие сульфосоли, а также мышьяковистый пирит в процессе обжига приобретают белую и белосливовую окраску различных оттенков. Белая окраска обусловлена налетами возгонов Al_2O_3 , Sb_2O_3 , ZnO , возникающими при разложении в процессе обжига

арсенопирита, мышьяковистого пирита, сфалерита и антимонита. Лилово-белый с синеватым оттенком цвет появляется за счет образования налета Sb_2O_3 при разложении сурьмянистых сульфосолей и частично доломита (с примесью сурьмы) из рудных парагенезисов.

Желтый, оранжево-желтый и серо-желтый оттенки, иногда разбавляющие белый цвет обожженных пород, образуются за счет выделившихся при разложении висмут- и свинецсодержащих рудных минералов (сульфиды и сульфосоли) налетов Bi_2O_3 , PbO . В интервале температур 150-900°C частично могли окрасить породы в белый цвет налеты ангидрита, образовавшиеся при обезвоживании гипса.

Помимо окраски, с помощью обжига качественно оценивалась степень флюидонасыщенности рудовмещающих пород, которая использовалась в качестве критерия оценки продуктивности рудных зон.

Сильно флюидонасыщенные образцы при прокаливании при температуре 900°C подвергались плавлению, превращаясь в пузыристые или вспученные шлаки. Группа слабо флюидонасыщенных пород практически лишена признаков плавления. Предполагается, что группа флюидонасыщенных пород характеризуется высокими концентрациями воды и газов. Термообработке были подвергнуты сколковые пробы, отобранные из канав, траншей, естественных обнажений, керны буровых скважин. Вес пробы 50-75 г.

Данные обжига выносились на разрезы, геологические карты, схемы. Продуктивные на золото, рудные зоны фиксировались по белой, кирпично-белой, лилово-белой окраске. Выделены также и сильно флюидонасыщенные зоны, которые по нашим представлениям служат показателем богатого золотого оруденения. Этот критерий успешно апробирован при оценке перспектив Токичанского рудного поля [109].

Помимо метода термообработки для решения прогнозных задач использовался обычный геохимический метод (изучение первичных ореолов). В качестве элементов-индикаторов использовались наиболее информативные – золото, серебро и мышьяк. Определения указанных элементов производились

сцинтилляционным эмиссионным спектральным анализом (СЭСА). Анализ является приближенно-количественным, экспрессным, высокопроизводительным, позволяющим оценивать размеры частиц золота, серебра. Он весьма эффективен при работах, когда необходимо быстро получить предварительные результаты [90].

Анализы проб производились на спектрографе СТЭ-1 и на многоканальном спектрографе (квантометр ДФС-36). Амплитудный анализатор обеспечивал регистрацию амплитуд импульсов в пяти интервалах. В таком варианте сцинтилляционная установка обеспечивала приближенно-количественное определение золота, серебра и мышьяка с пределами содержаний 0,1-0,005 г/т и оценку размеров частиц в интервале от 1 до 3 мкм со следующими градиентами: для золота – 3-5 мкм, 5-9 мкм, 9-12 мкм, 12-15 мкм, 15-25 мкм; для серебра – 3-7 мкм, 7-11 мкм, 11-15 мкм, 15-18 мкм. Величина аналитической навески составила 0,4 г.

Полученные данные затем были использованы для составления геохимических разрезов. Содержания Au, Ag, As в совокупности с результатами обжига позволили произвести оконтуривание и оценку продуктивности рудных зон.

Рудные зоны и тела, а также вмещающие породы изучались и обычными минералогическими методами (минералогический анализ проб-протолочек, рудная микроскопия).

Отдельные зерна минералов проанализированы на микрозонде “Камебакс” в Иргиредмете (аналитик В.А. Баранкевич).

Специальному изучению были подвергнуты карбонатные минералы. Последние из горных пород и руд извлекались путем их избирательного растворения в кислоте (метод кислотных вытяжек), а затем химически анализировались. Определялись содержания минералообразующих элементов: кальция, магния, железа, бария, стронция. Всего было отобрано и проанализировано на карбонаты 30 проб. Химизм карбонатов изучался в Институте геохимии СО РАН (под руководством Е.И. Воробьева).

Карийское и Пильненское месторождения

Как было отмечено выше, имеются многочисленные опубликованные данные по минералогии и геохимии Карийского и Пильненского месторождений. Они были использованы в диссертации. Дополнительно были получены результаты анализов (минералогического, силикатного, пробирного) бороздовых и технологических проб (ЛИЦИМС и ЗабНИИ, г. Чита), отобранных автором диссертации и под его руководством при проведении разведочно-добычных работ на Карийском и Пильненском месторождениях.

2 ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

2.1 Бадранское месторождение

Относительно металлогенических подразделений Северо-Востока России, Бадранское золоторудное поле входит в состав одноименного рудного района, в свою очередь являющегося составной частью Адыча-Нерской металлогенической зоны Яно-Колымского коллизионного металлогенического пояса (Рисунок 2.1), сформированного в конце поздней юры – начале раннего мела, в связи с коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с Северо-Азиатским кратоном [121]. Адыча-Нерская металлогеническая зона (600x150 км) охватывает центральный и юго-восточный секторы Кулар-Нерского сланцевого пояса, сложенного пермским и триасовыми глубокоководными черносланцевыми толщами и смежную часть Верхоянского складчато-надвигового пояса, представленную отложениями верхнего триаса и частично нижней юры. Бадранский рудный район (месторождения Бадран, Якутское, рудопроявления Хонук, Стан, Турах-Юрях, Надеждинское и Танинское), как и одноименное месторождение, приурочен к пограничной с Кулар-Нерским сланцевым поясом полосе верхнетриасовой алевролитно-песчаниковой толщи, выделенной как Адыча-Эльгинская складчатая зона. В тектоническом плане Бадранское рудное поле находится в Мугурдах-Селириканской зоне разрывов [129], представляющей собой внешнюю юго-западную зону Адыча-Тарынского коллизионного шва (Рисунок 2.1) – границы столкновения Алазейской островной дуги (микроконтинента) и пассивной Верхоянской континентальной окраины [82], разделяющего Кулар-Нерский сланцевый пояс Нерская складчатая зона по Н.Ф. Третьякову [122] и Адыча-Эльгинскую складчатую зону. Геодинамические обстановки формирования последних различны.

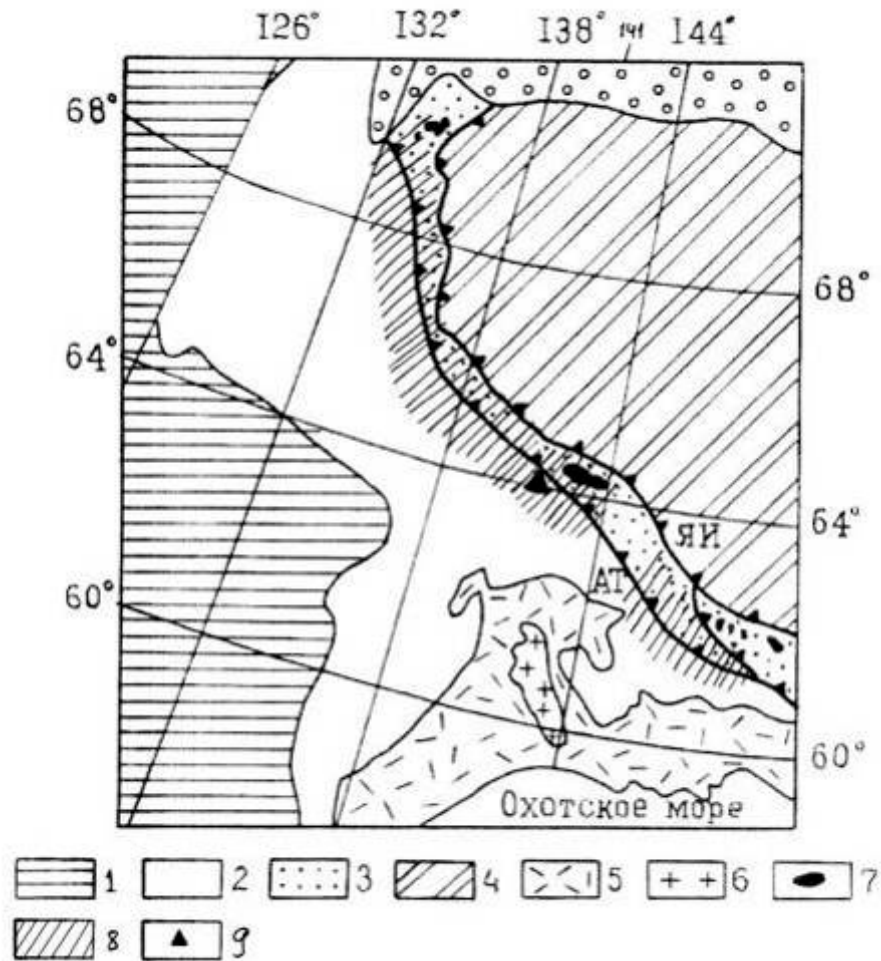


Рисунок 2.1 – Бадранское рудное поле в основных структурах Северо-Востока России [121]

1 – Сибирская платформа; 2 – верхнепалеозойские и нижнемезозойские отложения Верхоянского складчато-надвигового пояса; 3 – Кулар-Нерский сланцевый пояс; 4 – Колымо-Омолонский супертеррейн; 5 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 6 – Охотский террейн; 7 – коллизионные граниты; 8 – деструктивная зона Адыча-Тарынского коллизионного шва [126]; 9 – Бадранское золоторудное поле; АТ– Адыча-Тарынский коллизионный шов (осевая часть); ЯН – Яно-Индигирский разлом.

Кулар-Нерский сланцевый пояс сложен неоднократно дислоцированными черносланцевыми турбидитовыми толщами (глубоководные конусы выноса) верхней перми, триаса и карбонатно-глинистыми отложениями нижней юры. Пермско-триасовые осадочные комплексы пояса накапливались в Оймяконском малом океаническом бассейне позднепалеозойского рифта, ограниченным с запада Верхоянской континентальной окраиной, а с востока – Омудевским микроконтинентом. Вся рассматриваемая толща осадочных пород составляет палеоаккреционную призму, расположенную перед фронтом Колымо-

Омолонского микроконтинента и подвергнутую позднемезозойским син- и постседиментационным шарьяжно-надвиговым дислокациям (первый этап тектогенеза). Поздние коллизионные деформации 2-го и 3-го этапов выражены образованиями взбросо- и сбросо-сдвигов, с которыми ассоциируют складки конического типа. Для аккреционных шарьяжно-надвиговых структур Кулар-Нерского пояса, близких по возрасту осадочным породам, характерны олистростромовые комплексы, зоны терригенного тектонического меланжа. По данным Ф.Ф. Третьякова [122], структуры Нерской зоны в Адыча-Тарынском коллизионном шве, являющейся фрагментом Кулар-Нерского сланцевого пояса, определяются главным образом сжатыми линейными складками СЗ простирания в ассоциации со структурами сквозного сланцевого кливажа. Крупные складки симметричные и ассиметричные. Их крылья осложнены более мелкой складчатостью, а также – продольными взбросами. Парфенов Л.М. с соавторами [82] установили в этой зоне (другое ее название Ниткан-Тобычанская) две генерации ранних складок и сопряженные с ними надвиги, отсутствующие в Адыча-Эльгинской (Дербеке-Эльгинской) зоне. В Адыча-Эльгинской зоне, в пределах которой находится Бадранское рудное поле, являющейся частью юго-западного крыла Адыча-Тарынского коллизионного шва, верхнетриасовые отложения дислоцированы сравнительно слабо, местами залегают горизонтально. Углы наклонов слоев составляют 10-30° до 50-60° в зонах крутых флексурных перегибов или разрывных нарушений [122].

Отмечаются послойные или межпластовые срывы, малоамплитудные ступенчатые надвиги и взбросы, соединяющие послойные срывы в подошве и кровле слоев или группы слоев, нередко образуя мелкие дуплексные структуры (Рисунок 2.2).

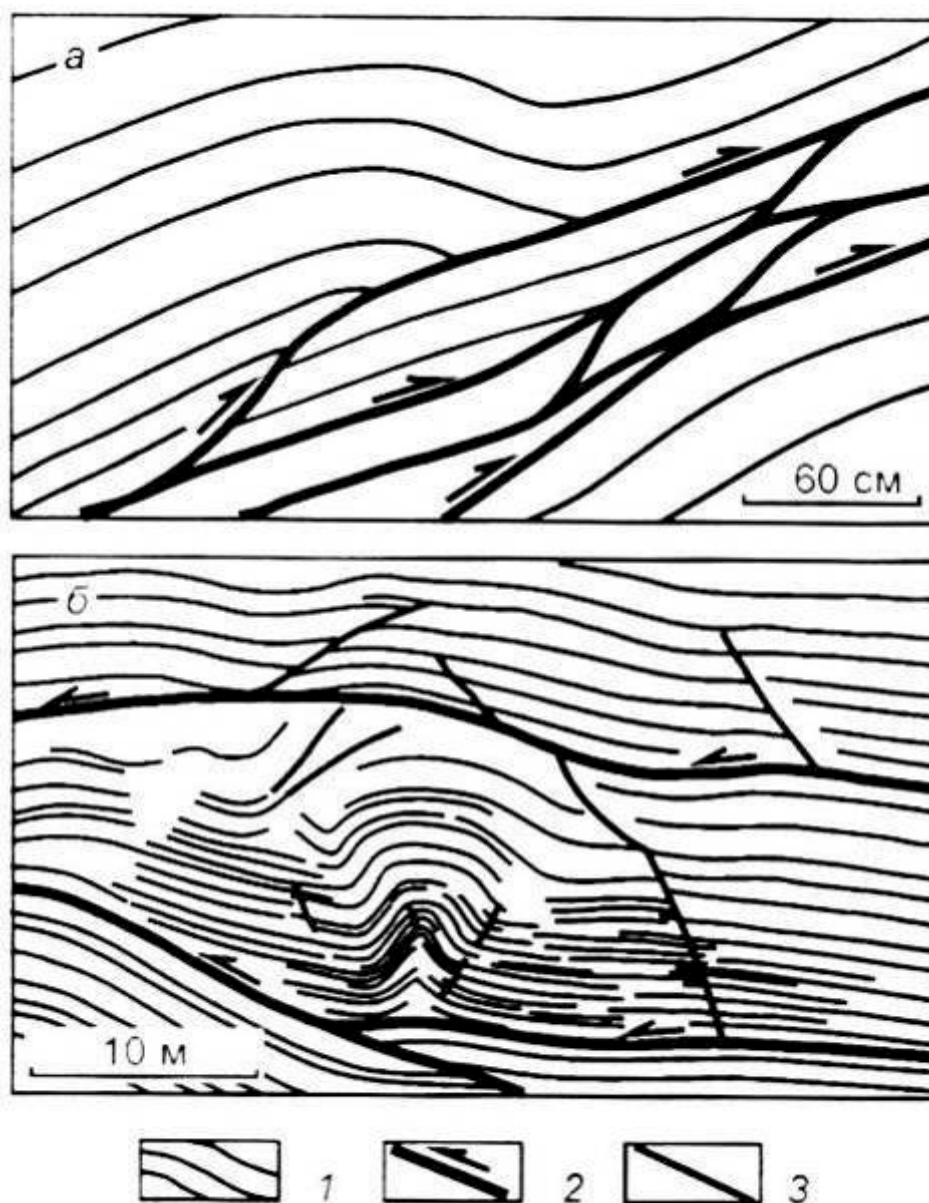


Рисунок 2.2 – Мелкие дуплексы (а), складки и послойные срывы (б) в верхнетриасовых отложениях Адыча-Эльгинской зоны, правобережье р. Индигирка, выше устья р. Тыэллах [122]

1 – слоистость; 2 – надвиги и послойные срывы; 3 – прочие разрывы.

По мнению В.В. Гончара [22], появление пологих дислокаций в Адыча-Эльгинской зоне, скорее всего, есть отражение в чехле не вскрытых метаморфических куполов верхоянской серии, а не фундамента, и зон несоосного пластического течения с растяжением, выведенных на поверхность в кливажных зонах пологих дислокаций по краям. Сравнение стереограмм массовых замеров ориентировок слоистости и кливажа Нерской и Адыча-Эльгинской зон,

проведенное Ф.Ф.Третьяковым [122], указало на разную степень деформаций слагающих их осадочных пород. Разные типы складчатых дислокаций этих зон свидетельствуют о том, что их формирование проходило в неодинаковых динамических условиях. Широкая полоса тектонических дислокаций Адыча-Тарынского коллизионного шва охватывает как структуры Нерской (преддуговой прогиб), так и Адыча-Эльгинской (пассивная континентальная окраина) складчатых зон. Этот шов рассматривается [126] в качестве одноименной деструктивной зоны земной коры (ДЗЗК), расположенной во внешней части Верхоянского складчато-надвигового пояса, приуроченной к участку сочленения его Янского сектора с Кулар-Нерским сланцевым поясом.

Деструктивная зона, связанная с Адыча-Тарынским коллизионным швом имеет вытянутый облик в соответствии с его простираем. В ней выделены [126] три участка со средней и высокой степенями деструкции на фоне ареала низкой степени деструкции, четко фиксирующие положение коллизионного шва. В региональном плане Адыча-Тарынская металлогеническая зона приурочена к северной части эпицентральной части Верхоянского регионального минимума амплитудой до 130 мГл, который отождествляется с верхнемантийным разуплотнением [107]. Эпицентр плюма на поверхности выражен Оймяконской тектонической структурой, включая Тарынский субвулкан. Мощность земной коры в пределах Адыча-Тарынской зоны не более 35 км. Предполагается, что верхоянский терригенный комплекс мощностью до 10 км непосредственно залегает на раннедокембрийском кристаллическом фундаменте, а палеозойский карбонатный комплекс развит фрагментарно во фронтальных частях Верхояно-Колымской орогенной области. Бергер В.И., Стогний и др., [15; 107] Адыча-Тарынскую металлогеническую зону рассматривают как сформированную в пределах одноименного трога, сложенного толщами аргиллитов и алевролитов с редкими линзами песчаников, образовавшегося в результате раздвижения блоков пассивной континентальной окраины. Предполагается, что структуры кристаллического фундамента, схема строения которого разработана на основе

среднечастотной составляющей гравитационного поля, играли решающую роль в формировании Адыча-Тарынского трога.

Бадранское рудное поле расположено на юго-западном ответвлении (палеораздвиг кристаллического фундамента) Адычанской гравитационной аномалии, представленной цепочками коррелируемых малоамплитудных гравитационных максимумов, и приуроченной к Адыча-Тарынскому коллизионному шву. Существование крупных пологих надвигов в районе относительно слабо дислоцированных отложений Адыча-Эльгинской зоны (Юрский, Бадран-Эгеляхский) указывает на главенствующую роль горизонтальных перемещений в создании общей структуры юго-западного сектора Адыча-Тарынского коллизионного шва. В Нерской зоне в это время складчатости подвергаются уже деформированные и кливажированные толщи. Триасовые толщи Нерской зоны находятся в аллохтонном залегании и под ними предполагается наличие отложений Адыча-Эльгинской зоны. Складчатость 3-й генерации, вероятно, имела место в неокоме. В последующее время активное складкообразование смещается к западу в сторону Сибирской платформы. В районе Адыча-Тарынского коллизионного шва в связи с продолжающимся общим сжатием формируются сначала крупные левые сдвиги, а затем правые северо-западного простираия и сопряженные с ними субширотные сдвиги, сопровождающиеся характерными коническими складками с крутыми шарнирами. Предполагается, что формирование Бадранского месторождения происходило одновременно с формированием надвиговых структур, а золото-сульфидных месторождений (Сарылах, Сентачан) Адыча-Нерской металлогенической зоны – сдвигов [122]. Наложение сдвиговых деформаций на более ранние надвиговые структуры и межпластовые рудные тела привело к возникновению рудных структур комбинированной морфологии.

2.2 Карийское и Пильненское месторождения

Рассматриваемые месторождения приурочены к Монголо-Охотскому глубинному разлому (Рисунок 2.3).

Монголо-Охотский глубинный разлом в настоящее время рассматривается как коллизионный шов (сутура), по которому сочленяются Сибирский кратон и Монголо-Охотский подвижный пояс [41]. Многолетними исследованиями в его пределах установлены широкое развитие офиолитов, шарьяжно-надвиговый стиль тектонического развития в мезозое [29; 30; 68; 102], а также показано, что западная его часть представляет собой шовную структуру, отделяющую Яблоновский кратонный террейн от турбидитового Монголо-Охотского.

Ю.А. Зорин с соавторами [42] указали на закономерную связь проявлений золоторудной минерализации, возникших в юрское время, с постколлизионными породными комплексами, приуроченными к надвиговым структурам Монголо-Охотской сутуры. По данным Гордиенко И.В., Кузьмина М.И. [23], окончательное становление структур золоторудных месторождений, первоначально возникших в другой геодинамической обстановке на значительном удалении от современного положения сутурной зоны, связано с длительным процессом формирования Монголо-Охотской сутуры, с ее аккреционно-коллизионной и постаккреционной историей.

С.В. Максиков [70] и И.Г. Рутштейн [96] выяснили, что толщи пород ононской и кулиндинской свит, широко развитые в Монголо-Охотском коллизионном шве и считавшиеся ранее стратифицированными подразделениями рифея или среднего палеозоя, являются динамометаморфитами. Была установлена пространственная приуроченность многих золоторудных месторождений к Агинско-Борщовочному динамометаморфическому поясу, составной частью которого является Пришилкинская ветвь Монголо-Охотского шва [95].

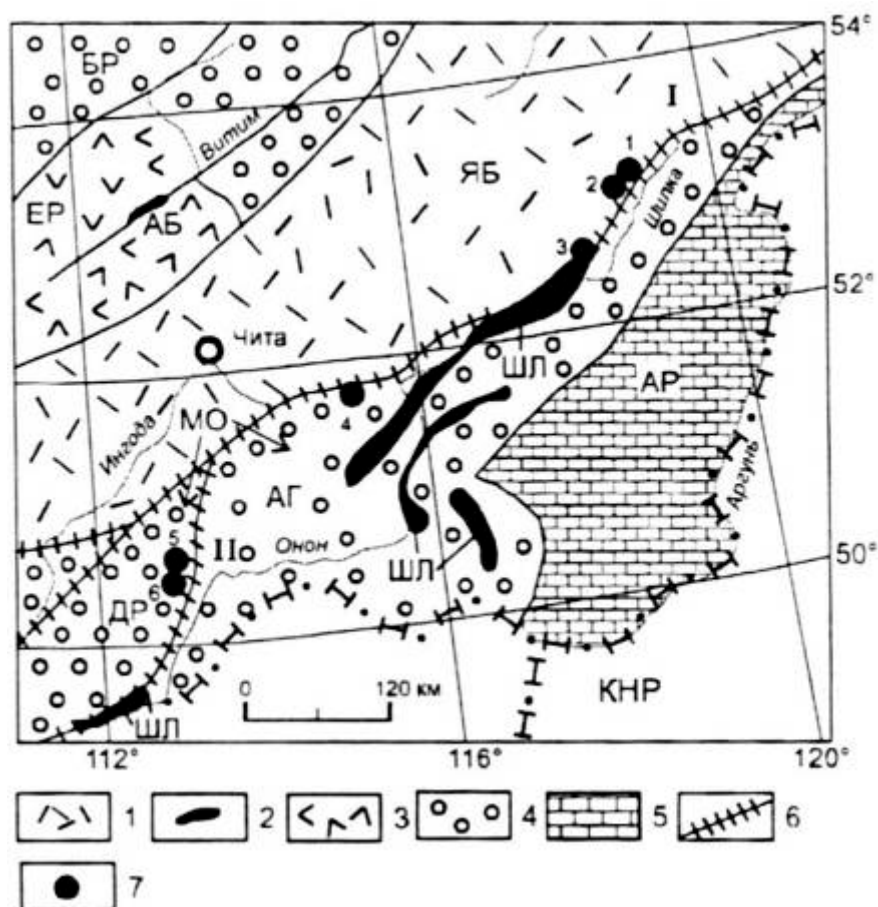


Рисунок 2.3 – Схема размещения изученных золоторудных полей в западной части Монголо-Охотского коллизионного шва. Использована карта террейнов [151]

1-5 – террейны: 1 – кратонный Яблоновский (ЯБ), 2 – океанические (ШЛ – Шилкинский, АБ – Абага), 3 – островодужный Еравнинский (ЕР), 4 – турбидитовые (БР – Баргузинский, МО – Монголо-Охотский с субтеррейнами: АГ – Агинским и ДР – Даурским), 5 – шельфовый Аргунский (АР); 6 – Монголо-Охотский коллизионный шов и зоны: I – Пришилкинская, II – Онон-Туринская; 7 – золоторудные месторождения и проявления: 1 – Пильненское, 2 – Карийское, 3 – Молодовское, 4 – Погромное, 5 – Дыбыкское, 6 – Илинское.

Карийское и Пильненское месторождения находятся в пределах Пришилкинской ветви Монголо-Охотского коллизионного шва, одновременно являющейся составной частью Агинско-Борщовочного динамометаморфического пояса, выделенного И.Г. Рутштейном [96]. По данным А.Н. Демина и др. [30], коллизионный шов имеет длительную тектоническую историю развития – от позднего рифея до мела. В позднем рифее – раннем палеозое он формировался в условиях активного растяжения. В это время происходило правосдвиговое смещение по нему блоков земной коры. В раннекаменноугольную–раннетриасовую эпоху Монголо-Охотский шов и оперяющие его разломы

испытывали деформацию сжатия. В позднем мезозое в зоне коллизионного шва формируются серии надвигов и взбросов (Рисунок 2.4). Процессы надвигообразования особенно интенсивно проявились в позднеюрское–меловое время. Синхронно с ним формировалась основная часть рудных скоплений на Карийском, Пильненском и других месторождениях золота в Восточном Забайкалье.

Позднемезозойский структурный каркас Пришилкинского звена Монголо-Охотского глубинного разлома, созданный продольными и поперечными разрывами и ассоциирующими с ним магматическими образованиями, интерпретируются как проявление сдвиговой природы Монголо-Охотского шва, а структуры расланцевания и бластомилонитизации служат выражением шовного сдвига [72].

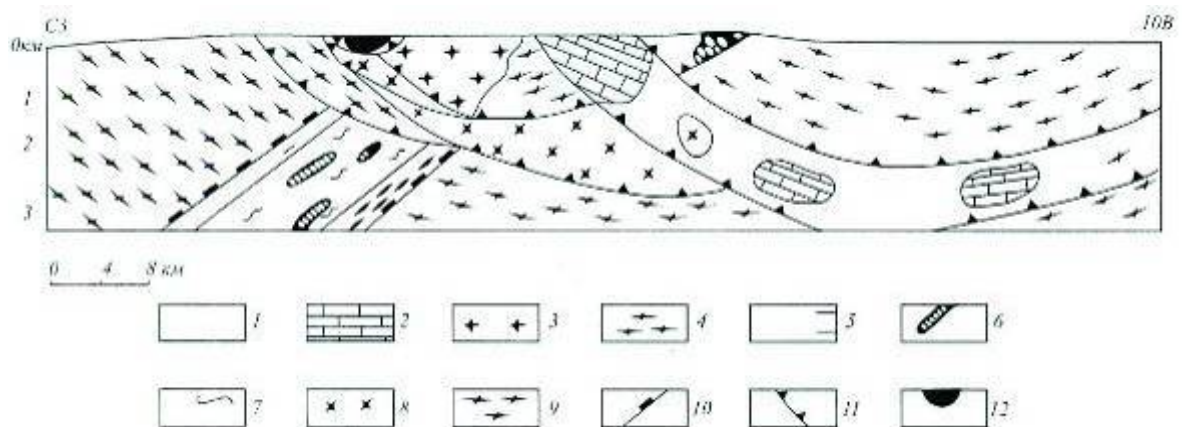


Рисунок 2.4 – Геологический разрез Монголо-Охотского коллизионного шва

1-2 – меланжево-олистостромовый (хаотический) комплекс: 1 – конгломератоподобные динамокластиты, псаммитовые и алевропсаммитовые катаклазиты, слагающие матрицу хаотического комплекса (“туфогенно-осадочные” породы шадоронской серии – J_3), 2 – мраморизованные доломиты, доломитизированные известняки с прослоями слюдисто-углеродистых милонитов, слагающие крупные глыбы хаотического комплекса (“быстринская свита” C_1); 3 – гранодиориты, граниты, гранодиоритпорфиры амуджикано-сретенского комплекса – J_3 ; 4 – гранито-гнейсы борщовочного (?) комплекса – J_2 - J_3 ; 5 – аргиллитоподобные милониты, псаммитовые и брекчиевые катаклазиты (“чачинская свита” – J_1); 6-7 – комплекс пород Молодовской офиолитовой зоны Pz - Mz : 6 – серпентиниты, 7 – зеленокаменные сланцы по основным эффузивам, эпидот-актинолитовые, актинолит-хлорит-альбит-кварцевые динамометаморфиты, кварциты, железистые кварциты, мраморизованные известняки (кулиндинская и ононская свиты Pz); 8 – габбро-анортозиты, пироксениты, диориты, габбро-диориты, гранодиориты, граниты – PR_1 ; 9 – могочинская метаморфическая серия – AR_1 (гर्वнитизированные кристаллосланцы, амфибол-биотитовые гнейсы, амфиболиты); 10 – границы офиолитовой зоны; 11 – надвиги; 12 – Карийское золоторудное поле.

3 СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

3.1 Структура Бадранского рудного поля

Специальное изучение структуры Бадранского поля с участием автора диссертации проводилось в 90-е годы группой научных сотрудников под руководством А.В. Татарина. Позднее они осуществлялись В.Ю. Фридовским [129] для разведанной зоны Надвиговой, с которой связано богатое промышленное оруденение. Амузинский В.А. и Иванов Г.С. [4] отнесли Бадранское месторождение к раннеколлизийным месторождениям Яно-Колымского металлогенического пояса, в то время как В.Ю. Фридовский считает его позднеколлизийным. При этом, им, как и А.В. Татариничевым и Л.И. Яловик [120; 110], предполагается длительное развитие рудообразующих процессов: накопление рассеянных концентраций Au в триасовой толще Верхоянской пассивной континентальной окраины и последующие его мобилизация и рудоотложение при динамометаморфизме в процессе позднеюрско-раннеэокамовой коллизии северо-восточной окраины Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна.

Месторождение принадлежит к умеренно-сульфидной золото-кварцевой формации промышленного сульфидно-кварцевого типа, локализованного в пологих разломах [7]. К этому типу отнесены также рудопрооявления: Емельяновское, Мастахское, Самыр, Дорожное (Кула), Надеждинское, Танинское, Стан (Верхнеиндигирского района). В.Ю. Фридовский считает, что Бадранское месторождение приурочено к дуплексу сжатия левых сдвигов (12х1,3 км), сопровождающего транспрессионную Адыча-Тарынскую присдвиговую структуру (Мугурдах-Селириканская зона разрывов представляет ее внешнюю юго-западную зону). Амплитуда горизонтального перемещения по плоскости Бадран-Эгеляхского взбросо-сдвига оценивается примерно в 800 м.

Общая структура рудного поля определяется двумя сложно сопряженными чашеобразными системами чешуй ранних пологих надвигов (Рисунок 3.1), хорошо выраженных дешифрируемыми кольцевыми орографическими структурами (Рисунок 3.2). В области сочленения позднее сформировалась

главная рудоносная структура поля зона Надвиговая – фрагмент Бадран-Эгеляхского разлома Мугурдах-Селириканской зоны разрывов. Синхронно с ней процессами образования руд, но в меньших масштабах, были охвачены шовные зоны ранних пологих надвигов и срывов.

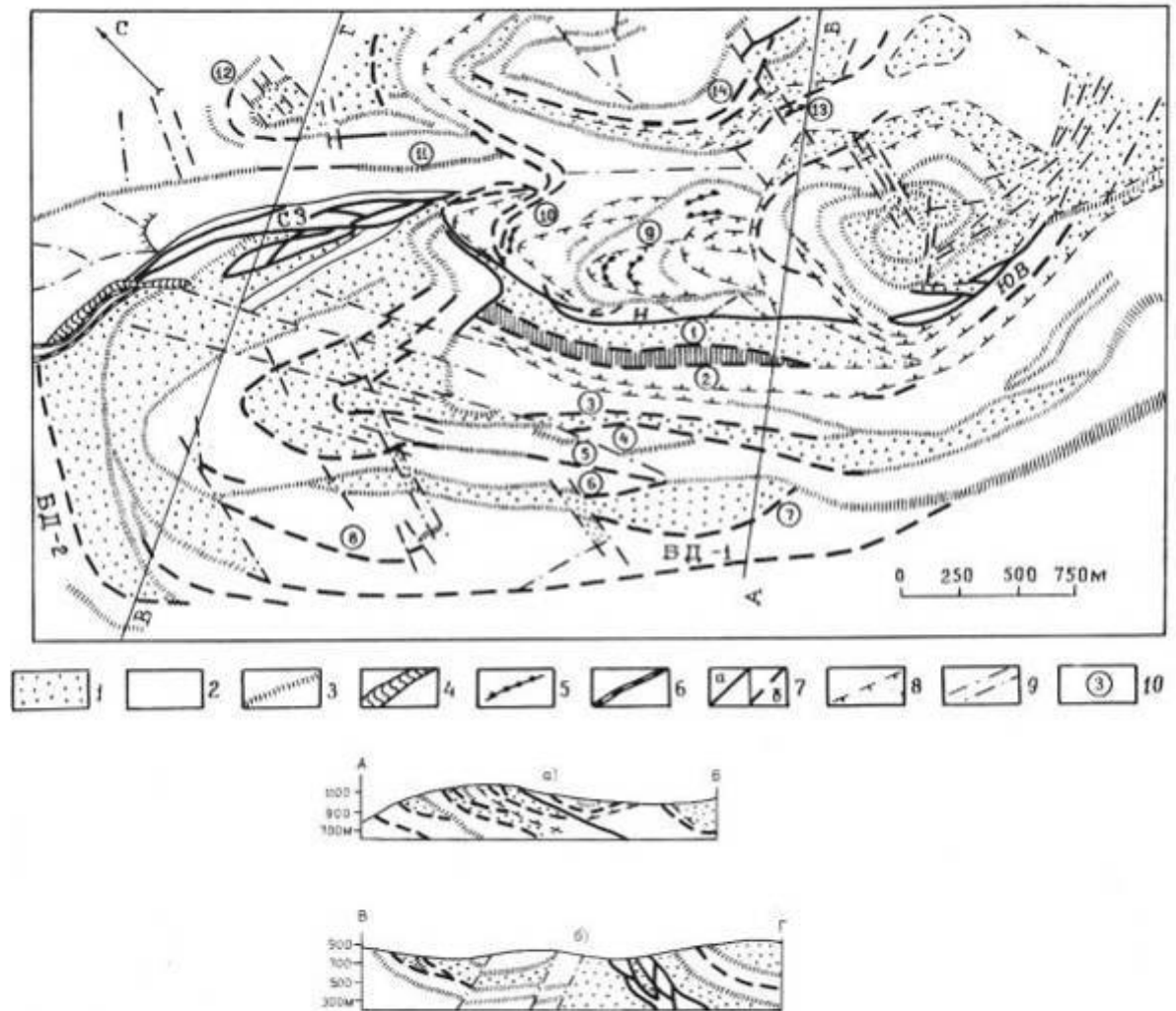


Рисунок 3.1 – Структурно-геологическая схема и разрезы Бадранского золоторудного поля [110]

1 - кремновые массивные, участками рассланцованные и милонитизированные (иногда с псевдотакхилитами) карбонат-альбит-гидрослюдистые псаммитовые и алевропсаммитовые катаклазиты; 2 - то же серой окраски; 3 - черные массивные углеродсодержащие гидрослюдисто-карбонат-альбитовые роговиковоподобные динамометаморфиты шовных зон ранних надвигов; 4 - черные милониты рудных зон с вторичным графитом и S-образным кливажем; 5 - конгломератоподобные тектонобрекции; 6 - кварцевые жилы Северо-Западной рудной зоны; 7 - рудные зоны надвиговых швов, представленные углеродсодержащими милонитами с кварцевыми жилами и прожилками (а - прослеженные выработки, б - закартированные в маршрутах); 8 - предполагаемые надвиги; 9 - предполагаемые крутопадающие разрывные нарушения; 10 - номера рудных зон; БД-1 - Бадранская рудная зона № 1, БД-2 - Бадранская рудная зона № 2, ЮВ - Юго-Восточная рудная зона, СЗ - Северо-Западная рудная зона, Н - Надвиговая рудная зона.

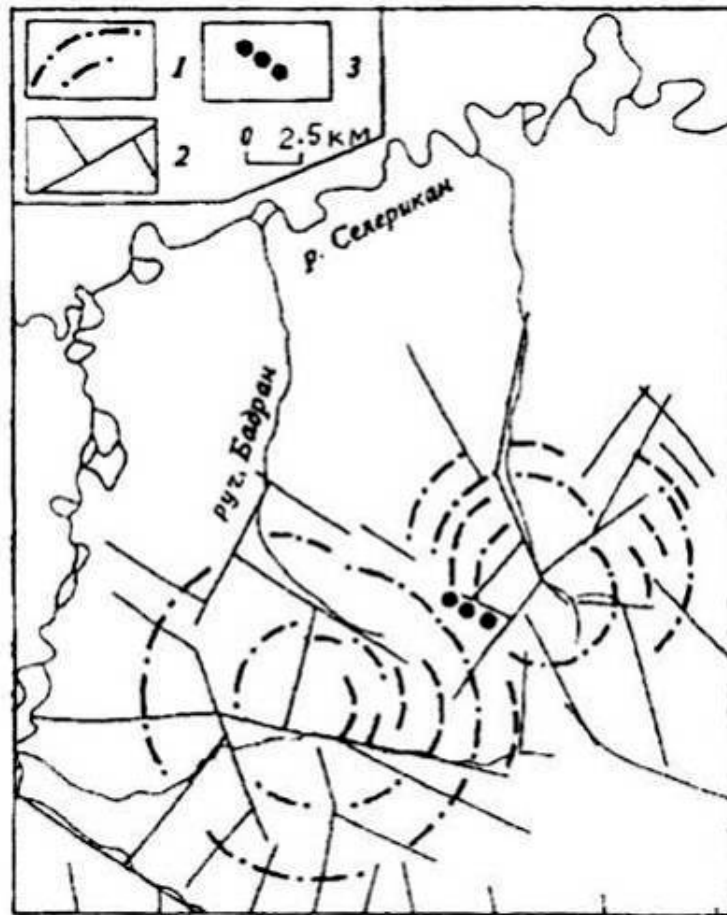


Рисунок 3.2 – Система чашеобразных надвиговых чешуй Бадранского рудного поля на схеме дешифрируемых локальных кольцевых аномалий [7]

1 – кольцевые орографические структуры, фиксирующие надвиговые швы; 2 – разрывы; 3 – разведанный отрезок зоны Надвиговой.

Дуплексные структуры лозанж [31], участками переходящие в терригенный тектонический (автокластический) меланж – в основном составляют северо-западный и юго-восточный фланги зоны Надвиговой (Рисунок 3.1). Блоки, будины зон лозанжа и меланжа сложены массивными и полосчатыми псаммитовыми катаклазитами, а цементирующий их матрикс состоит из пород милонитовой фации, иногда окварцованных.

В формировании структуры Бадранского рудного поля выделяется 2 этапа и несколько стадий (Рисунок 3.3). Ранний (I) этап – первичный линейный кливаж течения, совпадающий с плоскостями напластования пород, маркирующий пологие надвиги и послойные срывы ранней генерации. По классификации Ф.Ф. Третьякова [123] – это тип послойного селективного кливажа, широко

распространенный в осадочных комплексах Верхоянской пассивной континентальной окраины, переходящий в зонах разломов сдвигового характера в приразломный крутопадающий сквозной кливаж. С кливажом течения связано образование полосчатости за счет перераспределения первичного углеродистого вещества из пластов осадочных пород в трещины кливажа и швы надвигов. Кливаж течения сопровождался образованием складок волочения и брахиформных складок F_1 с одновременным формированием кливажа их осевых плоскостей (S_1).

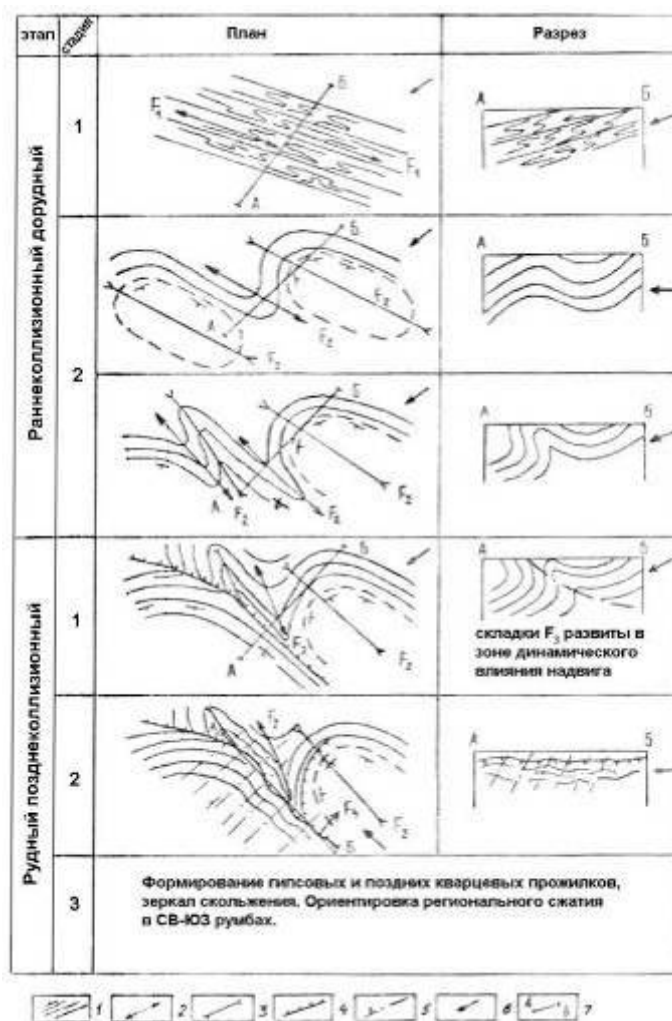


Рисунок 3.3 – Схема формирования структуры Бадранского рудного поля

1 – полосчатость; 2 – оси антиклиналей; 3 – оси синклиналей; 4 – рудная зона Надвиговая; 5 – трещины; 6 – направление деформаций; 7 – линии разрезов.

Полосчатость в зоне Надвиговой наблюдается фрагментарно, так как затушевана наложенной сланцеватостью. Сланцеватость является одним из

основных структурных элементов зоны Надвиговой (Рисунок 3.4). Она выражена дезинтеграцией пород от грубого рассланцевания до тонкого разлистования. По отношению к полосчатости сланцеватость может занимать различное положение от субпараллельного до секущего. Ориентировка сланцеватости самая различная. Обычно наблюдаются структурные узоры S-образной или складчатой конфигурации (формы кренуляционного кливажа [123]). По отношению к контактам Надвиговой зоны сланцеватость ведет себя по-разному, образуя с ними различные углы пересечения ($0-90^\circ$). Со сланцеватостью связано образование тектонобрехчий в шве зоны Надвиговой (Рисунки 3.4, 3.5).

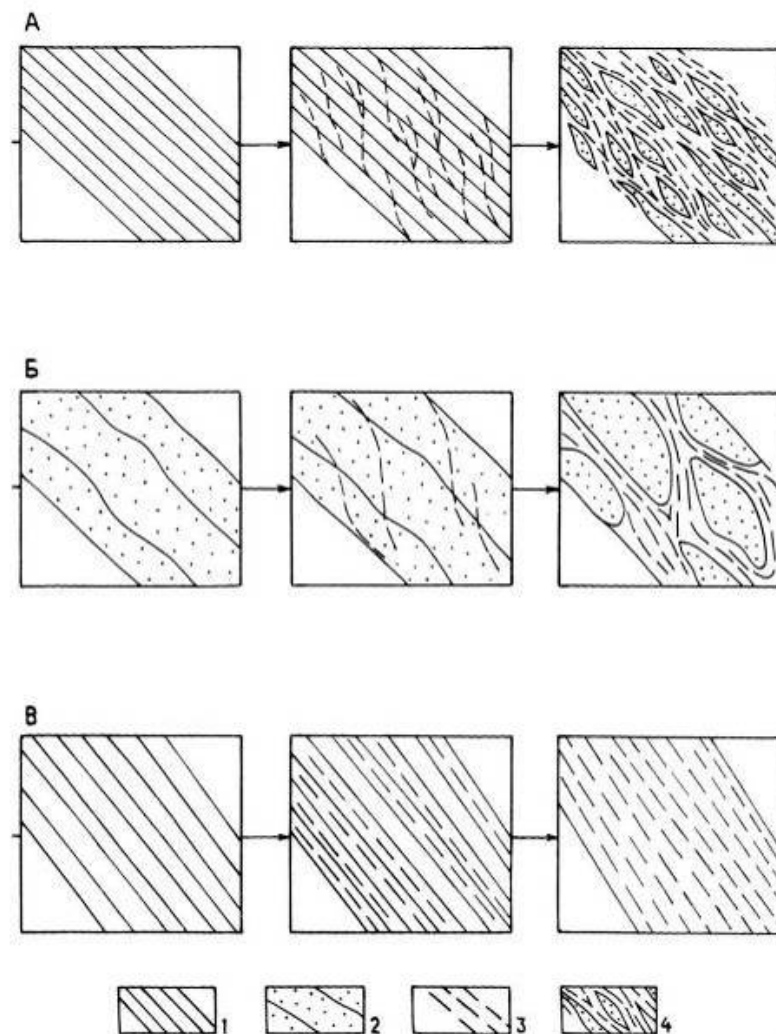


Рисунок 3.4 – Схема последовательного развития сланцеватости (А и

В – в тонкополосчатых катаклазитах, Б – в грубополосчатых катаклазитах)

1 – тонкополосчатые катаклазиты; 2 – грубополосчатые катаклазиты; 3 – сланцеватость; 4 – тектоническое разлинзование.

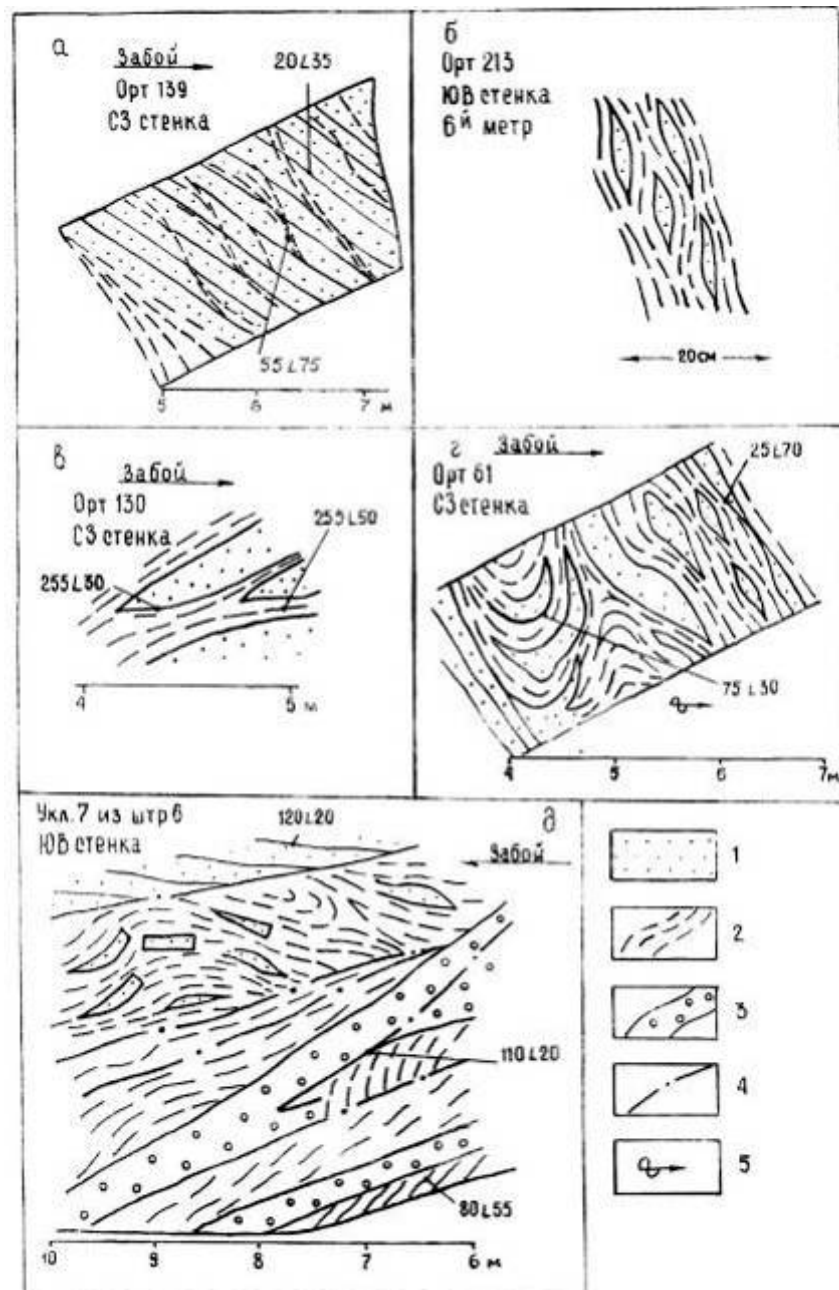


Рисунок 3.5 – Формы проявления тектонических брекчий

а – дезинтеграция полосчатых псаммитовых катаклазитов в начальной стадии; б – разлинзованные, упорядоченные брекчийи; в – брекчия с обломками > 1 м; г – брекчированная складчатая структура; д – неупорядоченная брекчия в одной из тектонических пластин шва зоны Надвиговой; 1 – катаклазиты; 2 – сланцеватость; 3 – кварцевые жилы; 4 – трещины; 5 – шарниры складок.

Тектонические брекчийи представлены обломками псаммитовых катаклазитов различного размера (от долей см до нескольких метров) и различной степени окатанности (от угловатых до линзовидных), сцементированные рассланцованным материалом. В зависимости от текстуры подвергшихся

дроблению пород и от интенсивности процесса брекчирования наблюдаются различные формы проявления тектонических брекчий от простого растрескивания до тектонического разлинзования и линейаризации. Брекированию подвергались отдельные “пропластки”, пакеты полосчатых пород или мощные блоки массивных псаммитовых катаклазитов. В отдельных случаях тектоническое брекчирование приводит к образованию мелкоблокового линзовидно-пластинчатого меланжа.

Тектоническое брекчирование пород наблюдается повсеместно не только в самой зоне надвига, но и в его крыльях. Блок брекчированных массивных псаммитовых катаклазитов отмечается на северо-западном фланге разведанной части зоны Надвиговой, в лежащем ее крыле. Здесь же, в висячем крыле часто отмечаются линзы и пакеты линейаризованной (упорядоченной) тектонобрекчии.

Складчатые структуры развиты как по полосчатости, так и по сланцеватости.

Принадвиговые складки (Рисунок 3.6), развитые в полосчатых породах, наиболее отчетливо выражены в висячем крыле надвига. Это, как правило, асимметричные, наклонные или опрокинутые на юго-запад, нормальные до изоклинальных складчатые структуры. Наблюдаемые в выработках размеры складок имеют первые метры. В то же время, различная, но достаточно выдержанная по простирацию полосчатость указывает на наличие складок больших размеров с размахом крыльев десятки и сотни метров. Пологие крылья складок имеют азимут падения $100-150 \angle 15-45^\circ$, что соответствует элементам залегания пород в висячем блоке надвига. Крутые (подвернутые) крылья складок характеризуются элементами залегания $40-70 \angle 30-90^\circ$, близкими к элементам залегания лежащего блока.

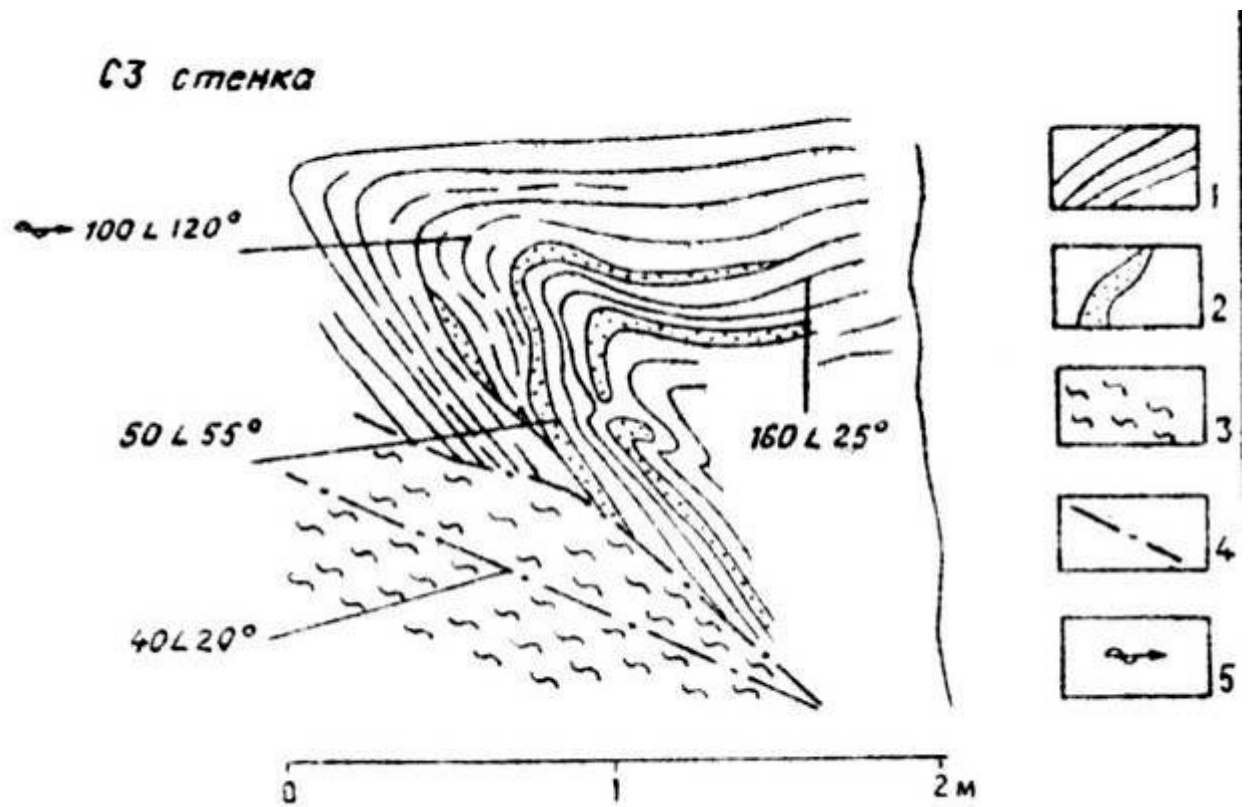


Рисунок 3.6 – Типичная форма принадвиговых складок в зоне Надвиговая

1 – полосчатость; 2 – прослои и будины песчаников; 3 – сланцеватость; 4 – трещины; 5 – шарнир складок.

В грубополосчатых катаклазитах часто наблюдаются срывы по плоскостям полосчатости или осевым поверхностям складок, что приводит к образованию структур торцового сочленения различно ориентированной полосчатости.

Складки, развитые по сланцеватости, наблюдаются, в основном, в пределах шва зоны Надвиговой. Обычно это асимметричные, дисгармоничные структуры, как правило, с трудом идентифицируемые при непосредственных наблюдениях из-за интенсивной хаотичной перемятости пород.

Трещины скола являются одним из основных элементов структуры зоны Надвиговой, имеют слабоволнистую или плоскую форму, выдержанную по падению и простираению. Обычно по ним развиваются зеркала скольжения, глина трения и окварцевание. По этим трещинам происходит ограничение как самой зоны со стороны лежачего и висячего боков, так и ее отдельных пластин, а также рудоносных кварцевых жил. В общем случае они являются секущими относительно сланцеватости и полосчатости, причем последние подгибаются

вблизи трещин с образованием S-образных узоров взбросового (надвигового) типа (Рисунок 3.7). По трещинам скола также нередко отмечаются разграничения пластин с различно ориентированной сланцеватостью (Рисунок 3.8). В структуре зоны трещины имеют кулисное расположение (при затухании одной трещины, выше или ниже ее появляется другая).

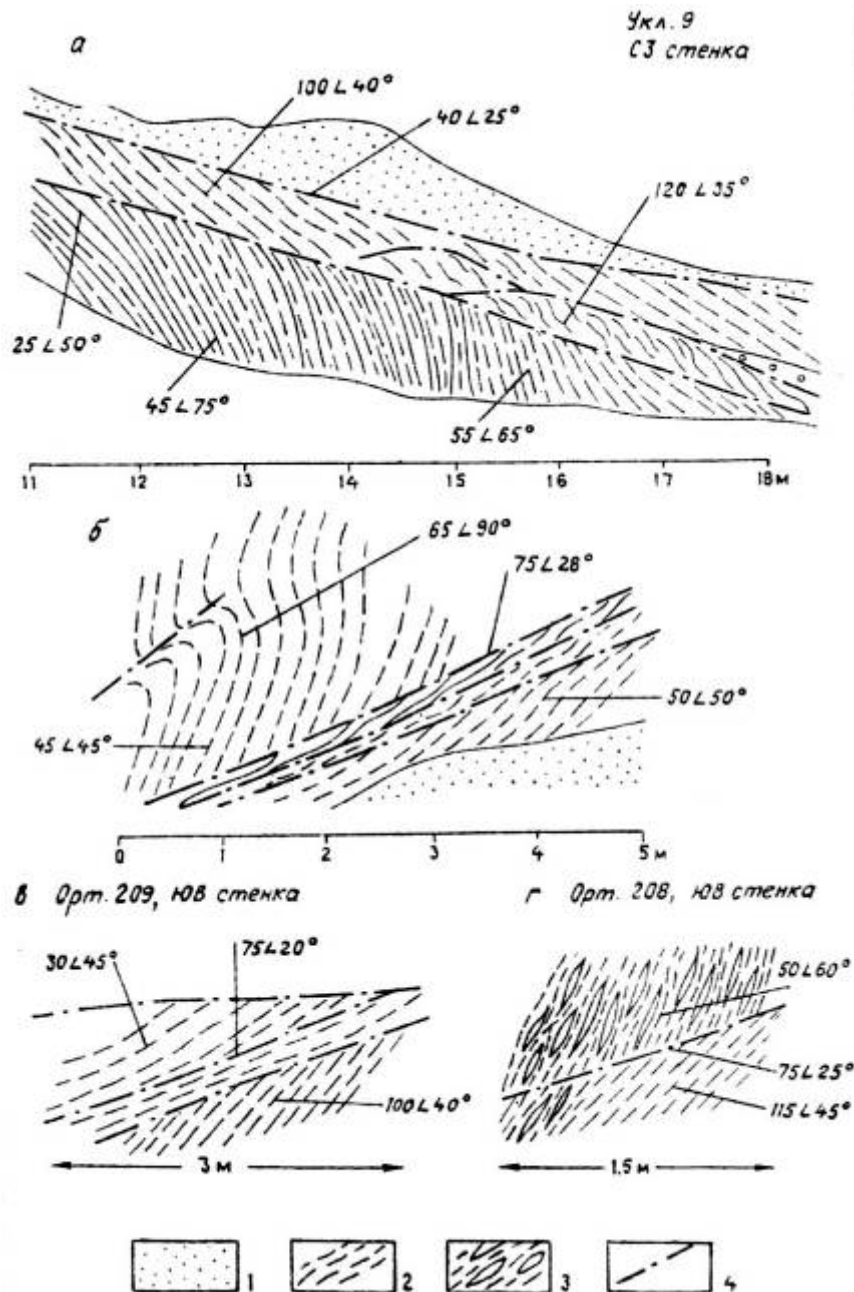


Рисунок 3.7 – Взаимоотношения трещин скола со сланцеватостью (зона Надвиговая, штольня № 400)

а-б – трещины скола разделяют пластины с различно ориентированной сланцеватостью; в – в отдельной пластине сланцеватость ориентируется параллельно ограничивающим трещинам; г – надвигание по трещине брекчиевидных пород на рассланцованные; 1 – псаммитовые катаклазиты, 2 – сланцеватость, 3 – развальцованная брекчия, 4 – трещины скола.

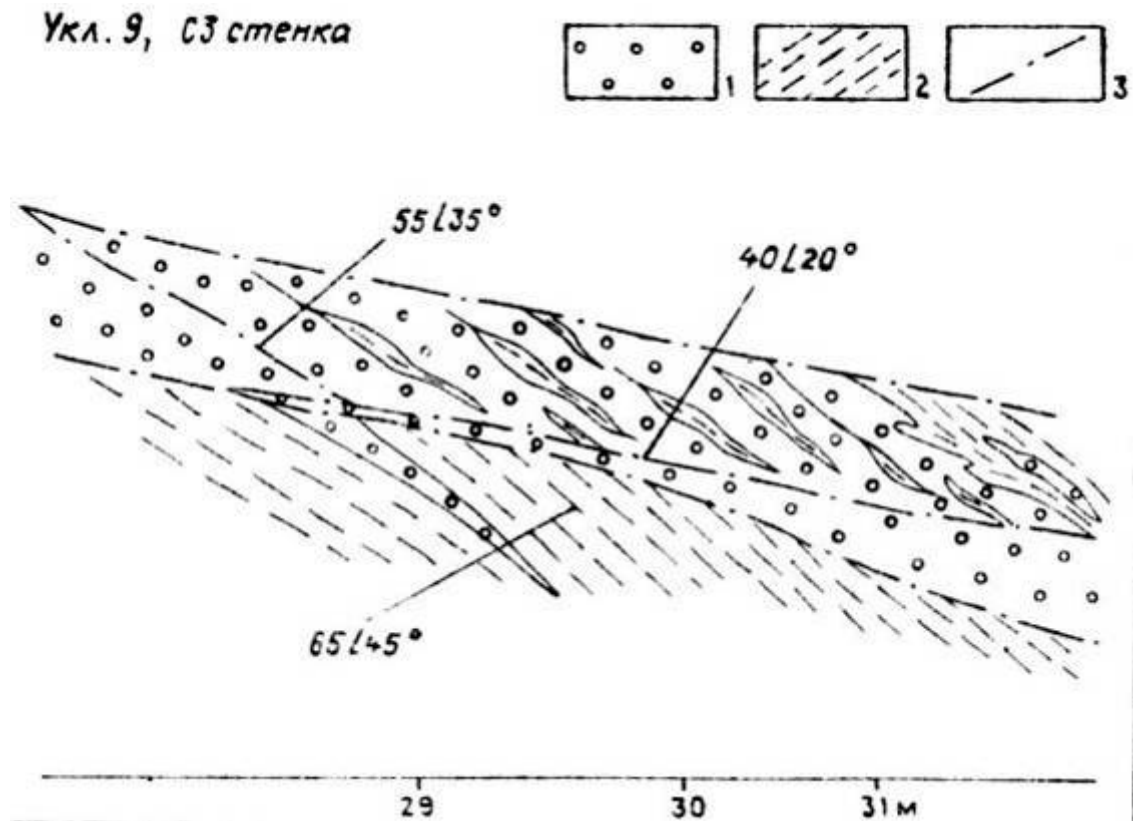


Рисунок 3.8 – Характер окварцевания в зоне Надвиговая

1 – кварц; 2 – рассланцованные милониты; 3 – трещины.

Кварцевые жилы и прожилки распределены в зоне Надвиговой неравномерно, образуя участки различной насыщенности: от практически полного отсутствия кварца до мощных кварцево-жильных столбов. Формы проявления жил достаточно разнообразны. Отмечается прожилковое окварцевание, неправильные и линзовидные кварцевожильные обособления, плитообразные жилы, сложные жилы и т.п. Из всего разнообразия жильных форм, в зависимости от контролирующих структурных элементов, можно выделить три их основных типа:

- I тип – жилы, контролируемые трещинами скола;
- II тип – жилы и прожилки, контролируемые сланцеватостью;
- III тип – прожилки, контролируемые трещинами отрыва.

Часто наблюдаются сложные жилы, обусловленные сочетанием первого и второго типов, реже, первого, второго и третьего типов.

Жилы первого типа обычно выдержаны по мощности и элементам залегания, имеют плитообразную форму. С ними связывается промышленно значимое оруденение месторождения Бадран. Имеют следующие особенности внутреннего строения:

- четкие прямолинейные или слабОВОлокнистые контакты, как правило, секущие сланцеватость;
- развитие полосчатых текстур в кварце (особенно в приконтактных частях);
- ориентировка останцов (реликтов) вмещающих пород субпараллельно контактам. Отмечаются факты прослеживания с постепенным затуханием останцов в виде полос в кварце, что позволяет рассматривать полосчатость как теневую структуру, образованную при замещении кварцем рассланцованных параллельно контактам жилы пород.

На выклинивании жил обнаруживается постепенный переход жилы в зону окварцевания, где ориентировка сланцеватости в ксенолитах имеет секущее взаимоотношение с жилоограничивающими трещинами. Наблюдается резкое выклинивание жилы при развитии крутонаклонной к жилы вмещающим трещинам сланцеватости (Рисунок 3.9).

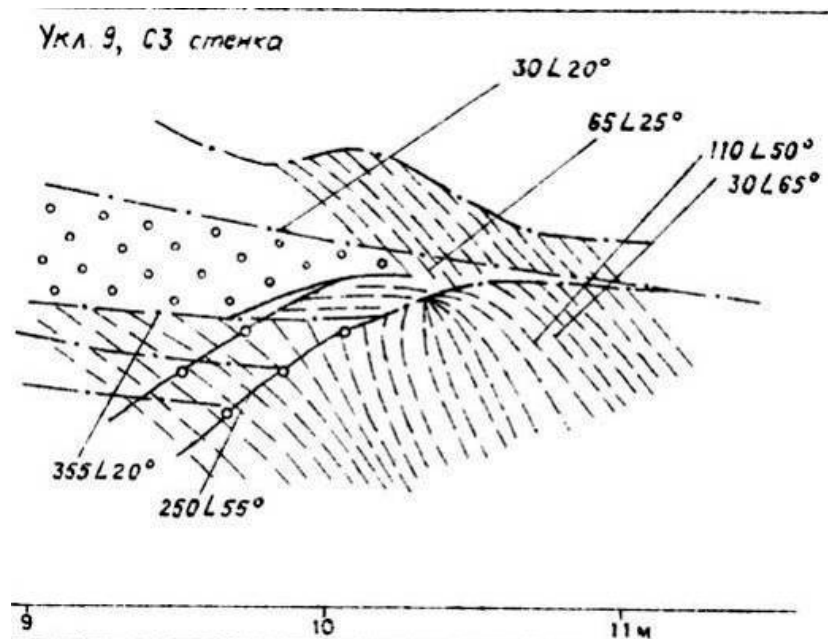


Рисунок 3.9 – Характер выклинивания жилы кварца в зоне Надвиговой

Условные обозначения смотри рисунок 3.8.

Жилы второго типа характеризуются линзовидной, четковидной или сигмоидальной формой, не выдержаны по мощности и элементам залегания. Имеют следующие особенности:

- контакты жил как четкие, так и постепенные, практически всегда волнисто изогнуты параллельно сланцеватости вмещающих пород;
- текстура кварца полосчатая, линзовидно-полосчатая. Полосчатость может ориентироваться как параллельно контактам, так и приобретать секущие взаимоотношения с ними, образуя, нередко, складкоподобные узоры;
- жилы, как правило, насыщены останцами вмещающих пород вытянутой и изогнутой параллельно контактам форм. Часто наблюдаются и другие, самые разнообразные, в том числе и складкоподобные формы останцов.

Основным фактором, определившим морфологию кварцевых жил второго типа является сланцеватость. По-видимому, формирование этих жил происходило путем выполнения полостей отслоения с частичным замещением рассланцованных пород в процессе развития пластических деформаций.

Во многих случаях наблюдаются сложные кварцевые жилы, сочетающие в себе признаки жил первого и второго типов. Этот факт свидетельствует в пользу того, что при формировании жил первого и второго типов не было значительного разрыва во времени. С другой стороны, различные реологические условия жилообразования (первый тип контролируется хрупкими или квазихрупкими, а второй – пластическими деформациями) указывают на определенную последовательность в проявлении жил.

Сначала в рассланцованных и милонитизированных породах возникли жилы первого типа, а позже по сколовым трещинам (с замещением раннего кварца) образовались жилы 2-го типа.

Прожилки третьего типа отмечаются фрагментарно по всей зоне. Они быстро выклиниваются, имеют неровные, извилистые, но четкие контакты. По возрасту близки к жилам первого типа.

Совокупность перечисленных структурных элементов образует внутреннюю структуру зоны Надвиговой. В целом зона характеризуется

линзовидно-пластинчатым строением. Отдельные пластины, ограниченные продольными трещинами скола, как правило, имеют свой структурный узор, обусловленный различной ориентировкой пластически деформированной сланцеватости и полосчатости, а также проявлением брекчевидных текстур. Общая линзовидно-пластинчатая модель в каждом конкретном участке зоны может проявляться по-разному. Выделено два типа структурных парагенезисов: рудный и безрудный. Их характеристика приведена в таблице 3.1, а графическая модель показана на рисунке 3.10.

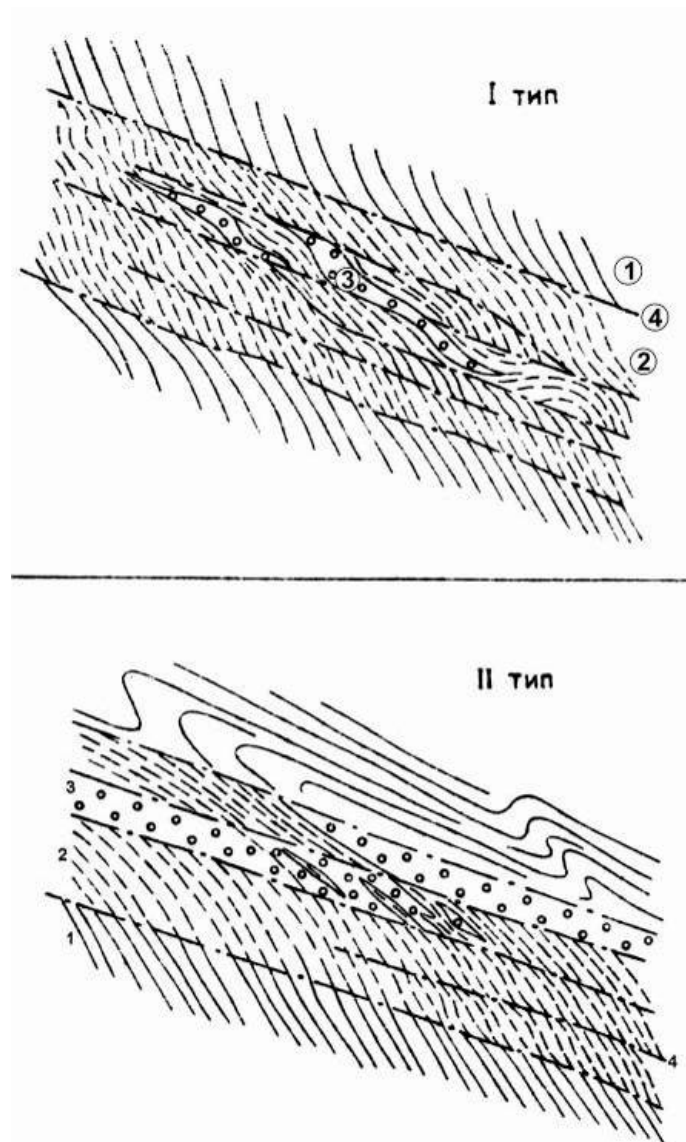


Рисунок 3.10 – Типы двух основных структурных парагенезисов зоны Надвиговой.

I тип – безрудный, II тип – рудный

1 – породы, вмещающие зону Надвиговую; 2 – рассланцованные и милонитизированные катаклазиты; 3 – кварц; 4 – тектонические трещины.

Таблица 3.1 – Характеристика структурных парагенезисов зоны Надвиговой Бадранского месторождения

Структурные элементы	Особенности проявления структурных элементов	
	В безрудном структурном парагенезисе (I тип)	В рудном структурном парагенезисе (II тип)
Полосчатость висячего крыла надвига	Имеет аз. пад. $20-70 \angle 45-90^\circ$ и крутосекущее взаимоотношение с зоной	Имеет аз. пад. $120-160 \angle 10-40^\circ$ и пологосекущее взаимоотношение с зоной
Сланцеватость	Во всех случаях является секущей по отношению к контактам зоны	В отдельных пластинах ориентируются согласно контактам зоны
Тектонические брекчии	Встречаются в обоих типах структурных парагенезисов	
Складчатые структуры висячего крыла надвига	Преобладающего развития какой-либо из групп складок не обнаружено	Преобладают складки с погружением шарниров по азимуту $110-60 \angle 5-30^\circ$
Оси “В”, выявленные из анализа сланцеватости	Одинаковые	
Трещины скола	Ограничивают пластины с различно ориентированной сланцеватостью	Ограничивают кварцевые жилы I типа, реже пластины с различно ориентированной сланцеватостью
Кварцевые жилы	Характерны жилы II типа, иногда в сочетании с I и III типами	Характерны жилы I типа, иногда в сочетании со II и III типами

Переинтерпретация материалов структурного изучения зоны Надвиговой на основе концепции ячеек расплющивания была осуществлена С.С. Шакиным

[135]. Им выделено 2 ячейки расплющивания, в центральных частях которых наблюдаются малые (1-10-я) складки, шарниры которых в основном параллельны надвиговому шву. Анализ стереограммы трещиноватости показал, что в центральных частях ячеек расплющивания стереограмма имеет максимум, отвечающий напряженному состоянию сдвига вдоль плоскости надвига. Напряженное состояние – близкое к чистому сдвигу. При приближении к краевым частям ячейки ориентировка трещин сначала приобретает вид конуса вокруг оси сжатия, затем зоны пластического течения и, наконец, в участке отслоения между ячейками отмечена ориентировка трещин, соответствующая напряженному растяжению (конус вокруг оси растяжения). В участках разгрузки на границе ячейки расплющивания, по мнению С.С. Шакина, локализуются рудные столбы, ориентированные длинными осями субпараллельно перемещению по надвигу.

3.2 Структура Карийского золоторудного поля

Структура Карийского поля в той или иной степени изучалась многими исследователями. В связи с тем, что на протяжении многих десятилетий поиски золота на его площади ограничивались главным образом кварцево-жильным типом (жилы участка Новинка), а генезис связывался с функционированием гидротермальной системы, продуцируемой гранитоидами амуджикано-сретенского комплекса, специализированные структурные исследования были акцентированы с одной стороны на выявление тектонических условий формирования жильных и прожилково-жильных руд, а с другой стороны – элементов строения “рудно-магматических систем” их зональности [58; 59]. Поисково-разведочные и добычные работы, проведенные в конце XX столетия, позволили получить новый фактический материал по геологическому строению Карийского рудного поля, который не укладывался в рамки прежних представлений. По этой причине была составлена новая геологическая карта рудного поля [112] и по-новому интерпретирована его структура.

Структура Карийского рудного поля – производная его чешуйчато-надвигового строения. Самой крупной надвиговой структурой (структура 1-го

порядка) является Карийско-Богочинский надвиг, ограничивающий аллохтонную пластину, фрагменты подошвы которой, представленные мощной (до 100-150 м) зоной автокластического меланжа и тектонобрекчий, выходят в руслах рр. Кара и Лев. Богоча. Эта чашеобразная структура, протяженность которой, судя по разрезу (Рисунок 3.11) в северо-восточном направлении, составляет около 10 км, служит естественной границей Карийского поля по латерали и на глубину. Автохтон сложен метаморфическими и магматическими породами гранит-зеленокаменной области докембрийского фундамента и возможно океанической коры (офиолитовая ассоциация). Породы аллохтона преимущественно представлены фанерозойским комплексом гранитоидов, в меньшей степени породами докембрийской толщи. Все изученные объекты золоторудного поля (зоны, залежи) сосредоточены в аллохтонной пластине, имеющей максимальную толщину около 1,5 км. Аллохтонная пластина с разной степенью интенсивности, в различных ее частях расчленена серией надвигов, пологих срывов, нередко многошовных, которые и образуют структурный каркас Карийского поля. Наиболее крупные из них Ивановский, Таратушихинский и Право-Карийский.

На северном фланге рудного поля, в чешуе, ограниченной Право-Карийским надвигом, зафиксировано эрозионное окно размером в плане 3,4x1,5 км, в котором закартированы выходы пород автохтона, представленные диоритами, плагиогранитами, пироксенитами, габброидами.

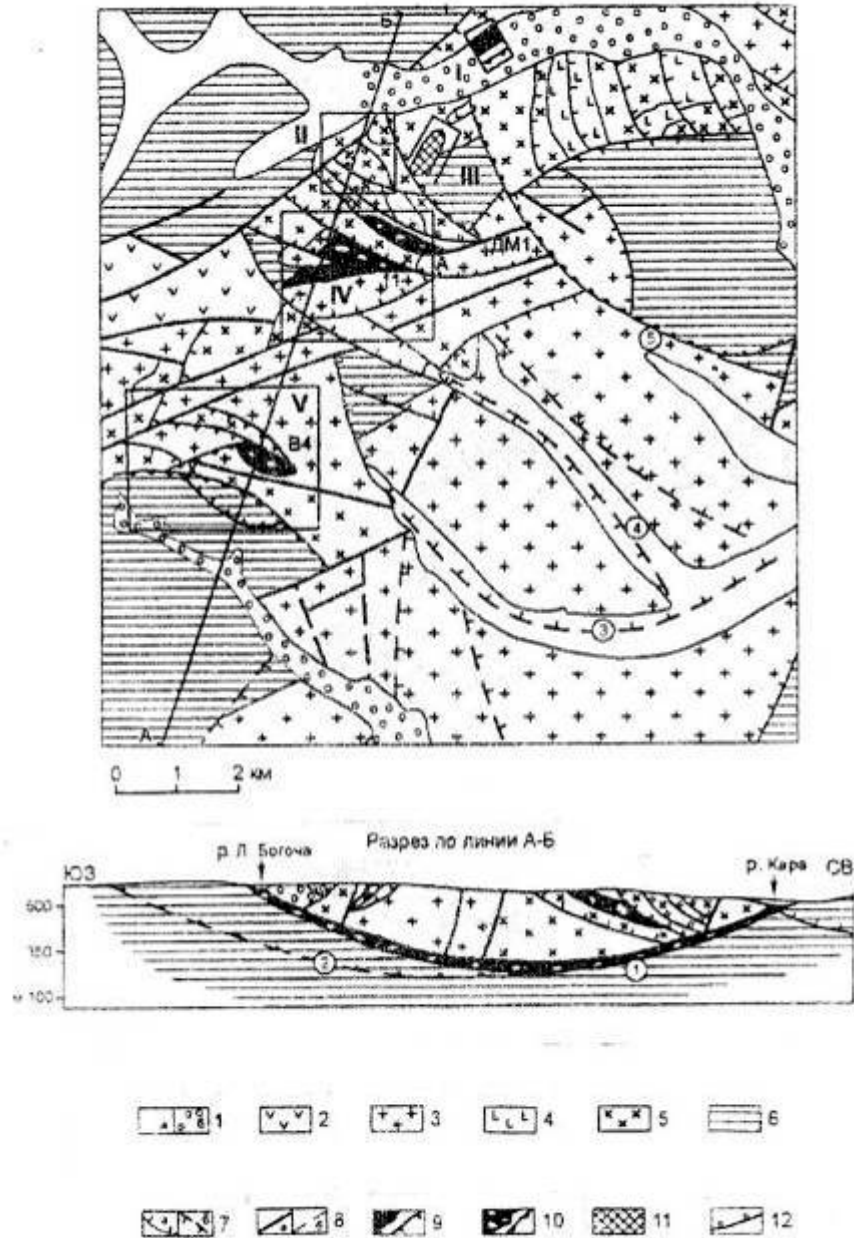


Рисунок 3.11 – Геолого-структурная схема и разрез Карийского золоторудного поля [38]

1 - четвертичные обломочно-песчано-глинистые отложения (а - с убогой золотоносностью, б - отработанные богатые россыпи золота); 2 -нижнеюрские эффузивные и туфогенные образования (куйтунская свита); 3 - мезозойские граниты Амуджикано-Сретенского комплекса; 4-5 - нижнепротерозойские породы: 4 - диориты, габбро-диориты; пироксениты; 5 - плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты; 6 - архейские гнейсы, кристаллосланцы амфиболиты; 7-8 – разрывы: 7 - пологие надвиги, 8 - крутопадающие сдвиги: а - установленные, б - предполагаемые; 9-12 –золотоносные надвиговые структуры: 9-10 – меланж: 9 - линзовидно-пластинчатый, 10 - блоковый; 11 - золотоносный блок габброидов в автокластическом меланже; 12 - минерализованные швы малоамплитудных надвигов и срывов.

1 - V – детально изученные рудные участки: I - Амурская дайка, II - Сульфидный, III - Новинка, IV - Дмитриевский, V - Волгинский. Арабскими цифрами и буквами (В 4 и др.) указаны золоторудные зоны. Цифры в кружках - надвиги: 1 - Карийско-Богочинский, 2 - Право-Богочинский, 3 - Ивановский, 4 - Таратушихинский, 5 - Право-Карийский.

По максимальной степени дислоцированности аллохтонной пластины надвиговыми структурами на площади Карийского поля выделяется два участка. Первый участок (3,5х4 км) совпадает с площадью распространения Волгинских проявлений золота (участок V на рисунке 3.11). Здесь, на западном фланге Карачачинского покрова – лополита, сложенного преимущественно гранитами Амуджикано-Сретенского комплекса, надвиги северо-восточного и юго-восточного падений расчленили рудовмещающую толщу на ряд будинообразных блоков и глыб размерами до 1500х400х150 м таким образом, что структура данного участка в общем виде может рассматриваться как среднеблоковый автокластический меланж.

Второй участок, площадь которого включает рудные участки Дмитриевский, Новинка и Сульфидный, в структурном плане представляет собой сочетание чешуйчатой структуры, элементы которой образуют в целом чашеобразную тектоноформу, и среднеблокового автокластического меланжа (участок Новинка), подобного таковому на первом участке. В этой связи, структурные модели участков Волгинских и участка Новинка весьма сходны, несмотря на различия в составе рудовмещающих пород.

Для Дмитриевского участка характерными тектоническими структурами являются многошовные надвиги (срывы). Пример такого типа структуры – многошовный надвиг, вскрытый при бурении скв. 382 на интервале 185-330 м. Здесь на отрезке скважины 145 м среди пород габбро-диоритового ряда при документации керна обнаружено 9 пологих надвиговых швов (эшелонированный скол), мощностью от 1,5 до 6 м, выполненных полосчатыми милонитами и псевдотахилитами, развитыми по S-образному кливажу. Предшественниками замерялись крутые углы падения этого кливажа, но не учитывались пологие ограничители швов. В результате этого ошибочно интерпретировалась структура участка Дмитриевского и в целом Карийского поля (“блоково-клавишная модель”). Практически на всех участках Карийского рудного поля встречены

одношовные надвиги или элементарные сколы, нередко наложенные на зоны автокластического меланжа.

Кроме отрезков надвиговых структур с крутыми углами падения, крутопадающие сдвиговые тектонические нарушения, рассекающие чешуи, блоки и будины аллохтонной пластины Карийского поля, также являются рудоносными. Распространение их на глубину ограничено шовными зонами надвигов. Они хорошо изучены предшественниками на примере участка Новинка [59; 58]. Специальными структурными исследованиями было установлено, что ранее крутопадающие разрывы представляют собой трещины скола и отрыва, возникшие в результате действия тектонических сил сжатия в северо-западном направлении. По этим трещинам происходили правосторонние взбросо-сдвиговые перемещения. Трещинные полости большей частью выполнены бластомилонитами, раскристаллизованными псевдотахилитами, рудными динамометаморфитами.

Для поздних трещин скола отмечается тектонический план, характеризующийся одноосным субгоризонтальным сжатием в северо-восточном направлении. Смещение по ним происходило по типу горизонтального сдвига.

3.3 Структура Пильненского золоторудного поля

По мнению Залуцкого В.В., Летунова С.П. [38; 39], основной рудоконтролирующей структурой Пильненского рудного поля является зона регионального Пильненского разлома субширотного простирания. В пределах месторождения этот разлом сопровождается многочисленными оперяющими системами разрывных нарушений второго порядка. Считается, что Пильненский разлом является структурой древнего заложения и имеет сдвиговую природу. Правостороннее сдвиговое перемещение по нему оценивается в 750-900 м. Пильненская зона разлома обладает северным падением при сравнительно пологих углах (40-45°). В.В. Залуцкий и С.П. Летунов определяют его как правый взбросо-сдвиг. В месте пересечения Пильненским разломом восточного контакта массива гранитоидов эти авторы отмечают аппарат эруптивных брекчий размером

100x250 м. Брекчии представлены остроугольными обломками вмещающих пород, сцементированных дацитами.

Как показали исследования последних лет [110; 138] Пильненское рудное поле относится к шарьяжно-надвиговому тектонотипу. Его структура определена как минерализованная зона среднеблокового автокластического меланжа; участками мелкоблоковой и линзовидно-пластинчатой морфологии. Зона автокластического меланжа представляет собой подошву в значительной степени эродированного шарьяжа, сложена разноразмерными (от 1500x1000 до 250x100 м) блоками, линзами и будинами местных пород (Рисунок 3.12). Местами размер последних не превышает первых метров и десятков сантиметров. В составе пород преобладают биотитовые граниты, гранодиориты и лейкограниты. Реже встречаются небольшие блоки и будины габбро, амфиболитов, габбро-анортозитов, габбро-диоритов, диоритов. Цементирующий матрикс автокластического меланжа представлен брекчиевыми и псаммитовыми катаклазитами, милонитами, бластомилонитами, аргиллизитами, редко псевдотахилитами. Динамометаморфическим преобразованиям в подошве шарьяжа были подвергнуты те же самые породы, которые перечислены выше.

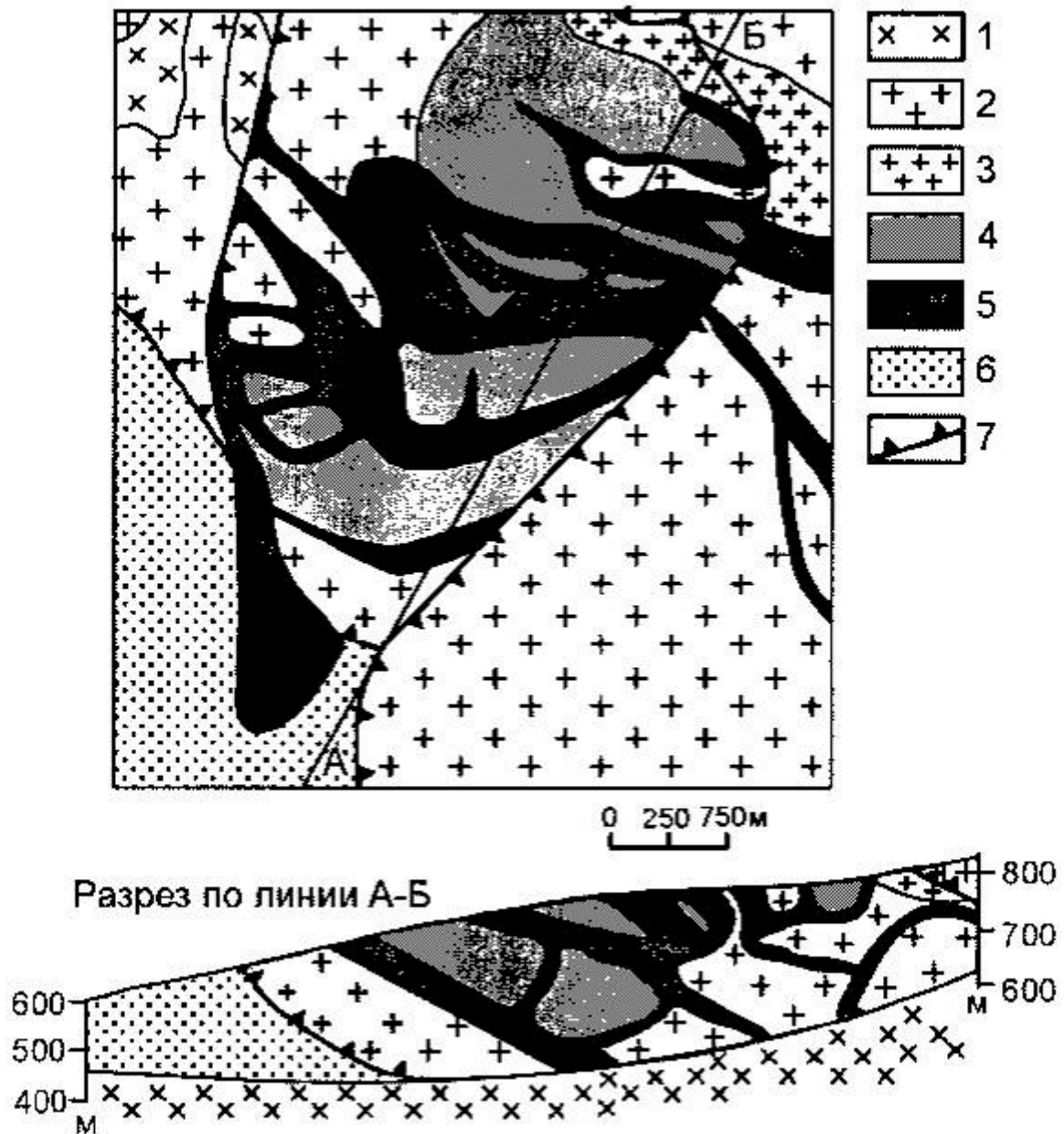


Рисунок 3.12 – Схема геологического строения и разрез Пильненского
рудного поля

1 - биотито-роговообманковые граниты с останцами габбро, диабазов, амфиболитов; 2 - биотитовые граниты; 3 - аплитовидные кварц-альбитовые динамометаморфиты (раскристаллизованные псевдтахилиты и милониты); 4 - аподиоритовые динамометаморфиты типа лейкогранитов; 5-6 – матрикс автокластического меланжа: 5 - сложенный преимущественно тектонобрекчиями, слаборудоносный, 6 - преимущественно псаммит-милонит-аргиллизитового состава с промышленным оруденением штокверкового типа; 7 - дезинтегрированный фрагмент зоны автокластического меланжа, отработанный как русловая золотоносная россыпь; 8 - аллювиальные отложения р. Кары; 9 - надвиги; 10 - линии разрезов.

Блоки первичных пород, в различной степени гранитизированных, слагающие зону автокластического меланжа, входят в состав толщи Пришилкинской ветви зеленокаменного пояса, представленной амфиболовыми и пироксеновыми гнейсами, метакоматиитами, метапикробазальтами и metabазитами джорольской, кулиндинской и ононской свит, телами пироксенитов, габбро, анортозитов. Рассматриваемая группа в той или иной степени гранитизированных пород зеленокаменного пояса ранее была включена в Пришилкинский гипербазит-габбро-диоритовый комплекс [73]. Обычно катаклазированные породы диоритового ряда (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, биотит-роговообманковые, биотитовые граниты) являются продуктами гранитизации основных пород (ортоамфиболиты, габбро). Диориты и гранодиориты состоят из плагиоклаза (40-60%) олигоклаз-андезитового состава, биотита (до 12%) и новообразованных биотита (вторичного), актинолита (5-15%), калишпата (5-15%), эпидота. Часто встречаются реликтовые обломки минералов исходных пород (андезин, роговая обманка, клинопироксен). Рифейские биотит-роговообманковые и близкие к ним по составу биотитовые граниты большей частью сильно катаклазированы. Наименее измененные их разновидности сложены кварцем (23-27%), плагиоклазом (46-51%), калишпатом (12-15%), биотитом (лепидомелан) с роговой обманкой (9-15%). С процессами катаклаза связано образование порфиробластов биотита, андалузита и ортоклаза (редко микроклина), а также обособлений эпидота, актинолита, сфена, серицита и пирита. Лейкограниты (“аляскиты”) мезозойского возраста (J_{2-3} ?) отнесены нами к раннему динамометаморфическому комплексу, возникшему за счет докембрийских пород диоритового ряда. Типоморфной для них является широко распространенная ассоциация альбит + гранат + мусковит, возникшая при динамометаморфическом (механохимическом) преобразовании плагиоклаза и биотита. В цементирующем матриксе тектонического меланжа значительным распространением пользуются дайкоподобные породы, относимые многими исследователями к поздним фациям Аманакского и Амуджикано-Сретенского гранитоидных комплексов. Среди них ими выделены “гранит-порфиры”,

“гибридные порфиры”, “аплиты”, “лампрофиры”, “грорудиты”, “спессартиты”. Однако детальное петрографическое изучение этой группы пород показало [81; 138], что, несмотря на внешнее сходство с названными петротипами plutonic, subvolcanic и volcanic, генезис их динамометаморфический. Их следует относить к бластокатаклазитам, бластомилонитам, в различной степени раскристаллизованным псевдотахилитам. Аналогичные типы горных пород широко распространены в линеаментных зонах Алтае-Саянской складчатой области. Происхождение их объясняется “сложным сочетанием механизмов сдвига и катаклаза” [132]. Гранитоподобные динамометаморфиты весьма характерны для штокверкового Игчуйского молибденового месторождения в Хакасии [9]. Динамометаморфический комплекс, слагающий матрикс и отдельные трещины в реликтовых блоках тектонического меланжа Пильненского поля, представлен брекчиевыми и псаммитовыми катаклазитами, милонитами и бластомилонитами, динамосланцами, раскристаллизованными псевдотахилитами. Возраст его формирования по данным Rb-Sr датировки бластомилонитов (“грорудитов”, “гибридных порфиров” и др.) составляет 120 млн лет [104].

4 ДИНАМОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ: ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

4.1 Бадранское месторождение

Согласно традиционным представлениям о геологическом строении Бадранского месторождения [3] рудовмещающая толща представлена верхнетриасовыми (нижненорийскими и верхнекарийскими) алевролито-песчаниковыми отложениями верхоянского комплекса, подвергнутых региональному термальному метаморфизму зеленосланцевой фации. Позднее [7; 120; 110] породы, слагающие рудное поле, стали рассматриваться как динамометаморфический комплекс, сформированный по первичным углеродсодержащим терригенным толщам, характеризующихся повышенным геохимическим фоном золота [49; 53]. Была установлена временная и пространственно-генетическая связь между динамометаморфизмом, тектоникой и рудообразованием. Неизмененные или слабоизмененные тектоно-метаморфическими процессами алевролито-песчаниковые отложения верхнего триаса Адыча-Эльгинской зоны расположены за пределами границ Бадранского поля (Рисунок 3.1), где мощность карийского яруса (хонукская и турахская свиты) достигает 2000 м, а норийского (сюрампинская, быйтахская, черняйская и былиньинская свиты) – 5000 м. В пределах рудного поля неизмененные терригенные породы практически отсутствуют, будучи в той или иной степени преобразованными в динамометаморфиты катаклазитовой и милонитовой фаций и только сохранившиеся в катаклазитах реликтовые марказит, обломки осадочных пород эффузивов, редкие находки фауны указывают на их первичную природу.

Самой распространенной группой пород рудовмещающей толщи являются катаклазированные песчаники псаммитовые и алевропсаммитовые катаклазиты, тектонические брекчии раннеколлизийного этапа формирования Бадранского поля.

Псаммитовые катаклазиты (Рисунок 4.1) кварц-полевошпатового состава с преобладающей фракцией обломков 0,05-0,15 мм характеризуются угловатой,

реже линзовидной формами зерен. Крупные обломки кварца и полевого шпата раздроблены и сцементированы перетертым материалом того же состава. Первичный цемент в породе не сохраняется, структура вторичного цемента (12-15%) гранокластическая, состав альбит-кварц-слюдистый с примесью углеродисто-рудного вещества. Обломки, имеющие размеры 0,08-0,05 мм, в меньшей степени подвержены катаклазу и сохраняют черты исходной псаммитовой структуры. С периферии обломки кварца и плагиоклаза растворяются с частичной кристаллизацией вещества, пополняя цемент мелкоагрегатным субстратом того же состава. Начальная стадия катаклаза в песчаниках выражена не только дроблением отдельных частиц, но и полосчатостью, возникшей за счет раннего кливажа S_1 , сопровождающегося течением, уплощением и линзованием зерен, появлений обильных чешуй серицита, образованием систем поверхности скольжения, отложением углеродисто-рудного вещества (ранняя генерация) на поверхности разрыва между отдельными линзами и псевдослойками, появлением мелких зерен новообразованного мутного альбита и кварца (до 5%), зараженных включениями тонкой углеродисто-рудной пыли, слюды и пузырьков жидкости по трещинам спайности.

Состав алевропсаммитовых катаклазитов (Рисунок 4.2), преимущественно кремовой окраски, сходен с составом серых. В них широко проявлена наложенная минерализация (окварцевание, альбитизация, карбонатизация). По сравнению с обычными песчаниками содержание углеродисто-рудного вещества в катаклазитах алевролитового облика увеличивается в 3-5 раз. В них резко меняется форма обломков. Кварц приобретает угловатые, оскольчатые формы вследствие дробления. Отдельные обломки повернуты по оси относительно друг друга, фиксируя деформации вращения. Кварц имеет волнисто-пластинчатое угасание. Степень изменения минерала прямо пропорциональна степени изменения пород. Содержание кварца не превышает 20%.

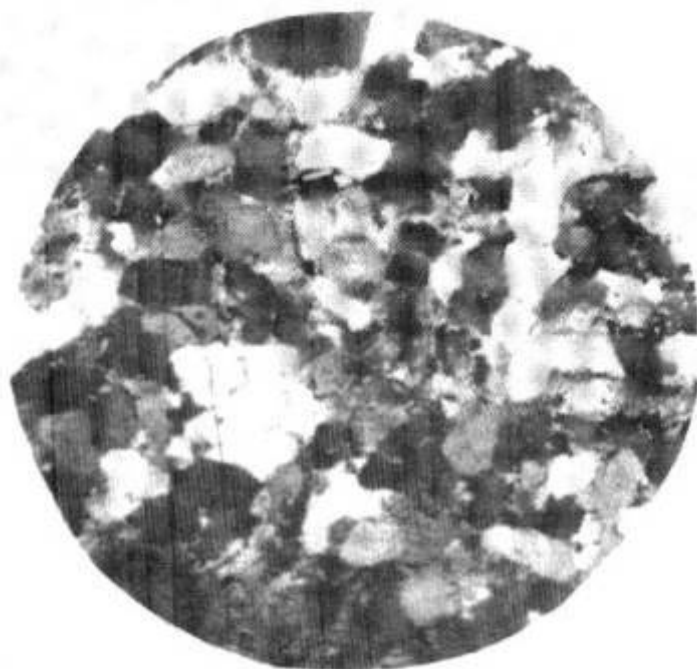


Рисунок 4.1 – Псаммитовый катаклазит (“псевдопесчаник”) (шлиф, увел. 20х)

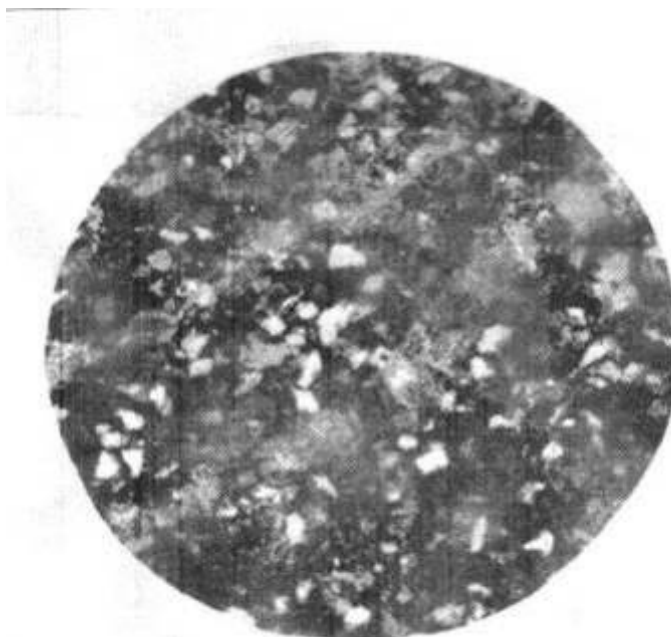


Рисунок 4.2 – Карбонатизированный катаклазит (шлиф, увел. 20х)

Полевые шпаты образуют обломки угловатой формы, нередко разобщенные микрозернистой массой альбит-хлорит-серицитового состава или мелкозернистыми агрегатами карбоната. Степень замещения зерен составляет 45-

80% первоначального объема. В породе распространены кислые плагиоклазы (олигоклаз) и калишпаты, вокруг слабо измененных индивидов нередко каймы нарастания альбита; повсеместно отмечается углеродисто-рудное вещество, сконцентрированное вдоль трещин спайности. Содержание полевых шпатов до 45%.

В обломках эффузивов отсутствуют структуры дробления, наблюдается общее удлинение частиц до веретенообразной формы и “растекание” их в тонкие плоские линзы, что обусловлено внутренней структурой зерен, состоящих из мелкоагрегатного округлого вторичного кварца, обладающего большей прочностью, чем цельное зерно. Обломки эффузивов, сливаясь с цементом, образуют мелкозернистую альбит-кварц-слюдистую массу, неоднородно пропитанную углеродисто-рудным веществом, нередко с примесью карбоната, в которую погружены обломки в разной степени измененных кварца и полевых шпатов. Текстуры алевролитоподобных катаклазитов по песчаникам весьма разнообразны: линзовидно-пятнистые, полосчатые, линзовидно-полосчатые, нередко осложненные микроскладками, микросмещениями. Все эти разновидности текстуры образованы исключительно углеродисто-рудным веществом, содержание которого увеличивается до 15% в тех участках шлифа, где хорошо видна приуроченность тонкозернистой черной минерализации к структурам деформаций. Состав углеродисто-рудного вещества в алевро-катаклазитах, судя по окраске пород после термообработки, более разнообразен, чем в слабо измененных песчаниках. Кроме сульфидов железа здесь появляются сульфосоли. Карбонат отмечается повсеместно, как в общей массе, так и в секущих жилках. Содержание его достигает участками до 20% на площадь шлифа. Форма зерен ксеноморфная редко ромбовидная. Карбонат большей частью переполнен углеродисто-рудным веществом, по составу он близок к ферродоломиту и железомagneзиальному кальциту, ассоциируя со слюдами, вторичным кварцем, альбитом.

Псаммито-алевролитовая текстура катаклазитов обусловлена неравномерным распределением обломков различных размеров (от 0,01 до 0,15).

Скопления псаммитовых участков резко сменяются участками, сложенными частицами алевролитовой размерности. Границы между ними нередко подчеркнуты слюдистой или кварцевой каймой. Постепенной же смены размерности частиц от слойка к слойку, как в осадочных породах, не наблюдается. Остроугольный оскольчатый кварц обладает волнисто-пластинчатым погасанием. Остроугольная форма частиц, как кварца, так и полевых шпатов, возникла при “катакластическом течении”. Первичные зерна раскалывались и претерпевали частичный поворот. Параллельная ориентировка обломков и вмещающей альбит-кварц-слюдистой массы определяет сланцеватую текстуру породы, приобретенную вследствие деформации (кливаж ранней генерации). Значительное развитие вторичных минералов слюды, кварца, альбита, углеродисто-рудного вещества, карбонатов свидетельствует о преобразовании осадочных пород в результате динамометаморфических процессов. Сохраняются реликты в виде микроблоков, микролинз и микробудин слабо измененных, но уже частично трансформированных песчаников.

Тектонобрекчии, нередко конгломератоподобные, образуют линзовидные вытянутые маломощные (первые сантиметры) тела в слабо катаклазированных песчаниках вблизи плоскостей надвигов.

Псефитовый (обломочный) материал представлен, как и в песчаниках, измененными эффузивами, кварцем и редко полевым шпатом. Размеры обломков 0,2-50 мм, границы ровные, но не всегда четкие по всей поверхности, размытые на контакте с цементом (Рисунок 4.3).

Эффузивы изменены нацело; в настоящее время имеют серицит-альбит-кварцевый или хлорит-альбитовый состав. Цементирующий субстрат тектонобрекчий характеризуется гранобластовой структурой. В мелкозернистой гранобластовой матрице тектонобрекчий повсеместны порфиробласты кварца и альбита.

Обломки кварца подразделяются на 2 типа:

- 1) реликтовые обломки линзовидной формы, гранулированной структуры;
- 2) новоборазованные порфиробласты.

Плагиоклазы кристаллизуются в призмы с хорошо выраженными двойниками, по методу симметричного угасания определены как олигоклаз-альбиты.

Цемент гравелито-псаммитовый по составу слюдисто-карбонатный. В нем сохранились оскольчатые частицы кварца, в меньшей степени полевых шпатов и эффузивов, также замещенных альбит-кварцевым тонкозернистым агрегатом. Содержание слюдисто-карбонатной составляющей на площадь шлифа (в цементе) – 70%, кварца – 15%, полевых шпатов и эффузивов – 15%. Обломки кварца оскольчатые, основная их масса сконцентрирована вблизи округлых порфиробластов, характеризующихся расплывчатыми границами. Погасание кварца волнисто-пластинчатое, в отдельных индивидах отмечаются двойники давления. Полевые шпаты и эффузивы также в виде угловатых обломков располагаются кучно, концентрируясь вблизи друг друга, что свидетельствует об их образовании за счет раскола одного крупного зерна при катаклазе. Пространство между этими мелкими обломками выполнено слюдисто-карбонатной ассоциацией, что создает ложное впечатление о седиментационном происхождении псаммитовых частиц, погруженных в серицит-карбонатный цемент. С периферии полевые шпаты и эффузивы корродируются цементом, проникающим во внутрь зерен по трещинам.

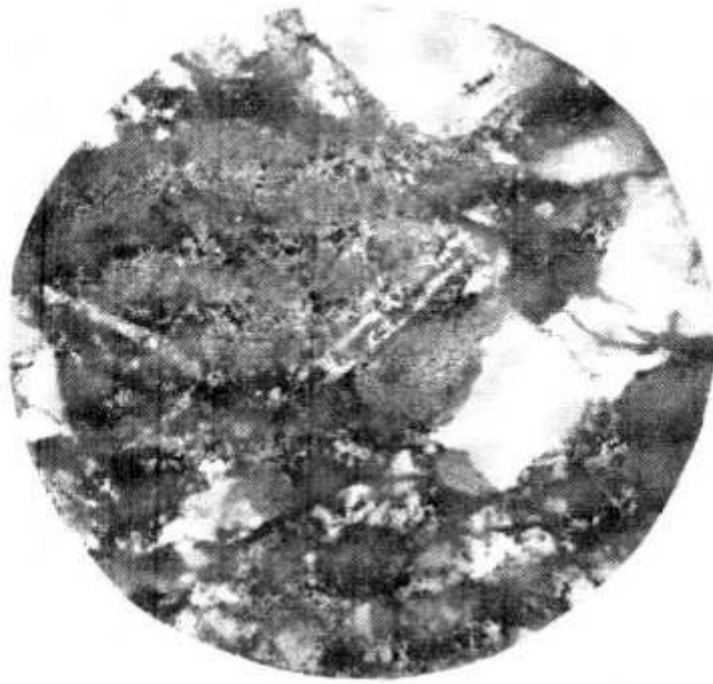


Рисунок 4.3 – Тектонобрекчия (шлиф, увел. 20х)

Структурные взаимоотношения псаммитовых частиц со слюдисто-карбонатной массой свидетельствует о наложенном характере последней.

Обломки конгломератоподобных брекчий, напоминающие гальку, состоят из катаклазитов, жильного кварца, сцементированных более мелкими (гравелистыми) обломками того же состава. Они обуглерожены по периферии, поэтому поверхности скорлуповатых ячеек, остающихся на месте извлеченных окатанных обломков, покрыты пленкой углеродисто-рудного вещества. Цемент в рассматриваемой разновидности динамометаморфитов гравелисто-псаммитовый, нередко разбит трещинами, которые выполнены тонкозернистым кварцем с примесью рассеянной углеродисто-рудной пыли или кварц-карбонатным гранобластовым материалом. В цементной массе наблюдается рост новообразованных округлых зерен (0,5-0,1 мм) кварца, альбита, замкнутых мельчайшими включениями углеродисто-рудной пыли. Конгломератоподобные микститы – надежный признак, позволяющий картировать надвиги.

Милониты или динамосланцы (аргиллиты, черные сланцы в легендах для карт предшественников) приурочены к зонам интенсивного рассланцевания и окварцевания и фиксируют плоскости надвигов. Визуально это черные слюдистые “сланцы” очковой (бластомилониты, Рисунок 4.4) и линзовидно-прожилковой текстуры. Микроскопически милониты представляют собой тонкозернистые породы, образовавшиеся при исключительно сильных деформациях катаклазитов. Милонитизация сопровождается перекристаллизацией породообразующих минералов и ростом слюд, альбита, карбоната, пирита, кварца (Рисунок 4.5). В образовании милонитов проявляются движения скольжения по близко расположенным поверхностям (крутому кливажу поздних генераций), что и делает породу сильно сланцеватой. Минеральные ассоциации в породе соответствуют низким ступеням метаморфизма. В тонкой перекристаллизованной массе полевошпат-кварц-слюдистого состава нередко сохраняются реликтовые обломки частично перекристаллизованного прожилкового кварца (образованного в стадию кливажа течения), сложенного новообразованными округлыми зернами, ориентированными параллельно сланцеватости. Характерны новообразования изометричной формы в виде очков и линз, где контуры зерен ровные, форма округлая, угасание слабоволнистое, в отличие от реликтового кварца, испытавшего значительные изменения. Слюды кристаллизуются в мелкочешуйчатые агрегатные скопления вытянутой формы и крупные (0,3-0,5 мм) порфиробластические пластинки, контролирующие общую ориентировку минералов.

Милониты имеют черный цвет за счет интенсивной пропитки пород углеродисто-рудным веществом, обособленным в шнуровидные выделения, нередко содержащих кубический пирит (0,05-0,3 мм). Содержание углеродисто-рудного субстрата достигает 20-25%.

Геологическое значение милонитов на месторождении Бадран велико, с ними тесно ассоциирует продуктивный жильный кварц (Рисунок 4.5). Мощность зон милонитизации от первых сантиметров до первых метров. Милониты картируются как среди тектонизированных песчаников, так и в слабо измененных

породах, приуроченных как к кливажу сланцеватости, так и к крутому кливажу, фиксирующему сдвиги.

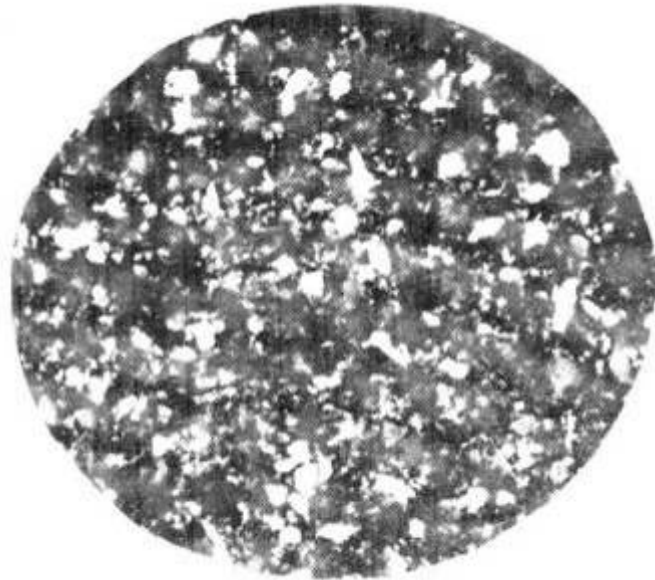


Рисунок 4.4 – Порфиробласты кварца (белое) в милоните (шлиф, увел. 20х)



Рисунок 4.5 – Милонит с включениями рудного кварца (шлиф, увел. 20х)

Весьма своеобразны роговиковоподобные динамометаморфиты, выполняющие шовные зоны ранних надвигов, в которых были обнаружены реликты нераскристаллизованных стекол тектонического происхождения

(псевдотахилиты) и прослежены изменения последних при раскристаллизации от аморфного состояния до роговиковоподобных “диоритов”, “плагиигранитов”. Выделяется три разновидности псевдотахилитовых стекол. Первая окрашена в темно-серый с буроватым оттенком цвет (Рисунок 4.6). Стекло этого типа слабо раскристаллизовано. В нем обнаружены иголки рутила, включения углеродистого вещества, зерна магнетита, ильменита, сульфидов. Вторая разновидность – светло-серое стекло. В процессе его раскристаллизации часто образуется порода гранитного облика кварц-альбит-слюдистого состава (микрогранит).

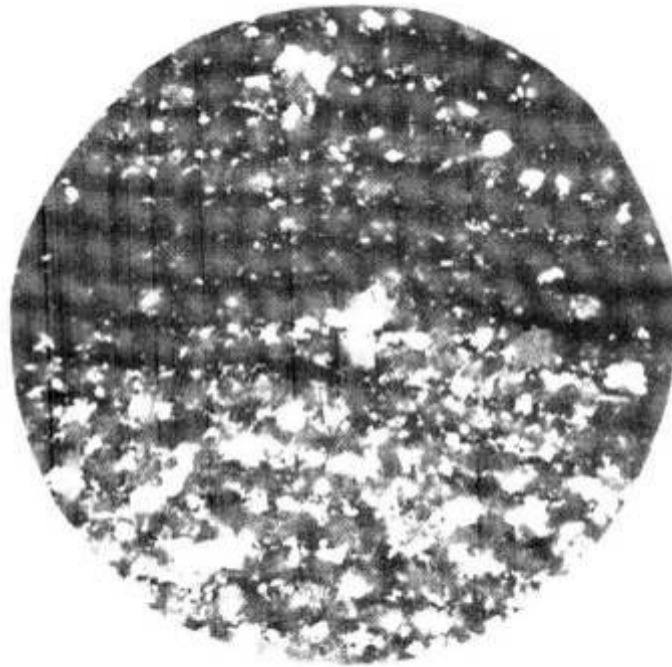


Рисунок 4.6 – Темносерый псевдотахилит на контакте с катаклазитом (илиф, увел. 20х)

Третья разновидность – светлое стекло выполняет секущие трещинки. Оно очищено от темноцветных минеральных примесей. Дайки “гранитоидов” динамометаморфического происхождения – это массивные мелко- и среднезернистые кварц-плагноклазовые породы с реликтами слабо раскристаллизованного стекла, углеродисто-рудной пыли и слюды. Форма зерен изометричная, контуры их четкие, ровные. Состав: кварц – 35-50%. альбит-

олигоклаз – 30-40%, фельзитовая полураскристаллизованная масса – 5-10%, слюда и углеродисто-рудная “пыль” до 3%. Акцессорные минералы турмалин, рутил, циркон, апатит. Все они представлены идиоморфными кристаллами, иногда с включениями углеродисто-рудного вещества, что свидетельствует об их росте.

Наличие реликтового стекла (Рисунок 4.6, 4.7), значительного количества рутила, ильменита, магнетита, кальцита в ассоциации со стеклом, растущих (не корродированных) циркона, турмалина, апатита, продуктов микроликвации – шарообразных сульфидов, самородных металлов, оксидов и стекла прямо свидетельствует о происхождении этих своеобразных пород из расплава, возникшего *in situ* и, вероятно, практически не перемещенного.

Роговиковоподобные динамометаморфические породы широко развиты в зонах разломов среди докембрийских метаморфических толщ Северо-Западного Приладожья. По составу (клинопироксен-плагиоклаз-роговообманковые, биотитовые и гранат-биотитовые, кордиеритсодержащие) они близки к бластокатаклазитам, имеют с ними постепенные переходы. Предполагается, что формирование роговиковоподобных динамометаморфитов происходило в высокотемпературных условиях раньше бластокатаклазитов в результате рекристаллизации в условиях всестороннего давления в упругую стадию деформации [54]. Возможно, часть роговиковоподобных пород Бадранского поля имеет такое же происхождение.

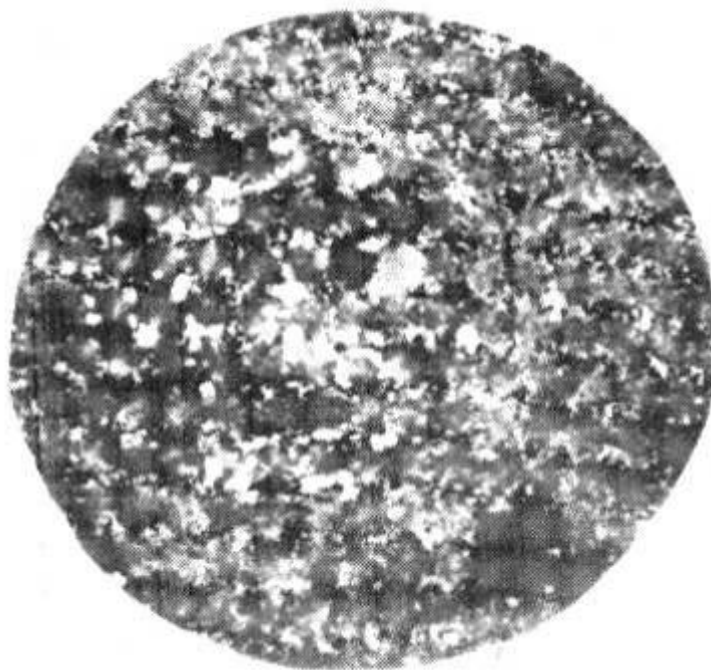


Рисунок 4.7 – Роговиковоподобный динамометаморфит с частично раскристаллизованным стеклом (темно-серое) (шлиф, увел. 20х)

Продукт динамометаморфизма – жильный гранулированный кварц, с которым связана большая часть промышленного оруденения зоны Надвиговой. Текстура его чаще всего полосчатая (“книжная”) за счет включений графита, реже – массивная. Структура – гранобластовая. Размеры зерен (гранул) 0,1-0,5 мм, иногда 0,03-0,09 мм. Нередко изометричные относительно крупные (0,3-0,5 мм) зерна перекристаллизовываются в пластинчатые и более мелкие изометричные, зубчатой конфигурации. Вследствие действия одностороннего давления, длинные оси зерен приобретают однонаправленную ориентировку. Зубчатость возникает вследствие дробления и растворения внешних зон крупных индивидов (блоков) раннего кварца. В кварце кроме сульфидов присутствуют (до 10-11%) чешуйки светлой слюды, значительные примеси карбонатов (до 5%), лейкоксена (до 2%), рутил (до 1%).

В таблице 4.1 приведена характеристика стадий динамометаморфизма и синхронных с ними морфоструктурных и минеральных типов оруденения.

Таблица 4.1 – Характеристика этапов формирования золотого оруденения Бадранского поля

Этапы формирования	Стадии	Геохимическое поведение Au	Морфоструктурный тип оруденения	Минеральный тип оруденения	Особенности золота
Рудоподготовительный	Осадочно-гидротермальная в троговой структуре пассивной континентальной окраины	Концентрирование в ОВ (кероген) – 0,24-0,33 г/т и марказите (в среднем 2 г/т). Фон 0,2-10,5 мг/т	Вкраплено-конкреционный непромышленный	Органо-сульфидный	Тонкодисперсное, золотоорганические соединения
	1. Раннеколлизийная. Формирование динамометаморфитов в шовных зонах надвигов и послонных срывов	Миграция Au в катаклазиты и бластокатаклазиты (2-93,8 мг/т) концентрирование в ОВ по кливажным трещинам (увеличение содержаний Au в 7-20 раз по сравнению с первичным ОВ). Перераспределение Au из марказита в глобулярный пирит (до 1,2 и 1,75 кг/т)	Вкрапленный, вкраплено-прожилковый, жильный непромышленные	Золото-пирит-кварцевый	Тонкодисперсное и частично свободное
Рудный	2. Позднеколлизийная. Формирование динамометаморфитов в шовных зонах поздних надвигов, левых сдвигов и матрикса лозанжа (дуплеков), автокластического меланжа	Механохимическое преобразование золотоносного глобулярного пирита в кристаллические пирит (162 г/т) и арсенопирит (164 г/т) с высвобождением Au, концентрирование Au в графите (1,16 г/т) и участках грануляции раннего кварца	Золото-сульфидный промышленный прожилково-вкрапленный	Золото-пирит-арсено-пиритовый	Тонкодисперсное в пирите и арсенопирите, 50-55% - самородное. Пробность достигает 577‰
	3. Позднеколлизийная. Формирование динамометаморфитов в шовных зонах правосторонних сдвигов и надвигов	Высвобождение Au из ранних пирита и арсенопирита (уменьшение содержаний до 3,2 г/т в поздних жильных пиритах и арсенопиритах) концентрирование основной массы Au в гранулированном кварце, графите (3,63 г/т)	Малосульфидный золото-кварцевый, жильный промышленный	Халькопирит-галенит-альбит-доломит-кварцевый	Подавляющая часть Au – самородное в кварце и межзерновом пространстве сульфидов. Пробность 835-960‰
Пострудный	4. Позднеколлизийная. Образование зон трещиноватости и дробления при сдвиговых деформациях	Высвобождение и рассеяние Au при окислении сульфидов	Вкраплено-прожилковый, непромышленный	Кварц-антимонитовый	

Морфологические особенности самородного золота

Основная масса самородного золота (преобладает класс 0,25-0,5 мм) возникла в рудный этап формирования Бадранского поля, в процессе динамометаморфического преобразования рассеянного тонкодисперсного золота в первичной органике и ранних сульфидах, ремобилизации тонких включений интерстициального самородного Au из поздних сульфидов и графита. Формы Au зависят в значительной степени от структурно-текстурных особенностей рудоносных динамометаморфитов. В тектонобрекчиях, порфировкластических милонитах, бластокатаклазитах широко развита наиболее распространенная в зоне Надвиговая цементационная разновидность частиц Au [100]. Последние образуют комковидные, комковидно-ячеистые, комковидно-каркасные выделения в цементирующем субстрате, между обломками пород и минералов. Трещинный морфологический тип, представленный тонкочешуйчатыми и лепешковидными золоти́нами, большей частью, локализованными в трещинах гранулированного кварца, милонитов, несет явные следы пластических деформаций (сдавливания, сплющивания, развальцевания). Он, очевидно, возник в процессе самых поздних динамометаморфических преобразований ранних (I рудный этап) частиц золота. Нередко в процессе проходки разведочных и добычных подземных горных выработок по зоне Надвиговой встречались лепешковидные и комковидные частицы золота, настолько механически обработанные в ходе тектонических подвижек, что принимались за аллювиальные. Мелкие (0,01-0,1 мм) угловатые зерна золота с гладкой поверхностью и короткими остро выклинивающимися выступами – характерная особенность интерстициального морфологического типа (интерстиции агрегатов кварца, сульфидов, реже других минералов). Данный тип золота синхронен с образованием милонитов, жильного гранулированного кварца, скоплений поздних сульфидов и карбонатов. Некоторым распространением в молочно-белом кварце пользуются кристаллы Au и их сростки (идиоморфный тип [100]).

4.2 Карийское и Пильненское месторождения

Скорректированная легенда к геолого-структурным и металлогеническим картам Карийского узла выглядит следующим образом:

- нижний архей – могочинская метаморфическая серия: гранитизированные роговообманковые и биотитовые плагиогнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы;
- нижний протерозой: пироксениты, горнблендиты, габбро-анортозиты, габбро-диориты, граниты неравномернотекстурированные до порфировидных;
- верхняя юра: гранодиориты, граниты, гранодиорит-порфиры амуджикано-сретенского комплекса;
- мезозойский апогабброво-диоритовый динамометаморфический комплекс, возникший как следствие коллизионной тектоники.

В составе динамометаморфического комплекса выделены катаклазиты, тектонобрекчии, милониты, бластомилониты.

Продуктивный на золото динамометаморфический комплекс рассматривается как продукт тектонической переработки пироксенитов, габбро-анортозитов, габбро-диоритов и гранитов в шовных зонах надвиговых структур. Взаимопереходы между динамометаморфитами, габбро-анортозитами и габбро-диоритами хорошо наблюдаются в керне отдельных скважин. В первых почти повсеместно сохраняются реликты минералов исходных пород. Характерными петрографическими особенностями пород динамометаморфического комплекса являются:

- 1) структуры, свойственные типичным метаморфическим породам – пойкилобластовая, фибробластовая, порфиробластовая, порфирокластовая, мозаичная, интерстиционная и др.;
- 2) текстуры – линейно-полосчатая, пятнистая, брекчиевидная, очковая;
- 3) развитие таких минералов как альбит, хлорит, серицит, актинолит, кварц, калишпат, турмалин, а также ассоциирующих с ними рудных минералов – арсенопирита, пирита, магнетита, молибденита, шеелита, висмутитина, золота;
- 4) присутствие стекла.

С интенсивностью процессов динамометаморфизма прямо коррелируются масштабы оруденения.

Среди пород динамометаморфического комплекса наиболее распространенными являются катаклазиты псаммитового облика.

Минеральный состав катаклазитов отвечает составу кварцевых диоритов и гранодиоритов. Их главными породообразующими минералами являются: плагиоклаз (40-60%) олигоклаз-андезиновое состава, биотит (до 12%), актинолит (5-15%), кварц (5-10%), ортоклаз (5-15%). В незначительных количествах отмечаются адуляр и мусковит. Повсеместно встречаются обломки реликтовых минералов первичных габброидных пород – андезина и роговой обманки. Обнаружены единичные зерна моноклинного пироксена, несущие следы катакластического метаморфизма (дробление, кручение, грануляция). Подобные микроструктурные изменения в новообразованных минералах – актинолите, кварце и калишпате выражены фрагментарно. Образование катакластической структуры сопровождается перекристаллизацией межзернового пространства, обусловленной дроблением и частичной грануляцией периферийных участков зерен плагиоклаза и роговой обманки, а также появлением микрографических сростаний кварца с калишпатом, агрегатных скоплений хлорита, серицита, актинолита, эпидота и рудных минералов (магнетит, ильменит, пирит, арсенопирит). В ассоциации акцессорных минералов (сфен, циркон, апатит, шеелит) обычен коричневатый турмалин, содержание которого достигает 1%. Примечательной особенностью катаклазитов является наличие в них (доли процента) стекла псевдотахилитового происхождения. Стекло представлено частично раскристаллизованными или аморфными выделениями размером 0,01-0,05 мм изометричной формы, темно-серой окраски с пористой поверхностью. Под микроскопом полураскристаллизованное стекло выглядит как агрегат криптозернистой структуры альбит-хлорит-серицитового состава, который с трудом диагностируется. В образцах катаклазитов часто отмечаются единичные обломки (0,01 мм) коричневатого нераскристаллизованного полупрозрачного стекла с включениями пузырьков газа.

Вторая разновидность динамометаморфитов – брекчиевые катаклазиты или тектонобрекчии, ранее частично принимались за взрывные брекчии. Тектонобрекчии встречаются значительно реже, чем псаммитовые катаклазиты. Брекчиевая текстура этих пород часто затухает наложенной кварц-турмалиновой, кварц-магнетитовой, калишпатовой минерализацией и обнаруживается лишь при микроскопических исследованиях. Среди динамометаморфитов надвиговых швов в золоторудных зонах это наиболее распространенная текстурно-структурная разновидность пород. Тектонобрекчии представляют собой типичную обломочную породу. Обломки, составляющие их, чаще всего имеют состав диоритов, гранодиоритов, в меньшей степени габбро-диоритов и гранитов. Тектонобрекчии приурочены к зонам интенсивного катаклаза и дробления. Они подразделяются по размерам составляющих их обломков матрикса на грубозернистые и среднезернистые. Для них характерны линзовидно-ориентированная, пятнистая (собственно брекчиевая) текстуры, порфирокластовая (очково-линзовидная), пятнисто-ситовидная структуры. Обломки могут быть представлены фрагментами однотипных, реже разнотипных пород, но, как правило, принадлежащих габбро-диоритовому комплексу. Чаще всего, тектонобрекчии определяются как катаклазиты диоритового и гранодиоритового состава. В этом случае обломки сложены порфирокластами полевых шпатов (калишпат и плагиоклаз), кварц-полевошпатовым агрегатом, редко кварцем. Типичные тектонобрекчии содержат остроугольные обломки диоритов, гранодиоритов, габбро-диоритов в количестве до 50%. Состав цемента весьма разнообразен. Он изменяется от слюдисто-кварц-магнетитового в апогаббровых тектонобрекчиях до слюдисто-актинолитового с примесью рудных минералов (магнетит, сульфиды) в габбро-диоритах и кварц-калишпатового с сульфидами и сульфид-кварц-турмалинового в гранодиоритах, характеризуясь количественными вариациями содержаний минералов, составляющих цементирующую массу. Цемент избирательно обогащен рудными минералами: магнетитом (1-5%), сульфидами (до 3%), гидроокислами железа (до 3-5%), в которых обнаруживаются включения молибденита, висмутина, блеклой руды,

золота и таких самородных элементов как мышьяк, висмут. В нем установлены псевдотахилитовые стекла серой и бурой окрасок, идентичные стеклам из псаммитовых катаклазитов. Тектонобрекчии формируют прерывистые линейные, линзовидно-линейные обособления в шовных зонах надвигов, ассоциируя с псаммитовыми катаклазитами. Между ними наблюдаются постепенные переходы. Мощность тел тектонобрекчий варьирует от десятков сантиметров до первых метров, иногда до первых десятков метров при значительной протяженности. Тектонобрекчии являются рудоносными породами, ими сложена значительная часть золоторудных зон.

С породами катаклазитовой фации динамометаморфизма пространственно ассоциируют милониты, бластомилониты, гиаломилониты, псевдотахилиты.

Милониты образуют тела небольшой мощности (первые метры) среди тектонобрекчий и псаммитовых катаклазитов. Состав их преимущественно серицит-кварц-альбитовый. В виде тонких прожилков в милонитах содержатся гидроокислы железа (2%). К милонитовой фации (бластомилониты) отнесены хлорит-актинолитовые породы с порфиробластами микроклина. Из реликтовых минералов в них обнаружены плагиоклаз и роговая обманка. Плагиоклаз сохраняет форму своих зерен при динамометаморфизме, реликты которых часто обнаруживаются в мелких зернах актинолита. Содержание последнего достигает 35-40%. Роговая обманка в милонитах почти полностью замещена актинолитом, а последний в свою очередь – частично замещен хлоритом. Часть хлорита корродирует реликты зерен плагиоклаза и биотита. Значительный объем (12-15%) в этих породах занимает микроклин, образующий порфиробласты, содержащие включения роговой обманки и плагиоклаза. По спайности зерен калишпата выделяются веретенообразные индивиды кварца, составляющие 15% их объема.

В некоторых породах милонитовой фации содержится серицита – 3 -5%, кварца – 10%, альбита – 80%, черного турмалина до 1%, сульфидов до 1%. Сульфиды нередко окислены, а серицит замещен гидрослюдой, образующей тонкие полоски и в целом определяющей полосчатую текстуру пород. В рассматриваемой группе пород широко распространены обломки стекла, частично

раскристаллизованного в альбит-кварцевые с рудной “пылью” агрегаты. Структура милонитов гранобластовая, текстура массивная, полосчатая. В бластомилонитах порфировласты в основном представлены микроклином, реже кварцем и турмалином. Их содержания варьируют от 3 до 15%. Милониты и псевдотахилиты пространственно тяготеют к телам псаммитовых катаклазитов и тектонобрекчий, близких по составу к кварцевым диоритам, гранодиоритам, габброидам.

При микроскопическом изучении некоторых бластомилонитов можно наблюдать как отдельными участками просвечивает габбро-диабазовая структура, образованная идиоморфными призмами плагиоклаза в срастании с гипидиоморфными призматическими зернами роговой обманки. Хорошо видно как на эту первичную структуру накладываются альбит-хлорит-актинолитовые агрегаты. Бластомилониты по габбро-диабазам часто обогащены сульфидами (до 3 объемных %). В них отмечено присутствие кварца с матовой поверхностью, магнетита, рутила, апатита. Структура милонитов данной разновидности фиброгранобластовая, гранобластовая, пойкилобластовая, порфировластовая. Текстура массивная, участками линейно-полосчатая за счет развития процессов амфиболизации и хлоритизации по тонкому кливажу породы. Бластомилониты и раскристаллизованные псевдотахилиты ошибочно картировались как дайки диабазовых и диоритовых порфиритов, гибридных порфиров, лампрофиров. При диагностике этих пород ранее не обращали внимания на такой факт, что многие “дайки” в зонах автокластического меланжа окаймляют в виде оторочек глыбы габброидов и диоритов, повторяя криволинейные очертания их поверхности.

Милониты, развивающиеся по гранодиоритам, по составу соответствуют двуполевошпатовым лейкогранитам и визуально могут быть приняты за магматические породы гранитного ряда или песчаники. Они часто обладают очковой текстурой. Матрикс милонитов лейкогранитового облика сложен кварцем и полевым шпатом, обладает мозаичной структурой. Размеры зерен этих минералов 0,1-0,3 мм. Текстура рассматриваемых пород – массивная, реже полосчатая. В их однородном матриксе выделяются порфировласты (0,5-1,0 мм)

дипирамидального кварца (до 7%), в меньшей степени (до 3%) – микроклина (размер до 1 мм).

Роговообманковое габбро (плагиоклаз – 5,5%, роговая обманка – 15-20%) на контакте с бластомилонитами катаклазировано. Катаклаз проявлен в интерстициях в виде незначительной грануляции. При этом формируется обломочно-мозаичная структура. Внутри бластомилонитовых оторочек сохраняются обломки (порфирокласты) плагиоклаза и роговой обманки, погруженные в милонитовый матрикс мозаичной структуры. Обломки минералов исходной породы постепенно замещаются растущими порфирообластами актинолита и калишпата. Последний замещает обломки гранулированного плагиоклаза. Границы порфирокластов подчеркиваются скоплениями магнетита и реже сульфидов.

При динамометаморфизме пироксенитов возникает ассоциация минералов, состоящая из амфибола, раскисленного плагиоклаза (до олигоклаза), турмалина, карбоната, соссюрита, магнетита и пирита.

Весьма своеобразны милониты, образующиеся по габбро-анортозитам. Они состоят из олигоклаза (60-65%), актинолита (по роговой обманке), биотита. Присутствуют также редкие (до 3%) зерна розового калишпата в срастании с деформированным плагиоклазом, а также молочно-белого кварца. По трещинам развиты прожилки карбоната. Из акцессорных нерудных минералов в этих милонитах установлены сфен и коричневый турмалин, а из рудных – магнетит (15%), гематит (2%), пирит, халькопирит. Там, где проявились процессы тектонического рассланцевания и катаклаза, габбро-анортозиты переходят в биотит-плагиоклаз-кварц-калишпатовые породы, в разной степени сульфидизированные. В габбро-анортозитах и диоритах (“серые гнейсы”) крутопадающие слабо раскристаллизованные жилки псевдотаксилитов, внешне напоминающие фельзиты. Весьма широко распространены в значительной степени раскристаллизованные псевдотаксилиты кварц-полевошпатового, калишпатового состава, с турмалин-сульфидной минерализацией.

Псевдотахилиты нередко брекчированы, будучи сцементированы серым халцедоновым кварцем. Они большей частью ассоциируют с бластомилонитами.

Отдельные криптозернистые разновидности частично раскристаллизованных псевдотахилитов внешне выглядят как аплиты. Они состоят из тонких зерен кварца и мельчайших лейст альбита, погруженных в стекло черно-бурой окраски, содержащей “пыль” рудного вещества. Аналогичные по текстурно-структурным характеристикам, но с различными вариациями петрографического состава породы динамометморфического комплекса установлены и в других золоторудных полях Монголо-Охотского шва.

Среди геологов, изучающих золотое оруденение Пришилкинской зоны, отмечается полное единодушие относительно источников золота, за счет которых были сформированы месторождения Карийское, Пильненское, Ушумунское и др. В качестве таких источников указываются выходы древних (Ar_2-PR_1) пород зеленокаменного пояса, включающие амфиболиты, гнейсы и кристаллосланцы, диоритоподобные породы (“серогнейсовый” комплекс). В коллизионном шве фрагменты этих пород ассоциируют с телами реститовых ультрабазитов, относимых некоторыми исследователями [23; 29; 41; 42] к офиолитам. На площади Карийского поля тела этих пород широко развиты как в автохтоне и аллохтоне, так и в составе зон тектонического меланжа.

Ю.Ф. Мисником и В.В. Шевчуком [73] большая часть данной группы пород выделена в отдельный гипербазит-габбро-диоритовый комплекс, в состав которых включены пироксениты, горнблендиты, габбро-нориты, габбро, габбро-диориты, диориты. Метабазиты зеленокаменного пояса обычно рассматриваются в составе джорольской и кулиндинской свит известных стратиграфических схем Монголо-Охотского орогенного пояса. Породы диоритового ряда “серогнейсового” комплекса являются продуктами гранитизации амфиболитов. Останцы последних фиксируются повсеместно.

Ю.П. Евсеевым [32] детально изучена геохимическая специализация древних пород зеленокаменного пояса и различных гранитоидов Пришилкинской зоны. Повышенной золотоносностью обладают метабазиты (амфиболитовая и

эпидот-амфиболитовая фации метаморфизма) и породы “серогнейсового” комплекса (Таблица 4.2).

Таблица 4.2 – Средние содержания Au и W (мг/т) в горных породах Пришилкинской зоны Монголо-Охотского коллизионного шва [32]

Породы	Au	W	Примечание
<u>Докембрийский зеленокаменный пояс (фрагменты)</u>			
Амфиболиты (по породам габбро-пироксенитовой ассоциации и коматиит-толеитовой серии)	41,6	20	Среднее по 11 пробам (водораздел Кара-Осиновка)
Биотит-амфибол-плагиоклазовые гнейсы (метабазиты по толеитам)	13,2	10	Среднее из 18 проб
“Серые гнейсы” (диоритоподобные породы по амфиболитам)	15,0	-	(верхняя Богоча)
“Серые гнейсы” (гнейсовидные гранодиориты)	10,7	-	Среднее из 28 проб (лев. борт Кары)
Сerpентиниты (реститовые ультрабазиты)	5,5	-	
Кварц-серицит-биотитовые сланцы джорольской свиты	0,9	-	
Юрские гранитоиды амуджикано-сретенского комплекса Кара-Чачинского массива (диориты, гранодиориты, граниты)	1,7-7,0	-	

Эти породы широко представлены на Карийском рудном поле. Среди золотоносных пород основного состава Карийского поля, обладающих наиболее высокой фоновой золотоносностью и частично вольфрамоносностью, отмечаются базальтовые коматииты (Таблица 4.3, анализы 9, 10), образующие единую серию с основными магматитами толеитового типа. Помимо высокого уровня фоновой

золотоносности, породы этой серии геохимически специализированы на Cr, Ni, Zn, Cu, Pb. В этой связи следует отметить, что в литогеохимических пробах из делювия в районе тела амфиболитов у пос. Молодовска установлены содержания Cr до 0,5 мас.% и Ni до 0,7 мас.%.

Породы золотоносного динамометаморфического комплекса наследуют рудно-геохимические особенности и вещественный состав в целом исходных пород зеленокаменного пояса. Из них важную группу представляют в различной степени раскристаллизованные псевдотахилиты, с которыми пространственно и генетически связаны многие золоторудные зоны, залежи. Поскольку предшественниками эти породы ошибочно отнесены к обычным вулканическим и субвулканическим дайкам, на их характеристике остановимся более подробно. Однако, прежде всего, отметим следующее. Псевдовулканические дайковые породы вулканического облика, аналогичные по структурно-текстурным и вещественным характеристикам Карийским “гибридным порфирам”, “лампрофирам”, “диоритовым порфиритам”, “гтрорудитам”, не являются редкостью. В частности, они широко развиты в региональных линеаментных зонах (сутуры, глубинные разломы, зоны смятия) Алтае-Саянской складчатости области, где они долгое время рассматривались как вулканические образования и только после специального изучения [132] была установлена их динамометаморфическая природа. Особенно большое их количество зафиксировано на рудных месторождениях. Так, например, в пределах Березовско-Белоусовского рудного поля Иртышской зоны смятия “порфиры” и “порфиroidы” динамометаморфического генезиса, принятые за метавулканиты, занимают до 40% его площади. Многие их разновидности, как и псевдопорфиры Карийского поля, характеризуются содержаниями SiO_2 80-85%, что превышает пределы, допустимые для магматических образований риолитового состава.

Таблица 4.3 – Химсостав (мас. %) пород с повышенным геохимическим фоном Au Пришилкинской зоны (фрагменты докембрийского зеленокаменного пояса) [73]

Окислы элементов	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	51,09	52,25	51,42	49,42	49,49	50,36	50,15	49,79	45,14	48,26	55,94	60,01	63,24
TiO ₂	1,21	1,35	1,20	1,07	0,96	1,45	0,79	0,77	1,36	0,84	0,40	1,07	0,49
Al ₂ O ₃	17,58	18,57	18,01	17,31	18,65	18,04	16,96	18,66	9,76	9,22	18,01	15,76	13,54
Fe ₂ O ₃	7,82	3,31	2,92	2,97	2,02	3,23	2,73	2,29	3,64	2,54	1,07	2,24	1,24
FeO	2,95	5,86	6,29	6,28	5,61	6,13	5,97	5,68	7,65	9,22	4,07	4,18	3,31
MnO	0,17	0,09	0,12	0,16	0,10	0,10	0,0	0,05	0,14	0,13	0,09	0,09	0,08
MgO	4,25	3,10	4,62	7,29	5,91	5,76	7,05	7,50	15,86	15,04	6,00	3,79	1,82
CaO	7,28	7,57	7,44	7,19	16,31	10,21	7,48	7,95	12,00	11,26	8,24	5,58	5,89
Na ₂ O	4,20	4,32	4,22	2,9	1,06	3,10	3,40	3,00	1,18	0,80	4,42	3,80	4,22
K ₂ O	1,25	1,45	1,42	1,64	3,37	0,78	3,26	3,86	0,42	0,30	0,80	1,70	1,15
P ₂ O ₅	0,36	0,53	0,24	0,28	0,18	-	-	-	-	-	-	-	-
п.п.п.	1010	0,95	1,47	1,27	1,59	-	2,23	1,98	3,39	2,40	1,05	1,12	0,63
Сумма	99,51	99,35	99,64	99,71	99,55	98,16	100,12	99,63	100,54	100,01	100,33	99,53	100,46

1-8 – габброиды, габбро-амфиболиты участка Новинка Карийского рудного поля, 9, 10 – базальтовые метакоматииты, 11-13 – “серые гнейсы” (диориты).

Динамометаморфическая природа рассматриваемой группы пород на Карийском поле уже однозначно доказывается тем, что значительная часть их тел в виде оторочек вместе с милонитами и катаклазитами обрамляет будины, блоки габброидов, диоритов, гранодиоритов в зонах меланжа. Это зафиксировано не только нашими наблюдениями, но и данными первичной документации подземных выработок на участке Новинка. При этом породы, слагающие оторочки, идентичны дайковым и жильным образованиям, которые в публикациях 60-80-х годов рассматривались как субвулканические и вулканические. Петрографический состав псевдовулканических динамометаморфитов характеризуется большим разнообразием, что определяет широкий диапазон по содержаниям SiO_2 (Таблица 4.4) от трахибазальтов до трахириолитов и почти монокварцевых пород.

Таблица 4.4 – Химсостав в различной степени раскристаллизованных псевдотрахитов, бластомилонитов и бластокатаклазитов (“грорудиты”, “гибридные порфиры”, “лампрофиры”, “диоритовые порфириты”, “кварцевые породы”)

Окислы элементов	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	48,08	55,60	56,62	54,33	57,17	57,42	61,81	64,00	60,69	69,57	73,65	74,31	74,86	75,56	75,51
TiO ₂	1,08	0,63	0,41	0,78	1,09	0,51	0,80	0,36	0,70	0,11	0,18	0,16	0,18	0,43	0,20
Al ₂ O ₃	13,90	14,51	12,66	13,80	20,71	13,94	14,50	16,00	14,07	14,34	11,45	12,33	11,97	11,10	11,50
Fe ₂ O ₃	4,02	2,15	14,02	2,44	1,03	1,76	2,03	2,45	2,04	0,62	1,63	0,87	1,32	1,39	1,19
FeO	4,66	4,90	6,62	6,33	1,40	4,82	3,40	1,15	4,33	0,84	1,16	1,83	1,57	1,50	1,75
MnO	0,11	0,06	0,03	0,07	0,02	0,07	0,06	0,01	0,06	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03
MgO	9,14	7,33	0,67	8,07	1,35	7,19	4,40	1,03	5,37	0,47	0,15	0,23	0,21	0,27	0,21
CaO	7,90	4,82	1,63	4,91	6,93	5,72	4,30	1,68	5,15	1,17	0,47	0,52	0,51	0,66	0,48
Na ₂ O	2,69	3,47	5,60	4,13	7,43	2,67	3,15	5,50	3,37	2,64	5,08	4,40	4,53	4,68	3,50
K ₂ O	2,41	3,18	2,10	3,63	0,61	3,23	3,44	5,83	3,31	8,35	3,48	4,85	4,59	4,24	5,52
P ₂ O ₅	0,36	0,05	-	0,21	0,16	0,17	0,17	0,53	0,20	0,08	0,02	0,03	0,17	0,05	0,02
H ₂ O	-	-	-	0,06	-	-	-	-	0,05	-	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	0,22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
п.п.п.	1,10	1,53		0,86	-	1,33	1,65	-	0,68	-	-	-	0,17	-	-
Сумма	100,12	98,23	100,36	99,86	-	98,83	99,73	99,74	100,04	-	-	-	99,92	-	-
Na ₂ O+ K ₂ O	5,10	6,65	7,70	7,76	8,04	5,90	6,59	11,33	6,68	10,99	8,56	9,25	9,12	8,92	9,02
Na ₂ O:K ₂ O	1,12	1,09	2,67	1,14	12,2	0,83	0,92	0,94	1,02	0,32	1,46	0,91	0,99	1,10	0,63
(FeO+ Fe ₂ O ₃): MgO	0,95	0,96	30,8	1,09	1,80	1,15	1,23	3,50	1,19	3,11	18,6	11,7	13,8	10,7	14,0
Fe ₂ O ₃ :FeO	0,86	0,44	2,12	0,39	0,74	0,37	0,60	2,13	0,47	0,74	1,41	0,48	0,84	0,93	0,68

Продолжение таблицы 4.4

Окислы элементов	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	76,37	76,52	77,32	78,08	78,28	79,90	80,08	80,44	81,90	82,00	82,70	83,60	83,80	89,30
TiO ₂	0,32	0,26	0,30	0,48	0,42	0,32	0,30	0,35	0,47	0,24	0,33	0,30	0,33	0,10
Al ₂ O ₃	7,68	10,43	7,83	9,46	8,70	10,70	9,14	5,05	5,40	7,23	7,60	6,46	7,62	1,00
Fe ₂ O ₃	1,48	1,81	1,45	2,84	1,29	0,53	1,03	6,70	1,11	1,51	0,94	1,18	1,88	0,38
FeO	1,28	1,64	0,43	0,29	2,51	0,68	1,22	0,10	1,22	0,99	1,60	1,38	0,84	1,07
MnO	0,04	0,36	0,07	0,04	0,02	0,02	0,02	-	0,06	0,03	0,02	0,03	0,06	0,04
MgO	1,32	0,23	1,51	0,31	0,42	0,13	1,22	0,39	0,72	0,30	0,56	0,40	0,32	1,59
CaO	2,54	0,36	2,36	0,94	0,77	0,38	1,50	0,50	1,66	0,67	1,22	0,88	1,22	2,66
Na ₂ O	1,45	3,02	0,68	3,91	2,55	6,45	3,67	3,20	1,56	3,57	1,20	2,50	0,95	0,06
K ₂ O	4,73	4,98	4,11	3,61	4,58	0,15	2,04	3,46	2,18	3,25	3,00	3,00	2,33	0,66
P ₂ O ₅	-	0,04	-	-	н.о.	0,02	-	-	1,60	0,04	0,10	0,04	0,03	0,25
H ₂ O	-	-	-	0,07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
п.п.п.	3,44	-	0,25	0,43	-	-	0,38	-	2,20	0,20	0,90	0,40	0,96	3,50
Сумма	100,58	8,00	96,31	100,43	99,78	-	100,60	100,32	100,	100,03	100,17	100,17	99,70	100,01
Na ₂ O+ K ₂ O	6,18	0,61	4,79	7,52	7,13	6,60	5,71	6,66	003,74	6,82	4,20	5,50	3,28	0,72
Na ₂ O:K ₂ O	0,31	15,0	0,17	1,08	0,56	43,0	1,78	0,92	0,72	1,10	0,40	0,83	0,41	0,09
(FeO+ Fe ₂ O ₃): MgO	2,09	1,10	1,25	10,1	9,05	9,31	1,84	17,4	3,24	8,33	4,54	6,40	8,50	0,91
Fe ₂ O ₃ :FeO	1,16	-	3,37	9,79	0,51	0,78	0,84	67,0	0,91	1,53	0,59	0,86	2,24	0,36

1 - “лампрофир”; 3, 12-16, 18-20, 22-28 – “гтрорудиты”; 2, 4, 6-9 – “гибридные порфиры”; 5 – “турмалинсодержащие альбититы” турмалиновой стадии; 10 – кварц-эгирин-альбитовые “микрограниты”; 11 – интенсивно преобразованные субщелочные “граниты”; 17 – субщелочной гранит; 21 – мелкозернистые “граниты” с реликтами катаклазированных “аплитов”, 29 – “кварцевая жила” с полевым шпатом.

Динамометаморфиты лампрофирового облика (“диабазы”, “микрогаббро”) на диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ попадают в поле субщелочных базальтов – трахибазальтов. Им свойственна порфировая структура. Количество порфирокластов размером 0,3-2,0 мм составляет 12–25%. Они сложены тонкочешуйчатыми агрегатами гидрослюда и с примесью сфена – псевдоморфозами по роговой обманке и моноклинного пироксена. Цементирующая призматически-зернистая масса пород сложена плагиоклазом (50-55%), зеленой роговой обманкой и клинопироксеном. Акцессорные минералы – сфен, апатит, магнетит. Редкие миндалины выполнены карбонатом.

Разновидности динамометаморфитов типа “гибридных порфиров” (“диоритовые порфириты”, “кварцевые порфириты”) пространственно приурочены к фрагментам тел габброидов, амфиболитов, габбродидоритов в шовных зонах надвиговых структур, а также к крутопадающим тектоническим нарушениям внутри аллохтонных пластин, сложенных указанными типами пород (участки Новинка, Амурская дайка, Волгинский). В первом случае они образуют оторочки вокруг блоков, будин, зон меланжа, во втором случае – крутопадающие дайкообразные тела. Вещественный состав их в значительной степени унаследован от такового исходных пород зеленокаменного пояса. Основная масса призматически-зернистой структуры данной группы пород содержит 15-40% темноцветных минералов (оливин, авгит, роговая обманка, тальк, коричневый биотит), плагиоклаз (№ 43-53), кварц (3-8%), калишпат (до 5-7%). Размер зерен до 0,2 мм. Акцессорные минералы (0,5-0,7%) – апатит, циркон, сфен, магнетит. Вкрапленники обычно представлены кварцем и калишпатом с реакционными каймами амфибола и олигоклаза. Встречаются зональные, сравнительно крупные (до 3,5 см) вкрапленники, состоящие из турмалина (центральная часть), плагиоклаза (промежуточная зона) и калишпата (внешняя зона) [38]. Турмалин также выделяется в редких газовых пустотах.

В маломощных телах “гибридных порфиров” крупные порфировые выделения отсутствуют. С данным типом динамометаморфитов пространственно и генетически связаны золотоносные турмалин-сульфидные образования.

“Гибридные порфиры” на диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ образуют поле ($\text{SiO}_2 = 54,33\text{--}64,0$ мас.%, $\text{Na}_2\text{O} = 5,50\text{--}2,67$ мас.%, $\text{K}_2\text{O} = 5,83\text{--}3,18$ мас.%) субщелочных пород среднего состава (трахиандезито-базальты, латиты, трахиандезиты). Им свойственны повышенные содержания [35]: Cr (475 г/т), V (225 г/т), Ni (162 г/т), Co (21 г/т). По данным А.Г. Миронова с соавторами [71], уровень содержаний в них золота (6,8–65 мг/т) повышенный; он примерно соответствует геохимическому фону Au первичных пород зеленокаменного пояса (Таблица 4.3). Однако в случае появления в “гибридных порфирах” кварцевых прожилков концентрация золота резко возрастает (1 г/т), вплоть до промышленных содержаний с видимым золотом (участок Амурская дайка). По данным термобарогеохимических исследований [92; 91], образование “гибридных порфиров” происходило при $T = 810\text{--}860^\circ\text{C}$ (начало процесса) и $P = 3,4$ кбар, высокой флюидонасыщенности расплава ($\text{H}_2\text{O} = 4,7\text{--}8,6$ мас.%, $\text{Cl} = 0,11\text{--}0,21$ мас.%).

Вторая разновидность высокотемпературных динамометаморфитов, известная среди геологов как “грорудиты”, “щелочные граниты”, “щелочные метасоматиты”, “ортоклазиты”, “кварцевые порфиры”, по условиям залегания и локализации не отличается от “гибридных порфиров”, встречаясь совместно с последними, хотя и характеризуется весьма специфическим вещественным составом. По содержаниям SiO_2 (56,62–78,08 мас.%) и сумме щелочей (5,10–10,99 мас.%) часть их образует петрохимический ряд: трахиандезито-базальты – щелочные трахидациты – комендиты – трахириолоиты – риолиты. Другие с “нестехиометрическими” содержаниями SiO_2 (>78 мас.%) могут быть названы силекситами и кварцитами (Таблица 4.4).

Выделяют ранние розовые (буровато-розовые, лилово-пятнистые) “грорудиты”, с которыми ассоциирует актинолит-магнетитовый тип золотого оруденения, и поздние серые. С последними связаны золотые руды кварц-арсенопиритового типа [32; 87; 92]. Наблюдаются постепенные переходы “розовых грорудитов” в рудные кварц-актинолит-магнетитовые жилы. Набор рудных и нерудных (эгирин, актинолит, альбит, биотит) минералов в тех и других

практически одинаков. Структура основной массы “розовых грорудитов” невадитовая, микрогранитная, участками аплитовая (роговиковая), состав кварц-калишпат-эгирин-альбитовый. Вкрапленники размерами 0,5-4,0 мм состоят из кварца (до 85%) и ортоклаза (до 35%). Встречаются грорудиты с магнетитовым цементом [61], который не является наложенным, а кристаллизуется в парагенезисе с другими минералами. Кварц в аплитовидных структурах грорудитов представлен высокотемпературным α -кварцем бипирамидального габитуса.

Матрикс “серых грорудитов” существенно альбитовый. Между лейстами альбита находятся зерна кварца и калишпата, шестоватые выделения (0,1-0,35 мм) эгирина. Присутствуют сфен и карбонат. Вкрапленники представлены кварцем (50-55%) и решетчатым микроклином (25-30%). Характерный акцессорный минерал – арсенопирит (1-2%). Низкотемпературный β -кварц в парагенезисе с микроклином, эгирином и альбитом нарастает на стенки миароловых пустот. Помимо порфиробластических, встречаются массивные зернистые гранито- и аплитоподобные “грорудиты”. На участке Волгинском широко распространены пятнистые, полосчатые и брекчиевые (цемент - серый халцедоновидный кварц) “грорудиты”, переходящие в золотоносные кварц-калишпат-арсенопиритовые с турмалином породы и монокварциты. Залуцкий В.В. и Летунов С.П. [38] связывают образование кварцевых жил, ассоциирующих с “грорудитами”, с фракционированием “грорудитового” расплава и отделением от него силекситового. По данным А.Г. Миронова с соавторами [40], “грорудиты” обладают повышенным геохимическим фоном Au (34-200 мг/т). Начало их кристаллизации [92; 91] происходило при $T=920-860^{\circ}\text{C}$ и $P=4,8-1,0$ кбар из расплавов, содержащих $\text{H}_2\text{O}=0,6-6,8$ мас.% и $\text{Cl}=0,08-0,25$ мас.%.

Происхождение высокотемпературных динамометаморфических пород типа “грорудитов”, “гибридных порфиров”, “щелочных метасоматитов”, “микрогранатов”, “аплитов”, “силекситов” или “кварцитов”, образующих широкий петрохимический спектр, включающий породы нормального, субщелочного и щелочного рядов, с нарушенной стехиометрией, несвойственной

породам магматического генезиса, получает вполне удовлетворительное объяснение, если использовать фрикционную (механохимическую) модель формирования псевдотрахитовых расплавов и газо-гидротермальных флюидов, разработанную на модельных объектах и лабораторных экспериментах. Верхний предел образования экспериментально полученных псевдотрахитовых расплавов оценивается в 1360°C [154]. По способности минералов к фрикционному плавлению наблюдается ряд [152]: слюды > амфиболы > пироксены > полевые шпаты > кварц. Так наличие амфибола свидетельствует о $T=650^{\circ}\text{C}$ формирования псевдотрахитового расплава. Слюды, хлорит, амфиболы исходных пород в процессе высокотемпературного динамометаморфизма преимущественно преобразуются в псевдотрахитовый расплав, кварц и полевой шпат большей частью сохраняются в виде зерен. Обычно катаклазиты предшествуют образованию псевдотрахитов [147]. На это указывает повсеместное присутствие фрагментов катаклазитов, наличие краевых зон последних в жилах псевдотрахитов. При этом катаклазу нередко предшествует образование милонитов и псевдотрахиты образуются за счет плавления катаклазированных милонитов [150].

Однако многочисленны случаи, когда образование псевдотрахитов не сопровождается катаклазитами. Например, в основании надвига Сильверетта (Восточные Альпы) псевдотрахиты в виде жил непосредственно залегают в милонитах [144]. Их появлению предшествовало образование апогнейсовых милонитов, происходившее в 2 стадии проявления деформаций. При этом наблюдалось несколько генераций милонитов и псевдотрахитов, но псевдотрахиты формировались при более жестких дислокациях и на них распространяется модель сейсмических трещин в пластических условиях. Формирование динамометаморфического комплекса шовной зоны надвига Сильверетта завершилось образованием ультрамилонитов (стильпномелановой зоны) за счет милонитов и псевдотрахитов. Псевдотрахиты встречаются не только в шовных зонах надвигов, крутопадающих сдвигов. Их дайкообразные и жильные тела широко развиты в аллохтонах (пластинах, шарьяжах) [153], где они

выполняют трещины скалывания (участок Новинка Карийского рудного поля). Апобазитовые псевдотахилиты, характеризующиеся афанитовой матрицей с новообразованными биотитом, кварцем, серицитом, полевыми шпатами и часто содержащие округлые захваченные обломки исходных (порфирокласты), большей частью наследуют химсостав последних, за исключением содержаний SiO_2 , Na_2O , H_2O , которыми обогащаются псевдотахилиты [153]. При весьма высокой степени фрикционного плавления метабазитов (распад и плавление полевых шпатов), псевдотахилиты по сравнению с исходными породами обогащаются K_2O и CaO . Значительные объемы воды переходят в псевдотахилитовый расплав при механохимических преобразованиях водных минералов исходных пород [148], с параллельным его обогащением газовым флюидным компонентом. По этой причине наблюдается необычно сильная обогащенность водой и газовым флюидом (см. данные, приведенные выше) псевдотахилитового расплава. Вода, в процессе динамометаморфизма из гидроксилсодержащих минералов метабазитов и/или полученная в ходе окисления восстановленного H_2 – продукта механохимических реакций, способствует фрикционному плавлению пород и перемещению псевдотахилитового расплава от мест его генерации (тектонические швы) в трещинные структуры аллохтонов. Смешение вадозных вод с динамометаморфическим воднофлюидным компонентом приводит к образованию газо-гидротермальной рудообразующей системы, следствием функционирования которой является образование пород типа березитов, щелочных метасоматитов, калишпатитов, кварцитов (кварцитоподобных пород), кварц-турмалиновых и карбонат-гидрослюдистых образований, которые обычно относят к околорудным изменениям. С ними пространственно и генетически связаны скопления рудного вещества. Псевдотахилитовые расплавы и парагенетически с ними связанные газо-гидротермальные флюиды образуют единую динамометаморфическую рудообразующую систему, результат функционирования которой так ярко проявлен на Карийском золоторудном поле, где она продуцирует единый близко одновременный пространственно совмещенный рудно-породный комплекс, включающий “гибридные порфиры”, “грудорудиты”, “щелочные граниты”,

“щелочные метасоматиты”, березитоподобные породы актинолит-магнетитовые, сульфидно-кварц-турмалиновые, карбонат-гидрослюдистые и другие золоторудные образования. Возвращаясь к обсуждению петрохимических (Рисунок 4.8) и геохимических различий между продуктами кристаллизации псевдотахилитовых расплавов и исходных для них пород зеленокаменного пояса (Таблицы 4.3 и 4.4), отметим следующее:

– отчетливо проявлен закономерный субщелочной – щелочной тренд эволюции псевдотахилитовых пород, в то время как исходные для них породы принадлежат к нормальному петрохимическому ряду. Увеличение щелочности апобазитовых псевдотахилитов обусловлено обогащением фрикционного расплава в основном Na_2O и в меньшей степени K_2O ;

– наблюдается закономерное смещение тренда содержаний SiO_2 в группе псевдотахилитов относительно исходных основных пород в сторону средних, кислых и ультракислых составов, при постепенном их увеличении до значений, свойственным кварцевым породам гидротермально-метасоматического происхождения.

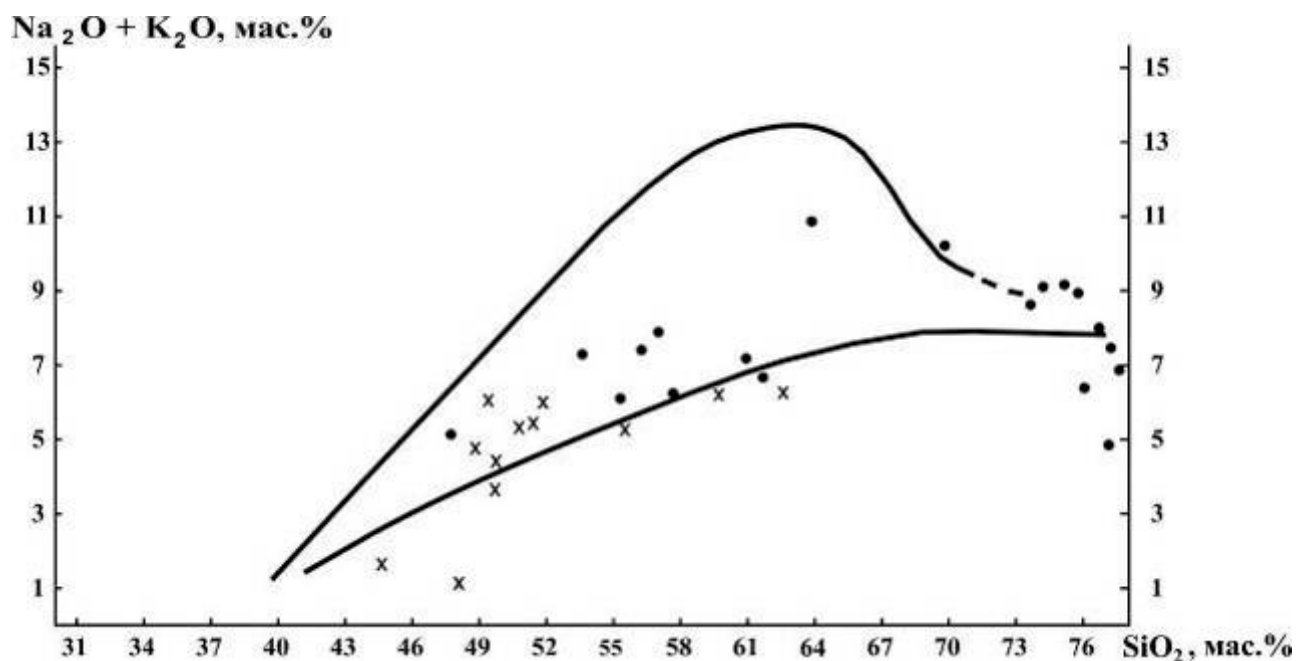


Рисунок 4.8 – Диаграмма составов пород зеленокаменного пояса Пришлжинской зоны (“крестики”) и динамометаморфитов вулканического облика (“кружки”) Карийского рудного поля

Отмеченные весьма широкие вариации вещественного состава пород псевдотрахитового происхождения, выявленных на Карийском рудном поле, отражают различную степень и стадии частичного фрикционного плавления исходного субстрата, в зависимости от РТ-условий динамометаморфизма. Известно [148], что более быстро происходит распад, плавление биотита и амфибола и в меньшей степени – пироксена, кварца и полевого шпата. В последнюю очередь образуются порции высокотемпературных псевдотрахитовых расплавов гранитного и даже кварцевого составов. Если современные псевдотрахиты, образующиеся в зонах интенсивных сейсмодислокаций (7-9-бальное землетрясение), преимущественно сложены стекловатым базисом, то стеклофаза древних псевдотрахитов почти нацело раскристаллизована, что вызывает определенные трудности в диагностике последних.

Выделенные несколько минеральных типов (Таблица 4.5) золотого оруденения, относимых к золото-кварц-сульфидной формации, пространственно и генетически связаны с породами динамометаморфического комплекса, которые в свою очередь формировались в два этапа (Таблица 4.6). В отличие от предшествующих исследователей, нами отнесены к одной стадии оруденения кварц-актинолит-магнетитовый и кварц-арсенопиритовый минеральные типы руд, поскольку формирование того и другого близко по времени и связано с фрикционным плавлением исходных метабазитов зеленокаменного пояса.

Таблица 4.5 – Краткая характеристика минерального состава золоторудных зон и залежей Карийского поля [32; 91; 104 и др.]

Минеральный тип	Рудные минералы		Характерные нерудные минералы рудных ассоциаций	Участки рудного поля
	Главные	Второстепенные и редкие		
Кварц-пирит-турмалиновый	Пирит	Халькопирит, висмутин, арсенопирит, блеклые руды, магнетит, самородные Bi и Au	Турмалин, кварц, альбит, актинолит, хлорит, эпидот, гранат, апатит	Сульфидный Долинный Дмитриевский Ивановский Волгинский
Кварц-актинолит-магнетитовый	Магнетит, шеелит (до 5-7%)	Мартит, мушкетовит, гематит, рутил, ильменит, титаномагнетит, браунит, манганит, вольфрамит, пирротин, пирит, марказит, халькопирит, борнит, сфалерит, галенит, молибденит, висмутин, антимонит, арсенопирит, лёллингит, кобальтин, минералы группы скуттерудита, тетраэдрит, энаргит, тетрадимит, германит, козалин, жозеит, виттихенит, сильванит, калаверит, креннерит, гессит, самородные Bi и Au	Кварц, актинолит, гидробиотит, гранат, эгирин, альбит, калишпат, роговая обманка, скаполит, кордиерит (?), эпидот, дюмортьерит, сфен, циркон, апатит, барит	Новинка Долинный Амурская дайка Дмитриевский Волгинский
Кварц-арсенопиритовый	Арсенопирит	Гематит, ильменит, шеелит, пирротин, бравоит, пирит, марказит, халькопирит, борнит, халькозин, лёллингит, каффлорит, кобальтин, висмутин, блеклые руды, тетрадимит, сульфосоли Bi, бурнонит, теллуриды Bi, Au и Ag, самородные As, Bi, W, Au	Кварц, турмалин, хлорит, биотит, эгирин, эпидот, полевые шпаты, карбонаты, флюорит	Дмитриевский Сульфидный Ивановский Волгинский
Кварц-карбонатно-полиметаллический	Галенит, сфалерит	Пирит, халькопирит, антимонит, киноварь, блеклые руды, буланжерит, джемсонит, сульфосоли Ag	Кварц, карбонат, серицит, барит, флюорит, каолинит	

Таблица 4.6 – Характеристика этапов формирования золотого оруденения Карийского поля

Этапы формирования оруденения	Стадии, подстадии	Геохимическое поведение Au	Геолого-технологический (морфоструктурный) тип оруденения	Минеральный тип оруденения	Особенности золота	Предполагаемый возраст
1	2	3	4	5	6	7
Рудоподготовительный	1. Магматическая. Образование пород пикрит-коматиит-базальтовой серии зеленокаменных поясов	Рассеяние Au в породообразующих силикатах и акцессорных рудных минералах (пироксен, биотит, амфибол, сульфиды Fe и Ni, хромшпинелид, титаномагнетит и др.)	Непромышленный (вкрапленный)	Силикатно-окисно-сульфидный	Тонкодисперсное в виде структурных и неструктурных рассеянных примесей	Ag ₂
	2. Ранняя коллизионная (аккреционно-коллизионная). Формирование амфиболит-гнейсового комплекса, “серых гнейсов”, кристаллосланцев (бластомилонитов)	Концентрирование Au преимущественно в акцессорных рудных минералах, частично в силикатах и самородной форме	Непромышленный (вкрапленный)	Силикатно-окисно-сульфидный	Тонкодисперсное преимущественно в виде неструктурных локализованных примесей, тонкие и мелкие частицы самородного Au	PR ₁

Продолжение таблицы 4.6

Рудный	3. Позднеколлизийная. Образование шарьяжей с зонами автокластического и тектонического меланжа в подошвах пластин, ранних надвигов. Формирование катаклазитов, милонитов в надвиговых швах и матриксе меланжа. Псевдотахилиты в основном образуются в виде оторочек вокруг будин, блоков в меланжевых структурах	Концентрирование Au преимущественно в пирите и блеклых рудах в тонкодисперсной форме	Кварц-сульфидный бедных руд (жильно-прожилково-вкрапленный)	Кварц-пирит-турмалиновый	Тонкодисперсное (первые мкм) в пирите и блеклых рудах, в кварце и редко пирите - видимое	≤146-147 млн лет
	4. Позднеколлизийная. Формирование динамометаморфитов в шовных зонах поздних надвигов, правосторонних сбросо-сдвигов и матриксе лозанжа. Широкое развитие раскристаллизованных жильных и дайковых псевдотахилитов, с которыми пространственно и генетически связана большая часть рудных тел	Концентрируется в поздних сульфосольно-теллуридной и борнит-халькозин-халькопиритовой ассоциациях руд. Геохимическая связь с Bi, Fe, W, Ni, Co, Cr, V 20-70% Au, заключено в магнетите (до 200 г/т), в висмутине содержание Au до 409,1 г/т	Кварц-шеелит-сульфидно-магнетитовый промышленный (жильный, прожилково-вкрапленный)	Кварц-актинолит-магнетитовый	Самородное Au изометричной, пластинчатой, нитевидной форм, размером до 1-2 мм. Встречается дендритовидное, кристаллы кубической и октаэдрической форм. Редко встречаются теллуриды Au. Пробность Au 830-900	

Продолжение таблицы 4.6

		Концентрируется в тонкодисперсной форме преимущественно в арсенопирит-пирите (содержание 10-300 г/т). Геохимическая связь с As, Ag, Bi, Pb и Zn	Кварц-сульфидный мышьяковистый промышленный (прожилково-вкрапленный)	Кварц-арсенопиритовый	Самородное Au и в виде теллуридов; сростки Au с самородным Bi. Обычный размер частиц 0,05 мм. Пробность Au 856-956	
Пострудный	-	-	-	Кварц-карбонат-полиметаллический	-	-

5 УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В НАДВИГОВЫХ СТРУКТУРАХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

5.1 Бадранское месторождение

В пределах Бадранского поля выявлено 15 золоторудных зон (Рисунок 3.1). Наиболее изучена и высокопродуктивна зона Надвиговая. Протяженность ее по простиранию составляет около 2100 м. По падению зона Надвиговая редкими скважинами прослежена более чем на 1000 м. Предполагается чашеобразная форма ее с выходом на дневную поверхность северо-восточного фланга в районе руч. Длинного. Из этого следует, что значительный ее отрезок (от верховий руч. Бедового до руч. Длинного), составляющий по падению около 1900-2000 м, не вскрыт ни одной скважиной и примерно две трети ее оказались неопирысванными. Мощность зоны варьирует от первых метров до 50 м и более метров на глубине, где со стороны лежачего бока с ней сливается рудная зона № 1. Обе эти зоны, вероятно, являются составной частью дуплексовой структуры. Разведочно-эксплуатационные работы по зоне Надвиговой показали неравномерный характер локализации промышленных скоплений золота, образующих рудные столбы.

Структурные признаки рудных столбов были выявлены при детальных специализированных исследованиях зоны Надвиговой.

Выделяется два структурных типа участков с промышленным оруденением. Первый (Рисунок 5.1) характеризуется следующими особенностями:

- шовная зона надвига представлена милонитами с характерным S-образным крутопадающим кливажем, выполненным углеродистым веществом поздней генерации и гранулированным кварцем;
- среди милонитов шовной зоны отмечаются мелкие линзовидные тела (реликты) кремовых березитов, длинной осью ориентированных вдоль пологого шва;

- со стороны лежачего бока динамометаморфиты обладают крутопадающей полосчатостью, обусловленной углеродистым веществом и в разной степени раскристаллизованными псевдотахилитами.

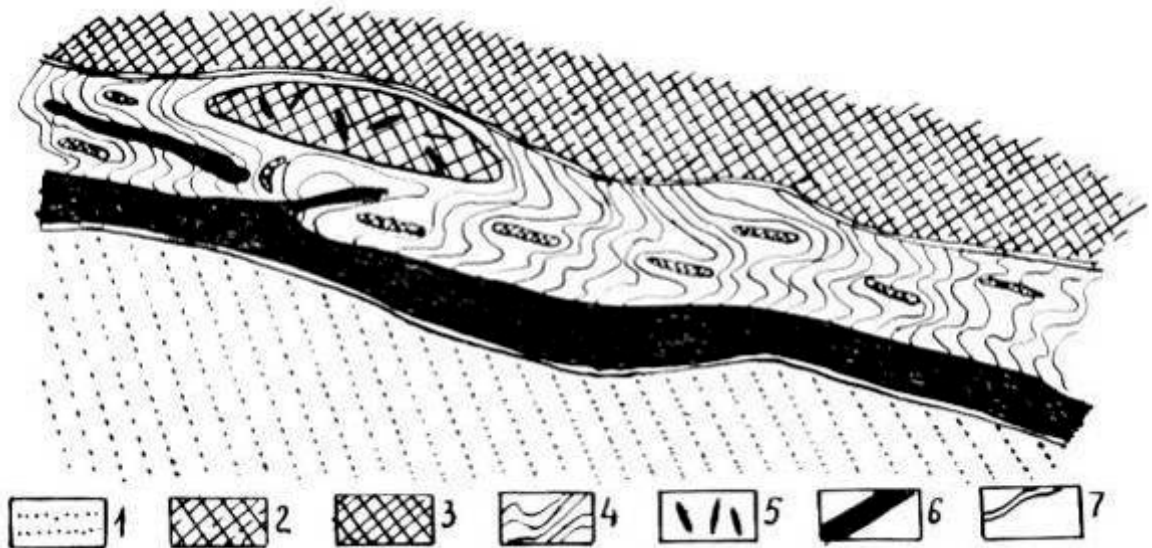


Рисунок 5.1 – Строение участка зоны Надвиговой на интервале 75-115 м, уклона 7 (I структурный тип участков с богатым золотым оруденением)

1 – катаклазит алевропсаммитовый, полосчатый, березитизированный, серый; 2 – слабополосчатый катаклазит по кремевым березитам; 3 – массивный березит; 4 – милонит; 5 – прожилковое окварцевание; 6 – жильный кварц; 7 – глина.

Второй структурный тип участков с богатым золотым оруденением (Рисунок 5.2), в отличие от первого, не имеет S-образного крутого кливажа, ориентированного поперек шовной зоны надвига, представляя собой фрагмент структуры мезо- и макробудинажа в березитизированных массивных породах. Данный структурный тип отождествляется с автокластическим меланжем. Отличительная черта участков богатого оруденения второго структурного типа – наличие высокопродуктивных кварцевых оторочек вокруг некоторых будин.

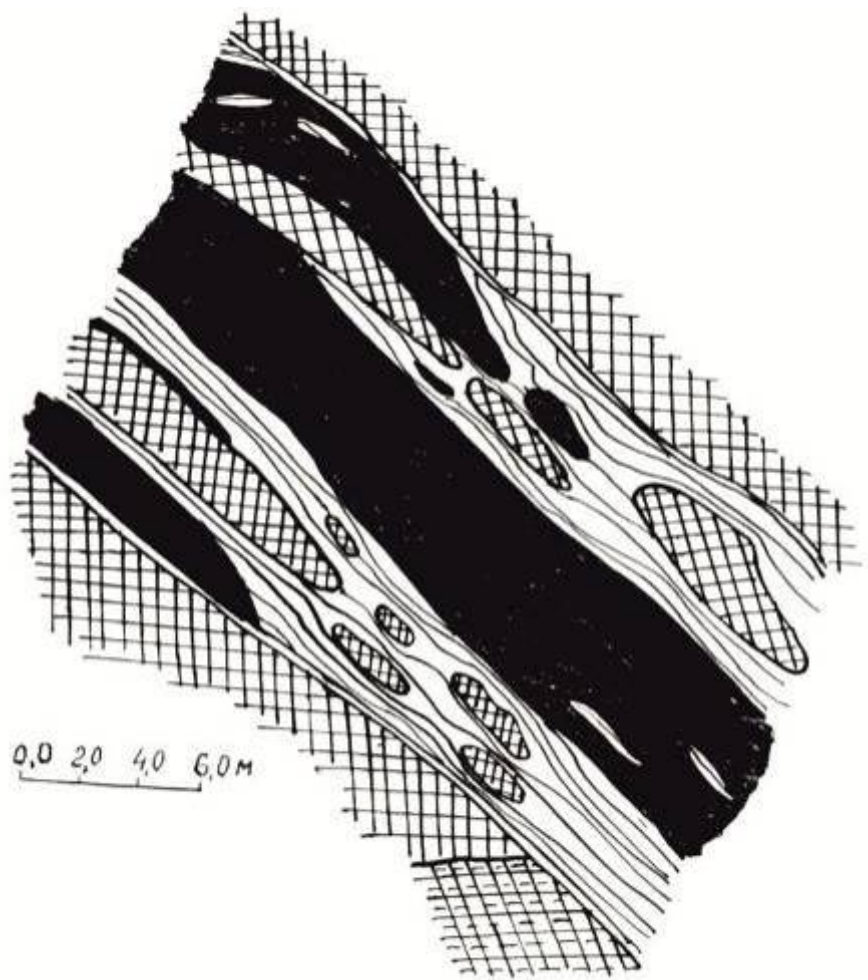


Рисунок 5.2 – Строение участка зоны Надвиговой в районе отрезка орт 55 – орт 57 (II структурный тип участков с богатым золотым оруденением)
Условные обозначения (Рисунок 5.1).

Рудные столбы связаны только с кварцево-жильным типом рудных тел. Рудовмещающая среда, благоприятная для формирования богатых золотом участков, обладает специфическими особенностями состава, набора пород. Во-первых, это присутствие значительного количества жильного безрудного кварца ранней (I) генерации, который в процессе динамометаморфизма преобразовывается в шовных зонах надвигов в продуктивный кварц II (Рисунок 5.3). Причем, как правило, ранний кварц выполняет крутопадающие трещины. Он имеет метаморфогенное происхождение. Его количество – показатель степени окисленности первичного углеродистого вещества в ранний этап рудогенеза. На примере зоны Надвиговой можно полагать, что формирование рудных столбов

сопровождалось резко контрастным, вследствие окисления, перераспределением углеродистого вещества, что привело к чередованию зон осветления и потемнения. Отражением этих процессов является образование своеобразной полосчатой (книжной) текстуры высокопродуктивного золотоносного кварца.

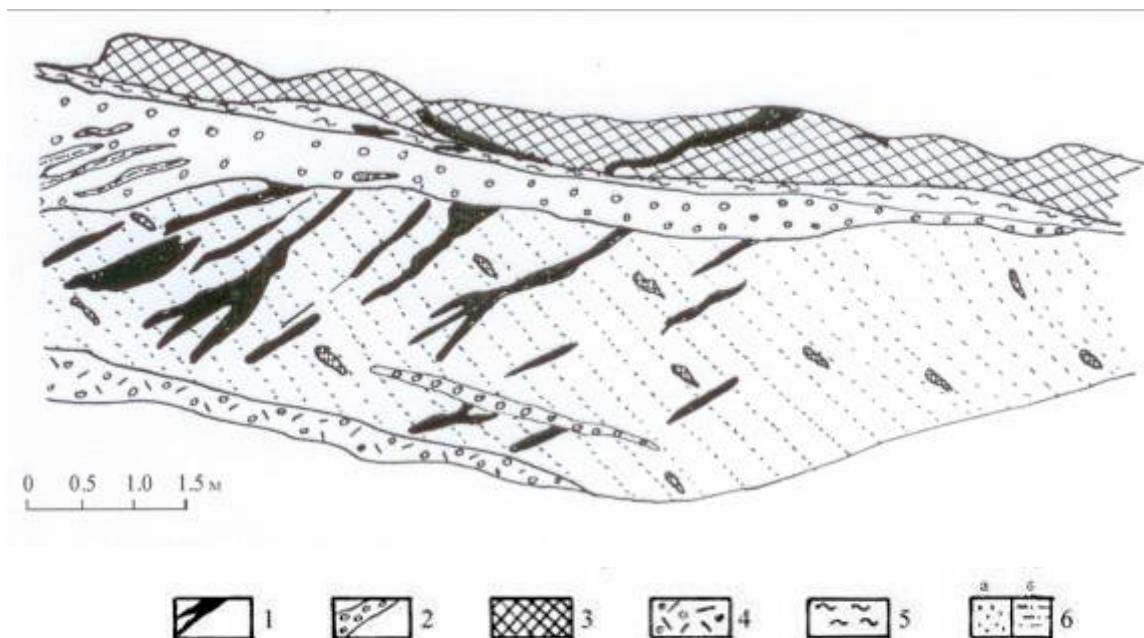


Рисунок 5.3 – Формирование жильного рудного кварца за счет жилкок раннего кварца в шовной зоне надвига (фрагмент зоны Надвиговой, разведочный уклон № 9, зарисовка СЗ стенки, инт. 0-9 м)

1 – ранняя генерация безрудного кварца; 2 – продуктивный кварц поздней генерации; 3 – псаммитовые катаклазиты; 4 – обогащенные гидрослюдой милониты; 5 – глина трения; 6 – милониты (а), обуглероженные и окварцованные реликты катаклазитов (б).

5.2 Карийское месторождение

Выделяются два типа золотоносных надвиговых структур:

- автокластического меланжа (средне-блоковый, мелко-блоковый и линзовидно-пластинчатый);
- минерализованных швов надвигов (многошовные или эшелонированные сколы и одношовные).

Золотоносные зоны автокластического меланжа

К автокластическому меланжу отнесены зоны тектонических брекчий по породам габбро-диорит-гранитного ряда, характерными особенностями которых являются:

- 1) одинаковый или более кислый состав пород цементирующего динамометаморфического комплекса по отношению к блокам-отторженцам;
- 2) скорлуповатые отдельности блоков, обладающих сглаженными формами поверхности;
- 3) наличие бластомилонитовых, реже милонитовых “рубашек” или кайм вокруг тектонических отторженцев, иногда распадающиеся на округло-подушечные отдельности.

Установлена схема последовательности формирования золотоносных зон автокластического меланжа в гранитоидах: будинаж; раздавливание будин на мелкие блоки; тектоническое перемещение и окатывание обломков с образованием бластомилонитовых или милонитовых оторочек; образование рудных минеральных парагенезисов в оторочках и трещинах блоковых отторженцев, а также в межблоковых динамометаморфитах.

В Карийском рудном поле рассматриваемый тип рудоносных структур является доминирующим. Зоны автокластического меланжа маркируют подошвы Карийско-Богочинского шарьяжа и отдельных чешуй. Большей частью отработанные к настоящему времени, наиболее протяженные и высокопродуктивные россыпи золота, известные на площади Карийского поля (Карийская, Таратушихинская, Богочинская) являются продуктами гипергенной дезинтеграции и переработки золотоносных зон автокластического меланжа в руслах и долинах водотоков.

Средне-блоковый подтип золотого оруденения

Золотоносный средне-блоковый автокластический меланж сложен глыбами, будинами горных пород размером десятки и сотни метров, в то время как мелко-блоковый – представлен глыбовым материалом размерностью до 10 м. Примерами первой разновидности рудоконтролирующих структур типа зон

автокластического меланжа являются участки Новинка и Волгинский (группа Волгинских проявлений золота), а также Пильненское рудное поле, расположенное на левобережье Кары и входящее в состав Карийского золоторудного узла. Золоторудная минерализация на участке Новинка (Рисунок 5.4) сосредоточена главным образом в краевых частях и на флангах крупной (1250x800x300 м) будины, сложенной габбро, габбро-анортозитами, анортозитами, габбро-диоритами и диоритами, находящейся в поле развития катаклазированных кварцевых диоритов и гранодиоритов. Поверхностными и подземными горными выработками здесь в основном вскрыта и изучена золоторудная жильная минерализация, локализованная в просечках (крутопадающие трещины скола и отрыва) будины и окружающих ее породах и только скважинами колонкового бурения и отдельными подземными горными выработками подсечена рудная минерализация в оторочках будины и составляющих ее более мелких блоков.



Рисунок 5.4 – Чашеобразный многословный надвиг и среднеблоковый автокластический меланж на участке Новинка Карийского рудного поля, разрез Татаринова А.В.и Яловик Л.И. [117]

1 – габбро, габбро-анортозиты, анортозиты; 2 – диориты, габбро-диориты, гранодиориты; 4 – золотоносные апогаббровые и апоанортозитовые динамометаморфиты преимущественно милонитовой фации; 5 – подошва шарьяжа, предполагаемая Главная рудная зона; 6 – золоторудные тела жильного типа; 7 – надвиги; 8 – аллювиальные отложения.

Так называемая внутриблоковая (в просечках будины и слагающих ее блоков) жильная минерализация участка Новинка, выполняющая в основном

крутопадающие, реже пологопадающие (Рисунок 5.5) трещины скола и отрыва, на самом деле имеет прерывистый характер и рудные объекты, известные как рудные “жилы” – большей частью состоят из линз и прожилков кварц-актинолит-магнетитового или реже кварц-сульфидного состава. Будинные и блоковые оторочки, несущие аналогичную золоторудную прожилково-вкрапленную минерализацию, сложены породами милонитовой фации (милониты, бластомилониты, гиаломилониты, псевдотахилиты). Масштабы рудной межбудинной (“оторочковой”) минерализации более значительны (по объему рудной массы), чем внутрибудинного трещинного оруденения. С этой точки зрения перспективы участка Новинка еще полностью не оценены, так как к настоящему времени детально разведана и отработана лишь трещинная минерализация.

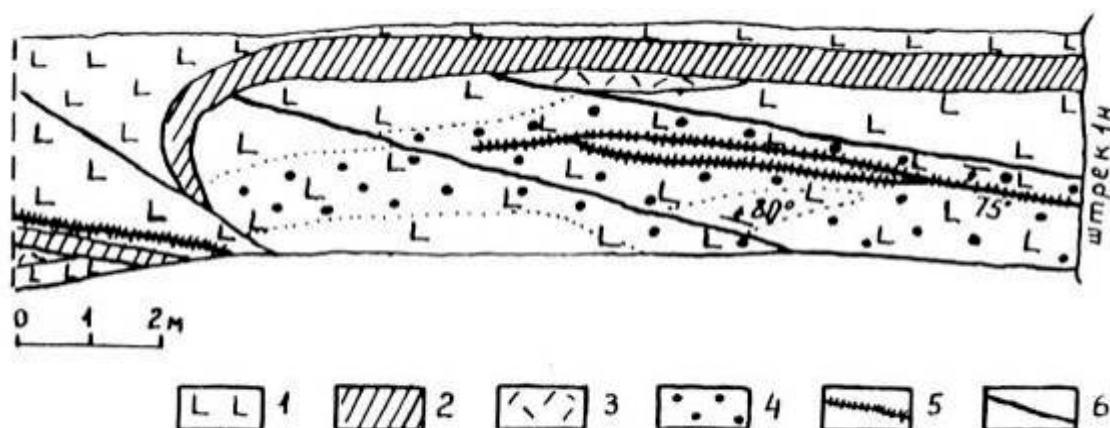


Рисунок 5.5 – Внутрибудинная золоторудная минерализация зоны средне-блокового меланжа на участке Новинка Карийского поля

1 – диориты; 2 – очковые бластомилониты по диоритам (“дайки гибридных порфиров” в легенде предшественников); 4 – зона прожилково-вкрапленной минерализации с промышленными содержаниями золота; 5 – рудные кварцевые жилы; 6 – тектонические нарушения.

На Волгинском участке, как и на участке Новинка, размещение золоторудной минерализации в целом контролируется зоной средне-блокового автокластического меланжа.

Мелко-блоковый подтип золотого оруденения

Типичные примеры золотого оруденения рассматриваемого подтипа – зоны «А», 11 участка Дмитриевского (Рисунки 5.6-5.8) и отдельные части зоны В 4 участка Волгинский.

В зоне «А», вскрытой карьером на значительную глубину, зона автокластического меланжа представлена округлыми глыбами, будинами габбро, габбро-диоритов размерами от 0,8х1,5 м до 4,5х3,0 м, отороченными в краевых частях очковыми бластомилонитами, катаклазитами и милонитами с вкраплено-прожилковым оруденением, которые сцементированы катаклазитами гранит-диоритового состава (Рисунок 5.7). Динамометаморфиты милонитовой фации в оторочках блоков и будин со сглаженной поверхностью основных пород – яркое свидетельство их тектонического окатывания в процессе надвигообразования. На участке Волгинском в золотоносной зоне автокластического меланжа цементирующий матрикс сложен оруденелыми бластомилонитами, катаклазитами и милонитами, превращенными процессами гипергенеза в глину, в глинисто-железистые образования. Окатанные блоки здесь состоят из катаклазированных гранодиоритов. Размеры их в основном колеблются от 0,02х0,05 м до 105х2,0 м. Расстояния между ними составляют от 0,5 до 7-8 метров.

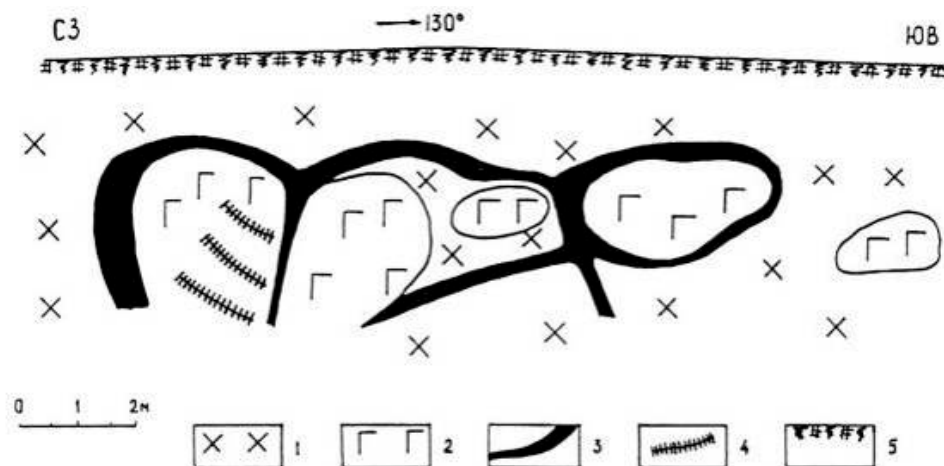


Рисунок 5.6 – Строение золотоносной мелкоблоковой зоны автокластического меланжа на участке Дмитриевском Карийского поля (зарисовка фрагмента северо-восточной стенки добычного карьера на золоторудной зоне А [110])

1 – катаклазированные диориты; 2 – мезогаббро; 3 – выветрелые до сыпучки катаклазиты и милониты с сульфидной золотосодержащей минерализацией; 4 – прожилки рудного кварца; 5 – почвенно-растительный слой.

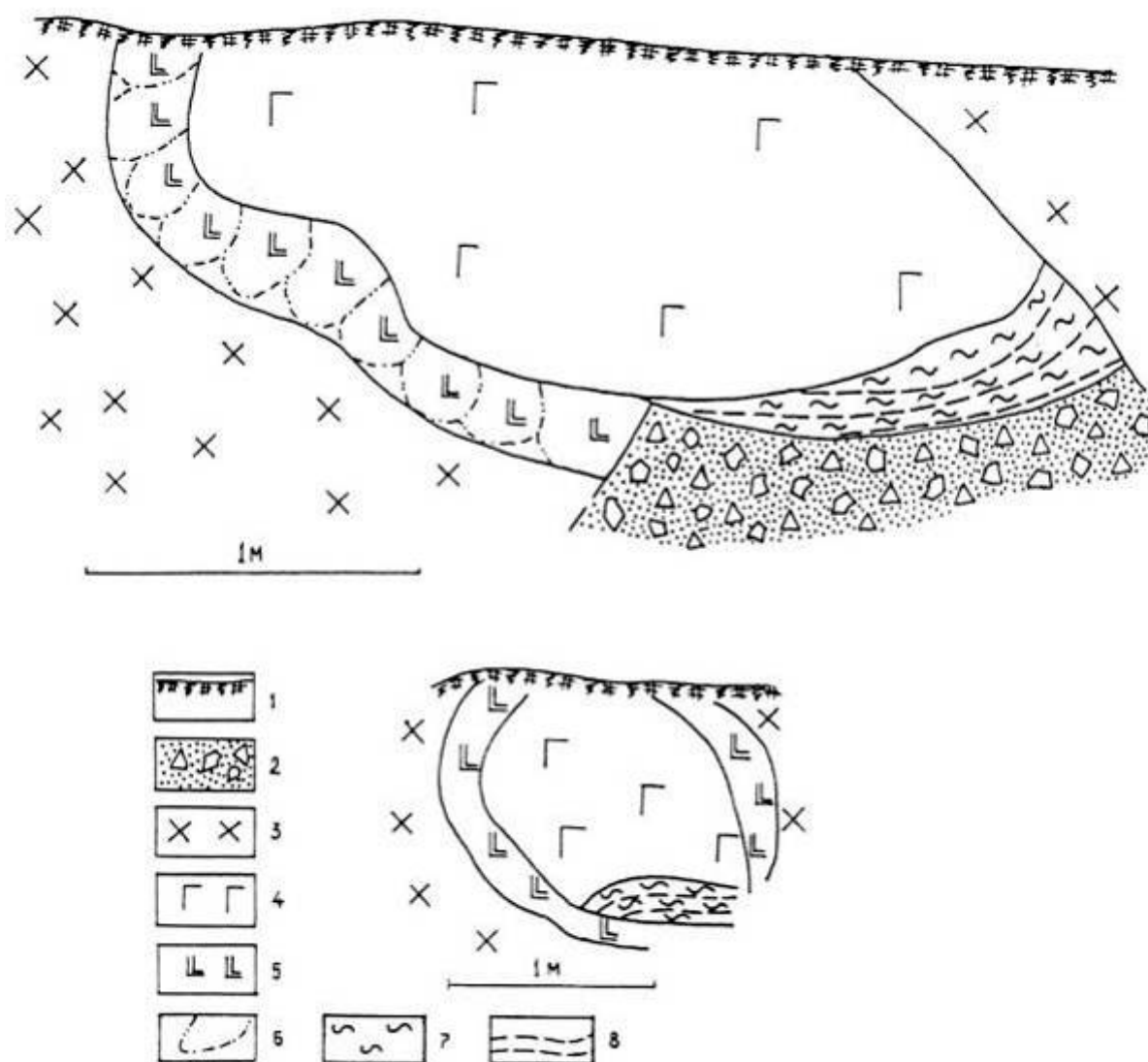


Рисунок 5.7 – Оторочки очковых бластомилонитов и оруденелых апогаббровых катаклазитов и милонитов вокруг будин габбро в мелкоблоковом автокластическом меланже зоны А участка Дмитриевского Карийского рудного поля

1 – почвенно-растительный слой с обломками горных пород; 2 – элювиальные отложения; 3 – катаклазированные породы гранит-диоритового состава; 4 – габбро; 5 – бластомилониты; 6 – границы округлых отдельностей бластомилонитов; 7 – сульфидизированные с золотом апогаббровые катаклазиты и милониты; 8 – зона расщепления.

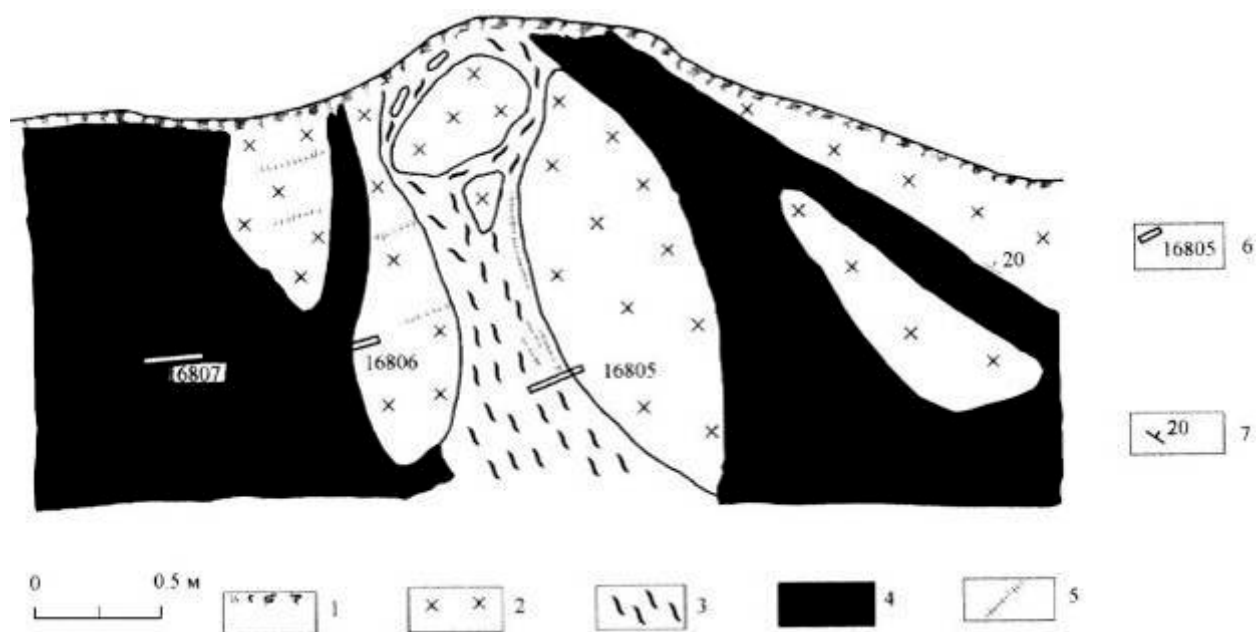


Рисунок 5.8 – Мелкоблоковый подтип золотого оруденения (разрез по золоторудной зоне 11, зарисовка забоя разведочной траншеи)

1 – почвенно-растительный слой, суглинки с элювиально-делювиальными обломками горных пород; 2 – диориты; 3 – сланцеподобные березиты по милонитизированным диоритам; 4 – очковые blastомилониты; 5 – прожилки рудного кварца; 6 – места отбора и номера бороздовых проб; 7 – элементы залегания контактов.

Линзовидно-пластинчатый подтип оруденения

Рассматриваемый подтип золотого оруденения характеризует участок Амурская дайка (Рисунок 5.9) и некоторые рудные зоны Дмитриевского участка (Рисунки 5.10, 5.11). По морфологическим особенностям проявления он близок к типу минерализованных швов надвигов.

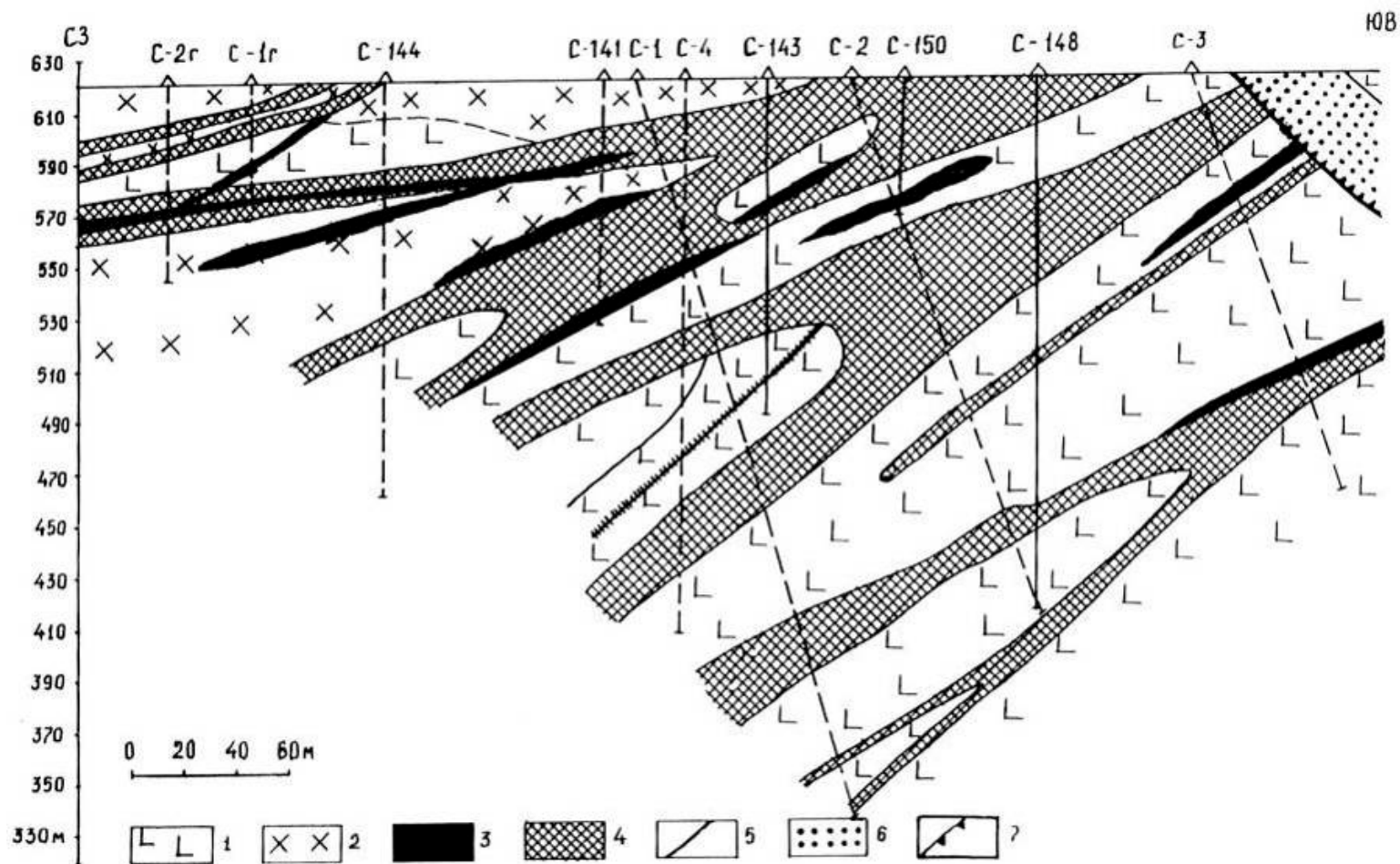


Рисунок 5.9 – Внутреннее строение Лево-Карийской золоторудной зоны на участке Амурская дайка (зона линзовидно-пластинчатого меланжа)

1 – катаклазированные габбро и габбро-диориты; 2 - катаклазированные диориты и гранодиориты; 3 – очковые бластомилониты (“дайки гибридных порфиров и грорудитов” в старой легенде); 4 – прожилково-вкрапленная кварцево-сульфидная, сульфидная минерализация с золотом в березитизированных и калишпатизированных породах; 5 – жилы рудного кварца; 6 – Право-Карийской золоторудная зона; 7 – подошва надвига.

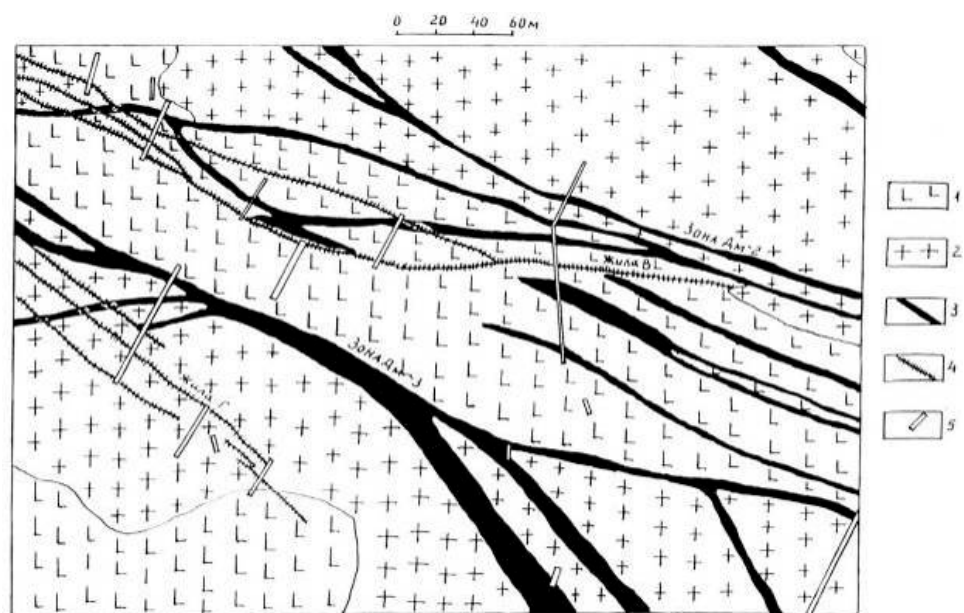


Рисунок 5.10 – Линзовидно-пластинчатый подтип оруденения зоны автокластического меланжа (фрагмент схематической геологической карты центральной части Дмитриевского участка)

1 – габбро-диориты, диориты; 2 – мелко- и среднезернистые граниты; 3 – очковые бластомилониты; 4 – золоторудные тела по данным поисковых работ прошлых лет; 5 – канавы.

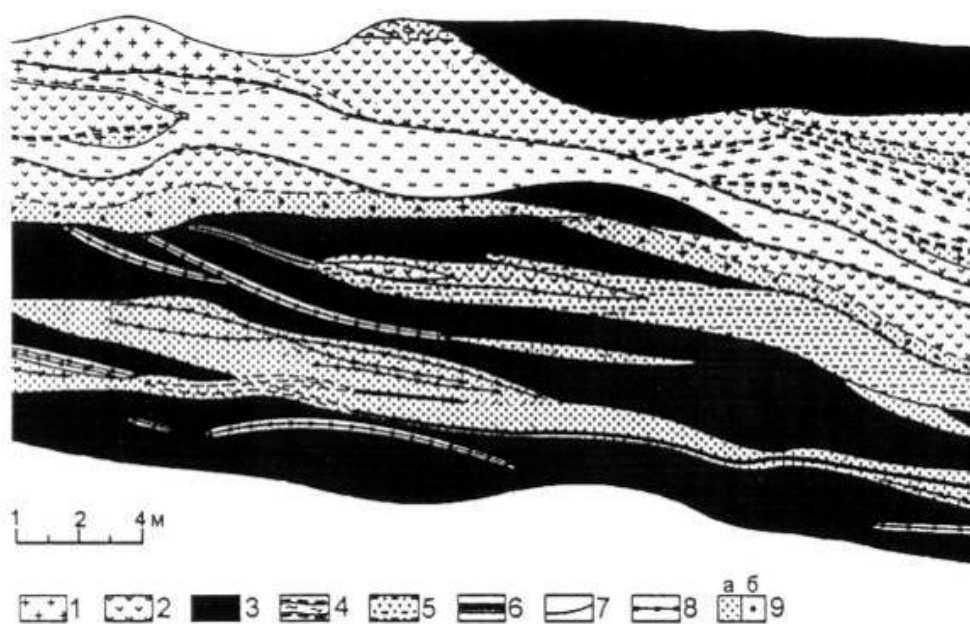


Рисунок 5.11 – Строение золоторудной зоны линзовидно-пластинчатого меланжа В 4 (участок Волгинский Карийского рудного поля)

1 – мелкозернистые калишпатизированные граниты; 2 – катаклазированные диориты; 3 – очковые бластомилониты; 4 – глинистые образования; 5 – рассланцованные и обохренные породы с кварц-турмалин-сульфидными линзами и гнездами; 6 – сливные кварцевые руды с пустотами выщелачивания и гнездами охр, сульфидов; 7 – сливные кварц-турмалиновые прожилки; 8 – вкрапленная турмалинизация; 9 – окварцевание: рассеянно-вкрапленное (а), гнездово-прожилковое (б).

На участке Амурская дайка он определен серией линзовидных будин мощностью 14-50 м, сложенных породами габбро-диоритового ряда, промежутки между которыми выполнены оруденелыми (прожилково-вкрапленная сульфидизация, окварцевание, серицитизация и т.д.) очковыми бластомилонитами, милонитами и катаклазитами. Максимальная мощность межбудинных оруденелых участков по данным колонкового бурения составляет 35-60 м.

На участке Дмитриевском, в пределах зоны 11, в районе выявленных поисковыми работами рудных тел, известных как “жилы В и Г”, блоки неизмененных горных пород в зоне линзовидно-пластинчатого автокластического меланжа разделены в разной степени минерализованными березитизированными бластомилонитами и милонитами по диоритам, с наложенной золотоносной линзово-прожилковой кварц-турмалин-сульфидной минерализацией. Просечки в будинах выполнены рудным кварцем.

На участке Волгинском в зоне рудоносного мелко-блокового меланжа отмечаются фрагменты линзовидно-пластинчатого (Рисунок 5.11) меланжа. Внутреннее строение его определяется сочетанием тонких линз и пластин, сложенных измененными гранитами, диоритами, сцементированных очковыми бластомилонитами и милонитами. Последние превращены в глину. В цементирующих динамометаморфитах локализованы жилки и линзы кварца, вкраплено-прожилковые образования кварц-турмалин-сульфидного состава, продуктивные на золото.

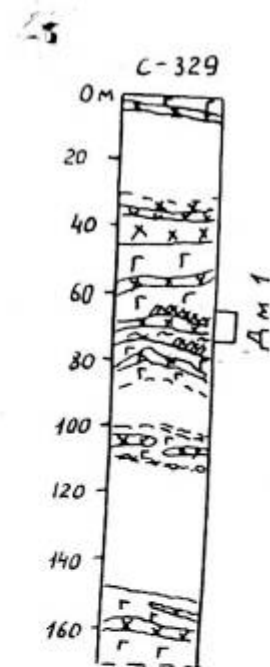
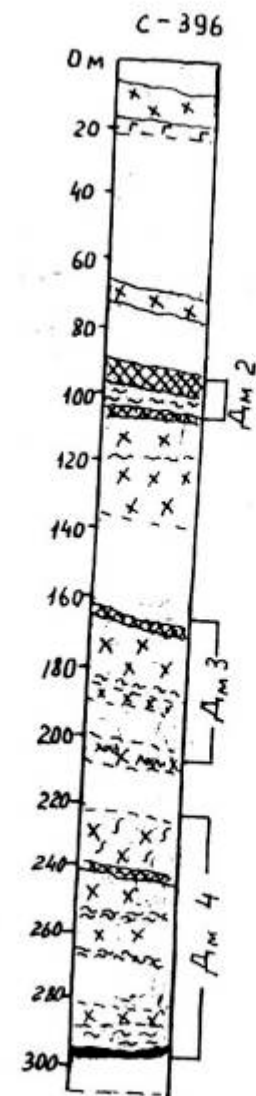
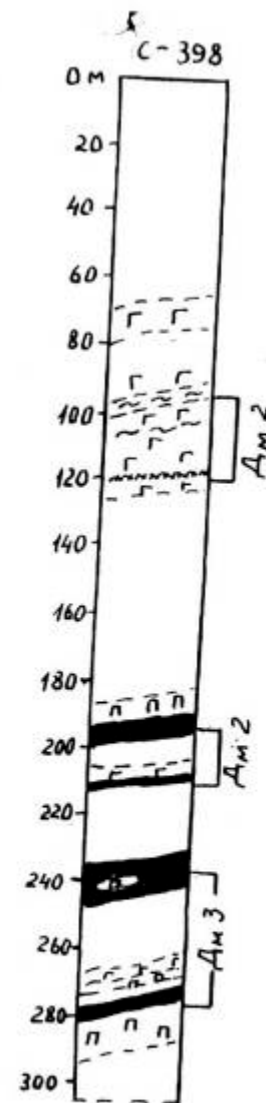
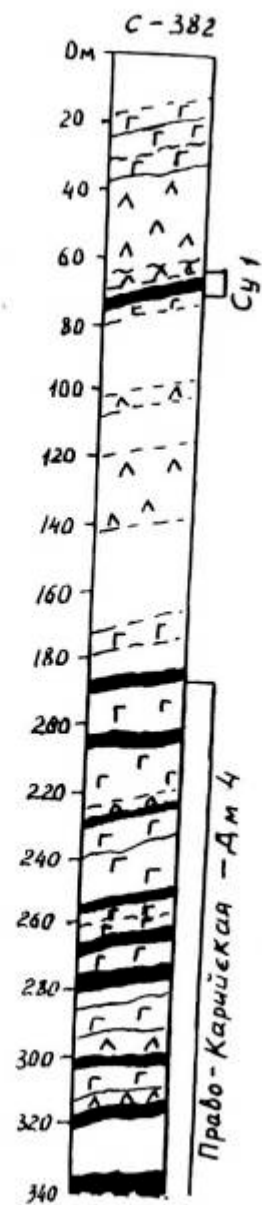
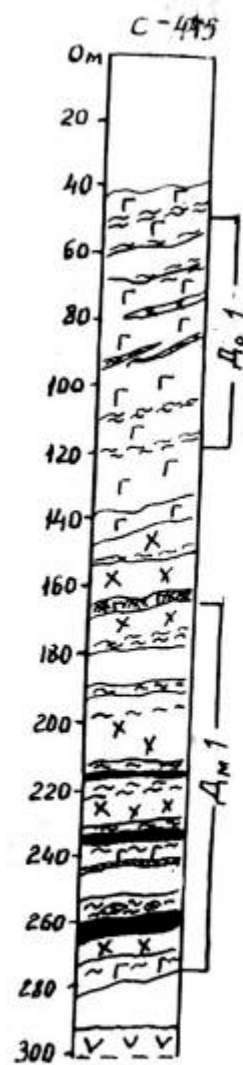
Тип минерализованных швов надвигов

Подтип минерализованных многошовных надвигов (эшелонированных сколов)

Данный структурный подтип оруденения широко распространен на Дмитриевском участке, где золотосодержащие многошовные надвиги вскрыты целым рядом скважин колонкового бурения (Рисунки 5.12 и 5.13). Швы надвигов представлены бластомилонитами, милонитами, псевдотахилитами, в разной степени калишпатизированными и березитизированными, содержащими

прожилково-вкрапленную кварц-турмалин-сульфидную минерализацию с золотом. Мощность рудоносных зон, образуемых сериями сближенных швов надвигов, изменяется от 20 до 150 м. В зоне Дм 1 в раздуге мощностью 105 м насчитывается 7 надвиговых швов, выполненных милонитами, калишпатитами и березитами. Диапазон изменений ее мощности составляет 20-130 м. Рудная минерализация в динамометаморфитах связана с проявлениями сульфидов, магнетита, кварца, амфибола, хлорита, эпидота, графита и карбоната. Золотоносными являются калишпатиты по динамометаморфитам, состоящие из калишпата (70%), альбита (10-15%), кварца (5-10%), пирита (3-5%), арсенопирита (0,5%), а также актинолит-кварцевые образования.

Рудный парагенезис состоит из турмалина, эпидота, хлорита, биотита, флюорита, пирита, арсенопирита, магнетита, галенита, халькопирита, пирротина, сфалерита, самородного золота.



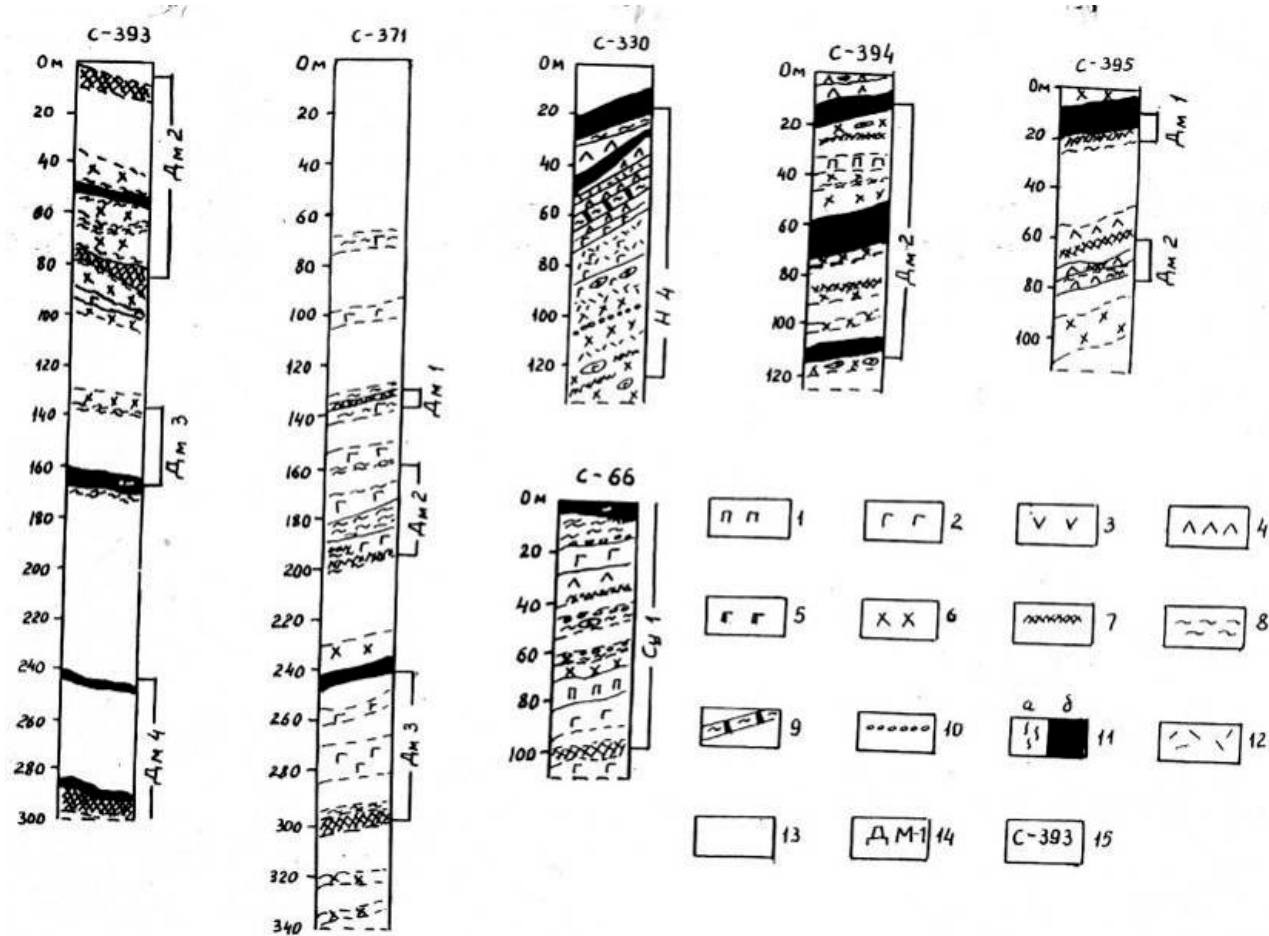


Рисунок 5.12 и 5.13. Результаты передокументации керна скважин колонкового бурения на Карийском золоторудном поле

1 – пироксениты; 2 – мезогаббро; 3 – габбро-диабазы; 4 – лейкогаббро; 5 – пегматоидные габбро; 6 – диориты, гранодиориты; 7 – калишпатиты и березиты; 8 – милониты; 9 – очковые бластомилониты; 10 – псевдотакхилиты; 11 – милониты, гиаломилониты по S-образному кливажу с лежащими микроскладками (а – слабо развитые, б – интенсивно развитые); 12 – зоны интенсивного дробления; 13 – интервалы скважин; 14 – номера золоторудных зон шарьяжно-надвигового типа; 15 – номера скважин.

Подтип одношовных надвигов

Обычно фиксируют подошвы некоторых чешуй, слагающих аллохтон Карийского рудного поля. Данный структурный подтип оруденения распространен на участках Сульфидном и Дмитриевском. При этом характер проявления золоторудной минерализации тот же, что и в зонах многошовных надвигов, только масштабы ее значительно меньше. Обычно мощность таких зон не превышает 8-10 м. Нередко наблюдаются постепенные переходы между минерализованными многошовными и одношовными надвигами по простиранию (зона Дм 1).

5.3 Пильненское рудное поле

Рудная минерализация на Пильненском месторождении главным образом сосредоточена в матриксе автокластического меланжа. Мелкие жилы, гнезда кварц-турмалинового, кварц-гидрослюдистого, кварц-сульфидного, сульфидного состава чаще всего обрамляют будины, повторяя их криволинейную форму (Рисунок 5.14).

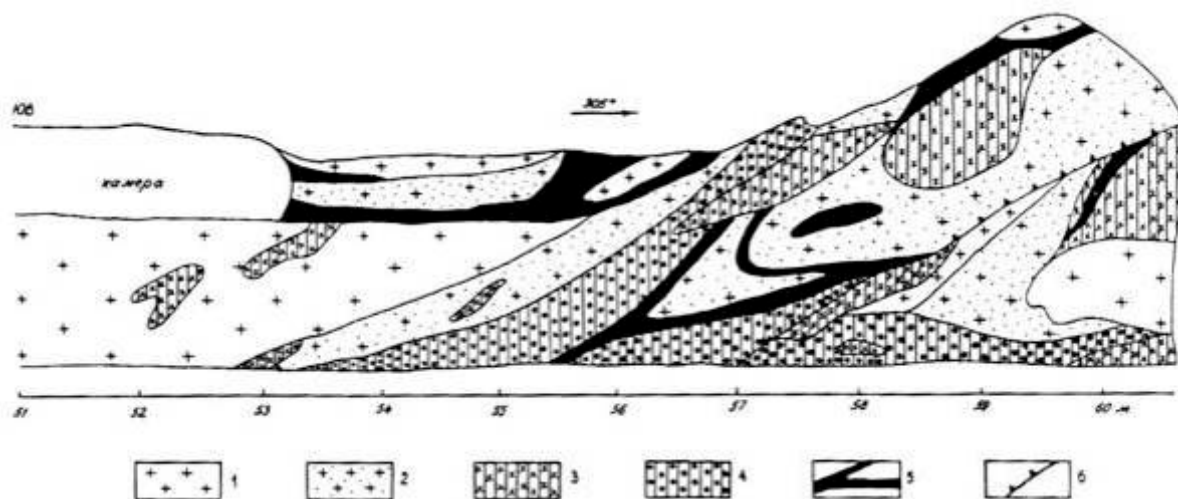


Рисунок 5.14 – Внутреннее строение участка золоторудной зоны автокластического меланжа Пильненского месторождения (фрагмент зарисовки юго-восточной стенки штольни № 4)

1 – биотитовые граниты; 2 – катаклазиты по биотитовым гранитам; 3 – катаклазированные мелкозернистые лейкограниты; 4 – окварцованные и аргиллитизированные аплитовидные кварц-альбитовые милониты; 5 – золоторудный кварц; 6 – надвиг.

Небольшая часть рудного материала формирует маломощные (как правило, не более 0,5 м) крутопадающие жилы – просечки в самих будинах. Характер, интенсивность, морфологические особенности оруденения преимущественно определяются размерами, формой, степенью динамометрической переработки первичных пород. Наиболее продуктивными являются участки динамометаморфитов, фиксирующиеся в подошвах полого залегающих линзовидных будин гранитов. В этих участках возникают сравнительно протяженные и линейно вытянутые прожилково-вкрапленные и жильные рудные образования (Рисунок 3.12). Рудоносный динамометаморфический комплекс представлен следующими разновидностями:

- брекчиевые и псаммитовые катаклазиты, часто содержащие обособления псевдотахилитового стекла;
- раскристаллизованные псевдотахилиты полевошпат-кварц-турмалинового, мусковит-альбит-гранатового, кварц-альбитового состава, обладающие внешним сходством с аплитами и кварцитами;
- бластомилониты типа “двуполевошпатовых гранитов”, “гибридных порфиров”, “лампрофиров”;
- милониты – серицит-кварц-альбитовые, хлорит-актинолитовые, кварц-актинолит-турмалиновые, кварц-актинолит-магнетитовые;
- каолинит-гидрослюдисто-кварцевые аргиллизиты, весьма сходные с аргиллизитами светлинского типа;
- жилы, линзы, прожилки гранулированного кварца.

Некоторые из этих рудных динамометаморфитов (в основном милониты) выполняют трещины в слабоизмененных гранодиоритах и гранитах. Часть их, представленных преимущественно гранулированным кварцем, раскристаллизованными псевдотахилитами, бластомилонитами, иногда милонитами и псаммитовыми катаклазитами, слагает жильные и дайкообразные тела в матриксе зоны автокластического меланжа. Особенно широко распространены турмалин-кварцевые, кварцевые, слюдисто-альбит-кварцевые и каолинит-гидрослюдисто-кварцевые рудные оторочки вокруг будин. Рудные

кварцевые жилы образуют каркас дуплексовой структуры или фрагмент лозанжа, в который трансформировался автокластический меланж на поздней стадии своего формирования (Рисунок 5.15).

Наиболее высокопродуктивная на Au, Mo, W и Bi часть Пильненского поля представляет собой крупный рудный штокверк (2,9x1,3 км) жильно-вкрапленно прожилкового типа. Его площадь, за вычетом практически не рудоносных пяти крупных блоков биотитовых гранитов и лейкогранитов, составляет 2,4 км². Большая часть площади штокверка находится в геохимических полях концентрирования вышеупомянутых рудных элементов, включающих их контрастные аномалии с параметрами: Au – 2,1x1,3 км при содержаниях 0,01-0,09 г/т, Mo – 2,2x1,2 км при содержаниях ≥ 6 г/т. Геохимические поля концентрирования Bi (2-9 г/т) и W (3-20 г/т) выходят за границы штокверка. В пределах штокверка выявлены контрастные аномалии этих элементов, представленные в виде серии вытянутых в северо-западном направлении полос шириной от 250-300 до 500 м и длиной более 1 км для Bi и до 2-2,5 км для W. В отличие от типичных штокверковых месторождений, Пильненский штокверк, наряду с рудными жилами, прожилками, зонками вкрапленных минералов, в значительно больших количествах представлен рудными оторочками (толщиной 0,05-0,5 м) кварца, кварца с турмалином, милонитов, бластомилонитов и аргиллизитов, обрамляющих будины эллипсоидной формы небольших размеров (0,5-4,0 м по длинной оси) в автокластическом меланже.

Для оценки продуктивности штокверка на Au авторами были опробованы стенки пройденных в 1940-1950-х годах штольни № 4 и квершлага № 2 (Таблица 5.1).

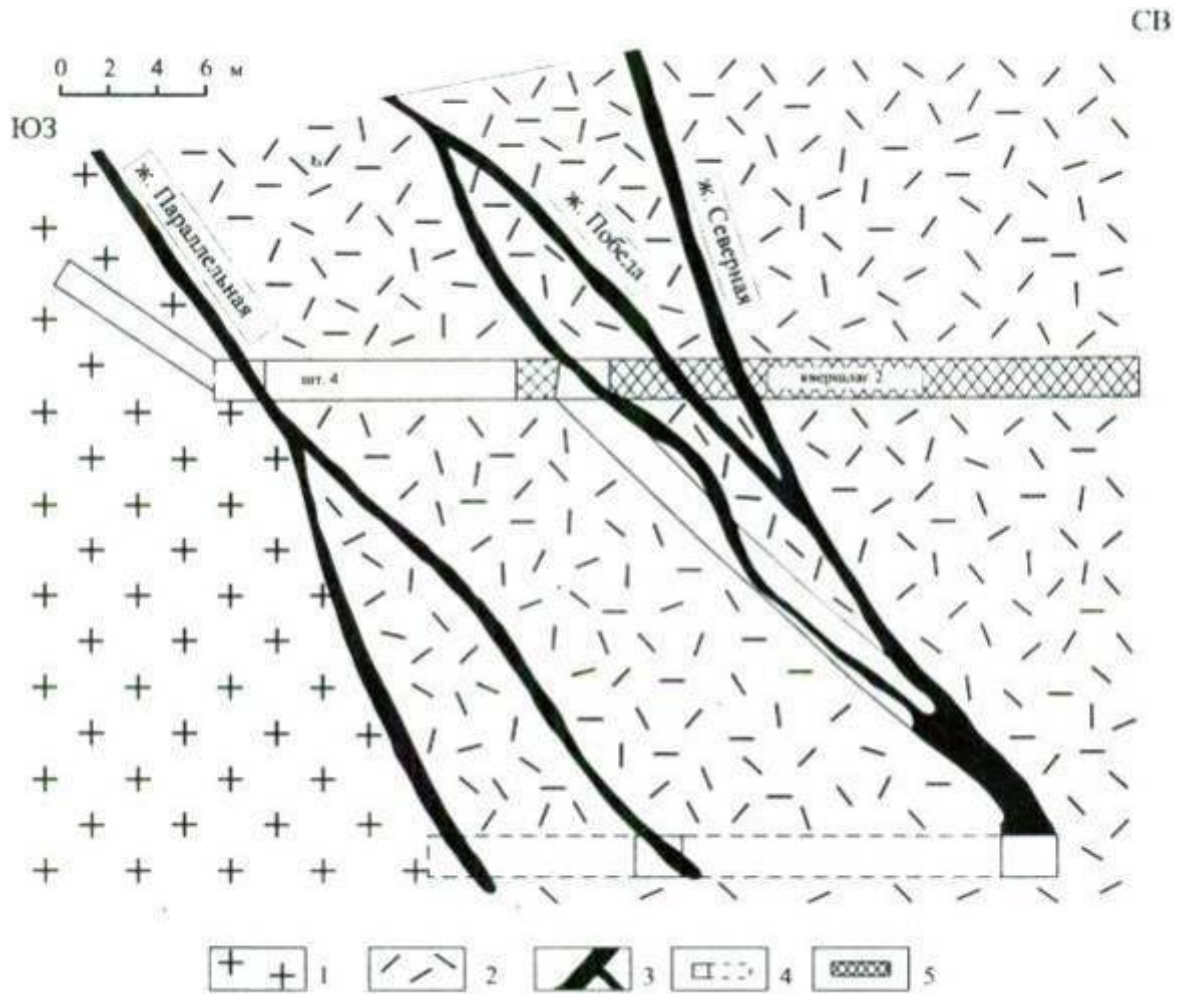


Рисунок 5.15 – Фрагмент рудного прожилково-жильного штокверка в структуре лозанжа Пильненского поля

1 – блок аподиоритовых лейкогранитов в зоне автокластического меланжа; 2 – катаклазированные и слабо милонитизированные мелкозернистые лейкограниты с рудными прожилками; 3 – жилы рудного кварца; 4 – подземные горные выработки; 5 – интервал бороздового опробования на Au стенки квершлага 2.

Таблица 5.1 – Результаты определения содержаний золота пробирно-абсорбционным анализом в борздовых пробах из подземных горных выработок на горизонте штольни № 4 (анализы выполнены в ЛИЦИМС, г. Чита)

Номер пробы	Длина проб, м	Содержания Au, г/т
Штольня № 4		
3-1	1,5	0,17
3-2	1,2	0,79
3-3	0,2	0,36
3-4	0,6	0,15
3-5	1,2	0,25
3-6	0,5	2,83
3-7	0,3	0,25
3-8	0,5	3,77
3-9	1,2	0,16
3-10	2,0	0,10
3-11	1,5	0,38
3-12	1,8	0,10
3-13	0,2	1,07
3-14	0,5	3,40
3-15	0,4	3,09
3-16	0,15	0,92
3-17	0,4	1,00
3-18	1,1	0,54
3-19	0,1	0,12
3-20	2,15	5,37
3-21	1,25	0,30
3-22	1,70	1,56
3-23	1,2	1,19
3-24	0,75	0,90
3-25	0,25	0,10
Средневзвешенное (интервал 60,5 м)		1,20

Продолжение таблицы 5.1

Квершлаг № 2		
3-26	0,75	1,0
3-27	0,60	1,23
3-28	1,5	0,10
3-29	1,5	0,10
3-30	0,4	9,64
3-31	1,4	2,58
3-32	0,25	4,90
3-33	0,25	9,55
3-34	1,4	14,04
3-35	1,85	0,13
3-36	0,95	0,10
3-37	0,75	0,10
3-38	0,5	0,10
Средневзвешенное (интервал 25 м)		2,73

Средневзвешенное содержание Au на общую длину опробования (60,5 м) стенки штольни № 4 составило 1,2 г/т, а квершлаг № 2 (25 м) – 2,73 г/т. Результаты опробования стенки квершлага № 2 подтвердили данные (Au=2,77 г/т), полученные для него С.П. Летуновым и В.В. Залуцким в 1986 г. В процессе документации и опробования квершлага № 2 обозначен обогащенный интервал в 20,5 м со средним содержанием Au 4,04 г/т.

На высокую золотоносность штокверка также указывают результаты анализа данных по опробованию керна буровой скв. № 1 (Рисунок 5.16), предоставленных в наше распоряжение А.А. Пановым (АО “Прииск Усть-Кара”). В интервале глубин 0-126 м эта скважина вскрыла 18 рудных кварц-турмалиновых прожилков мощностью от 2 до 30 см с содержаниями Au от 0,2 до 117,2 г/т (общая длина керновых проб – 6,43 м). Принимая содержания Au=0 г/т для интервалов, не затронутых керновым опробованием, рассчитанное среднее содержание Au для интервала глубин 0-50 м (оптимальная глубина отработки открытым способом) составило 3,06 г/т.

Вторым после Au промышленной значимости рудным элементом Пильненского штокверка является Мо. Как было показано выше, максимальные его содержания установлены в кварцевых жилах. Уровни концентраций Мо в

прожилково-вкрапленных рудах сопоставимы с таковыми в забалансовых рудах Жирикенского молибденового месторождения (Восточное Забайкалье) и близки к содержаниям в балансовых рудах Мало-Ойногорского месторождения (Западное Забайкалье). Такие сравнительно низкие содержания Мо ($\leq 0,05$ мас.%) при значительных его запасах – характерная черта многих промышленных месторождений штокверкового прожилково-вкрапленного типа медно-порфирового семейства (Коунрад, Бингем, Браден и др.).

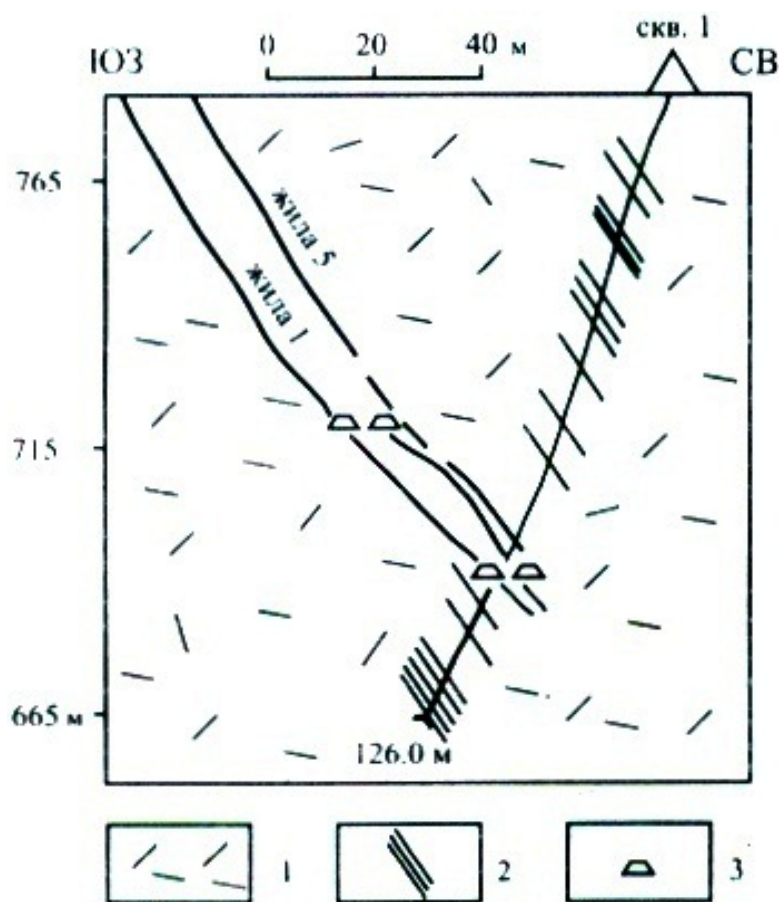


Рисунок 5.16 – Строение рудного прожилково-жильного штокверка, вскрытого буровой скважиной на Пильненском месторождении

1 – катаклазированные и слабо милонитизированные мелкозернистые лейкограниты с рудными прожилками; 2 – рудные кварц-турмалиновые прожилки; 3 – штреки.

Данных по содержаниям W и Bi в настоящее время недостаточно для оценки продуктивности на эти компоненты рудного штокверка Пильненского месторождения.

6 КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ, ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В НАДВИГОВЫХ СТРУКТУРАХ

6.1 Минералого-геохимические критерии

6.1.1 Бадранское рудное поле

На примере Бадранского месторождения разработаны критерии прогнозирования, поисков и оценки промышленного золотого оруденения, приуроченного к надвиговым структурам в черносланцевых толщах.

1) Повышенный геохимический фон Au рудовмещающей терригенной толщи.

Результаты определения содержаний Au в породах рудовмещающей толщи Бадранского поля (Таблица 6.1) и данные [48; 53] позволяют в качестве его источника при формировании рудных тел рассматривать органическое вещество и сульфиды осадочного происхождения. В керогенной части органического вещества (89-93% от C_{org}) содержания Au составляют 0,24-0,33 г/т, а в марказите в среднем 2 г/т.

2) Карбонатные “шляпы” над рудными столбами и наличие карбонатов в составе высокопродуктивных рудных парагенезисов.

В рудоподготовительный этап в процессе динамометаморфизма образование органического вещества происходит по схеме [113; 110]: первичное слабо золотоносное углеродистое вещество →золотосодержащий графит I+карбонаты+самородное Au. Параллельно слабо золотоносный марказит преобразуется в обогащенные Au (до 160 г/т), пирит и арсенопирит [48] с выделением некоторой части самородного Au.

Таблица 6.1 – Содержания (масс.%) $C_{орг}$ в рудах и горных породах Бадранского месторождения (зона Надвиговая)

Краткая характеристика проб	$C_{орг}$	Нерастворимый остаток (кероген)	Карбонатная фаза (100-н.о.)	Среднее содержание Au (г/т) в керогене
<u>Рудоподготовительный этап</u>				
Бедные руды, непродуктивные участки милонитов (10)	0,77	87,1	12,9	1,16
Милониты рудовмещающей толщи (10)	0,72	86,3	13,7	
Березиты и березитизированные катаклазиты (36)	0,50	83,2	16,8	
<u>Рудный этап</u>				
Милонит-кварцевые руды штокверковые (18)	0,47	82,7	17,3	3,63
Жильный рудный кварц (6)	0,29	78,4	21,6	

Примечание – Содержания хлороформенного битумоида, полученные при экстрагировании углеродистого вещества, составляют 0,003-0,015 мас.%. Аналитики Д.Х. Мартихаева и Э.А. Развозжаева.

В рудный этап развития структуры Бадранского поля в шовных зонах поздних надвигов (S-образный кливаж) формировались породы милонитовой фации с золоторудной жильно-прожилковой кварцевой минерализацией. При этом происходило уменьшение содержаний $C_{орг}$ и одновременное увеличение карбонатного компонента (Рисунок 6.1) на фоне уменьшения керогенной составляющей органического вещества (Таблица 6.1). В ходе механохимического окисления $C_{орг}$ происходило частичное разложение полевого шпата других силикатов, выщелачивание кремнекислоты с последующим формированием жил и прожилков кварца. Доказательством генетической связи органического вещества

с кварцево-жильной минерализацией, березитизацией является высокая отрицательная связь $C_{\text{орг}}$ с SiO_2 и количеством кварца и положительная с содержаниями гидрослюда (Рисунок 6.2).

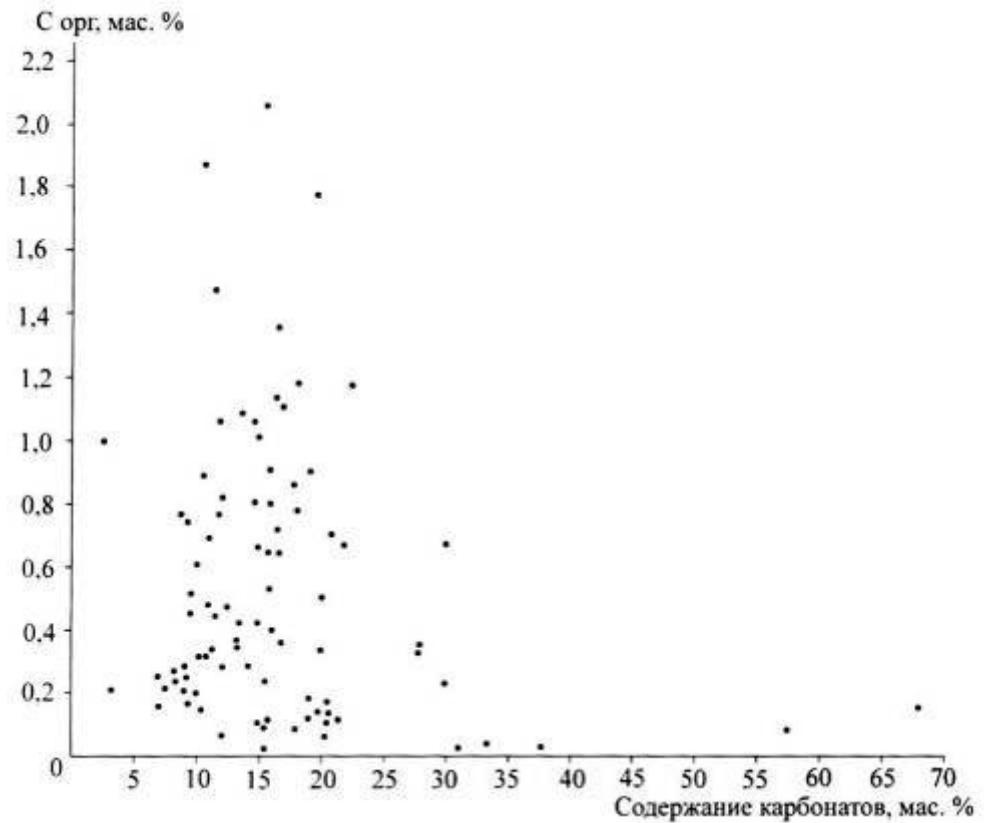


Рисунок 6.1 – Соотношение содержаний $C_{\text{орг}}$ и карбонатов в породах, рудах Бадранского поля

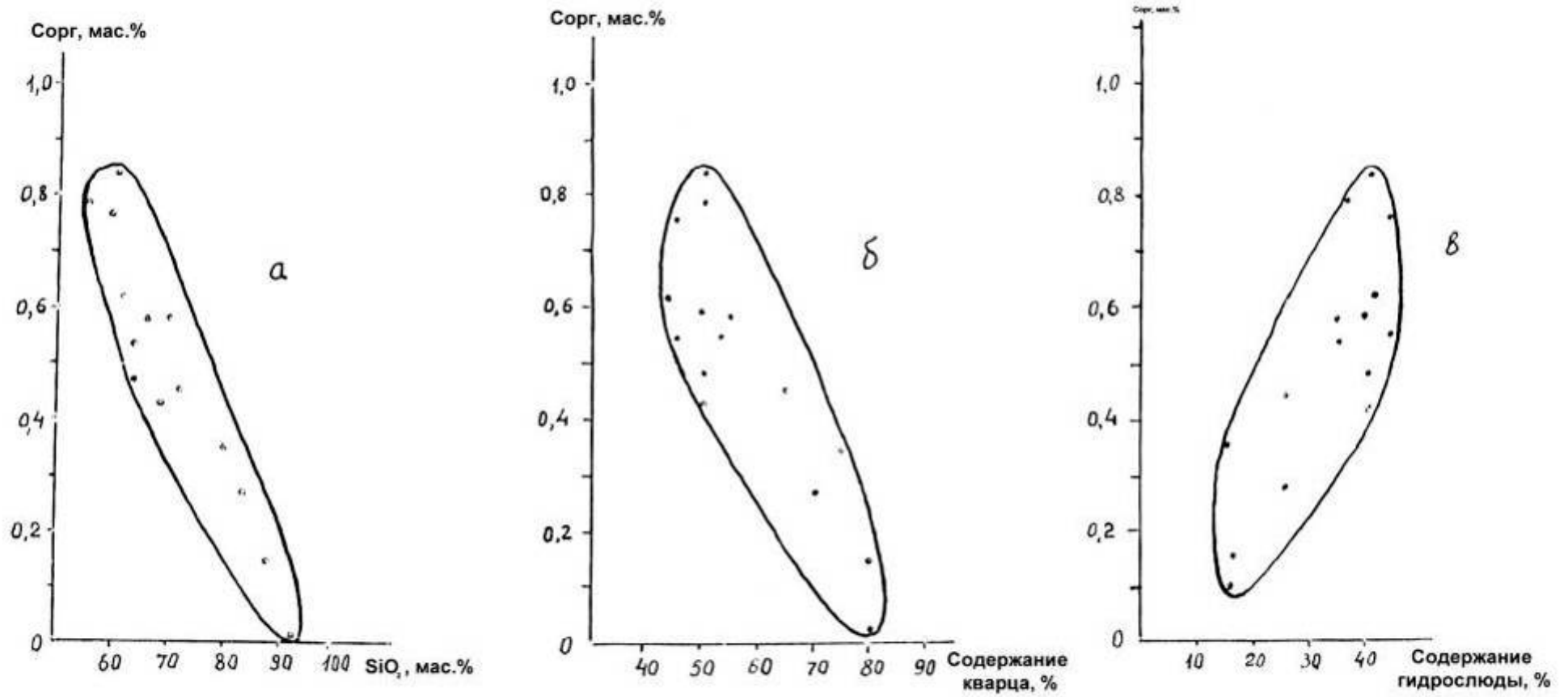


Рисунок 6.2 – Соотношение $C_{орг}$ – SiO_2 (а), $C_{орг}$ – кварц (б), $C_{орг}$ – гидрослюда (в) в рудах зоны Надвиговой Бадранского рудного поля

Рудному столбу блока 6 зоны Надвиговой свойственны сравнительно низкий уровень содержаний $C_{орг}$ (0,23-0,42 мас.%) и высокий процент (около 20 мас.%) магнезиально-железистых карбонатов (Таблица 6.2, Рисунок 6.3) (доломит+сидерит) отношений $FeCO_3:CaCO_3 \geq 4$. Амузинский В.А. с соавторами [3] установили для руд зоны Надвиговой в парагенезисе с золотом доломит, выделив наиболее продуктивную халькопирит-галенит-альбит-доломит-кварцевую стадию рудогенеза. Бедные руды и породы непродуктивных участков блока 6 в среднем в 2-2,5 раза (0,62-0,90 мас.%) содержат больше $C_{орг}$, меньшее количество (11,0-18,1 мас.%) карбонатного компонента и больше кальцитового компонента ($FeCO_3:CaCO_3 \geq 4$). Со стороны висячего бока надвига над рудным столбом блока 6 в рудовмещающей толще обнаружен ореол карбонатизации (“карбонатная шляпа”), вскрытый разведочными канавами. Наличие таких “карбонатных шляп” может служить критерием прогнозирования участков богатого золотого оруденения, не выходящих на дневную поверхность.

Таблица 6.2 – Содержания (мас.%) карбонатных фаз в породах и рудах
Бадранского месторождения (анализ кислотных вытяжек)

Характеристика пород	Среднее содержание карбонатных фаз	CaCO ₃	(Ca, Mg)CO ₃	FeCO ₃	(Ca, Mg)CO ₃ + FeCO ₃	<u>FeCO₃</u> CaCO ₃
<u>Рудные зоны с промышленными содержаниями золота</u>	14,0	2,5	51,1	46,6	97,5	19,0
Милониты с кварц- карбонатными прожилками (5)	5,0 7,1	3,8 7,8	54,4 32,6	41,8 59,6	96,2 92,2	11,0 7,6
Тектонобрекчии	10,0	10,9	44,3	44,8	89,1	4,1
Рудный жильный кварц (5)						
Милониты (10)	11,0	15,8	34,2	50,0	84,2	3,2
<u>Околорудные зоны</u>	29,0	17,8	71,4	10,8	82,2	0,61
Катаклазиты с кварц- карбонатными прожилками	12,0 15,0	27,0 28,4	31,3 13,6	41,7 58,0	73,0 71,6	1,5 2,0
Катаклазиты с гипс- карбонатными прожилками						
Березитизированные катаклазиты						
Катаклазиты с кварцевыми прожилками						

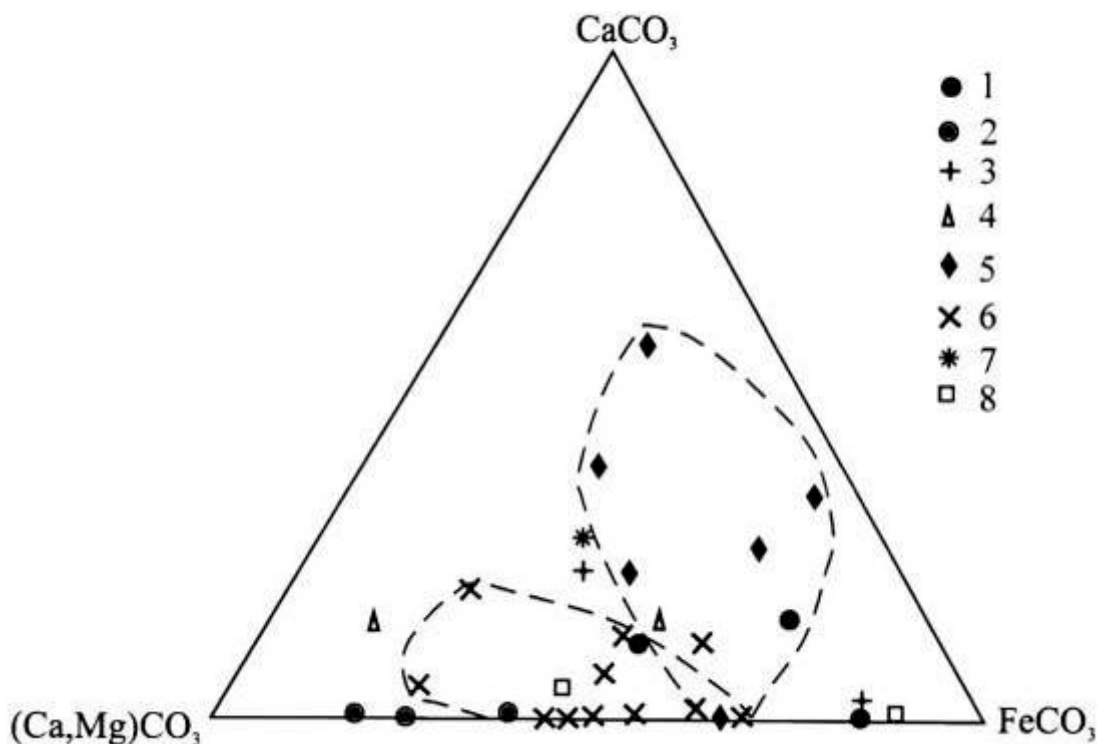


Рисунок 6.3 – Состав карбонатов из горных пород и руд Бадранского рудного поля. Карбонатные фазы, растворенные в HCl из проб

1 – кварц из рудного столба блока 6 зоны Надвиговой; 2 – кварц участка с богатым оруденением блока 5 (уклон 10, штольня 252); 3 – жильный кварц из рудной зоны среднего течения Безводного; 4 – кремовые березиты; 5 – серые гидрослюдистые березиты; 6 – милониты; 7 – лиловые милониты; 8 – конгломератовидные брекчии.

6.1.2 Карийское и Пильненское месторождения

Источником золота в месторождениях Пришилкинской зоны большей частью являлись амфиболиты, пироксениты, габброиды одноименного докембрийского зеленокаменного пояса, тела которых участвовали в коллизии. По данным Ю.П. Евсеева [32], первоначальная золотоносность зеленокаменных пород Пришилкинской зоны в 2,1 раза превышает кларковые содержания Au в ультраосновных породах и в 2,6 раза в основных магматитах. Повышенные содержания золота также характерны и для диоритоподобных пород кулиндинской свиты.

Мобилизация и концентрирование Au осуществлялось (механохимическим) путем в процессах тектоно-метаморфических механохимических преобразований

указанных групп первично золотоносных пород при формировании шарьяжно-надвиговых структур. К сожалению, специально не изучалась форма нахождения золота в этих породах. По аналогии с другими регионами можно предполагать, что большая часть Au в них в виде тонкодисперсных фаз находится в сульфидах, магнетите, пироксене, амфиболе, биотите. Некоторая доля Au, несомненно, присутствует в свободной форме, о чем свидетельствуют результаты изучения минералогических проб-протолочек. При динамометаморфизме происходит не только высвобождение из силикатов и акцессорных рудных минералов рассеянного золота, но и укрупнение (коалесценция) его частиц. Степень мобилизации и концентрирования Au прямо зависит от степени и интенсивности проявления процессов динамометаморфизма. В этой связи, следует отметить высокий уровень содержаний Au, характеризующий тела раскристаллизованных псевдотахилитов, в той или иной степени распространенных в Карийском и Пильненском золоторудных полях. Поэтому наличие золотоносных псевдотахилитов (часто кварцитовидных и аплитовидных) и гиаломилонитов в составе динамометаморфических комплексов – важный прогностно-поисковый и оценочный критерий.

6.2 Структурные факторы контроля золотого оруденения

6.2.1 Бадранское месторождение

Отличительными признаками рудного структурного парагенезиса Бадранского месторождения являются:

- наличие пологопадающей полосчатости в висячем крыле надвигов;
- преобладающая ориентировка шарниров складок по азимуту 110-60°;
- наличие жил гранулированного кварца плитообразной формы, выдержанных по мощности и элементам залегания, контролируемых трещинами скола. Жилы обладают следующими особенностями внутреннего строения:

- четкие прямолинейные или слабоволнистые контакты, как правило, секущие сланцеватость;

- развитие полосчатых текстур в кварце, особенно в приконтактных частях;
- ориентировка останцов вмещающих пород субпараллельно контактам жил.

К группе структурных критериев следует также отнести рассмотренные в главе 5 – условия локализации рудных столбов зоны Надвиговой.

6.2.2 Карийское и Пильненское месторождения

Наблюдается приуроченность промышленных скоплений Au к меланжевым структурам и многошовным надвигам, как правило, испытавших наложение поздних деформационных структур. Пример Волгинского участка Карийского поля свидетельствует, что среди золотоносных зон меланжа наиболее высокопродуктивным является тип линзовидно-пластинчатого. В зонах блокового типа зон автокластического меланжа показателем высокой продуктивности является наличие отторженцев (будин) с кварцсодержащими оторочками.

7 НЕТРАДИЦИОННЫЕ МЕТОДЫ ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ, ОЦЕНКИ ПРОДУКТИВНОСТИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ДИНАМОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ (НА ПРИМЕРЕ БАДРАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ)

Приведены результаты применения термохроматического (метод прокаливания), литогеохимического с использованием СЭС – анализа и минералого-геохимического на основе анализа химического состава карбонатных вытяжек (метод “карбонатных шляп”) методов при прогнозировании и поисках золотого оруденения в пределах Бадранского поля. Установлено, что каждый из этих методов позволяет с вероятностью $>0,5$ оконтуривать рудные зоны на поверхности и, особенно, на глубине, не выходящие на дневную поверхность. Комплексирование указанных методов обеспечивает надежность и весьма высокую достоверность прогнозных оценок.

Термохроматический метод

Термохроматический (прокаливания, обжига) метод изучения штучных сколковых геохимических проб, основанный на “эффекте керамики” был предложен В.А. Станниковым в 1978 году (авторское свидетельство № 667058) [103]. Он был апробирован на Сухоложском месторождении золота. С его помощью было установлено, что пробы из продуктивных золотоносных зон в черных сланцах при прокаливании (до $T=900^{\circ}\text{C}$) в муфельной печи в течении 2 часов приобретают белую окраску, а из непродуктивных – бурую различных оттенков. Однако вывод В.А. Станникова и его последователей [103] о природе различных окрасок, которые получают черные сланцы в процессе термообработки (различная степень зрелости осадков, обусловленная составом и количеством глинистых минералов), оказался ошибочным, поскольку исследованиями последнего времени доказано динамометаморфическое происхождение рудных тел на месторождении Сухой Лог. Этой генетической интерпретации также противоречат результаты различных экспериментов по исследованию влияния прокаливания горных пород на минеральный состав и свойства последних, а

также термические превращения в рудных минералах, фиксируемые в природных и лабораторных условиях (колчеданные и угольные пожары, пирометаллургические процессы и т.д.).

В дальнейшем на примерах образцов из различных руд и горных пород из Пильненского, Токичанского [119], а затем Бадранского месторождений золота нами было установлено, что окраска различных цветов, приобретаемая при обжиге рудным кварцем, оруденелыми “черными сланцами”, в различной степени тектонизированными и измененными песчаниками, алевропелитами терригенных комплексов типа верхоянского, обеспечивается соединениями, появляющимися в результате разложения рудных минералов (оксиды, сульфиды, сульфосоли).

Рудные столбы зоны Надвиговой Бадранского поля характеризуются совмещением минеральных ассоциаций 3-х стадий, содержащих такие типоморфные минералы, как мышьяковистый пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, тетраэдрит и антимонит. Все эти минералы при термообработке разлагаются, давая белые и лилово-белые налеты. Эталонные пробы из выработок, пройденных по рудному столбу блока 6 (штольня 400), при обжиге приобрели преимущественно белую с кирпичным оттенком окраску и реже лилово-белую, а пройденных по обогащенным золотом рудным интервалам блока 5 (штольня 280) и 4 (штольня 252) главным образом – лилово-белую, в отдельных случаях – белую. Слабооруденелые или безрудные участки зоны Надвиговой характеризуются бурой окраской при прокаливании.

Методом обжига керновых проб буровых скважин и проб из канав продуктивная часть зоны Надвиговой прослежена в северо-восточном направлении (Рисунок 7.1). По скважине 73 она установлена на интервале глубин 215-260 м, по скважине 74 – 220-305,6 м. Таким образом, на продолжении рудного столба блока 5 прогнозируется новый рудный столб, пересеченный скважинами 73 и 74.

С помощью термохроматического метода прогнозируется промышленное золотое оруденение по рудным зонам Бадранская 1 и 2, а также Северо-Западной и Юго-Восточной.

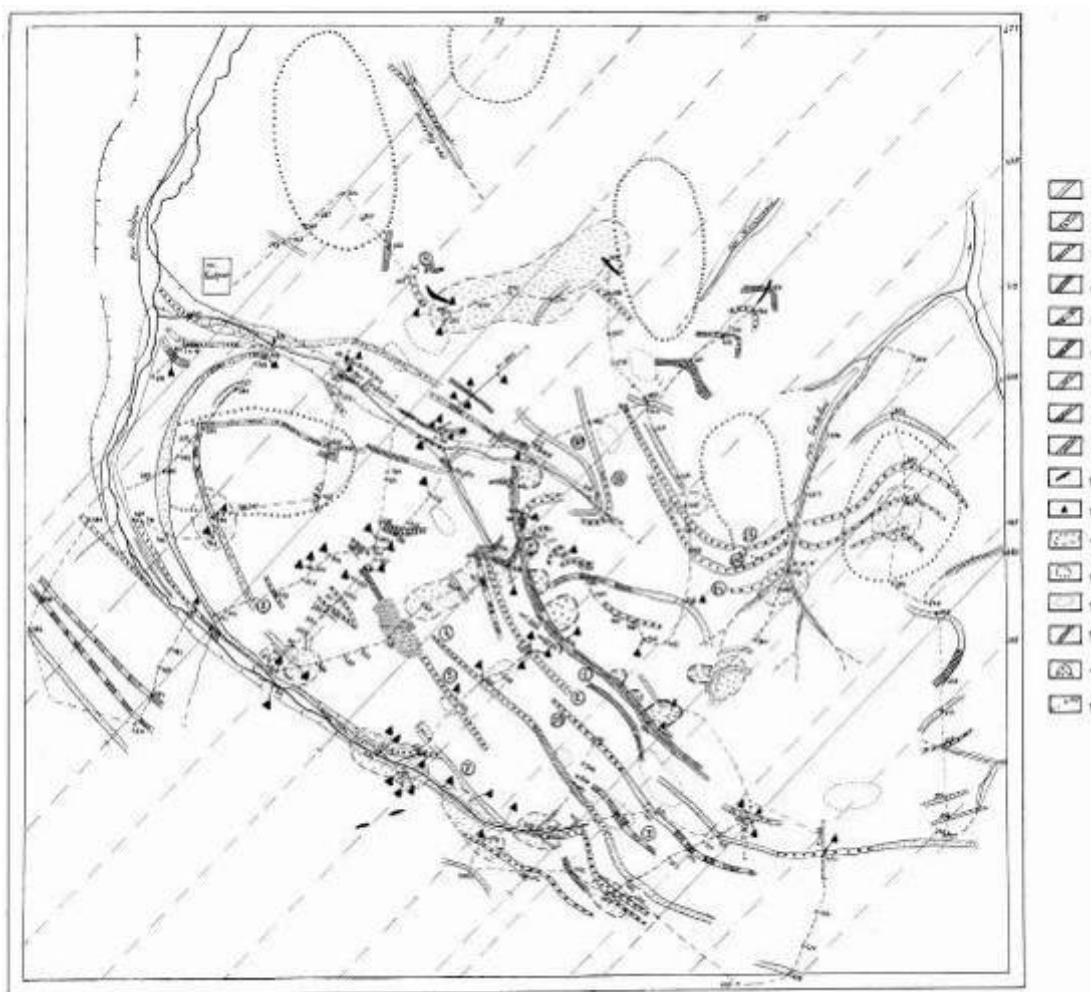


Рисунок 7.1 – Результаты картирования золоторудных зон на Бадранском поле методом термообработки сколовых проб

1-9 – окраска обожженных образцов: 1 – окраска обожженных образцов, фиксирующих продуктивные рудные зоны, 2 – буро-лиловая, лилово-серая различных оттенков, иногда пятнистая с белыми, лилово-белыми налетами, 3 – лилово-белая с пятнами оранжево-бурой, 4 – лилово-белая, 5 – пятнистая белая и ярко-кирпичная, 6 – пятнистая лиловая и кирпичная, 7 – пятнистая лилово-белая и кирпичная, 8 – пятнистая буро-лиловая, серо-лиловая и белая, 9 – пятнистая лиловая, белая, кирпичная; 10 – пятнистая лилово-белая и кирпичная; 11 кварцевые жилы; 12 – находки продуктивного жильного кварца в обломках; 13 – обломочный ореол жильного кварца по данным авторов; 14 – обломочный ореол жильного кварца по данным предшественников; 15 – литохимические ореолы золота по данным предшественников; 16 – зона Надвиговая; 17 – богатые участки зоны Надвиговой по данным проходки горных выработок.

Литогеохимический метод с использованием СЭС-анализа

Сцинтилляционный эмиссионный спектральный анализ относится к экспресс-методу [90]. Для его проведения используются спектрографы одноканальные и многоканальные. Сцинтилляционные установки обеспечивают

приближенно-количественные определения содержаний Au, Ag, As с пределами концентраций 0,1-0,005 г/т и оценку размеров частиц самородных металлов в интервалах: для Au – 3-5 мкм, 9-12 мкм, 12-15 мкм, 15-25 мкм; для Ag – 3-7 мкм, 7-11 мкм, 11-15 мкм, 15-18 мкм. Величина аналитической навески – 0,4 г. СЭС-анализом были изучены все разновидности горных пород и руд Бадранского поля. Полученные данные были затем использованы для составления геохимических разрезов и сопоставлялись с результатами термохроматических определений, пробирного и атомно-абсорбционного анализов на Ag и Au. Опробование эталонных рудных интервалов по блокам 5 и 6 зоны Надвиговой показало, что промышленные руды по данным определения сцинтилляционным спектральным анализом не показывают содержаний золота, опускающихся ниже 0,01 г/т. Результаты анализа проб, отобранных из подземных горных выработок на горизонтах штолен 400, 252 и 280 и являющиеся эталонными для участков с богатым промышленным оруденением, показали содержания золота 0,01-4,4 г/т, серебра 0,02-6,0 г/т. Они и использованы как критерии прогнозирования рудных столбов.

Сопоставление результатов определения содержаний золота полуколичественным методом СЭСа и количественным атомно-абсорбционным в 12 сколовых геохимических пробах показало следующее: в 50% проб содержания золота, определенными этими методами, различаются незначительно, не более чем в 2 раза. В одной пробе (9% от общего числа) концентрации золота по данным СЭСа в 10 раз завышены по сравнению с атомно-абсорбционным анализом. Остальные пробы (41%) показали заниженные, иногда в 10-28 раз, содержания золота, определенные СЭСа.

В эти 41% проб попадают все пробы по рудному столбу блока 6, чем объясняется упомянутый сравнительно низкий уровень эталонных содержаний, определенных СЭСа и используемый в целях прогноза.

Таким образом, вероятность прогноза рудных столбов только на основании данных по определению содержаний золота методом СЭСа примерно равна 0,5.

В результате изучения глубоких горизонтов зоны Надвиговой под рудным столбом блока 5, по данным СЭС-анализа керновых проб скважины 73, на интервале глубин 191-241 м ($\text{Au}=0,01\text{-}2,0$ г/т, $\text{Ag}=0,01\text{-}1,5$ г/т), нами прогнозируется богатое промышленное оруденение (Рисунок 7.2).

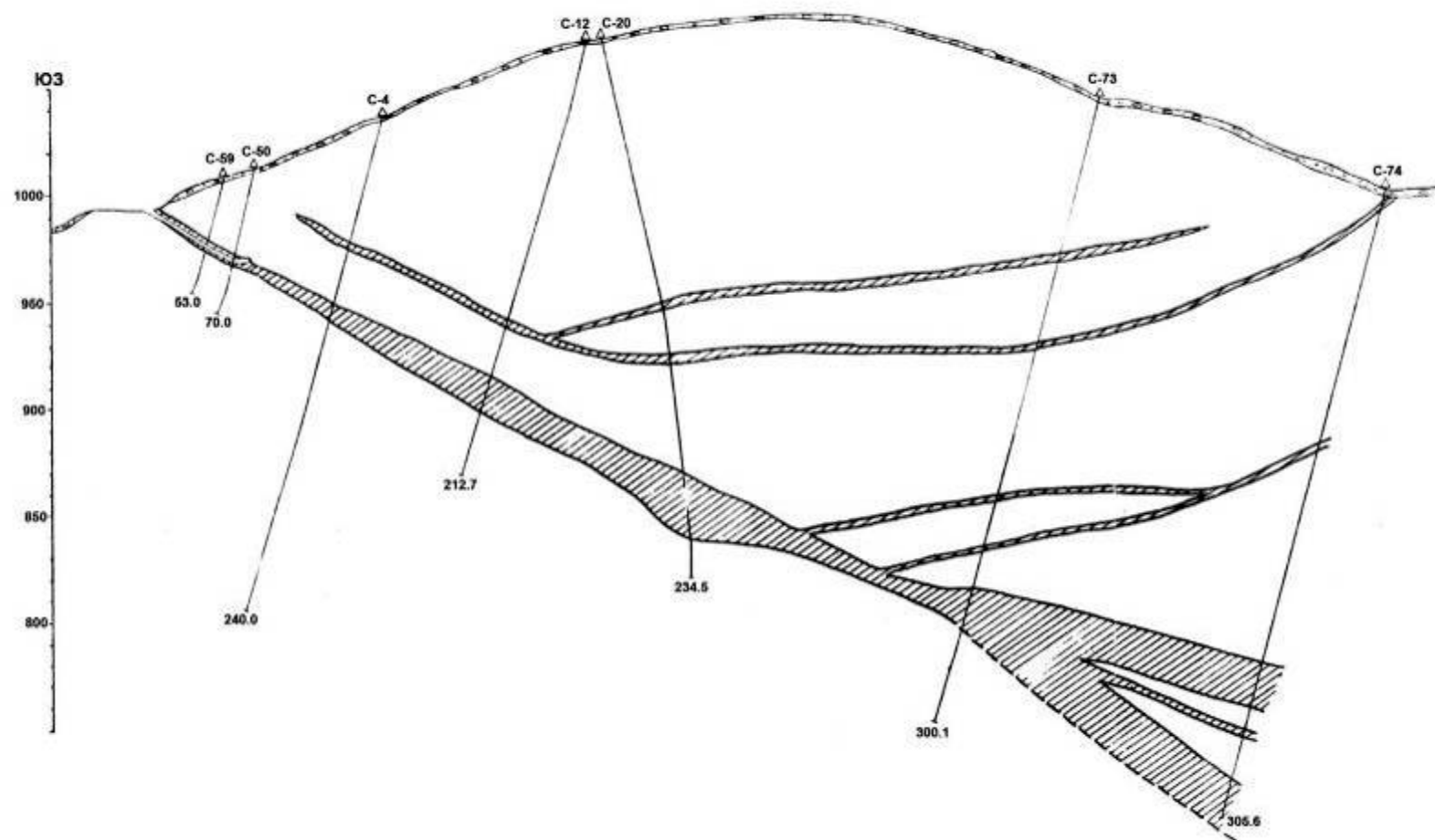


Рисунок 7.2 – Результаты картирования рудных зон на Бадранском поле путем СЭС-анализа керновых проб

Минералого-геохимический метод на основе анализа химсостава карбонатных вытяжек (картирование “карбонатных шляп”)

Использование минералогического метода, основанного на исследованиях ореолов карбонатных минералов в золоторудных полях, было успешно применено при прогнозировании, поисках на выходящих на поверхность рудных зон золото-сульфидного типа в углеродсодержащих толщах одного месторождения, оруденение которого так же, как и Бадранского рудного поля, приурочено к надвиговой структуре [44]. Показано, что над пологими рудными зонами этого месторождения образуется ореол развития кварц-карбонатных прожилков мощностью 10-80 м (“карбонатная шляпа”). При этом от рудного тела снизу вверх происходит последовательная постепенная закономерная смена карбонатных минералов: анкерит, сидерит, кальцит.

Для разработки критериев поисков и прогнозирования “слепого” промышленного оруденения методом “карбонатных шляп” нами специальному изучению были подвергнуты карбонатные минералы из различных типов руд, рудоносных и безрудных пород. Последние извлекались путем их избирательного растворения в кислоте (метод кислотных вытяжек), а затем химически анализировались. Всего было отобрано и проанализировано на карбонаты 30 проб.

Однако прежде чем привести результаты исследований карбонатных минералов, дадим сначала краткую характеристику генезиса карбонатсодержащих золотоносных динамометаморфических комплексов Бадранского рудного поля.

В формировании структуры Бадранского рудного поля выделяется два этапа тектонических деформаций сжатия и соответствующих им динамометаморфических преобразований, следствием которых явилось двухступенчатое концентрирование золота [110]. Ранний этап характеризуется образованием пологого кливажа течения (вторичная полосчатость), складок волочения и брахиформных складок продольного изгиба F_1 с кливажом осевых плоскостей (сланцеватость S_1), меланжевых структур в подошвах шарьяжей. Его можно назвать рудоподготовительным. В этот этап происходило

механохимическое преобразование углеродистого вещества по схеме: первичное слабо золотосодержащее углеродистое вещество $\rightarrow$ золотосодержащий (Au в 7-20 раз больше, чем в первичном углеродистом веществе) графит I + карбонаты + самородное золото. Параллельно слабозолотосодержащий марказит превращается в обогащенный золотом пирит и арсенопирит, до 160 г/т [48], также с выделением самородного золота. Высвободившаяся при разложении углеродистого вещества и марказита часть самородного золота концентрируется (непромышленные содержания) в метаморфогенном блоково-зернистом кварце I, березитизированных динамометаморфитах.

Второй (рудный) этап связан с формированием динамометаморфитов милонитовой фации в шовных зонах поздних надвигов. При этом происходило образование S-образного кливажа (в шовных зонах), подворотов и принадвиговых складок волочения F₂. Трещины S-образного кливажа выполнялись графитом II.

Кварц I в милонитовых швах перекристаллизовывался в полосчатый “книжной” текстуры (за счет графита II) гранулированный рудный кварц. Происходило уменьшение содержаний C_{орг} за счет окисления значительной части углеродистого вещества с параллельным увеличением карбонатного компонента (Таблица 7.1), а также разложение золотосодержащих пирита и арсенопирита с кристаллизацией галенита, сфалерита, блеклых руд. Механохимические процессы преобразования графита I, пирита и арсенопирита обеспечили мобилизацию и последующее отложение золота в промышленных масштабах. Они также привели к частичному разложению полевого шпата, других силикатов, выщелачиванию кремнекислоты, особенно в автохтоне, что фиксируется прямыми геологическими наблюдениями. Изучение ИК-спектров, выделенных из фракций углеродистого вещества хлороформенного и спиртобензольного битумоидов показало, что битумоиды богатых кварцево-жильных руд в наибольшей степени подвергнуты окислению, по сравнению с бедными штокверковыми и безрудными зонами динамометаморфитов.

Показатель окисленности углеродистого вещества – содержание в нем карбонатной фазы – достигает максимума в богатых жильных кварцевых рудах (Таблица 7.1).

Таблица 7.1 – Содержания (мас. %) $C_{орг}$ в горных породах и рудах Бадранского месторождения (аналитики Д.Х. Мартихаева, Э.А. Развозжаева, Институт геохимии СО РАН, Иркутск)

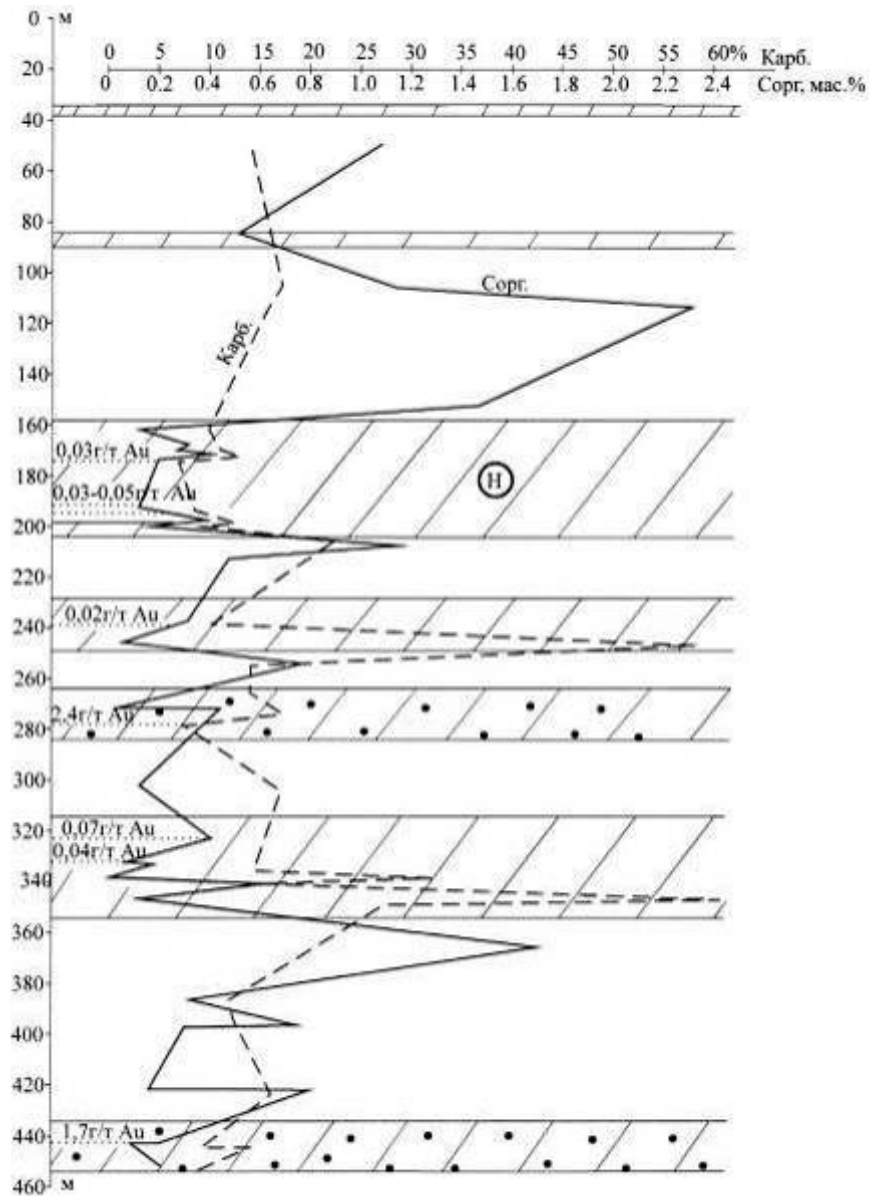
Характеристика пород	$C_{орг}$	Нерастворимый остаток – н.о. (кероген)	Карбонатная фаза (100 – н.о.)	Среднее содержание Au (г/т) в керогене
Жильный рудный кварц (6)	0,29	78,4	21,6	3,63
Рудный кварцевый штокверк в милонитах (18)	0,47	82,7	17,3	
Березиты и березитизированные катаклазиты (36)	0,50	83,2	16,8	1,16
Милониты околорудных зон (10)	0,72	86,3	13,7	
Бедные непромышленные руды в милонитах (10)	0,77	87,1	12,9	

Примечание – В скобках - число проб. Содержания хлороформенного битумоида, полученные при экстрагировании углеродистого вещества – 0,003-0,015 мас. %.

В.А. Амузинский с соавторами [3] установили широкое распространение карбонатов (ферродоломит, доломит и кальцит) на площади Бадранского рудного поля, отметив совмещение ореолов доломита с ореолами самородного золота, блеклых руд, арсенопирита и высокозолотоносного пирита. При этом в составе рудной зоны Надвиговой ими выделена наиболее продуктивная халькопирит – галенит – альбит – доломит – кварцевая парагенетическая ассоциация.

Полученные нами данные химического анализа кислотных вытяжек из различных типов руд, пород околорудных зон и рентгено-структурных определений карбонатов из прожилков, позволили выделить три вида карбонатных минералов (кальцит, доломит, сидерит) и предложить в качестве критериев выделения промышленно значимых участков рудных зон содержания (>90 мас. %) магнезиально-железистых карбонатных фаз по отношению к массе всех карбонатных минералов, а также значения величин отношения $\text{FeCO}_3:\text{CaCO}_3 > 4$.

Следует отметить, что каждый из предлагаемых нетрадиционных методов локального прогнозирования промышленных скоплений Au в черносланцевых формациях не может на 100% гарантировать положительный результат. Только их комплексирование дает возможность надежной, достоверной оценки перспектив глубоких горизонтов и флангов известных рудных полей, а также эффективно проводить поиски на новых площадях (Рисунок 7.3).



Заштрихованы прогнозируемые рудные зоны, “Н” – зона Надвиговая; точечным крапом показаны прогнозируемые зоны с богатым оруденением.

Рисунок 7.3 – Распределение содержаний $C_{орг}$, карбонатов, аномальных концентраций золота по разрезу скважины 78 Бадранского рудного поля

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведено сравнительное структурно-геологическое и литолого-петрографическое, и минералого-геохимическое изучение Бадранского, Карийского и Пильненского золоторудных полей, локализованных в динамометаморфических комплексах, сформированных в двух различных коллизионных геодинамических обстановках (пассивная континентальная окраина – островодужный террейн; кратонный террейн – турбидитовый террейн). Установлено, что независимо от условий происхождения и состава, участвующих в коллизии террейнов, структуры рудных полей, морфология и внутреннее строение золоторудных зон, тел обладают большим сходством, обусловленным единым механизмом шарьяжно-надвигового тектоногенеза. Выявлены следующие основные морфоструктурно-генетические типы золоторудных зон, слагающих месторождения: тектонического (полимиктового, мономиктового) и автокластического меланжа, одношовных и многошовных малоамплитудных надвигов. Характерной особенностью изученных золоторудных полей шарьяжно-надвигового типа является их чашеобразная структура. Установлено, что рудоносными являются динамометаморфиты (кварц, милониты, бластомилониты, катаклазиты, тектонобрекчии, раскристаллизованные псевдотахилиты), выполняющие швы надвигов, цементирующий матрикс, а также оторочки вокруг блоков (будин) в зонах меланжа и лозанжа. Типоморфным признаком рудных тел является наличие метаморфогенного жильного (прожилкового) гранулированного кварца гранобластовой текстуры.

Выявленные структурно-вещественные признаки и критерии промышленного оруденения изученных рудных полей являются следствием динамометаморфического (тектоно-метаморфического) преобразования горных пород в условиях деформаций сжатия. Выяснено, что источником золота при формировании рудных тел в шарьяжно-надвиговых структурах служили различные по происхождению и петрографическому составу горные породы: базит-ультрабазитовые, габбро-диорит-гранитные ассоциации докембрийского

гранит-зеленокаменного пояса (Карийское и Пильненское месторождения), углеродистые осадки пассивной континентальной окраины (Бадранское месторождение), обладающие повышенным геохимическим фоном золота. С учетом установленных условий локализации и закономерностей пространственного размещения промышленных концентраций золота в золоторудных полях предложена рациональная методика проведения поисково-прогнозных и геологоразведочных работ, включающая в качестве одного из основных – экспрессный минералого-геохимический метод оконтуривания и оценки продуктивности золоторудных зон (комплексирование методов термообработки, СЭС-анализа сколковых проб, анализ карбонатных комплексов).

Полученные результаты исследований могут быть использованы для перспективной оценки на золото шарьяжно-надвиговых структур в различных коллизионных орогенических поясах России.

Список литературы

1 Абрамович, И. И. Геодинамические реконструкции: методическое пособие для региональных геологических исследований / И. И. Абрамович, А. И. Бурдэ, В. Д. Вознесенский и др. – Л.: Недра, 1989. – 278 с.

2 Амузинский, В. А. Металлогенические эпохи и золотоносность рудных комплексов Верхоянской складчатой системы / В. А. Амузинский. – Якутск: ИГАМБ СО РАН, 2005. – 247 с.

3 Амузинский, В. А. Изотопно-геохимические особенности эндогенных карбонатов месторождения Бадран / В. А. Амузинский, Ю. А. Борщевский, В. Я. Федчук, Н. И. Медведовская // Геология и полезные ископаемые центральной части Главного металлогенического пояса Северо-Востока СССР. – Якутск, 1989. – С. 103-114.

4 Амузинский, В. А. Металлогения золота Верхояно-Чукотской провинции / В. А. Амузинский, Г. С. Иванов // Отечественная геология. – 1997. – № 9. – С. 60-67.

5 Анисимова, Г. С. Золоторудное месторождение Бадран / Г. С. Анисимова, Л. А. Кондратьева, Е. С. Серкебаева, В. А. Агеенко // Отечественная геология. – 2006. – № 5. – С. 38-47.

6 Анисимова, Г. С. Золоторудное месторождение Бадран, Восточная Якутия / Г. С. Анисимова, Л. А. Кондратьева, Е. С. Серкебаева, В. А. Агеенко // Руды и Металлы. – 2008. – №5. – С. 9-60.

7 Анисимова, Г. С. Сульфидно-кварцевые залежи в пологих разломах – новый тип месторождений золота / Г. С. Анисимова, В. А. Амузинский, В. А. Баландин // Отечественная геология. – 1998. – № 6. – С. 65-70.

8 Анисимова, Г. С. Самородное золото месторождения Бадран / Г. С. Анисимова, Е. С. Серкебаева, Л. А. Кондратьева // Отечественная геология. – 2006. – № 5. – С. 38-47.

9 Арыштаев С. А. О природе “плагиогранитов” и “кварцевых порфиров” района Ичульского месторождения / С. А. Арыштаев, Б. Д. Васильев // Геология и

геохимия рудных месторождений Сибири. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 39-49.

10 Архипов, Ю. В. Надвиги западной части Верхояно-Чукотской складчатой области / Ю. В. Архипов, И. Г. Волкодав, В. А. Камалетдинов, В. А. Ян-Жиншин // Геотектоника. – 1981. – С. 81-98.

11 Баумштейн, Р. А. Первичные геохимические ореолы Карийского золоторудного месторождения и их практическое значение: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. / Р. А. Баумштейн. – М.: ИМГРЭ, 1974. – 27 с.

12 Бахтин, В. И. Оценка прогнозного потенциала рудного золота складчатого обрамления Сибирской платформы (Золотой пояс Сибири) / В. И. Бахтин, А. И. Неволько, В. К. Михайлов, А. Г. Еханин, В. А. Назаров, Х. С. Бахрамов, Е. Д. Шабалинская, Г. Л. Митрофанов, С. С. Сердюк, С. С. Вартамян, В. Д. Конкин, П. А. Рощектаев, Т. Ф. Явирская, А. И. Иванов, Г. А. Яловик // Восьмая международная конференция, 1 февраля 2006 г., г. Москва “Золотодобывающая промышленность России. Состояние и перспективы развития”. – М.: ВВЦ, 2006. – С. 126-133.

13 Бахтин, В. И. Перспективы развития новых “нетрадиционных” типов золотого оруденения в Республике Бурятия / В. И. Бахтин, А. В. Татаринов, Л. И. Яловик, А. Г. Миронов, Г. А. Яловик // Золото северного обрамления Пацифика / Международный горно-геологический форум. Тезисы докладов Всеколымской горно-геологической конференции, посвященной 80-летию первой Колымской экспедиции Ю. А. Билибина, Магадан, 10-14 сентября 2008 г. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2008. – С. 163-164.

14 Белостоцкий, И. И. Строение и формирование тектонических покровов / И. И. Белостоцкий. – М.: Недра, 1978. – 235 с.

15 Бергер, В.И. Сурьмяные месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования) / В. И. Бергер. – Л.: Недра, 1978. – 296 с.

16 Бондаренко, П. М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях (на примере Акташских структур Горного Алтая) / П. М. Бондаренко. – Новосибирск: Наука, 1976. – 116 с.

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

18 Викентьев, И. В. Метаморфические минералы Тишинского месторождения на Рудном Алтае / И. В. Викентьев, Т. Я. Гончарова, И. П. Лапутина // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. – 1994. – № 2. – С. 64-72.

19 Волков, А. В. Этапы формирования и конвергенция золотокварцевого оруденения Северо-Востока России / А. В. Волков, А. А. Сидоров // Доклады РАН. – 2005. – Т. 401. – № 1. – С. 52-57.

20 Волкова, М. Г. Условия образования грорудитов Карийского рудного узла по данным изучения флюидных включений / М. Г. Волкова, А. М. Спиридонов, Е. А. Савина // Материалы XVI Всероссийской конференции по термобарогеохимии, Иркутск, ИГХ СО РАН, 10-14 сентября 2014 г. – Иркутск, 2014. – С. 22-23.

21 Гнилуша, В. А. Геохимические особенности продуктивных минеральных ассоциаций и зональность геохимических полей концентрирования Карийского рудного узла (Восточное Забайкалье) / В. А. Гнилуша, А. М. Спиридонов, С. Г. Петровская // Геохимические поиски рудных месторождений в таежных районах. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1991. – С. 84-92.

22 Гончар, В. В. О природе “зон пологих дислокаций” Верхоянской складчатой области / В. В. Гончар // Отечественная геология. – 2004. – № 2. – С. 63-69.

23 Гордиенко, И. В. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона / И. В. Гордиенко, М. И. Кузьмин // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – № 11. – С. 1545-1562.

24 Горяйнов, С. В. Закономерности размещения оруденения Олимпиадинского типа (Енисейский кряж) / Горяйнов С. В. // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – № 2. – С. 80-90.

25 Горяйнов, С. В. Динамометаморфические комплексы в структуре центральной части Енисейского кряжа / С. В. Горяйнов // Геология и геофизика. – 1993. – Т. 34. – № 9. – С. 37-49.

26 Григоров, В. Т. Крупнейшие золоторудные месторождения Енисейского кряжа и Кузнецкого Алатау и их экономическая оценка с позиций стратиформного рудообразования / В. Т. Григоров. – М.: Научный мир, 2003. – 168 с.

27 Грязнов, О. Н. Золотоносные аргиллизиты Светлинского месторождения и кора их выветривания (Южный Урал) / О. Н. Грязнов, К. П. Савельева, Д. А. Костромин // Известия вузов. Геология и разведка. – 1996. – № 5. – С. 68-83.

28 Гусев, И. М. Литология и условия осадконакопления золотоносных толщ позднего нория центральной части Яно-Колымской золотоносной металлогенической провинции. Республика Якутия / И. М. Гусев, В. В. Аристов // Руды и металлы. – 2011. – № 1. – С. 11-22.

29 Гусев, Г. С. Новые данные о рифейских офиолитах Пришилкинского сегмента Монголо-Охотского шва / Г. С. Гусев, А. И. Песков // Доклады РАН. – 1993. – Т. 333. – № 2. – С. 220-223.

30 Демин, А. Н. Кинематика Монголо-Охотского шва / А. Н. Демин, И. Н. Фомин, П. М. Хренов, В. П. Чередниченко // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. – М.: Наука, 1982. – С. 54-72.

31 Диагностика и картирование чешуйчато-надвиговых структур. Роскомнедра, ВСЕГЕИ. – СПб., 1991. – 191 с.

32 Евсеев, Ю. П. Металлогения Усть-Карского рудного района и локальный прогноз золотого оруденения: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. / Ю. П. Евсеев. – М., 1975. – 25 с.

33 Евсеев, Ю. П. Основные рудные формации Карийского золотоносного района, их связь с магматизмом и поисковые признаки / Ю. П. Евсеев, Р. В.

Грабеклис, В. П. Полохов и др. // Геология некоторых рудных районов и полей Забайкалья. – Иркутск, 1973. – С. 107-115.

34 Ефремов, С. В. Возможные источники золота и сопутствующих элементов в пределах Карийского рудного узла (Северо-Восточное Забайкалье) / С. В. Ефремов, А. М. Спиридонов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) / Материалы совещания Иркутск, 14-17 октября 2010 г. Вып. 1. Т. 1. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. – С. 118.

35 Жабин, А. Г. Рудоподготовительные процессы в черносланцевых осадочных формациях / А. Г. Жабин // Отечественная геология. – 1997. – № 6. – С. 35-40.

36 Жабин, А. Г. Диагностические признаки метаморфогенных жил / А. Г. Жабин, И. Б. Чичура, В. З. Ярошевич // Зап. ВМО. – 1991. – № 4. – С. 21-33.

37 Жмодик, С. М. Золотопорфировое оруденение Карийского рудного узла как новый тип оруденения в Восточном Забайкалье / С. М. Жмодик, Н. А. Росляков, А. М. Спиридонов, И. В. Казаченко // Доклады АН. – 2009. – Т. 426. – № 6. – С. 291-296.

38 Залуцкий, В. В. Амуджикано-Сретенская плутоническая серия Восточного Забайкалья (на примере Карийского очагово-купольной структуры) / В. В. Залуцкий, С. П. Летунов // Геология и геофизика. – 1989. – № 5. – С. 28-36.

39 Залуцкий, В. В. Полихронная минерализация Карийского вулканогенно-гидротермального месторождения Восточного Забайкалья / В. В. Залуцкий, С. П. Летунов // Геология, поиски и разведка рудных месторождений Урала. Вып. 5. Межвузовский сборник Свердловск: Свердловский горный институт, 1984. – С. 66-76.

40 Звягинцев, Л. И. Деформации горных пород и эндогенное рудообразование / Л. И. Звягинцев. – М.: Наука, 1978. – 174 с.

41 Зоненшайн, Л. П. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. / Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, Л. М. Натапов. – М.: Недра, 1990. – 327 с.

42 Зорин, Ю. А. Геодинамика западной части Монголо-Охотского складчатого пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье / Ю. А. Зорин, В. Г. Беличенко, И. Г. Рутштейн и др. // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39. – № 11. – С. 1578-1586.

43 Иванкин, П. Ф. Проблема восстановительного метасоматоза / П. Ф. Иванкин, Н. И. Назарова // Метасоматизм и рудообразование, – М. : Наука, 1984. – С. 115-121.

44 Исаакович, И. З. Роль карбонат-кварцевой прожилковой минерализации при поисках скрытого золотосульфидного оруденения / И. З. Исаакович // Разведка и охрана недр. – 1986. – № 12. – С. 21-24.

45 Казанцева, Т. Т. О деформационном механизме рудообразования / Т. Т. Казанцева // Геология АН Республики Башкортостан. – 1998. – № 2. – С. 43-48.

46 Казанцева, Т. Т. Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала / Т. Т. Казанцева. – М.: Наука, 1987. – 158 с.

47 Камалетдинов, М. А. Шарьяжно-надвиговая тектоника литосферы / М. А. Камалетдинов, Т. Т. Казанцева, Ю. В. Казанцев, Д. В. Постников. – М.: Наука, 1991. – 255 с.

48 Кокин, А. В. Минералого-геохимические особенности месторождения Бадран (Восточная Якутия) / А. В. Кокин // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий / Материалы 11 сессии Северо-Восточного отделения ВМО “Региональная научно-практическая конференция, посвященная 100-летию со дня рождения Ю. А. Билибина”, Магадан, 16-18 мая 2001 г., Т. 2. Металлогения. – Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 2001. – С. 170-172.

49 Кокин, А. В. Золото в терригенном верхоянском комплексе и изверженных породах Восточной Якутии / А. В. Кокин // Геология и геофизика. – 1990. – № 3. – С. 47-55.

50 Колосова, Т. Б. К минералогии золотосодержащих магнетитовых руд Усть-Карского района Восточного Забайкалья / Т. Б. Колосова, Ю. В. Онищук //

Геология некоторых рудных месторождений Забайкалья. – Чита: изд-во ЗабНИИ, 1968. – С. 45-56.

51 Колосова, Т. Б. О новом типе золотого оруденения в Восточном Забайкалье / Т. Б. Колосова, Ю. В. Онищук // Известия АН. Сер. геол. – 1970. – № 10. – С. 78-88.

52 Константинов, М. М. Новые золоторудные месторождения России М. М. Константинов, Б. И. Беневольский, В. П. Новиков и др. // Разведка и охрана недр. – 1993. – № 8. – С. 15-18.

53 Корчагин, Ю. А. Органическое вещество осадочных высокометаморфизованных пород / Ю. А. Корчагин, Н. П. Фадеева // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. – 1994. – № 1. – С. 91-94.

54 Кулаковский, А. Л. Об одном типе метаморфических пород в зонах разломов / А. Л. Кулаковский // Бюллетень Московского о-ва испытателей природы. Отд. геологии. – 2003. – Т. 78. – Вып. 3. – С. 88-98.

55 Кутейников, Е. С. Стресс-структуры и метаморфизм в зонах сдвигов Е. С. Кутейников, Н. С. Кутейникова // Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1990. – С. 56-64.

56 Леонов, М. Г. Релаксационный метаморфизм как фактор структурно-вещественного преобразования горных пород / М. Г. Леонов, Е. Кожухарова // Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма. – Новосибирск. : Наука, 1990. – С. 41-49.

57 Летников, Ф. А. Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов / Ф. А. Летников, В. Б. Савельева, С. П. Большев. – Новосибирск: Наука, 1986. – 22 с.

58 Летунов, С. П. Этапность формирования рудоконтролирующих структур в Карийском рудном районе / Летунов С.П. // Известия вузов. Геология и разведка. – 1989. – № 2. – С. 19-23.

59 Летунов, С. П. Эволюция палеотектонических напряжений в ходе развития структуры Дмитриевского золоторудного месторождения / С. П.

Летунов // Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. – Иркутск: ИПИ, 1986. – С. 54-63.

60 Летунов, С. П. Геодинамические особенности формирования золоторудной минерализации в Бадранской надвиговой зоне / С. П. Летунов, А. А. Матвейчук, С. С. Шакин, Г. А. Яловик // Структурная и вещественная эволюция Центрально-Азиатского складчатого пояса / Тезисы докладов XVI региональной молодежной конференции – Иркутск: ИЗК СО РАН, 1995. – С. 35-37.

61 Литвинов, В. Л. Эгиринсодержащие дайковые породы некоторых золоторудных месторождений Восточного Забайкалья, их генезис и отношение к оруденению / В. Л. Литвинов, Ю. С. Соломин // Известия вузов. Геология и разведка. – 1973. – № 6. – С. 56-63.

62 Литвинов, В. Л. Физико-химические особенности формирования Карийского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье) по включениям в минералах / В. Л. Литвинов, Ю. В. Ляхов, И. В. Попивняк // Минералогический сборник Львовского университета. – 1971. – № 25. – Вып. 2. – С. 152-163.

63 Литвинов, В. Л. Палеотемпературная зональность Карийского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье) / В. Л. Литвинов, Ю. В. Ляхов, И. В. Попивняк // Геология рудных месторождений. – 1970. – № 5. – С. 96-101.

64 Лобанов, М. П. О генезисе продуктивных “углистых” сланцев Ленского золотоносного района / М. П. Лобанов, А. В. Синцов, В. И. Сизых, С. Н. Коваленко // Доклады РАН. – 2004. – Т. 394. – № 3. – С. 360-363.

65 Лобанов, М. П. Поясная зональность покровно-складчатых структур юга Сибирской платформы: методические рекомендации по выявлению закономерностей размещения дислокационно-метасоматических структурно-вещественных комплексов в связи с минерагенией и нефтегазоносностью / М. П. Лобанов, В. И. Сизых, А. В. Синцов. – Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1990. – 68 с.

66 Лобанов, М. П. Рудоносные углистые пелитоиды линейных зон смятия Патомского нагорья / М. П. Лобанов, К. М. Радченко, И. И. Чернецкая и др. // Геология и геофизика. – 1976. – № 9. – С. 34-45.

67 Лукьянов, А. В. Стресс-метаморфизм (анализ понятий) / А. В. Лукьянов // Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма: сб. научных трудов. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1990. – С. 32-40.

68 Любалин, В. Д. Опыт палеогеодинамической реконструкции в зоне Монголо-Охотского линеамента / В. Д. Любалин // Отечественная геология. – 2000. – № 2. – С. 51-57.

69 Ляхов, Н. З. Механохимия неорганических веществ / Н. З. Ляхов, В. В. Болдырев // Изв. Сиб. отд. АН СССР. Сер. хим. наук. – 1983. – № 12. – Вып. 5. – С. 3-8.

70 Максиков, С. В. Геология динамометаморфических образований Борщовочного хребта (Восточное Забайкалье): автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / С. В. Максиков. – Томск, 1999. – 21 с.

71 Миронов, А. Г. Экспериментальные исследования геохимии золота с помощью метода радиоизотопных индикаторов / А. Г. Миронов, А. И. Альмухамедов, В. Ф. Гелетий и др. – Новосибирск: Наука. Сиб. отдел., 1989. – 381 с.

72 Мисник, Ю. Ф. Позднемезозойская сдвиговая структура Пришилкинского звена Монголо-Охотского глубинного разлома / Ю. Ф. Мисник, О. Н. Колодий // Тектоника Сибири. Т. 12. – Новосибирск: Наука Сиб. отдел., 1985. – С. 115-120.

73 Мисник, Ю. Ф. Пришилкинская зона Монголо-Охотского глубинного разлома / Ю. Ф. Мисник, В. В. Шевчук. – Львов: Высшая школа, 1975. – 160 с.

74 Натальин, Б. А. Структурная геология шовных зон / Б. А. Натальин, Л. М. Парфенов // Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геокартированием. – М.: Наука, 1989. – С. 69-88.

75 Ненахов, В. М. Геологическое картирование хаотических комплексов / В. М. Ненахов, В. Ю. Лыточкин, А. С. Перфильев. – М.: Госкомнедра, геокарт., 1992. – 230 с.

76 Неустроев, Р. Г. Условия локализации рудных столбов месторождения Бадран (Якутия) / Р. Г. Неустроев // Известия вузов. Геология и разведка. – 2003. – № 3. – С. 54-57.

77 Неустроев, Р. Г. Морфогенетические типы рудных тел месторождения Бадран / Р. Г. Неустроев // Отечественная геология. – 2003. – № 3. – С. 33-38.

78 Оболенский, А. А. Физико-химическое моделирование процессов минералообразования Бадранского золоторудного месторождения (Якутия) / А. А. Оболенский, Л. В. Гущина, Г. С. Анисимова, Е. С. Серкебаева, А. А. Томиленко, Н. А. Гибшер // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 3. – С. 373-392.

79 Оксман, В. С. Геодинамические обстановки формирования позднепалеозойских – мезозойских пород Кулар-Нерского пояса и Иньяли-Дебинского синклинория / В. С. Оксман, Г. В. Ивенсен, Н. И. Суздальова, А. А. Краев // Отечественная геология. – 2003. – № 6. – С. 64-68.

80 Осинцев, С. Р. Самородное золото Карийского рудного поля (Восточное Забайкалье) / С. Р. Осинцев, В. В. Колпаков // Россыпи и месторождения кор выветривания: современные проблемы исследования и освоения / Материалы XIV международного совещания. – Новосибирск : Изд-во ООО “Апельсин”, 2010. – С. 525-529.

81 Панов, Е. Н. О порфиробластах калиевого полевого шпата, кварца и плагиоклаза в “гибридных порфирах” Восточного Забайкалья / Е. Н. Панов // Геология и геофизика. – 1979. – № 6. – С. 111-115.

82 Парфенов, Л. М. О природе Адыча-Тарынской зоны разломов (Восточное Верхоянье) / Л. М. Парфенов, С. С. Рожин, Ф. Ф. Третьяков // Геотектоника. – 1988. – № 4. – С. 90-102.

83 Паталаха, Е. И. Генетические основы морфологической тектоники / Е. И. Паталаха. – Алма-Ата: Наука, 1981. – 189 с.

84 Паталаха, Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия / Е. И. Паталаха. – Алма-Ата: Наука, 1970. – 215 с.

85 Петров, В. Г. Разломы и тектоногенное оруденение / В. Г. Петров // Эндогенные процессы в зонах глубинных разломов. – Иркутск: ИЗК, 1989. – С. 50-52.

86 Петровская, Н. В. Роль реликтового пылевидного вещества в гидротермальном рудообразовании / Н.В. Петровская // Доклады совещания геологов на 28 сессии международного геологического конгресса, Вашингтон, июль 1989 г. – М., 1989. – С. 124-134.

87 Полохов, В. П. Особенности строения и условия локализации рудных районов и узлов, связанных с активизацией протерозойского основания Восточного Забайкалья (на примере Усть-Карского рудного района) / В. П. Полохов, Ю. П. Евсеев, Н. Т. Кочнева и др. // Металлогенический анализ в областях активизации. – М. : Наука, 1977. – С. 122-165.

88 Попов, А. Л. Зональность золоторудного месторождения Бадран / А. Л. Попов. – Колыма. – 1994 – № 9-10. – С. 24-29.

89 Поповченко, С. Е. О роли процессов регионального динамометаморфизма в формировании месторождений золота зеленокаменных структур / С. Е. Поповченко, Л. Г. Шукайлов // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов / Материалы Всероссийского симпозиума, г. Москва 20-22 ноября 2002 г. – М., 2002. – С. 205-206.

90 Прокопчук, С. И. Сцинтилляционный спектральный анализ в геологии / С. И. Прокопчук. – Иркутск: Институт геохимии СО РАН, 1993. – 64 с.

91 Прокофьев, В. Ю. Физико-химические особенности процесса формирования Карийского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье) / В. Ю. Прокофьев, А. М. Спиридонов, Т. М. Кузьмина, В. А. Гнилуша, В. Ф. Ковалева // Геохимия. – 1997. – № 4. – С. 423-434.

92 Прокофьев, В. Ю. Об условиях образования жильных щелочных гранитов Карийского рудного узла по расплавленным включениям / В. Ю.

Прокофьев, А. М. Спиридонов, В. А. Гнилуша, В. Ф. Ковалева // Доклады РАН. – 1992. – Т. 326. – № 3. – С. 521-523.

93 Родыгин, А. И. Динамометаморфические горные породы / А.И. Родыгин. – Томск: ТГУ, 2001. – 356 с.

94 Руженцев, С. В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов / С.В. Руженцев. – М.: Наука, 1971. – 136 с.

95 Рутштейн, И. Г. Новое в общей схеме рудогенеза Восточного Забайкалья / И. Г. Рутштейн // Геологическая и минерагеническая корреляция в сопредельных районах России, Китая и Монголии / Материалы IV международного симпозиума 16-20 октября 2001 г., г. Чита. – Чита. – 2001. – С. 73-75.

96 Рутштейн, И. Г. Агинско-Борщовочный диафторит-сланцевый пояс, Восточное Забайкалье / И. Г. Рутштейн // Доклады РАН. – 1997. – Т. 353. – № 1. – С. 87-89.

97 Сазонов, А. М. Геохимия золота в метаморфических толщах / А. М. Сазонов. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 1998. – 166 с.

98 Сафонов, Ю. Г. Гидротермальные золоторудные месторождения: распространенность – геолого-генетические типы – продуктивность рудообразующих систем / Ю. Г. Сафонов // Геология рудных месторождений. – 1997. – Т. 39. – № 1. – С. 25-40.

99 Секисов, А. Г. Ядерно-физическая концепция эндогенного рудообразования / А. Г. Секисов // Гипотеза. – 1992. – № 1. – С. 16-19.

100 Серкебаева, Е. С. Морфологические типы самородного золота зоны Надвиговая месторождения Бадран / Е. С. Серкебаева // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология / Тезисы III Всероссийского симпозиума с международным участием. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. – С. 192-193.

101 Сизых, В. И. Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ / В. И. Сизых. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. “Гео”, 2001. – 154 с.

102 Сизых, В. И. Новые данные о чешуйчато-надвиговом строении Монголо-Охотского линеамента на примере Верхнешилжинского глубинного разлома / В. И. Сизых, А. А. Белоголовкин // Доклады АН СССР. – 1987. – № 4. – С. 936-940.

103 Сизых, А. И. Коренная золотоносность Средне-Хакчанского рудного поля Яно-Колымского складчатого пояса / А. И. Сизых, Н. В. Сизых // Проблемы геологии, петрологии и геодинамики Восточной Сибири. – Иркутск: ИГУ, 2004. – С. 19-23.

104 Спиридонов, А. М. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья / А. М. Спиридонов, Л. Д. Зорина, Н. А. Китаев. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2006. – 291 с.

105 Старостин, В. И. Деформационно-скоростная концепция образования рудоносных структур и их типизация / В. И. Старостин // Вестник МГУ. 4. Геология. – 1994. – № 3. – С. 3-19.

106 Стреляев, В. И. Стресс-метаморфические предпосылки рудообразования в условиях ориентированного давления / В. И. Стреляев, Ю. И. Паскаль // Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма: Сб. научн. тр. – Новосибирск : Наука. Сиб. отд., 1990. – С. 203-213.

107 Стогний, Г. А. Адыча-Тарынская золото-сурьмяная зона: геолого-геофизический аспект / Г. А. Стогний, В. В. Стогний, Т. Г. Бабкина // Отечественная геология. – 2003. – № 6. – С. 75-77.

108 Суплецов, В. М. Прошлое и настоящее рудника Бадран... / В. М. Суплецов, Е. С. Серкебаева // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: Материалы Всероссийской научно-практической конференции, 2-4 апреля 2013 г. – Якутск : ИПК СВФУ, 2013. – Т. 2. – С. 187-192.

109 Татаринцов, А. В. Нетрадиционные методы локального прогнозирования, оценки продуктивности золотого оруденения в углеродистых комплексах Кулар-

Нерского сланцевого пояса / А. В. Татаринов, Г. А. Яловик, Л. И. Яловик // Руды и металлы. – 2011. – № 5. – С. 43-51.

110 Татаринов, А. В. Динамометаморфизм – главный фактор формирования коллизионных месторождений золота / А. В. Татаринов, Л. И. Яловик // Золоторудные месторождения Востока России / Тр. III Всероссийского Симпозиума «Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология, Улан-Удэ, 21-25 сентября 2004 г. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. – С. 32-49.

111 Татаринов, А. В. О направлении прогнозно-поисковых и геолого-разведочных работ на золото Бурятии / А. В. Татаринов, Л. И. Яловик, Г. А. Яловик // Анализ состояния и развития Байкальской природной территории: минерально-сырьевой комплекс / Материалы Всероссийской научно-технической конференции с международным участием, 20-24 июля 2006 г. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2006. – С. 42-44.

112 Татаринов, А. В. Золотое оруденение в надвиговых структурах Монголо-Охотского коллизионного шва (Пришилкинская и Онон-Туринская зоны) / А. В. Татаринов, Л. И. Яловик, Г. А. Яловик // Тихоокеанская геология. – 2004. – Т. 23. – № 3. – С. 22-31.

113 Татаринов, А. В. Золоторудные месторождения коллизионных обстановок: особенности строения, состава и возможный механизм формирования / А. В. Татаринов, Л. И. Яловик // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология / Тезисы III Всероссийского симпозиума с международным участием. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. – С. 216-218.

114 Татаринов, А. В. Золоторудные поля в зонах автокластического меланжа шарьяжей / А. В. Татаринов, Л. И. Яловик, Г. А. Яловик // Проблемы разведки, добычи и обогащения руд благородных металлов и техногенного сырья / Материалы международной научно-технической конференции 8-11 ноября 2000 г., г. Екатеринбург. – Екатеринбург, 2000. – С. 61-62.

115 Татаринов, А. В. Новая структурная модель Пильненского золоторудного поля / А. В. Татаринов, Л. И. Яловик, Г. А. Яловик // Третья научно-техническая конференция Горного института / Материалы конференции. Ч. 2). – Чита: ЧитГТУ, 2000. – С. 26-29.

116 Татаринов, А. В. Типы золоторудной минерализации на Пильненском месторождении / А. В. Татаринов, Л. И. Яловик, Г. А. Яловик // Третья научно-техническая конференция Горного института / Материалы конференции. Ч. 2. – Чита: ЧитГТУ, 2000. – С. 23-26.

117 Татаринов, А. В. Структурно-тектонические факторы размещения богатого золотого оруденения на Бадранском месторождении / А. В. Татаринов, Г. А. Яловик // Материалы II научно-технической конференции Горного института. – Чита: ЧитГТУ, 1999. – С. 64-67.

118 Татаринов, А. В. Экспрессные минералогический и геохимический методы поисков золоторудных месторождений в надвиговых структурах / А. В. Татаринов, Л. И. Яловик, С. И. Прокопчук, Г. А. Яловик // Проблемы геологии и разведки месторождений золота, извлечения благородных металлов из руд и отходов производства / Материалы международной научно-технической конференции 17-19 ноября 1999 г. – Екатеринбург: Уральская государственная горно-геологическая академия, 1999. – С. 83-84.

119 Татаринов, А. В. Особенности формирования и формационная принадлежность Токичанского золоторудного поля (Верхне-Колымский район) / А. В. Татаринов, Л. И. Яловик // Структурно-вещественные комплексы докембрия Восточной Сибири. – Иркутск: Изд-во ИГУ, 1998. – С. 257-268.

120 Татаринов, А. В. Роль динамометаморфизма в формировании золотого оруденения Бадранского поля Верхне-Индибирского района / А. В. Татаринов, Л. И. Яловик // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири / Тезисы докладов – Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1995. – С. 120-121.

121 Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия) / Ред. Л. М. Парфенов, М. И. Кузьмин. – М.: Наука, Интерпериодика. – 2001. – 572 с.

122 Третьяков, Ф. Ф. Региональный структурный анализ тектонических деформаций и сегменты Адыча-Тарынской зоны разломов / Ф. Ф. Третьяков // Отечественная геология. – 2000. – № 4. – С. 54-65.

123 Третьяков, Ф. Ф. Морфологические типы кливажа и их классификация / Ф. Ф. Третьяков // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 9. – С. 1520-1531.

124 Тупяков, В. Е. Модель рудно-метасоматической колонны Карийского рудного поля (Восточное Забайкалье) / В. Е. Тупяков, И. Н. Широких, Д. Н. Розов // Геология и геофизика. – 1982. – № 11. – С. 33-38.

125 Уткин, В. П. Структурно-геодинамический контроль золотой минерализации Южного Приморья / В. П. Уткин, А. Н. Митрохин, П. Л. Неволин и др. // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология / Тезисы III Всероссийского симпозиума с международным участием. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. – С. 224-226.

126 Фарбер, М. Р. Механизм формирования деструктивных зон Верхояно-Колымской орогенной области / М. Р. Фарбер, Л. А. Кулагина // Отечественная геология. – 2003. – № 3. – С. 47-49.

127 Фридовский, В. Ю. Динамика формирования и структуры юго-восточного сектора Адыча-Нерской металлогенической зоны / В. Ю. Фридовский, Е. Э. Соловьев, Е. И. Полуфунтикова // Отечественная геология. – 2003. – № 3. – С. 16-21.

128 Фридовский, В. Ю. Металлогения коллизионных месторождений золота Верхояно-Колымский орогенной области / В. Ю. Фридовский // Изв. вузов. Геология и разведка. – 2000. – № 4. – С. 53-67.

129 Фридовский, В. Ю. Сдвиговые дуплексы месторождения Бадран (Северо-Восток Якутии) / В. Ю. Фридовский // Геология рудных месторождений. – 1999. – № 1. – С. 61-65.

130 Фридовский, В. Ю. Деформации и оруденение Куларского сегмента Кулар-Нерского сланцевого пояса (Восточная Якутия) / В. Ю. Фридовский // Известия вузов. Геология и разведка. – 1996. – № 4. – С. 64-70.

131 Чередниченко, А. И. Тектоно-физические условия минеральных преобразований в твердых горных породах / А. И. Чередниченко. – Киев: Наукова думка, 1964. – 184 с.

132 Чиков, Б. М. Псевдоосадочные и псевдовулканические образования региональных линеаментных зон Алтае-Саянской области / Б. М. Чиков, В. П. Горбенко, С. В. Зиновьев и др. // Геология и геофизика. – 1991. – № 2. – С. 42-49.

133 Чиков, Б. М. Об основах теоретической концепции стресс-метаморфизма (применительно к линеаментным зонам земной коры) / Б. М. Чиков // Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма: Сб. научных трудов. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1990. – С. 6-31.

134 Чиков, Б. М. Физико-механические и механохимические предпосылки структурообразования в условиях стресс-метаморфизма / Б. М. Чиков // Структура линеаментных зон динамометаморфизма. – Новосибирск: ИГиГ СО РАН, 1988. – С. 5-28.

135 Шакин, С. С. Локальные структуры сжатия: зарождение, строение, рудогенез / С. С. Шакин. – СПб., 2002. – 168 с.

136 Щеглов, А. Д. Основные проблемы металлогении. Избранные труды / А. Д. Щеглов. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. – 359 с.

137 Щеглов, А. Д. О новом типе месторождений золота и перспективах их открытия / А. Д. Щеглов // Разведка и охрана недр. – 1997. – № 11. – С. 10-11.

138 Яловик, Г. А. Пильненское месторождение золото-редкометалльной формации: новая геолого-структурная модель и оценка продуктивности / Г. А. Яловик, А. В. Татаринев, Л. И. Яловик // Разведка и охрана недр. – 2012. – № 6. – С. 43-51.

139 Яловик, Г. А. Пильненское золото-молибденовое месторождение – крупнотоннажный рудный объект штокверкового типа в Восточном Забайкалье / Г. А. Яловик, А. В. Татаринев, Л. И. Яловик // Минерагения Северо-Восточной Азии / Материалы III Всероссийской научно-практической конференции – Улан-Удэ : ИД “Экос”, 2011. – С. 197-199.

140 Яловик, Г. А. Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы Бурятии / Г. А. Яловик // Новые и нетрадиционные типы полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья / Материалы Всероссийской научно-практической конференции – Улан-Удэ: ИД “Экос”, 2010. – С. 3-15.

141 Glen R. A. Thrust and thrust – associated mineralization in the Lachlan orogen / R. A. Glen // *Econ. Geol.* – 1995. – 90. – № 6. – P. 1402-1429.

142 Ferkous K. Gold mineralization in the West Hoggar shear zone, Algeria / K. Ferkous, M. Leblanc // *Miner. Deposita.* – 1995. – 30. – № 3-4. – P. 211-224.

143 Chen Bailin. Kuangchuang dizhi / Chen Bailin // *Min. Deposits.* – 2000. – 19. – № 1. – P. 17-25.

144 Koch Norbent. Formation of Alpine mylonites and pseudotachylytes at the base of the Silvretta nappe / Koch Norbent, Masch Ludwig // *Eastern Alps: [Pap.] Geol. Soc. Amer. Annu. Meet. “Frict. Melt. Process and Prod. Geol. Mater.”*, Dallas, 31 Oct., 1990 // *Tectonophysics.* – 1992. – 204. – № 3-4. – P. 289-306.

145 Li Xiaofeng, Hua Renmin. Yanshi kuangwuxue zarihi // *Acta Petrol. et Mineral.* – 2000. – 19. – № 4. – P. 333-340.

146 Lockner D. A. Measurement of frictional heating in granite / Lockner D. A., Ocube P. G. // *J. Geophys. Res.* – 1983. – V. 88. – № B-5. – P. 4313-4320.

147 Magloughin Jerry F. Microstructural and chemical changes associated with cataclasis and frictional melting at shallow crustal levels: the cataclasite – pseudotachylyte connection: [Pap.] *Geol. Soc. Amer. Annu. Meet. “Frict. Melt. Process and Prod. Geol. Mater.”*, Dallas, 31 Oct., 1990 // *Tectonophysics.* – 1992. – 204. – № 3-4. – P. 243-260.

148 Maddock Robert H. Effects of lithology, cataclasis and melting on the composition of fault-generated pseudotachylytes in Lewisian gneiss, Scotland: [Pap.] *Geol. Soc. Amer. Annu. Meet. “Frict. Melt. Process and Prod. Geol. Mater.”*, Dallas, 31 Oct., 1990 // *Tectonophysics.* – 1992. – 204. – № 3-4. – P. 261-278.

149 Meng Xiang-jin, Ye-Jin-hua, Wang Li-ben. Guijichshu divhi // *J. Precious Metal. Geol.* – 2000. – 9. – № 1. – P. 20-26.

150 O'Hana Kuran. Major and trace-element constraints on the petrogenesis of a fault-related pseudotachylyte, western Blue Ridge province, North Carolina: [Pap.] Geol. Soc. Amer. Annu. Meet. "Frict. Melt. Process and Prod. Geol. Mater.", Dallas, 31 Oct., 1990 // Tectonophysics. – 1992. – 204. – № 3-4. – P. 279-288.

151 Parfenov, L. M. Terranes and Accretionary History of the Transbaikalian Orogenic Belts / L. M. Parfenov, A. N. Bulgatov, J. V. Gordienko // Inter. Geol. Rev. – 1995. – Vol. 37. – P. 736-751.

152 Spray John G. A physical basis for the frictional melting of some rock-forming minerals: [Pap.] Geol. Soc. Amer. Annu. Meet. "Frict. Melt. Process and Prod. Geol. Mater.", Dallas, 31 Oct., 1990 // Tectonophysics. – 1992. – 204. – № 3-4. – P. 205-221.

153 Techmer Kirsten S., Ahnendt Hans, Weber Klaus. The development of pseudotachylyte in the Ivrea-Verbano Zone of the Italian Alps: [Pap.] Geol. Soc. Amer. Annu. Meet. "Frict. Melt. Process and Prod. Geol. Mater.", Dallas, 31 Oct., 1990 // Tectonophysics. – 1992. – 204. – № 3-4. – P. 307-322.

154 Teufel L. W. Comparison of contact areas and temperatures measured during frictional sliding of a sandstone and limestone. P. 1. Effect of normal stress on maximum temperature // Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr. – 1976. – V. 8. – № 6. – P. 1135-1136.